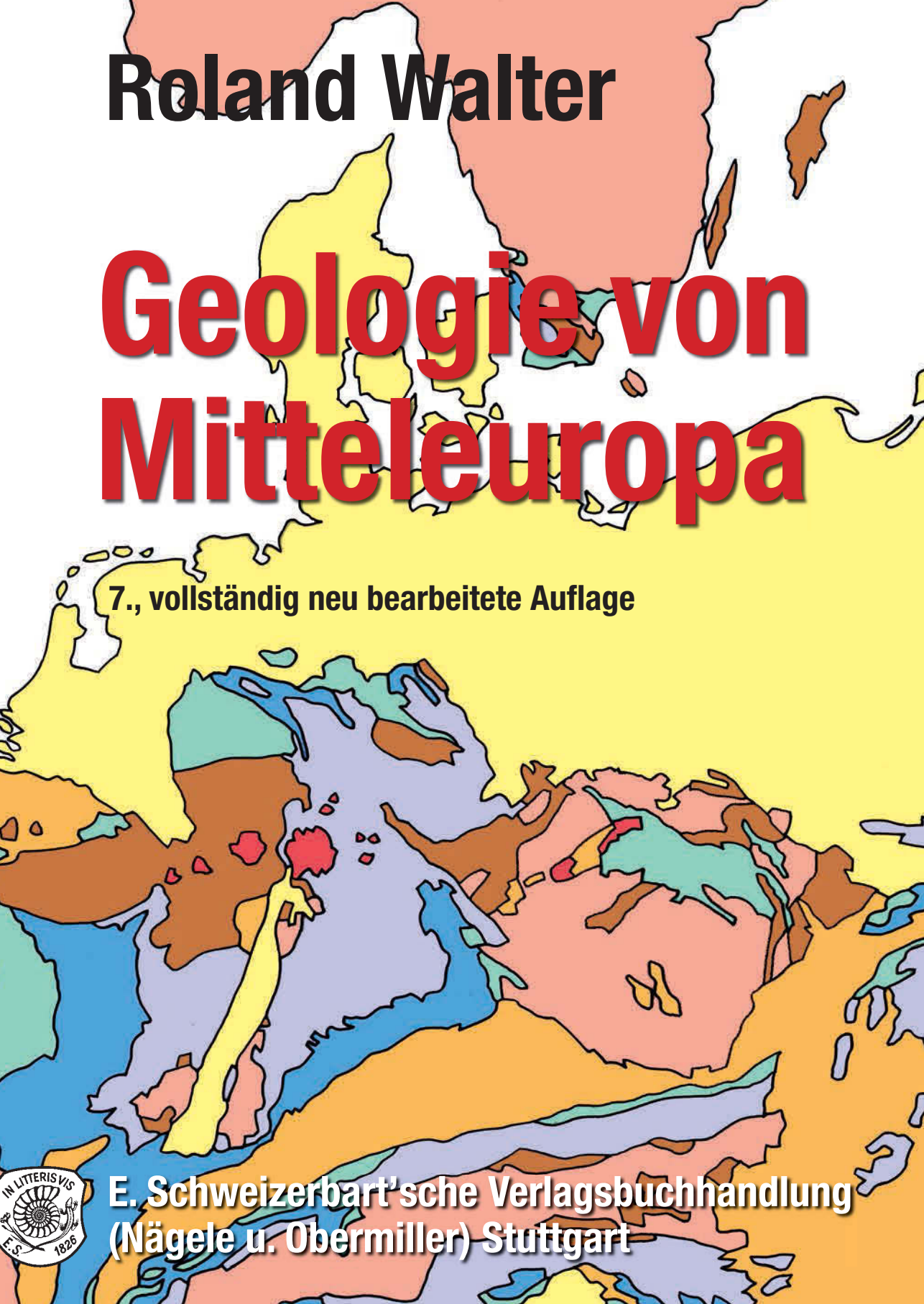


A geological map of Central Europe, showing various geological units in different colors. The map includes Scandinavia, Central Europe, and parts of Western Europe and Russia. The colors represent different geological eras and rock types, such as the Variscan orogenic belt in brown and red, the Alpine orogenic belt in blue and green, and the Tertiary basins in yellow and orange.

Roland Walter

Geologie von Mitteleuropa

7., vollständig neu bearbeitete Auflage



**E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Nägele u. Obermiller) Stuttgart**

Geologie von Mitteleuropa

Begründet von Paul Dorn

7., vollständig neu bearbeitete Auflage von

Roland Walter

Aachen

Mit 184 Abbildungen



E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Nägele u. Obermiller) Stuttgart 2007

Anschrift des Verfassers:

Professor Dr. Roland Walter, Geologisches Institut der RWTH Aachen, Wüllnerstr. 2,
D-52062 Aachen

ISBN ebook (pdf) 978-3-510-65445-1

ISBN 978-3-510-65225-9

© 2007 by E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart

Alle Rechte, auch die der Übersetzung, des auszugsweisen Nachdrucks, der Herstellung von
Mikrofilmen und der photomechanischen Wiedergabe, vorbehalten

Gedruckt auf alterungsbeständigem Papier nach ISO-9706-1994

Verlag: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller),
Johannesstraße 3A, D-70176 Stuttgart
E-mail: mail@schweizerbart.de
Internet: <http://www.schweizerbart.de>

Satz und Druck: Gebr. Knöller GmbH & Co KG, Stuttgart

Vorwort

Die zuletzt 1990 gänzlich neu bearbeitete 5. Auflage der Geologie von Mitteleuropa war bereits nach kurzer Zeit vergriffen und wurde 1995 durch eine allerdings wenig veränderte 6. Auflage abgelöst. Heute, nach weiteren 10 Jahren, bedarf es aber doch wieder einer fast vollständigen Neufassung. Seit der Wiedervereinigung Deutschlands und der Öffnung der Grenzen zu seinen östlichen Nachbarländern haben ein ungehinderter Daten- und Erfahrungsaustausch der Geowissenschaftler und eine Vielzahl übergreifender nationaler und internationaler geowissenschaftlicher Forschungsprogramme unsere Kenntnis des geologischen Baus und des erdgeschichtlichen Werdegangs Mitteleuropas so drastisch erweitert und vertieft, dass sich eine neue geologische Ortsbeschreibung als dringend notwendig erwies.

Auch diese 7. Auflage folgt wieder der Gliederung in ein überregional einführendes Kapitel und dann regionale Darstellungen des geologischen Aufbaus der Mitteleuropäischen Senke im Norden und der Mittelgebirgszone im Süden, jeweils untergliedert nach ihren tektonischen Stockwerken und Einzelgebieten. Auf eine Einbeziehung auch der Alpen und Karpaten, wie sie von den Lesern früherer Auflagen immer wieder gefordert wurde, musste allerdings auch diesmal verzichtet werden. Sie hätte den Rahmen des Buches gesprengt. Auch wurde die in den letzten beiden Auflagen enthaltene spezielle Lagerstättenübersicht nicht mehr aufgenommen. Die wenigen heute noch relevanten Lagerstätten werden in den geologischen Beschreibungen genannt. Eine Neuerung gegenüber früheren Auflagen bedeutet auch die Aufteilung der Angaben zur weiterführenden Literatur auf die jeweiligen regionalen Einzelkapitel. Damit gewinnen diese einen über die Textdarstellung hinausreichenden Detaillierungsgrad. Nur Titel nach 1990 werden zitiert. Frau Dr. M. Mathes-Schmidt und Herr Priv.-Doz. Dr. W. Bauer waren an der Abschlusskorrektur des Manuskripts und einer sachgerechten Zusammenstellung des Literaturverzeichnisses maßgeblich beteiligt.

Jedes geologische Ereignis hat seinen Ort. Und jeder geologische Ort hat seine geologische Geschichte. Es ist ein Anliegen dieses Buches, diesen unauflöslichen Zusammenhang zwischen geologischer Wirklichkeit, Ort und Zeit deutlich werden zu lassen.

Aachen, im Mai 2006

Roland Walter

Inhaltsverzeichnis

Vorwort

1. Mitteleuropa als Ganzes	1
1.1 Umgrenzung, Relief	1
1.2 Geologischer Rahmen und geologische Gliederung	2
1.3 Das geophysikalische Bild	8
1.4 Geologische Entwicklung	15
1.5 Literaturauswahl	46
2. Das Vorquartär der Mitteleuropäischen Senke	48
2.1 Die mittlere und südliche Nordsee-Senke	48
2.1.1 Übersicht	48
2.1.2 Geologische Entwicklung	50
2.1.3 Einzelgebiet	61
2.1.3.1 Helgoland	61
2.1.4 Literaturauswahl	62
2.2 Das Dänische Becken und die Fennoskandische Randzone	64
2.2.1 Übersicht	64
2.2.2 Geologische Entwicklung	68
2.2.3 Literaturauswahl	75
2.3 Das Niederländische Senkungsgebiet	77
2.3.1 Übersicht	77
2.3.2 Geologische Entwicklung	79
2.3.3 Literaturauswahl	84
2.4 Die Norddeutsche Senke	86
2.4.1 Übersicht	86
2.4.2 Geologische Entwicklung	92
2.4.3 Der Südrand der Norddeutschen Senke	105
2.4.3.1 Osnabrücker Bergland und Weserbergland	105
2.4.3.2 Nördliches Harzvorland und Flechtinger Höhenzug	110
2.4.3.3 Leipziger Tieflandsbucht und Niederlausitz	114
2.4.4 Literaturauswahl	116
2.5 Die Polnische Senke	120
2.5.1 Übersicht	120
2.5.2 Geologische Entwicklung	124
2.5.3 Der Südrand der Polnischen Senke	131

2.5.3.1	Schlesisch-Krakauer Bergland	131
2.5.3.2	Heiligkreuzgebirge (Góry Świętokrzyskie)	134
2.5.4	Literaturauswahl	136
3.	Das Quartär der Mitteleuropäischen Senke	139
3.1	Die südliche Nordsee	139
3.1.1	Das heutige Bild	139
3.1.2	Die Entwicklung der südlichen Nordsee im Quartär	140
3.1.3	Die heutige Nordseeküste	144
3.2	Die südliche Ostsee	148
3.2.1	Das heutige Bild	148
3.2.2	Die Entwicklung der Ostsee im Quartär	148
3.3	Das Mitteleuropäische Tiefland	152
3.3.1	Das heutige Bild	152
3.3.2	Die geologische Entwicklung des Mitteleuropäischen Tieflandes im Quartär	156
3.3.3	Literaturauswahl	166
4.	Das proterozoisch-paläozoische Grundgebirge des Mitteleuropäischen Schollengebiets	169
4.1	Das Brabanter Massiv	169
4.1.1	Übersicht	169
4.1.2	Geologische Entwicklung	173
4.1.3	Literaturauswahl	175
4.2	Das Ardennisch-Rheinische Schiefergebirge	177
4.2.1	Übersicht	177
4.2.2	Geologische Entwicklung	180
4.2.3	Einzelgebiete	194
4.2.3.1	Ardennen und nördliches Linksrheinisches Schiefergebirge	194
4.2.3.2	Nördliches Rechtsrheinisches Schiefergebirge einschließlich des Ruhrgebiets	198
4.2.3.3	Zentrales und südliches Rheinisches Schiefergebirge	201
4.2.3.4	Östliches Rheinisches Schiefergebirge	203
4.2.3.5	Metamorphe Zone des Südhunsrück und Südaunus	205
4.2.3.6	Die jungen Vulkanfelder des Rheinischen Schiefergebirges	206
4.2.4	Literaturauswahl	208
4.3	Der Harz	210
4.3.1	Übersicht	210
4.3.2	Geologische Entwicklung	213
4.3.3	Einzelgebiete	218
4.3.3.1	Oberharz	218
4.3.3.2	Mittel- und Unterharz	220
4.3.4	Literaturauswahl	222
4.4	Das Grundgebirge des Odenwalds, des Spessarts, der Pfalz und das Saar-Nahe-Becken	224
4.4.1	Übersicht	224
4.4.2	Geologische Entwicklung	225

4.4.3	Einzelgebiete.	227
4.4.3.1	Odenwald	227
4.4.3.2	Spessart	230
4.4.3.3	Das Grundgebirge der Pfalz	233
4.4.3.4	Saar-Nahe-Becken	234
4.4.4	Literaturauswahl	239
4.5	Schwarzwald und Vogesen.	241
4.5.1	Übersicht.	241
4.5.2	Geologische Entwicklung	243
4.5.3	Einzelgebiete.	245
4.5.3.1	Nördlicher Schwarzwald und Nordvogesen	245
4.5.3.2	Mittlerer und südlicher Schwarzwald	247
4.5.3.3	Mittlere und südliche Vogesen.	253
4.5.4	Literaturauswahl	258
4.6	Das Sächsisch-Thüringische und Nordostbayerische Grundgebirge (Saxothuringikum i.e.S.).	260
4.6.1	Übersicht.	260
4.6.2	Geologische Entwicklung	263
4.6.3	Einzelgebiete.	267
4.6.3.1	Thüringer Wald und Thüringisch-Fränkisches Schiefergebirge.	267
4.6.3.2	Halle-Wittenberger und Nordwestsächsisches Paläozoikum und Sächsisches Granulitgebirge.	272
4.6.3.3	Oberfränkisch-Vogtländisch-Mittelsächsische Synklinalzone.	274
4.6.3.4	Fichtelgebirgs- und Erzgebirgs-Antiklinalzone	278
4.6.3.5	Elbe-Zone	284
4.6.4	Literaturauswahl	287
4.7	Das Lausitzer Bergland und die Westsudeten (Lugikum).	292
4.7.1	Übersicht.	292
4.7.2	Geologische Entwicklung	294
4.7.3	Einzelgebiete.	296
4.7.3.1	Lausitzer Antiklinalzone.	296
4.7.3.2	Görlitzer Schiefergebirge	299
4.7.3.3	Izera-Karkonosze-Massiv (Iser- und Riesengebirge)	299
4.7.3.4	Kaczawa-Einheit (Boberkatzbachgebirge).	303
4.7.3.5	Orlica-Śnieżnik-Gewölbe (Adlergebirge und Schneegebirge)	304
4.7.3.6	Metamorphikum von Kłodzko (Glatzer Bergland) und Bardo-Becken (Warthaer Gebirge)	307
4.7.3.7	Góry Sowie (Eulengebirgs)-Massiv	308
4.7.3.8	Świebodzice-(Freiburger)Becken	309
4.7.3.9	Subsudetisches Vorland	310
4.7.3.10	Innersudetisches Becken.	311
4.7.3.11	Südliches Karkonosze-Vorland	314
4.7.4	Literaturauswahl	314
4.8	Der Ostrand des Böhmisches Massivs (Moravo-Silesikum)	317
4.8.1	Übersicht.	317

4.8.2	Geologische Entwicklung	319
4.8.3	Einzelgebiete.	320
4.8.3.1	Westliches Silesikum (Hrubý Jeseník)	320
4.8.3.2	Westliches Moravikum.	323
4.8.3.3	Brno-(Brünner) Granodioritmassiv	325
4.8.3.4	Drahanská Vrchovina (Drahaner Höhe) und Niský Jeseník (Niederes Gesenke)	326
4.8.3.5	Oberschlesisches Steinkohlenbecken	329
4.8.4	Literaturauswahl	333
4.9	Das Moldanubikum s. str.	335
4.9.1	Übersicht.	335
4.9.2	Geologische Entwicklung	339
4.9.3	Einzelgebiete.	341
4.9.3.1	Österreichisches Moldanubikum	341
4.9.3.2	Böhmisch-Mährisches Moldanubikum	344
4.9.3.3	Bayerisches Moldanubikum	346
4.9.4	Literaturauswahl	350
4.10	Das Teplá-Barrandium.	353
4.10.1	Übersicht.	353
4.10.2	Geologische Entwicklung	356
4.10.3	Einzelgebiete.	358
4.10.3.1	Barrandium und die „Metamorphen Inseln“	358
4.10.3.2	Metamorphes Teplá-Barrandium im Westen	360
4.10.3.3	Verdecktes Teplá-Barrandium in Nordost- und Ostböhmen.	363
4.10.3.4	Molassebecken des Teplá-Barrandiums	364
4.10.4	Literaturauswahl	366
5.	Das jungpaläozoisch-mesozoische und känozoische Deckgebirge des Mitteleuropäischen Schollengebiets.	369
5.1	Die Flandrische Tafel	369
5.1.1	Übersicht.	369
5.1.2	Geologische Entwicklung	371
5.1.3	Literaturauswahl	373
5.2	Die Niederrheinische Bucht	373
5.2.1	Übersicht.	373
5.2.2	Geologische Entwicklung	376
5.2.3	Literaturauswahl	380
5.3	Das Münsterländer Kreidebecken	381
5.3.1	Übersicht.	381
5.3.2	Geologische Entwicklung	383
5.3.3	Literaturauswahl	387
5.4	Die Hessische Senke und die Rhön	387
5.4.1	Übersicht.	387
5.4.2	Geologische Entwicklung	388
5.4.3	Einzelgebiete.	392

5.4.3.1	Nordhessisches Bergland und Niederhessische Senke	392
5.4.3.2	Vogelsberg, Rhön und Wetterau	394
5.4.4	Literaturauswahl	396
5.5	Das Thüringer Becken	397
5.5.1	Übersicht	397
5.5.2	Geologische Entwicklung	400
5.5.3	Literaturauswahl	401
5.6	Die mesozoischen und tertiären Becken des Böhmisches Massivs	402
5.6.1	Übersicht	402
5.6.2	Geologische Entwicklung	404
5.6.3	Einzelgebiete	405
5.6.3.1	Nordböhmisches Kreidesenke und Elbtalzone	405
5.6.3.2	Der Eger(Ohře)-Graben	407
5.6.4	Literaturauswahl	409
5.7	Das Süddeutsche Schichtstufenland	409
5.7.1	Übersicht	409
5.7.2	Geologische Entwicklung	412
5.7.3	Einzelgebiete	419
5.7.3.1	Südwestdeutscher Triasbereich	419
5.7.3.2	Schwäbische Alb und ihr Vorland	422
5.7.3.3	Fränkische Alb und Oberfränkisch-Oberpfälzisches Bruchschollenland	425
5.7.4	Literaturauswahl	429
5.8	Der Oberrheingraben	432
5.8.1	Übersicht	432
5.8.2	Geologische Entwicklung	436
5.8.3	Einzelgebiete	441
5.8.3.1	Mainzer Becken	441
5.8.3.2	Vorbergzonen und südliches Grabengebiet	443
5.8.4	Literaturauswahl	445
5.9	Das Linksrheinische Mesozoikum zwischen dem Ardennisch-Rheinischen Schiefergebirge und den Vogesen	447
5.9.1	Übersicht	447
5.9.2	Geologische Entwicklung	450
5.9.3	Literaturauswahl	454
5.10	Der Schweizer und Französische Jura	455
5.10.1	Übersicht	455
5.10.2	Geologische Entwicklung	457
5.10.3	Literaturauswahl	462
5.11	Das Molasse-Becken	463
5.11.1	Übersicht	463
5.11.2	Die geologische Entwicklung im Vorquartär	466
5.11.3	Einzelgebiete	474
5.11.3.1	Ungefaltete Vorlandmolasse	474
5.11.3.2	Faltenmolasse	475

5.11.4	Das Quartär der Voralpen	479
5.11.5	Literaturauswahl	483
Sach- und Ortsregister		486

1. Mitteleuropa als Ganzes

1.1 Umgrenzung, Relief

„Mitteleuropa“ ist zunächst ein geographischer Begriff. Er bezeichnet als solcher die zentralen Teile des europäischen Kontinents. Darüber hinaus verbinden sich mit diesem Begriff aber auch historische, kulturelle und heute vor allem auch politische Vorstellungen. Nicht zuletzt aus diesem Grunde gehen in der Frage, welche Gebiete im einzelnen zu Mitteleuropa zu rechnen sind, die Meinungen oft weit auseinander. Gegenstand dieser Betrachtung der Geologie von Mitteleuropa sind das heutige Deutschland und seine Nachbarländer, mit denen es seine wesentlichen geologischen Einheiten teilt.

Im Norden gehören Dänemark, der mittlere und südliche Nordseeraum und die südliche Ostsee dazu. Im Westen umfaßt das Gebiet die Niederlande und die Ardennen mit ihren Randgebieten in Belgien, Luxemburg und Ostfrankreich. Im Südwesten sind die Vogesen und der Oststrand des Pariser Beckens ein wichtiges Gegenstück zum Schwarzwald und zur Süddeutschen Schichtstufenlandschaft. Im Osten stellen in Polen die westlichen Randgebiete der Russischen Tafel den natürlichen geologischen Abschluß Mitteleuropas dar. Im Südosten gehört das Kerngebiet der Böhmisches Masse und ihr mährischer Ostrand zu seinem wesentlichen geologischen Bestand.

Im Süden kann der Alpenhauptkamm als natürliche geographische Grenze Mitteleuropas angesehen werden. Doch wird in diesem Buch detailliert nur das nördliche Alpenvorland von der Molassezone des Schweizer Mittellandes bis zum Äußeren Wiener Becken in Niederösterreich behandelt.

In morphologischer Hinsicht ergibt sich für den festländischen Teil Mitteleuropas eine natürliche Dreigliederung in ein nördliches Tiefland, eine Mittelgebirgszone und im Süden das Hochgebirge der Alpen. Das Mitteleuropäische Tiefland erstreckt sich von der flandrischen Küste in zunehmender Breite ostwärts bis in die weiten Ebenen Osteuropas. Es umfaßt im wesentlichen die Niederlande, das Norddeutsche Tiefland, Dänemark und den größeren Teil Polens. Hinzu kommen die südliche Nordsee und der südliche Ostseeraum. Im Süden greift es mit der Niederrheinischen Bucht, der Leipziger Bucht und der Schlesischen Tieflandsbucht weit in das mittlere Bergland hinein. Zum großen Teil liegt das Mitteleuropäische Tiefland unter 50 m Meereshöhe. Nur in Ausnahmefällen steigt es auf maximal 200 m auf. Es ist ein junges Gebilde und in seiner heutigen Gestalt das Ergebnis der pleistozänen Eiszeiten und der Nacheiszeit, die hier bedeutende Ablagerungen hinterließen. Der vorquartäre Untergrund tritt nur an wenigen Stellen zutage, u.a. auf der Buntsandsteininsel Helgoland, in den Kreidefelsen der Ostseeinseln Moen und Rügen und in den bekannten Muschelkalkvorkommen von Rüdersdorf bei Berlin.

Die südlich des Tieflandes gelegene Mittelgebirgszone weist Höhen zwischen 200 und 1.000 m auf. Nur in einzelnen Gipfeln, so auf dem Feldberg des Schwarzwaldes, dem Arber des Bayerischen Waldes und der Schneekoppe (Sniezka) des Riesengebirges werden fast 1.500 m bzw. über 1.600 m erreicht. Die Mittelgebirgsregion reicht von den Ardennen und Vogesen im Westen bis zum Heiligkreuzgebirge (Gory Swietokrzyskie) im Osten und in das österreichische Waldviertel im Südosten. Höhenzüge und beckenartige Landschaften wechseln häufig miteinander. Sie werden aufgebaut aus den abgetragenen Gebirgsrümpfen des variszischen Grundgebirges und in der Regel nur wenig verstellten und von Störungen durchsetzten Schichtfolgen seines mesozoisch-känozoischen Deckgebirges. Die Ausrichtung der Höhenzüge und Senken ist oft tektonisch bedingt. Es dominieren die Richtungen SW-NE (erzgebirgisch), NNE-SSW (rheinisch) und SE-NW (herzynisch). Durch ihre Vergitterung ist oft ein mosaikartiges Landschaftsgefüge entstanden. Nur in ihrem Südwestteil zeigt die Mittelgebirgszone den Charakter einer weiträumigen Schichtstufenlandschaft. Im Süden wird auch noch das nördliche Alpenvorland wegen seiner Höhenlagen zur Mittelgebirgszone gerechnet. Aufgebaut aus größtenteils nur wenig verfestigten känozoischen Sedimenten besitzt es in seiner Oberflächengestaltung allerdings örtlich auch Flachlandcharakter. Genetisch bestehen enge Beziehungen zur südlich angrenzenden Gebirgszone der Alpen.

Die Alpen bilden mit Höhen von in der Regel über 1.000 m die dritte große morphologische Einheit Mitteleuropas. Die französisch-italienischen Alpen sind im wesentlichen durch Quertäler gegliedert, die vom Hauptkamm herabführen. Am 4.807 m hohen Montblanc-Massiv biegt der Alpenbogen nach Osten um. Ab hier wird der Alpenkörper sowohl durch Quertäler (z.B. Brennerfurche) als auch durch Längstäler (z.B. Inntal) deutlich gegliedert. Die Täler folgen vielfach tektonischen Lineamenten; sie sind jedoch während der Eiszeiten durch Gletscher übertieft worden und erhielten dabei ihre charakteristische U-Form. Auch im ausgesprochenen Hochgebirge sind die steilen Gipfelpyramiden ein Resultat der glazialen Überformung.

1.2 Geologischer Rahmen und geologische Gliederung

Europa als Ganzes läßt sich in vier geotektonische Grundeinheiten gliedern. Im Norden und Osten umfaßt die präkambrisch geprägte Osteuropäische Plattform (Baltica, Fennosarmatia) den Baltischen Schild, die Russische Tafel und den Ukrainischen Schild. In den Schilden tritt das im Verlauf mehrerer orogener Zyklen entstandene präkambrische, überwiegend kristalline Plattformfundament zutage. Im Bereich der Russischen Tafel ist es weitflächig von mehr oder weniger mächtigen phanerozoischen Deckschichten in allgemein flacher Lagerung verdeckt. Die Osteuropäische Plattform wird in ihrem nach-präkambrischen Strukturbild von ruhigen, weitspannigen Bauformen bestimmt. Seit dem ausgehenden Proterozoikum ist sie von keinen orogenetischen Prozessen mehr berührt worden. Sie bildet daher als konservativer tektonischer Kern das stabilisierende Element Europas.

In auffallendem Gegensatz zum Baltischen Schild und zur Russischen Tafel steht der komplexe tektonische Bau Mittel- und Westeuropas (Westeuropäische Plattform). Hier haben die gebirgsbildenden Prozesse, die diesen Raum während des Phanerozoikums erfaßten, nicht nur zu einem Nebeneinander verschiedener tektonischer Domänen und damit einem Zonarbau geführt, sondern es wurden auch älterer Krustenteile, die unterschiedlichen tektonischen Stockwerken angehörten, weitgehend umstrukturiert und metamorph überprägt.

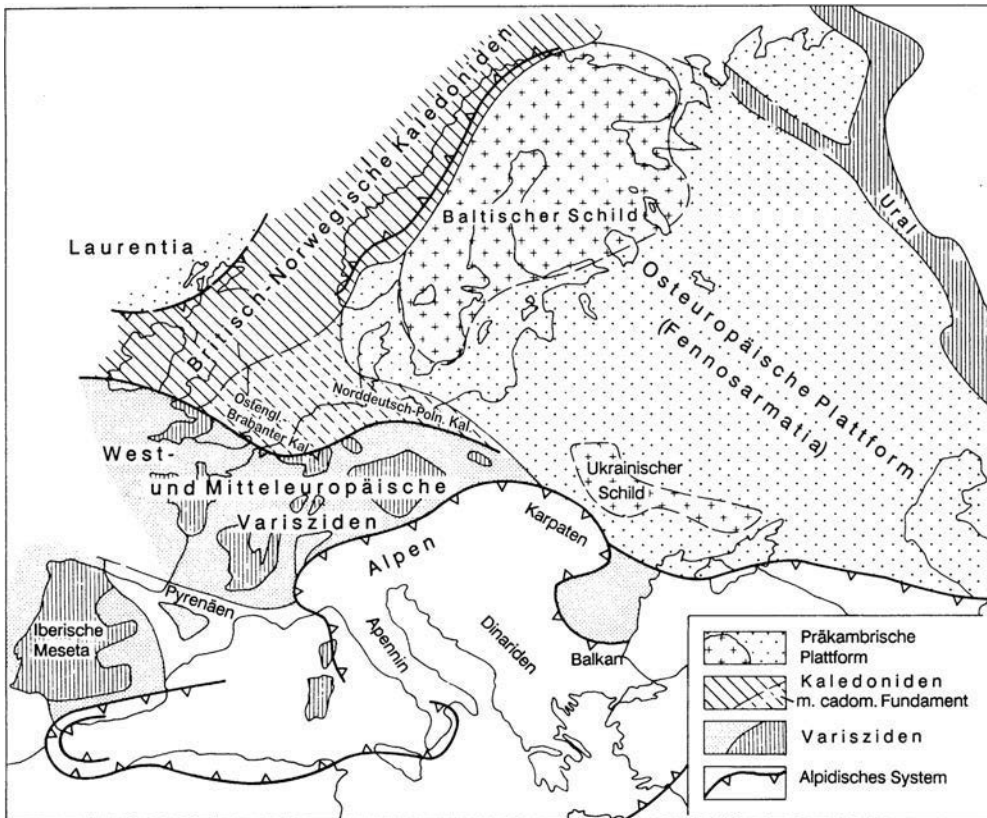


Abb. 1: Geotektonische Gliederung Europas.

In Nordwesteuropa stellen die British-Skandinavischen Kaledoniden ein im Verlauf des Ordoviziums und Silurs aus dem Zusammenschluß der Osteuropäischen Plattform (Baltica) und der Nordamerikanisch-Grönländischen Plattform (Laurentia) gebildetes Kollisionsorogen dar. Auch ein von Südostengland nach Belgien und ein von der südlichen Nordsee nach Nordwestpolen ziehender Streifen letztmalig kaledonisch deformierten Altpaläozoikums unter z.T. mächtiger jungpaläozoischer bis känozoischer Bedeckung wird heute zum kaledonisch geprägten Europa gezählt. Diese mitteleuropäischen Kaledoniden entstanden bei der Angliederung des von Gondwana abgespaltenen Kleinkontinents Avalonia.

Als dritte tektonische Grundeinheit erfuhren im Verlauf des Devons und Karbons weite Bereiche Westeuropas und der größere Teil Mitteleuropas ihre abschließende strukturbildende Prägung während der variszischen Orogenese. Diese war das Ergebnis des Zusammenschlusses der vereinigten Kontinentalplatten Laurentia und Baltica (Laurussia) und Gondwana. Der Zusammenhang und der Verlauf des variszischen Faltungssystems läßt sich heute nach zahlreichen großen und kleineren Grundgebirgsaufbrüchen von der Iberischen Halbinsel über Frankreich und Südwestengland durch ganz Mitteleuropa bis zum Nordwestrand der Karpaten rekonstruieren.

Im Mesozoikum und Tertiär wurde die sedimentäre und tektonische Entwicklung des kaledonischen und variszischen Mittel- und Westeuropas maßgebend beeinflusst von der Öffnung des Atlantiks im Westen und vom alpidischen orogenen Zyklus im Süden und Südosten. Dabei wurden seine komplexen Strukturen nachträglich durch Bruch- und Scherprozesse in ein Schollenmosaik zerlegt, dessen Teilelemente unterschiedliche Vertikalbewegungen ausführten.

Die vierte geotektonische Grundeinheit Europas bilden die alpidischen Faltenzüge Süd- und Südosteuropas. Sie gingen aus der Öffnung der ozeanischen Tethys während der Trias und des Juras und ihrer Schließung im Verlauf der Kreide hervor.

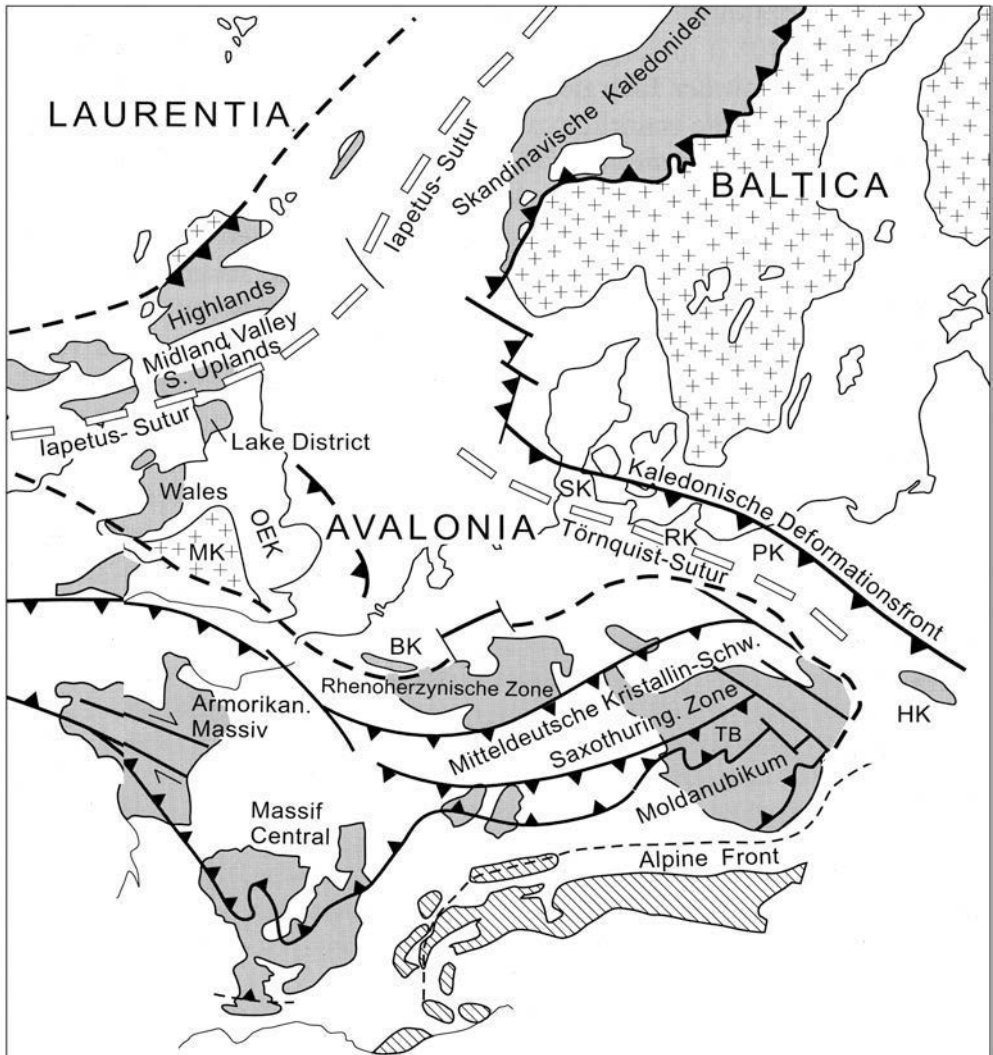


Abb. 2: Gliederung des präkambrischen und paläozoischen Fundaments Mitteleuropas. BK – Brabanter Kaledoniden, HK – Heiligkreuz-Gebirge, MK – Midland Kraton, OEK – Ostenglische Kaledoniden, PK – Pommersche Kaledoniden, RK – Rügen-Kaledoniden, SK – Schleswig-Holsteiner Kaledoniden.

Alle vier am Aufbau der europäischen Kruste beteiligten geotektonischen Grundeinheiten der Ost- und Westeuropäischen Plattform sind auch am Aufbau Mitteleuropas beteiligt, wenn auch in unterschiedlichem Umfang. Anschnitte des präkambrischen Kristallins der Osteuropäischen Plattform sind entlang dem Südwestrand des Baltischen Schildes in Schonen und auf der Insel Bornholm übertage erschlossen. Sonst ist das präkambrische Fundament im Bereich der südöstlichen Ostsee und Nordost- und Ostpolens unter jüngerer, hauptsächlich kambrosilurischer Tafelbedeckung verborgen. Diese erreicht besonders große Mächtigkeiten in der Baltischen Synklise (3.500 m) und in der Podlasie-Brest-Senke (3.000 m).

Die Grenze der Osteuropäischen Plattform gegen die jüngeren tektonischen Einheiten Mittel- und Westeuropas bildet die Törnquist-Tesseyre-Zone. Sie ist Teil eines überregionalen Krustenlineaments, der Transeuropäischen Suturezone, die in SE-NW-Richtung von der südlichen Nordsee bis zum Schwarzen Meer über mehr als 2.000 km verfolgt werden kann. Vom frühen Kambrium bis zum Eozän machte sich die tektonische Aktivität dieses markanten Grenzelementes in der Sedimentationsgeschichte und Störungstektonik Mitteleuropas bemerkbar. An der Törnquist-Zone werden die N-S und NE-SW streichenden Strukturzonen des Präkambriums der Osteuropäischen Plattform abrupt abgeschnitten.

Außervariszische kaledonische Faltungsgebiete sind in Mitteleuropa im Brabanter Massiv und nach Bohrungen entlang dem Südwestrand der Osteuropäischen Plattform von Schleswig-Holstein über Nord-Mecklenburg bis nach Nordwest-Pomorne (Nordwest-Pommern) zu rekonstruieren. Die Existenz weiterer kaledonischer Deformationszonen innerhalb des cado-mischen Fundaments darf vermutet werden.

Der größere Teil Mitteleuropas besitzt ein variszisch geprägtes Fundament. Es ist in verschiedenen Grundgebirgsaufbrüchen zwischen den jüngeren Deckschichten des Zechstein bis Tertiär erschlossen. Unter Berücksichtigung ihrer unterschiedlichen sedimentär-vulkanischen und tektonischen Entwicklung und ihrer Metamorphosegeschichte lassen sich diese heutigen Aufbrüche des variszischen Grundgebirges in Mitteleuropa nach einem Vorschlag KOSSMATS zu verschiedenen im großen und ganzen E-W verlaufenden Zonen zusammenfassen. Im Norden bilden die gefalteten devonischen und karbonischen Schiefer-, Sandstein- und Kalksteinfolgen der Ardennen, des Rheinischen Schiefergebirges und des Harzes die Rhenoharzynische Zone (Rhenoharzynikum). Sie steht nach Westen mit dem nördlichen Außenvariszikum Südwestenglands in direkter Verbindung. Ihre östliche Fortsetzung ist östlich des Flechtinger Höhenzuges im Untergrund Nordostdeutschlands nur lückenhaft durch Bohrungen bekannt.

Südlich der Rhenoharzynischen Zone folgt die Saxothuringische Zone (Saxothuringikum). Deren nördlichster Abschnitt wird als Mitteldeutsche Kristallinschwelle außer von variszischen Granitoiden auch von verschiedengradig metamorphen Sediment- und Vulkanitserien des Jungproterozoikums und Altpaläozoikums aufgebaut. Sie ist hauptsächlich im Odenwald und Spessart sowie im Thüringer Wald bei Ruhla und im Kyffhäuser übertage aufgeschlossen.

In ihrem zentralen und südlichen Teil besteht die Saxothuringische Zone aus gefalteten und teilweise metamorphen Sedimentfolgen und Vulkaniten des Kambriums bis Unterkarbons. Hauptaufschlußgebiet ist das Thüringisch-Sächsisches Grundgebirge am Nordwestrand des Böhmisches Massivs. Nach Westen ist die Saxothuringische Zone bis in die nördlichen Vogesen und nach Bohrungen bis an den Ostrand des Pariser Beckens zu verfolgen. Ihre östliche Fortsetzung bildet das Lugikum der Lausitz und der Westsudeten.

Den Zentralbereich der mitteleuropäischen Varisziden bildet die Moldanubische Zone. Ihr gehören der überwiegende Teil des Böhmisches Massivs, des Schwarzwaldes und der Vogesen

an. Sie ist wesentlich von proterozoischen bis variszischen Kristallingesteinen aufgebaut, darunter auch regelmäßig hochgradige Metamorphite wie Eklogite und Granulite. Niedrigmetamorphe paläozoische Sedimentserien sind nur in Ausnahmefällen erhalten. Nach Westen bilden das Französische Zentralmassiv und Armorikanische Massiv die Fortsetzung der Moldanubischen Zone. Östlich grenzt der gleichfalls proterozoische Bruno-Vistulische Block mit einem sich darüber entwickelnden südöstlichen Außenvarisikum (Moravo-Silesikum/Sudetikum) aus wieder überwiegend nichtmetamorphen gefalteten Devon- und Karbonfolgen an.

Außer in Mähren tritt das südliche Außenvarisikum mit durchgehender Sedimententwicklung vom Kambrium bis Karbon in verschiedenen Baueinheiten der Alpen und am Südrand des Zentralmassivs (Montagne Noire) und in den Pyrenäen zutage. Doch ist der ursprüngliche Zusammenhang zwischen diesen Einzelvorkommen durch eine jüngere alpidische Tektonik stark gestört.

Das präkambrische, kaledonische und variszische Fundament Mitteleuropas ist flächenhaft von unterschiedlich mächtigen jungpaläozoischen bis känozoischen Deckgebirgs-Schichten überlagert.

Nördlich der Varisziden erfuhr die von Ostpolen bis in das nördliche Nordseegebiet reichende Nordwesteuropäische Senke eine besonders tiefe Absenkung. Sie ist heute angefüllt mit einer zwischen 2.000 und bis über 10.000 m mächtigen Schichtenfolge vom Rotliegenden bis zum Quartär. Einige Teilblöcke des Untergrundes der Nordwesteuropäischen Senke folgten der Senkungstendenz nicht. Sie bilden die heutigen Hochgebiete des Mittel-Nordsee-Hochs, des Ringköbing-Fünen-Hochs, des Texel-Hochs und des Rügener Hochs. Im Bereich dieser stabilen Blöcke liegt das Fundament in Tiefen von nur wenigen hundert Metern. Als Gebiete erhöhter permisch-mesozoischer Absenkung lassen sich südlich des Mittel-Nordsee-Hochs und des Ringköbing-Fünen-Hochs die Süd-Nordsee-Senke und die Norddeutsch-Polnische Senke abgrenzen. Sie werden auch als Mitteleuropäische Senke zusammengefaßt. Dehnungsprozesse führten zur Anlage bedeutender annähernd N-S verlaufender Grabenstrukturen (Zentralgraben, Horn-Graben, Glückstadt-Graben u.a.) und zur Einsenkung von durch NW-SE streichende Brüche begrenzten Teiltrögen (West- und Zentralniederländisches Becken und Broad Fourteens-Becken, Niedersächsisches Becken, Altmark-Brandenburg-Becken, Dänischer Trog, Polnischer Trog u.a.). Letztere unterlagen gegen Ende der Kreidezeit einer die Beckenbildung abschließenden tektonischen Inversion.

Die jungpaläozoische und mesozoische Deckgebirgsentwicklung des variszischen Anteils Mitteleuropas ist generell weniger mächtig. Vorwiegend NW-SE (herzynisch) und NNE-SSW (rheinisch) orientierte mesozoisch-känozoische Bruchlinien erzeugten ein Schollenmosaik, dessen Teilschollen im Verlauf des Mesozoikums und Känozoikums unterschiedliche Hebungs- und Senkungsbewegungen erfuhren (Mitteleuropäisches Schollengebiet). In den stärker gehobenen und heute vom Deckgebirge teilweise entblößten Schollen tritt das Grundgebirge in Horsten, Pultschollen oder mehr oder weniger breiten Aufwölbungen zutage. Über tiefer eingesenkten und auch heute noch tiefliegenden Sockelleisten und Schollen blieb das Deckgebirge weitgehend erhalten. Diese Gebiete bilden heute die Gräben, Tafeln und Senken zwischen den Grundgebirgsaufbrüchen bzw. innerhalb dieser. Im Norden sind dieses die Niederrheinische Bucht, die Münstersche Oberkreidemulde, die Hessische Senke und die Thüringische Senke, im Süden das Tafelgebiet des Ostrandes des Pariser Beckens, die Süddeutsche Tafel und der zwischen beiden gelegene Oberrheingraben. Auf dem Fundament des Böhmi-

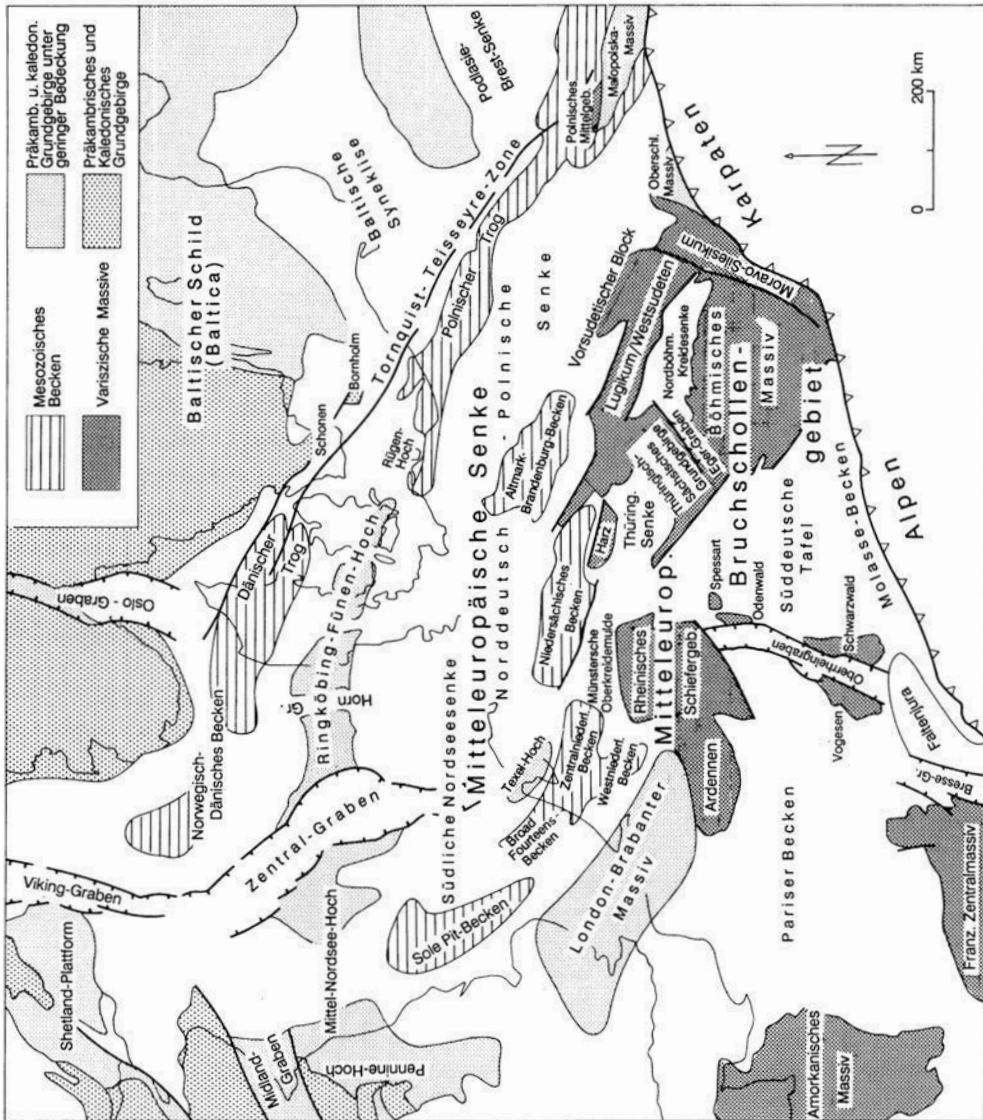


Abb. 3: Geologische Gliederung Mitteleuropas.

schen Massivs gehören vor allem die Nordböhmisches Kreidesenke und der Eger(Ohře)-Graben dazu.

Die Grenze zwischen der Mitteleuropäischen Senke im Norden und dem Mitteleuropäischen Schollengebiet im Süden ist nur abschnittsweise durch NW-SE ausgerichtete tektonische Lineamente festgelegt. Fiederartig von Westen nach Osten versetzt verläuft sie entlang dem Südrand des Westniederländischen Beckens gegen das Brabanter Massiv, dem Südrand des Niedersächsischen Beckens gegen die Münstersche Oberkreidemulde, der Harznordrand-

Störung sowie entlang dem Haldensleben-Wittenberger Abbruch nördlich der Flechtingen-Roßlauer und Halle-Wittenberger Scholle und dem Lausitzer Abbruch und Oder-Abbruch am Nordrand der Lausitzer Scholle bzw. des Vorsudetischen Blocks.

Wichtige tertiäre Vulkangebiete Mitteleuropas sind die Eifel, das Siebengebirge und der Westerwald im Rheinischen Schiefergebirge, die Vulkanzone der Hessischen Senke mit dem Vogelsberg und der Oberrheingraben (Kaiserstuhl), verschiedene Eruptivzentren der Süddeutschen Scholle (Rhön, Urach, Hegau) und des Eger(Ohře)-Grabens (Duppauer Gebirge, Böhmisches Mittelgebirge).

Eine besondere Stellung nehmen im südlichen Mitteleuropa die tertiären Randsenken der Alpen und Karpaten ein. Ihre Absenkung und Füllung mit bis über 5.000 m mächtigen Molassesedimenten steht im unmittelbaren Zusammenhang mit der Heraushebung der Alpen im Tertiär. Auch die Gebirgsketten des Schweizer und Französischen Faltenjura gehen auf die Fernwirkung des Alpenschubs zurück. Durch einen markanten, von Salinaren gebildeten Abscherhorizont, wird eine um bis zu 25 km eingeebte Folge vorwiegend jurassischer Kalk- und Mergelsteine von ihrer kaum beanspruchte Basis getrennt.

1.3 Das geophysikalische Bild

Die großtektonische Gliederung Mitteleuropas spiegelt sich unmittelbar auch in der unterschiedlichen Mächtigkeit und dem verschiedenen Aufbau seiner Erdkruste wider. Die folgenden Ausführungen stellen eine aktualisierte und dabei leicht gekürzte Fassung eines Beitrags von P. GIESE in der 5. und 6. Auflage dieses Buches dar.

Heutige Angaben zur Krustenmächtigkeit stützen sich auf eine Vielzahl seismischer Refraktionsprofile und auch tiefenseismischer Messungen. Die Osteuropäische Plattform, die nach Westen durch die Törnquist-Zone (Transeuropäische Suture) begrenzt wird, weist eine mittlere Krustenmächtigkeit von 40–50 km auf. Im Gegensatz dazu zeigt die Erdkruste in Mittel- und West-Europa (Westeuropäische Plattform) eine mittlere Krustenmächtigkeit von nur 30 km mit Schwankungen zwischen 23 und 36 km. Die geringsten Krustenmächtigkeiten treten hier im Oberrheingraben (ca. 23 km) und in der Achse der Mitteldeutschen Senke nördlich Hamburg (ca. 25 km) auf. Krustenmächtigkeiten über 35 km lassen sich in drei Regionen erkennen. Eine lineamentäre Krustenverdickung bis auf 45–50 km erstreckt sich als 50–100 km breite Zone unmittelbar südwestlich der Törnquist-Zone oder fällt mit dieser zusammen. Eine zweite Region, die sich durch Krustenmächtigkeiten über 36 km auszeichnet, ist die blockartige Struktur des Böhmisches Massivs. Schließlich treten auch größere Krustenmächtigkeiten (bis 40 km) am Südrand der Molasse-Becken unmittelbar vor dem Nordrand der Alpen und der Karpaten auf. In den Alpen selbst nimmt die Krustenmächtigkeit vom nördlichen und westlichen Vorland in Richtung zum Alpenhauptkamm noch weiter zu.

Deutliche Unterschiede weisen auch die mittleren seismischen Geschwindigkeiten und Dichten der Mitteleuropäischen Kruste auf. Für die Kruste südwestlich der Transeuropäischen Suture werden Mittelwerte um 2,7–2,8 g/cm³ bzw. 6,1–6,3 km/s angegeben. Die entsprechenden Werte für die Osteuropäische Plattform liegen um 0,2–0,3 g/cm³ bzw. um 0,2–0,3 km/s höher. Diese Unterschiede gehen im wesentlichen auf die unterschiedliche Ausbildung der Unterkruste in den beiden betrachteten Regionen zurück. In der Osteuropäischen Plattform ist die Unterkruste mit über 20 km Mächtigkeit ausgebildet und zeigt seismische Geschwindigkeiten um 6,8 km/s, während sie in der Westeuropäischen Plattform nur 10 km oder weniger mißt und

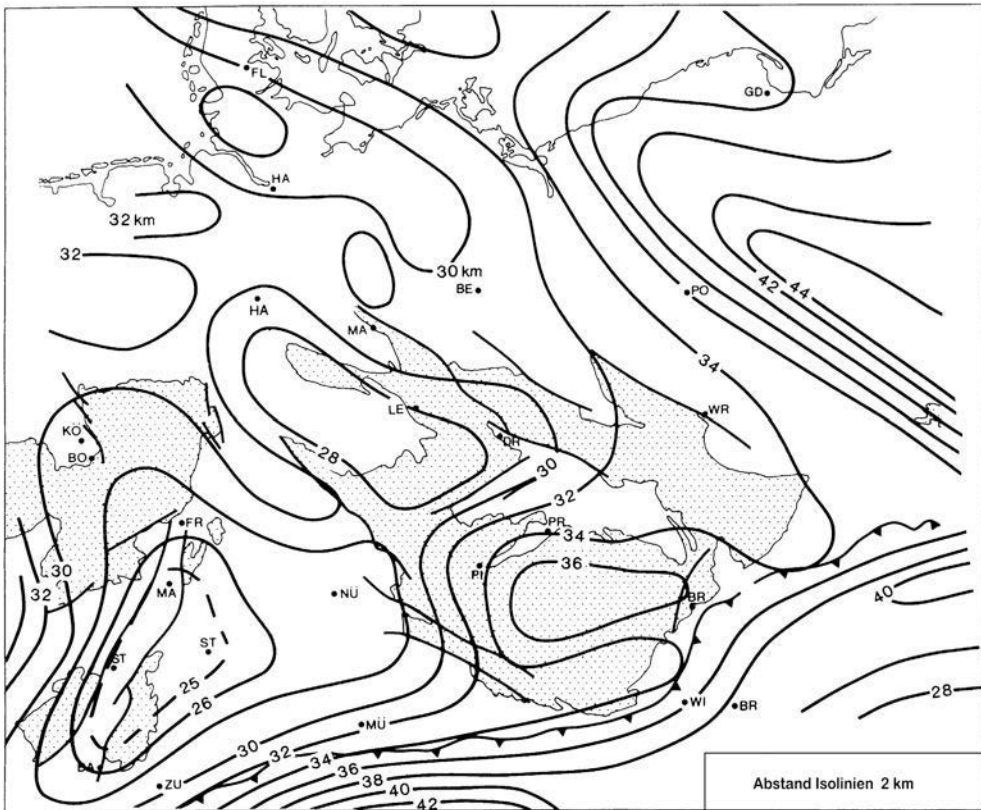


Abb. 4: Karte der Krustenmächtigkeit (Tiefe der Kruste/Mantel-Grenze) in Mitteleuropa (aus GIESE 1992).

die Geschwindigkeiten zwischen 6,0 und 6,8 km/s liegen. Für die mitteleuropäische Kruste unterhalb der Alpen, d.h. bis zur Periadriatischen Naht, gelten etwa die gleichen Werte wie für die Westeuropäische Plattform. Hingegen weist die Adriatische Platte der Südalpen eine ungewöhnlich dichte Unterkruste mit Werten bis $3,05 \text{ g/cm}^3$ auf.

Die heutige geologische Gliederung der mitteleuropäischen Kruste spiegelt sich auch in ihren gravimetrischen und magnetischen Anomalien wider. In Süddänemark ist das Schwerehoch der Ringköbing-Fünen-Schwelle auf deren hochliegendes präkambrisches Basement zurückzuführen. Diese Region zeichnet sich auch durch eine Vielzahl magnetischer Anomalien aus, deren Ursache ebenfalls im präkambrischen Sockel zu suchen sein dürfte.

Südlich der Transeuropäischen Suture der Törnquist-Tessyre-Linie zeigen sich in Schleswig-Holstein und bei Pritzwalk in Mecklenburg Gebiete mit deutlichen positiven Schwereanomalien. Mit ihnen fallen auch deutliche magnetische Anomalien zusammen, so daß sie heute auf große Volumina paläozoischer oder auch älterer mafischer Intrusionen zurückgeführt werden. Auch der Südrand der Mitteleuropäischen Senke wird von einer Reihe von Schweremaxima begleitet, die sich entlang einer W-E streichenden Zone anordnen (Anomalien von Bramsche-Vlotho, Hannover, Magdeburg und Dessau sowie nördlich von Dresden). Die südliche

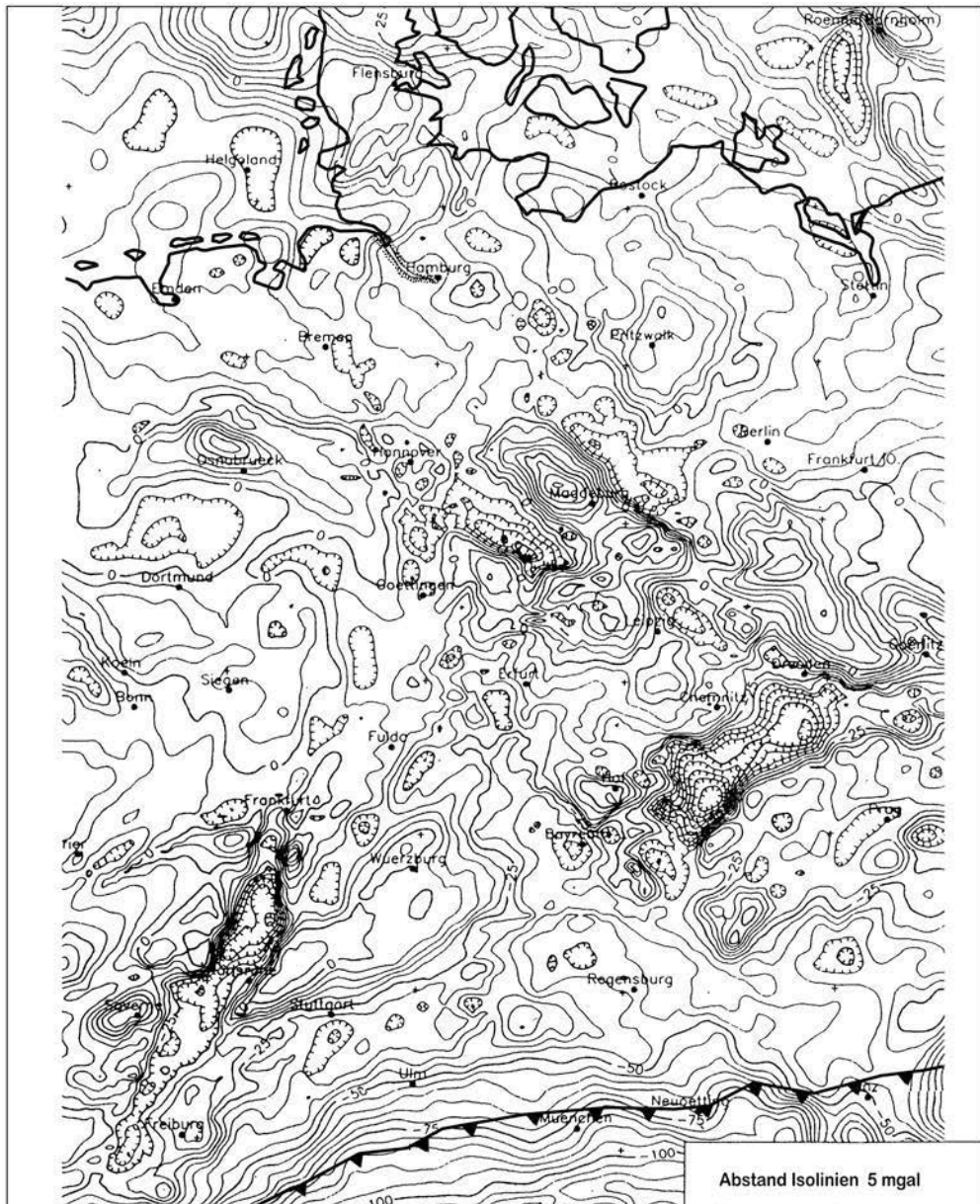


Abb. 5: Karte der Bouguer-Schwere für Mitteleuropa (nach GIESE 1992).

Flanke dieser Hochs markiert die sogenannte Norddeutsche Linie, die das Norddeutsche Becken von der variszischen Mittelgebirgsregion abgrenzt. Eine thermische Veränderung ihrer jeweiligen Umgebung stützt ihre Interpretation als früh-kretazische mittelkrustale Intrusionskörper.

Innerhalb des variszisch geprägten Fundaments der Mittelgebirgszone ist im Grenzbereich Saxothuringikum/Moldanubikum ein breites flaches Schwerehoch zu erkennen, das im Süd-

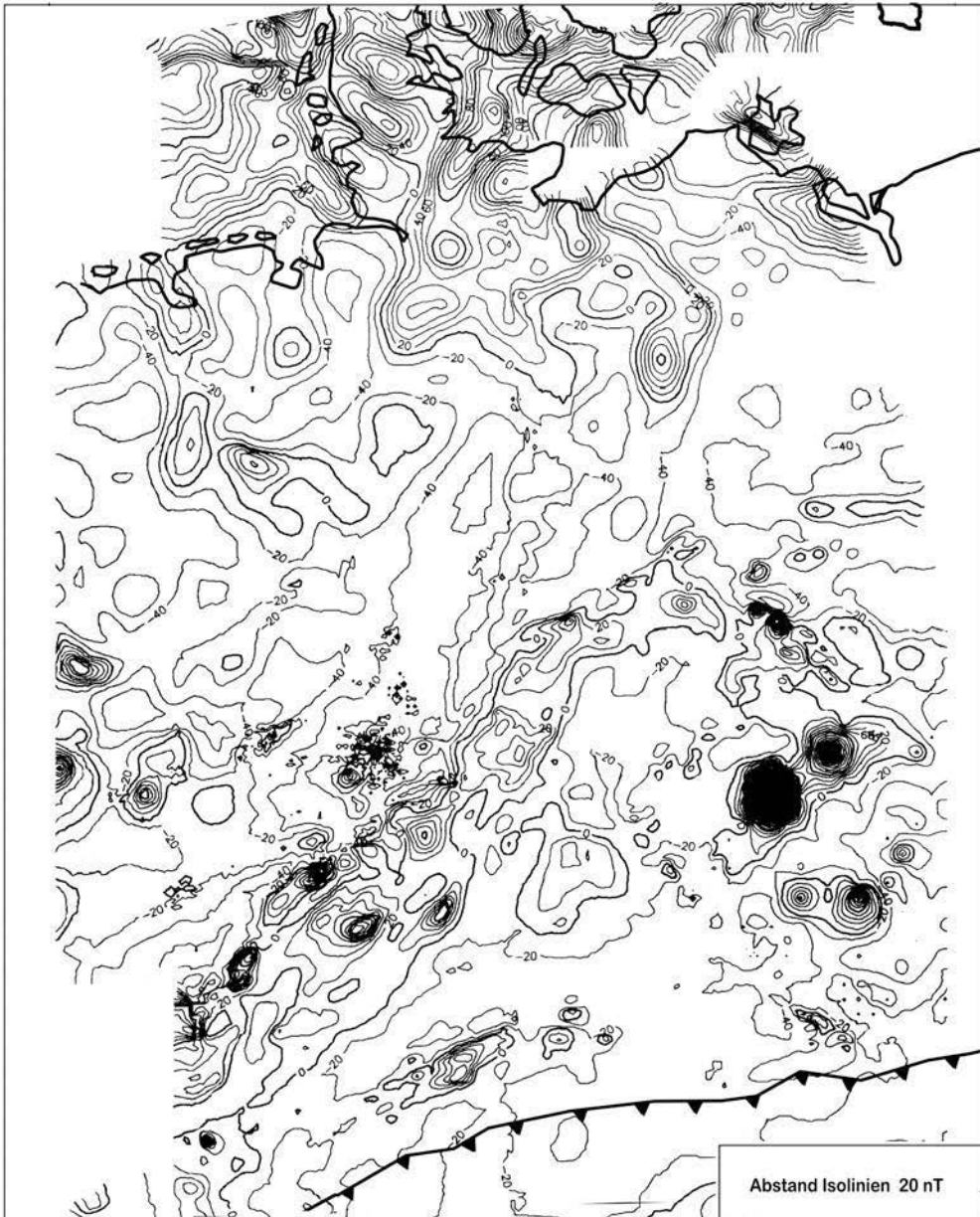


Abb. 6: Karte der Anomalien der magnetischen Totalintensität bezogen auf 3.000 m über NN für den Zeitpunkt 1980 (nach GIESE 1992).

westen in den Nordvogesen beginnt und sich nach einer Unterbrechung durch den Oberrheingraben sich als Kraichgau-Hoch fortsetzt und mit weiteren isolierten Schwerehochs nach Nordosten bis nach Hof zu verfolgen ist. Die zugehörigen Störkörper müssen z.T. in 10–15 km Tiefe gesucht werden. Möglicherweise handelt es sich um Granulitgneis-Komplexe, die im

Laufe der einengenden Bewegungen während der variszischen Orogenese in diese tiefere Krustenlage gebracht worden sind.

Die Saxothuringische Zone zeichnet sich auch durch eine Vielzahl von magnetischen Anomalien aus. Die zugehörigen Störkörper müssen in der oberen und mittleren Kruste gesucht werden. Es handelt sich hierbei zum großen Teil um basische Intrusiva, die im Zusammenhang mit magmatischen Aktivitäten während der variszischen Orogenese stehen. Eine Beteiligung einzelner Körper auch in der Unterkruste ist allerdings nicht auszuschließen. Auffällige örtliche magnetische Anomalien, deren Ursache aber wahrscheinlich wesentlich jünger ist, finden sich auch in Gebieten mit jungem tertiären Vulkanismus wie z.B. im Eger (Ohře-)Graben oder im Uracher Vulkangebiet der Schwäbischen Alb.

Ein nach refraktionsseismischen Messungen rekonstruierter Erdkrustenschnitt von Kiel an der Ostsee bis zum Nordrand der Alpen, der ergänzt ist durch eine petrologische Interpretation der ermittelten gravimetischen und magnetischen Daten sowie weiterer geophysikalischer und geologischer Informationen, z.B. von Xenolithen aus jüngeren Vulkangebieten, veranschaulicht den komplexen internen Bau des tieferen Untergrundes der Mitteleuropäischen Senke und der variszisch geprägten Mittelgebirgsregion.

Der Alpenkörper weist in seiner gesamten Erstreckung eine ausgeprägte Schwereanomalie auf. Die niedrigsten Werte mit -150 bis -190 mgal liegen im Bereich des Alpenhauptkamms. Die Ursachen dieser ausgeprägten Schwereanomalie sind einerseits der noch unvollständige isostatische Ausgleich der tektonisch verdickten Kruste und in geringerem Maße Ausgleichsbewegungen, die durch das Verschwinden der Eisauflast seit dem letzten glazialen Maximum zusammenhängen.

Großtektonisch ist Mitteleuropa also als Intraplattenregion anzusehen. Als solche weist sie aber auch eine gewisse seismische Aktivität auf. Diese steht mit den gebirgsbildenden Prozessen in den Alpen und im gesamten Mittelmeerraum im Zusammenhang. Das stärkste bislang in historischer Zeit in Mitteleuropa aufgetretene und beschreibend erfaßte Erdbeben ereignete sich im Jahre 1356 am Süden des Oberrheingrabens bei Basel. Aufgrund der Beschreibungen über die aufgetretenen Zerstörungen kann eine Intensität VIII-IX und eine geschätzte Magnitude von 6,5 auf der Richter-Skala abgeschätzt werden.

Alle Erdbeben in Mitteleuropa sind Flachbeben mit Herden innerhalb der Erdkruste. Besonders der südwestdeutsche Raum zeichnet sich durch eine erhöhte seismische Aktivität aus. Einmal ist eine Häufung von Erdbebenherden in der Nähe des Hohenzollern-Grabens zu erkennen. Zum anderen weist der südliche Bereich des Oberrheingrabens, insbesondere des südlichen Schwarzwaldes, eine erhöhte Erdbebenaktivität auf. In der nordwestlichen Fortsetzung des Oberrheingrabens zeichnet sich auch das Gebiet der Niederrheinischen Bucht durch eine erhöhte seismische Aktivität aus. Isoliert erscheint dagegen das Schwarmbebengebiet des Vogtlandes.

Das Auftreten von relativ seltenen und schwachen Beben in Norddeutschland ist wohl zum größten Teil an rezente Salztektonik gebunden.

Aus der Analyse von seismischen Herdflächenlösungen und speziellen Spannungsmessungen läßt sich ableiten, daß in der heutigen mitteleuropäischen Kruste die größte horizontale Hauptspannung etwa NW-SE orientiert ist. Abb. 7 zeigt eine Karte Mitteleuropas mit seinen tektonischen Hauptstrukturen und Erdbebenzonen. In dieser vereinfachenden Darstellung deutet sich an, daß sich die rezenten Erdbebengebiete längs variszischen Lineamenten anordnen. Einerseits folgen sie hier etwa der Richtung der größten Scherspannungen des rezenten Bean-

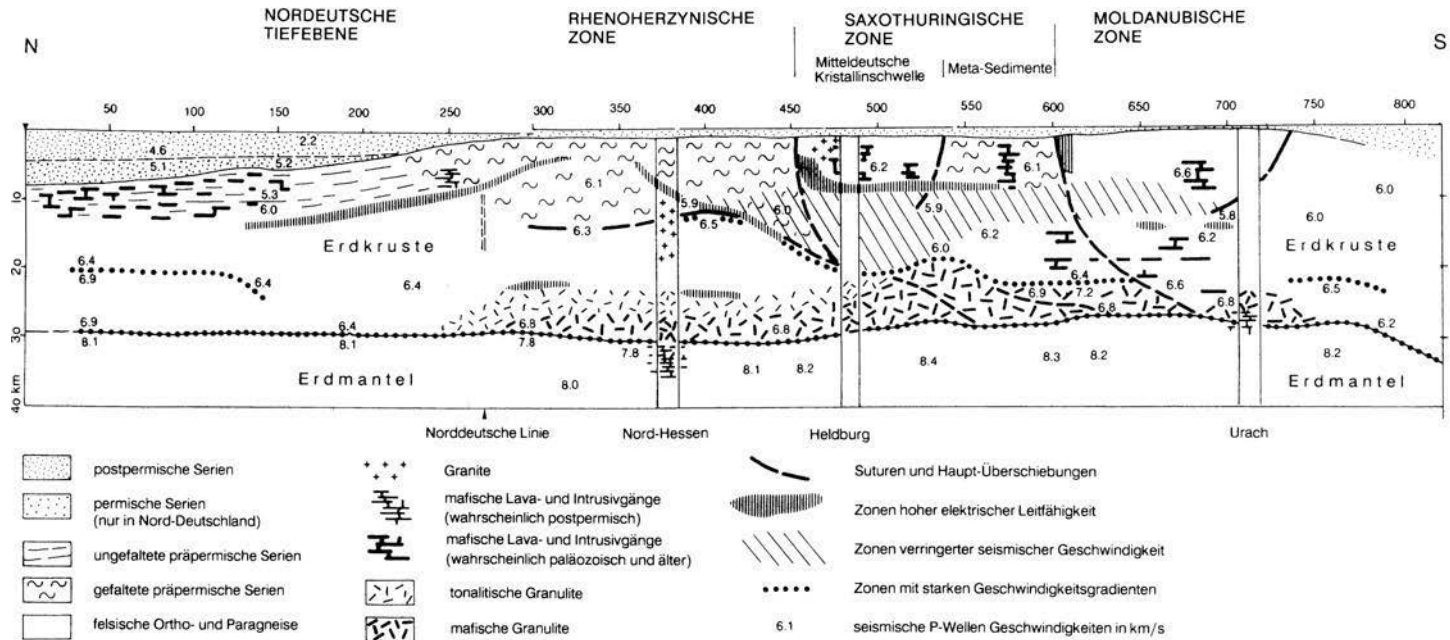


Abb. 7: Krustenschnitt entlang des mittleren Abschnitts der Europäischen Geotraverse (EGT) zwischen Kiel und dem Bodensee (aus GIESE 1992).

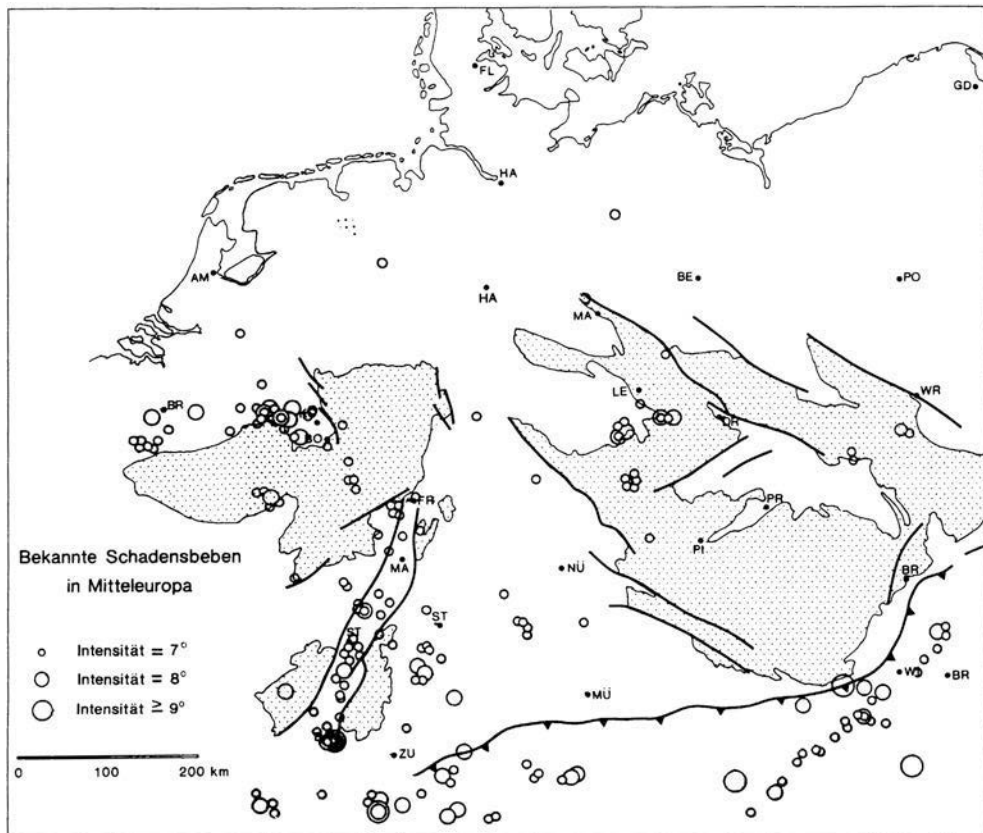


Abb. 8: Karte der aktiven seismischen Zonen in Mitteleuropa (aus GIESE 1992).

spruchungsplanes, andererseits aber auch den rheologischen Vorzeichnungen des variszischen Unterbaus.

Für die gegenwärtige geodynamische Aktivität der unteren Lithosphäre und der Asthenosphäre kann die Verteilung der Wärmeflussdichte als Indikator angesehen werden. Wärmeflusswerte von 60–80 mW/qm werden als normal bezeichnet. Nach der Karte der Wärmeflusswerte für Mitteleuropa ergibt sich für dieses Gebiet ein mittlerer Wert um 80 mW/qm. Nur in wenigen Bereichen treten abweichende Werte auf. So ist in Norddeutschland die Wärmeflussdichte mit 60 mW/qm etwas geringer als normal. Der nördliche Oberrheingraben zeigt dagegen Werte von über 100 mW/qm. Neuere Untersuchungen zeigen jedoch, dass häufig aufsteigendes heißes Grundwasser als Ursache dieser Anomalie anzusehen ist. Ein bislang unter dem Rheingraben vermuteter erhöhter Wärmefluss aus dem Grundgebirge bzw. der tieferen Erdkruste muss daher als fraglich angesehen werden. Das Gebiet des jungen Eger(Ohře)-Grabens im Nordosten Tschechiens zeichnet sich durch Wärmeflusswerte von 80–100 mW/qm aus, ein Hinweis auf eine gewisse Restwärme aus der Zeit seiner tertiärzeitlichen vulkanischen Aktivität. Aus der recht gleichförmigen Verteilung der Wärmeflussdichte in Mitteleuropa resultiert für die Kruste/Mantelgrenze ein Temperaturbereich um 600–700° C.

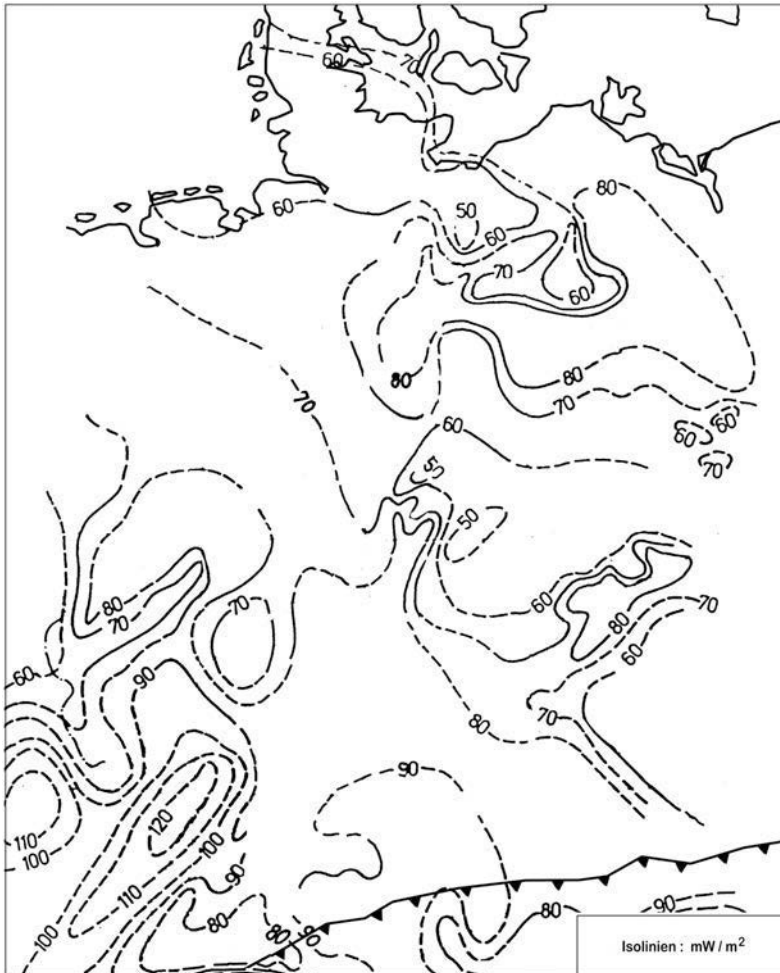


Abb. 9: Karte der Wärmestromdichte für Mitteleuropa (nach GIESE 1992).

1.4 Geologische Entwicklung

Die proterozoische Basis

Heute durchziehen einige bedeutende krustale Suturen den europäischen Kontinent. Sie sind besetzt oder werden begleitet von Relikten ehemaliger Ozeanböden und bezeugen globale Rift-Ereignisse, Kontinentaldriften über große Distanz und Subduktionsprozesse mit nachfolgenden Kontinent-Kontinent-Kollisionen (vgl. Abb. 2).

Im NW verläuft die Iapetus-Sutur von Westirland nach Nordengland und weiter in der Nordsee vor die Westküste Norwegens. Entlang dieser Linie kam es im Spätordovizium und im Silur zur Schließung des Iapetus-Ozeans, der seit dem späten Proterozoikum die beiden Großkontinente Laurentia und Baltica voneinander getrennt hatte. An der Schließung des Iapetus-Ozeans

war außer diesen beiden Kratonen auch ein erst jüngstproterozoisch (cadomisch) geprägter Mikrokontinent Avalonia beteiligt. Paläomagnetische, biogeographische und sediment- und strukturgeologische Daten legen es nahe, den Ursprung dieses Mikrokontinents oder Terranes am Nordrand des damals weit südlich gelegenen Megakontinents Gondwana zu suchen. Er bildet heute das Unterlager von Zentral- und Südirland, Wales und England und weiter im Osten auch der mittleren und südlichen Nordsee und ganz Norddeutschlands bis nach Südwestpolen.

Eine zweite transeuropäische Suturezone ist die Törnquist-Tesseyre-Zone. Sie verläuft aus der südlichen Nordsee über Süddänemark, Nordost-Deutschland und Nordwest-Polen nach Südost-Polen und weiter bis zum Schwarzen Meer. Entlang dieser Linie schloß sich ebenfalls im Laufe des Ordoviziums der Törnquist-Ozean, ein seit dem Spätproterozoikum bestehendes ozeanisches Becken zwischen Baltica und einem östlichen Abschnitt Avalonias.

Auch Zentral-Mitteleuropa wird heute von Westen nach Osten von einer ehemals ozeanischen Suture durchzogen. Hier schloß sich im mittleren Devon der für die variszische Entwicklung Europas bedeutsame Rheia-Ozean an. Dieser hatte sich im Verlauf des frühen Ordoviziums zwischen Avalonia und Gondwana geöffnet. Die Rheia-Suture zeichnet den heutigen Südrand der Rhenoharzynischen Zone der mitteleuropäischen Varisziden vor.

Innerhalb des variszischen Orogens Mitteleuropas werden auch die Saxothuringische Zone vom Teplá-Barrandium und dieses wieder vom Moldanubikum s.str. durch zwei wichtige paläozoische Suturen getrennt. Als Wurzelzonen von mit ordovizischen Ozeanboden-Basalten ausgestatteten Decken bzw. tektonischen Klippen dokumentieren sie ozeanische Krustenstreifen, die vor ihrer Schließung im späten Unterdevon wenigstens zeitweilig die drei Krustensegmente bzw. Terranes Saxothuringia, Bohemia und Moldanubia voneinander trennten. Zusammen mit den ganz analogen Terranes Armorica des heutigen Armorikanischen Massivs und Iberia der zentralen Iberischen Halbinsel werden sie heute als Armorica-Gruppe bezeichnet.

Der Paläokontinent Baltica, der das nordöstliche Mitteleuropa bis zur Transeuropäischen Suturezone (Törnquist-Linie) unterlagert, hatte sich im alten Proterozoikum zwischen 1,85 und 1,80 Ga aus den Teilkratonen Fennoskandia, Sarmatia und Wolga-Uralia zusammengeschlossen. Sein fennoskandischer Anteil bildet heute das Fundament Dänemarks, der südlichen Ostsee und Nord- und Ostpolens. Ganz im Südosten ist auch noch der sarmatische (ukrainische) Kraton beteiligt.

Die svekofennidischen Gneise und Granulitgesteine des Basements Nordost-Mitteleuropas weisen Deformations- und Metamorphosealter zwischen 1,8 und 1,9 Ga auf. Sie waren zu dieser frühproterozoischen Zeit aus der Akkretion juveniler vulkanischer Inselbögen und deren Grauwackenumgebung hervorgegangen bei gleichzeitiger Platznahme subduktionsbedingter Granodiorit- und Granitplutone. Heute verlaufen ihre Strukturzonen in einem großen Bogen von Ostschweden nach Südosten und Süden unter das phanerozoische Deckgebirge Estlands, Lettlands, Litauens und Ostpolens. Auch hier war die Akkretion von einer hochgradigen amphibolit- bis granulitfaziellen Metamorphose begleitet. Wie in Südfinnland folgte ihr auch hier die Platznahme weitverbreiteter Anorthosit-Rapakivi-Massive.

Westlich der ostschwedischen Svekofenniden sind die Granite Smålands und Värmlands das Ergebnis gotidischer Aufschmelzungs- und Intrusionsereignisse zwischen 1,8 und 1,5 Ga. Die Gneise und Intrusionen dieser Strukturprovinz sind heute in Ostschonen und auf der Insel Bornholm der direkten Beobachtung zugänglich. In Südwest-Schweden, Süd-Norwegen und auch im Untergrund Dänemarks führte dagegen zwischen 1,2 und 0,85 Ga eine svekonorwegi-

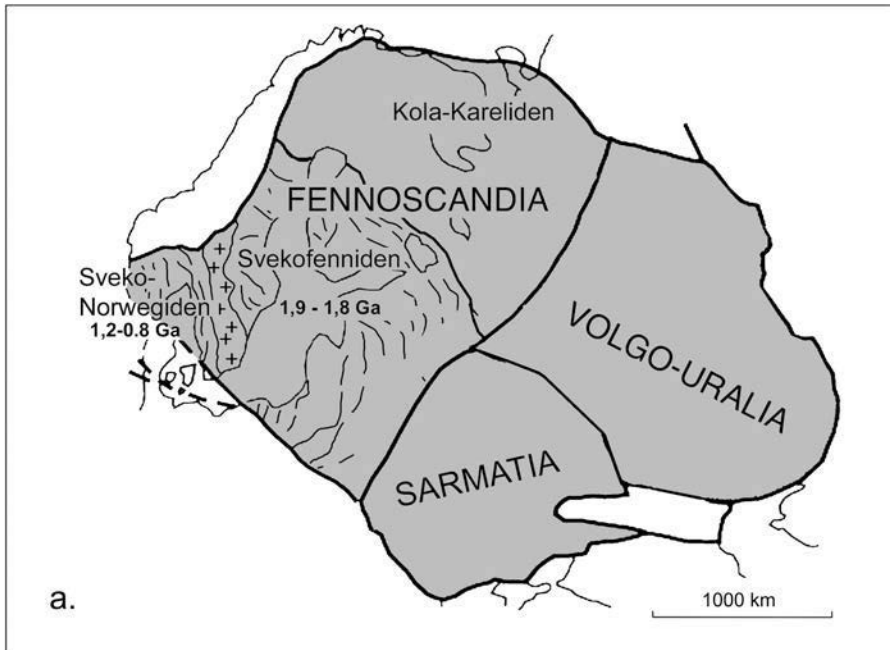


Abb. 10a: Der Ursprung des präkambrischen Fundaments Mitteleuropas: Der Paläokontinent Baltica.

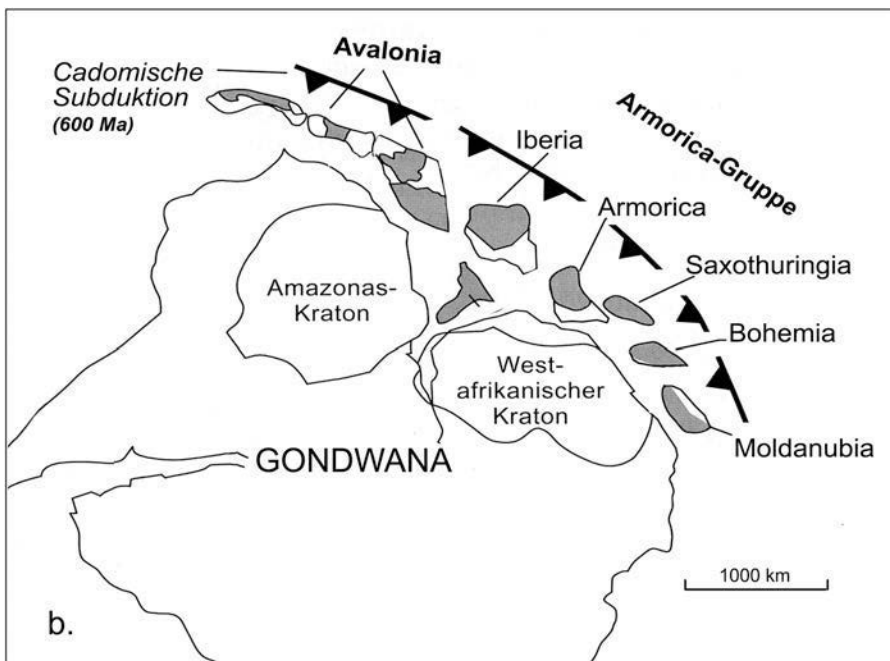


Abb. 10b: Der Ursprung des präkambrischen Fundaments Mitteleuropas: Der Nordrand Gondwanas.

sche Kollisionsorogenese zur durchgreifenden strukturellen und metamorphen Überprägung des dortigen gotidischen Strukturstockwerks.

Die Svekofenniden Ostschwedens und Ostpolens und auch die jüngere südwestschwedisch-norwegische Strukturprovinz der Svekonorwegiden (1,2–0,85 Ga) entstanden in engem räumlichen Zusammenhang mit den Keteliden Südgrönlands und dem Transhudson-Orogen bzw. Grenville-Orogen Nordamerikas. Ihre Kratonisierung trug wesentlich zum erdweiten Zusammenschluß des jungproterozoischen Superkontinents Rodinia bei.

Das südwestlich der Transeuropäischen Suturezone gelegene Fundament Mitteleuropas entstand erst im späten Jungproterozoikum zwischen 0,7 und 0,6 Ga am Nordrand des damals auf der Südhälfte gelegenen Großkontinents Gondwana.

Für das Ende des Proterozoikums läßt sich hier eine durchgehende Krustenverdünnung konstatieren, die verbunden war mit der Bildung vulkanischer Inselbögen und der Akkumulation mächtiger klastischer Sedimentserien in den dahinter liegenden Randbecken. Heute sind dies die in den mitteleuropäischen Varisziden erschlossenen spätproterozoischen Grauwackenserien und Inselbogensvulkanite des Teplá-Barrandiums in Zentralböhmen und auch mächtige gleichaltrige Grauwackenkomplexe in Thüringen und Sachsen und in der Lausitz. Auch die in Teilen vorkambrischen Metasedimentserien der Grauen Gneise im heutigen südöstlichen Moldanubikum und im Zentralen Schwarzwald gehören dazu.

Eine anschließende Krusteneinengung infolge aktiver Subduktionen entlang dem Nordrand Gondwanas unmittelbar vor Beginn des Kambriums führte dann als Cadomische Orogenese zur Deformation und Metamorphose dieser spätproterozoischen Beckenfüllungen. Klassisch rekonstruieren läßt sich dieses Ereignis heute im Teplá-Barrandium, wo unterkambrische Molassesedimente die engverfalteten jungproterozoischen Grauwacken und Schiefer diskordant überlagern. Aber auch Detritusanalysen kambrischer und jünger-paläozoischer siliziklastischer Sedimente im heutigen Brabanter Massiv, in den Ardennen und im heutigen Saxothuringikum ergeben immer wieder indirekte Hinweise auf deren cadomische Liefergebiete. Schließlich ist cadomisch entstandene Kruste sporadisch auch an verschiedenen Stellen in der heutigen Rhenoharzynischen Zone und Mitteldeutschen Kristallinzone direkt aufgeschlossen. Und im weiter südlich gelegenen Innenvorvariszikum sind heute spätproterozoische magmatische Bögen als cadomische granodioritische Gneissmassive überliefert.

Altpaläozoikum

Im frühen Paläozoikum entwickelten sich der Südwesten Balticas und die gondwanidischen Terranes des heutigen Mitteleuropas wegen des ganz unterschiedlichen Ursprungs ihres proterozoischen Basements und auch wegen ihrer zunächst noch größeren paläogeographischen Distanz zueinander deutlich verschieden.

Baltica lag im Kambrium in hohen südlichen Breiten vor dem südamerikanischen Nordrand Gondwanas. Erst im Verlauf des Ordoviziums driftete dieser Großkontinent langsam nach Norden und kreuzte im Silur und Devon den Äquator. Während des Kambriums, Ordoviziums und Siluriums wurde sein Südwestrand von einem breiten Saum mariner Schelfsedimente bedeckt. Sie folgen teils über flachliegenden terrestrischen Sandsteinen jüngstproterozoischer Becken und Furchen, teils unmittelbar auf dem tief erodierten präkambrischen Kristallin der Plattform. Die Transgression des Unterkambriums brachte im Westen die weiteste Überflutung, weit über das heutige Ostsee-Gebiet und Ostpolen hinaus. Charakteristische Ablagerungen sind Quarz-

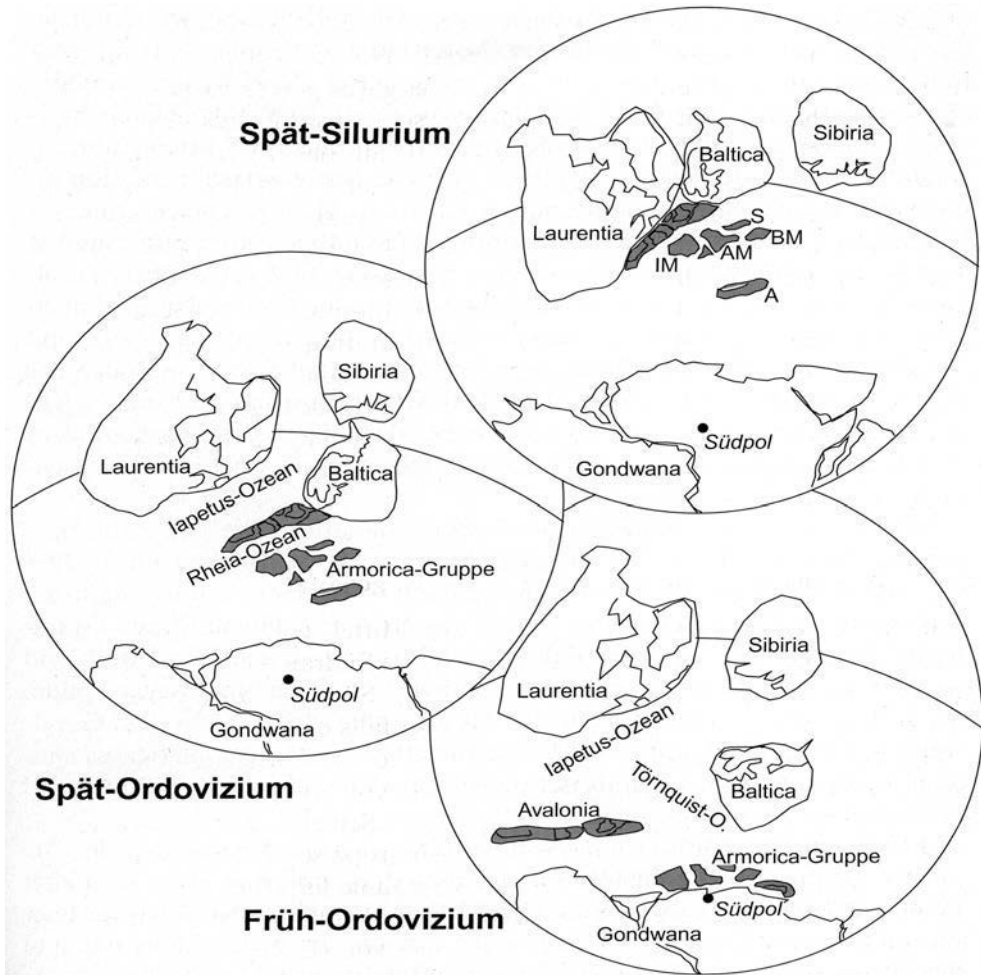


Abb. 11: Die Norddrift Avalonias und der Armorica-Gruppe im Altpaläozoikum (nach TAIT et al. in FRANKE et al. 2000). A – Protoalpen, A.M. – Armorikanisches Massiv (Armorica), BM – Böhmisches Massiv (Moldanubikum und Teplá-Barrandium), IM – Iberisches Massiv, S – Saxothuringikum.

sandsteine. Später, im Mittel- und Oberkambrium reichte das Meer nicht mehr so weit. In seinem nur mangelhaft durchlüfteten Flachwasser entstanden bitumen- und schwefelkiesreiche Schlicke, die heute als Alaunschiefer und Stinkkalke vorliegen.

Nach einer allgemeinen Regression im Oberkambrium wurde der Westteil der Plattform zu Beginn des Ordoviziums erneut überflutet und blieb nun bis zum Ende des Silurs unter Meeresbedeckung. Über schwarzen Graptolithenschiefern lagerten sich Orthocerenkalke als Sedimente eines extrem flachen Epikontinentalmeeres ab. Zum Südwestrand der Plattform nahm die Meerestiefe merklich zu. Bis in das mittlere Silurium wurden in den breiten flachen Senken auf dem Südwestrand Balticas fossilreiche Mergel und ausgedehnte Korallen- und Stromatoporen-Riffe gebildet. Zwischen dem Riffgürtel und dem östlichen Festland nahmen Lagunen

mit dolomitischen und z.T. salinaren Sedimenten größere Räume ein. Zum offenen Meer hin blieb es dagegen bei der Ablagerung von Graptolithenschiefen, seit dem mittleren Silur mit zunehmend mächtigen turbiditischen Feinsandstein-Schüttungen. Es war dort zu Beginn des Silurs zum Anschluß der ostavalonischen Kleinplatte an den baltischen Kraton gekommen.

Im Gegensatz zu der nur langsamen Norddrift Balticas wanderte der Großkontinent Gondwana im Verlauf des Altpaläozoikums mit seinem afrikanischen Kern in entgegengesetzter Richtung über den Südpol. Avalonia, dessen Lage zu Beginn des Kambriums nach paläomagnetischen und anderen Hinweisen vor dem südamerikanischen Sektor des Großkontinents rekonstruiert wird, löste sich erst im Verlauf des frühen Ordoviz von Gondwana. Noch im Verlauf des Ordoviziums kam es im heutigen Irland und Südschottland zur Kollision mit Laurentia und in Norddeutschland und Nordwestpolen mit Baltica. Entsprechend sind kaledonische Deformationsgürtel heute in Irland und Schottland aber auch entlang dem Südwestrand Balticas im Untergrund Dänemarks, Nordost-Deutschlands und Nordwest-Polens überliefert. Zusätzlich entstand zwischen dem avalonischen Midland-Block Zentralenglands und einer östlichen Teilplatte Ostavalonias ein kaledonischer Anglo-Brabanter Faltenzug.

Lange Zeit galten auch das cadomische Basement der Moravo-Silesischen Zone Ostböhmens und das Malopolska-Massiv in Südpolen als Teile Balticas. Es mehren sich aber die Anzeichen, daß diese beiden Baueinheiten ihren Ursprung doch am Nordrand Gondwanas hatten. Sie lösten sich aber bereits im frühen Kambrium von dort und schlossen sich noch im Verlauf des späten Kambriums an den Südwestrand des Baltica-Kratons an.

Bei der Trennung Avalonias vom südamerikanischen Nordrand Gondwanas im frühen Ordovizium (Arenig) hatte sich der Rheia-Ozean geöffnet. Seine Spur verläuft heute entlang dem Südrand der Rhenoharzynischen Außenzone der mitteleuropäischen Varisziden.

Die zunächst noch mit Gondwana verbunden gebliebenen Terranes der Armorica-Gruppe südlich des Rheia-Ozeans weisen wie Avalonia ein cadomisch geprägtes Fundament auf. Paläogeographisch hatten sie ihren Ursprung aber vor dem Westafrikanischen Kraton Gondwanas und teilten auch noch bis zum Beginn des Ordoviziums dessen geologische Entwicklung. Nach örtlich stabilen Schelfbedingungen im Unter- und Mittelkambrium, die über cadomisch gefalteten Grauwackenschiefererien zunächst Flachwassersandsteine und -schiefer und dann Archäocyathidenkalke und -dolomite folgen ließen, öffneten sich gegen Ende des Kambriums einige bedeutende Riftbecken. Es folgten basische Vulkanit-Serien und z.T. mächtige siliziklastische Trogfüllungen, heute vor allem aufgeschlossen entlang dem Nordrand des Böhmisches Massivs. Das Oberkambrium fehlt, entweder als Resultat leichter tektonischer Verkippen oder infolge einer zu dieser Zeit allgemeinen Absenkung des Weltmeeresspiegels. Die verschiedene Stadien der kambro-ordovizischen Riftbildung aber auch fortgesetzter Subduktionsprozesse und Kollisionssereignisse im mittleren Ordovizium spiegeln sich heute in den mitteleuropäischen Kristallinaufbrüchen durch eine durchgreifende Metamorphose und Migmatisierung jungproterozoischer und kambrischer bis unterordovizischer Gesteinskomplexe wider. In diese kambro-ordovizischen Gneisstockwerke intrudierten granitische Schmelzen und wurden ihrerseits zu Orthogneisen überprägt. In tieferen Stockwerken bildeten sich Granulite.

Das Oberordovizium und Silur war die Zeit der Ab- und Aufspaltung der verschiedenen Teilplatten der Armorica-Gruppe von Gondwana und ihrer jeweils eigenständigen Nordwanderung

gegen Südwest-Baltica und Ostavallonia. Wegen der nachlassenden Beckenbildung und fehlender Liefergebiete verminderten sich die Sedimentationsraten und es überwogen reine Ton- und Schiefer sowie Schelfsandsteine. Mehrfach bildeten sich oolithische Eisenerze. Glazimarine Geröllschiefer im obersten Ordovizium dokumentieren für diese Zeit eine besonders weite Meereisverbreitung. Im Silurium weisen dann alle nach Norden driftenden Einzelschollen sehr gleichförmig ausgebildete geringmächtige Schwarzschiefer (Graptolithenschiefer) als Ausdruck pelagischer Ablagerungsbedingungen auf.

In den Ost- und Südalpen, deren altpaläozoische Bestandteile mehreren eigenen gondwanidischen Terranes entsprachen, weisen klastische Beckenfüllungen und ozeanische Intraplattenbasalte auf Dehnungsvorgänge im frühen Altpaläozoikum hin. Mittelordovizische Granitoide, weit verbreitete rhyolithische bis andesitische Pyroklastika und Laven des Ordoviziums sowie Metamorphoseereignisse, die in diese Zeit datieren, deuten auf Subduktions- bzw. Kollisionseignisse hin, die noch am Nordrand Gondwanas stattgefunden haben dürften.

Devon

In Nord- und Nordwest-Europa waren gegen Ende des Altpaläozoikums wesentliche strukturelle und paläogeographische Veränderungen eingetreten. Die Kollision Laurentias, Balticas und Avalonias hatte zur Bildung des zusammenhängenden Großkontinents Laurussia geführt. Die Kollisionsszonen selbst und ihre Umgebung bildeten ein geschlossenes nordatlantisches Festland, den Old Red-Kontinent. Dieser unterlag im Laufe des Devons der Verwitterung und Abtragung.

So dominierten im Devon auf dem passiven Südrand Avalonias zunächst klastische Alluvial- und Schelfsedimente, die aus den kaledonischen Abtragungsgebieten im Norden stammen. Im Südhunsrück überlagern diese unterdevonischen Old Red-Ablagerungen zuvor freigelegte cadomische Paragneise. Weiter im Nordwesten, in den Ardennen, greifen sie diskordant auf kaledonisch gefaltete und schwachmetamorphe kambrische und ordovizische Gesteine über. Im östlichen Rheinischen Schiefergebirge und im Harz wird Ordoviz und Silur dagegen ohne erkennbare Anzeichen eines kaledonischen tektonischen Ereignisses von marinen Sedimenten des untersten Devons überlagert.

Im Verlauf zunehmender Dehnung und damit Absenkung der avalonischen Basis der späteren Rhenoharzynischen Zone im späten Unterdevon stieß die marine Transgression immer weiter nach NW vor. Den zunächst mächtigen siliziklastischen Schüttungen aus dem kaledonischen Gebirge im Nordwesten (Rheinische Fazies) folgten im höheren Mitteldevon bis tieferen Oberdevon hemipelagische Bedingungen, die auch zur Bildung von Rifffkarbonaten führten, während weiter südlich und östlich überwiegend pelitische Sedimentation vorherrschte (Harzynische Fazies).

Das devonische Sedimentationsgeschehen südlich des Rheia-Ozeans ist wegen der Lückenhaftigkeit der sedimentären oder magmatischen Überlieferung innerhalb der saxothuringischen, teplá-barrandischen und moldanubischen Terranes bzw. wegen deren späterer starker tektonischer und metamorpher Überprägung nicht mehr überall erkennbar. In Saxothuringia setzte sich die spätordevizisch-silurische pelagische Sedimentation mit Tentaculitenschiefen und Schwarzschiefern noch bis in das Oberdevon fort. Daran anschließend bezeugen erste

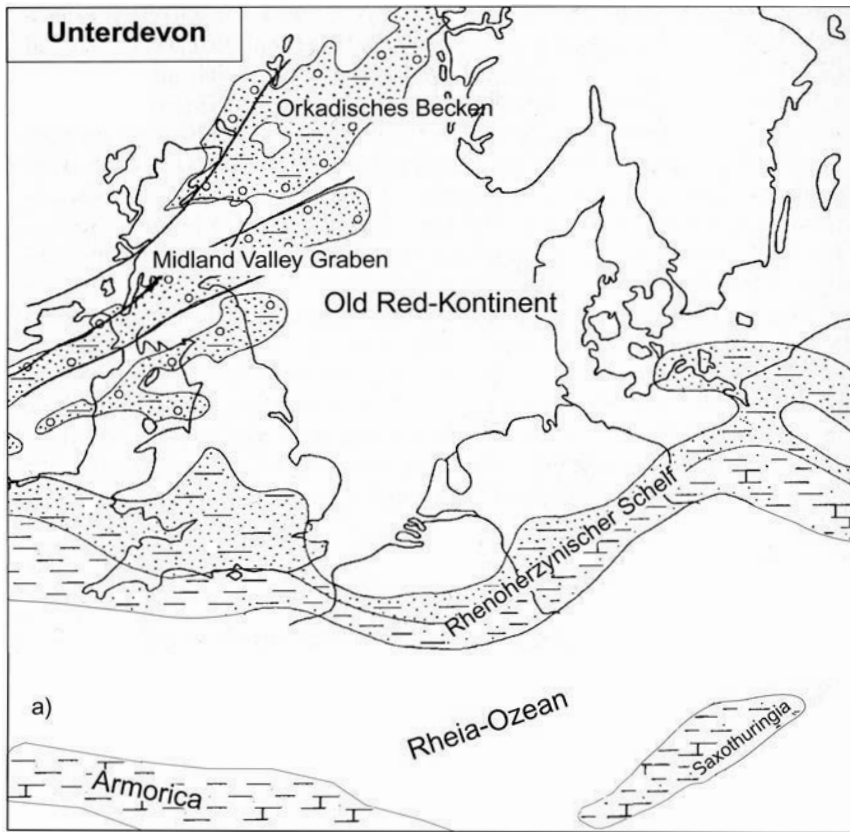


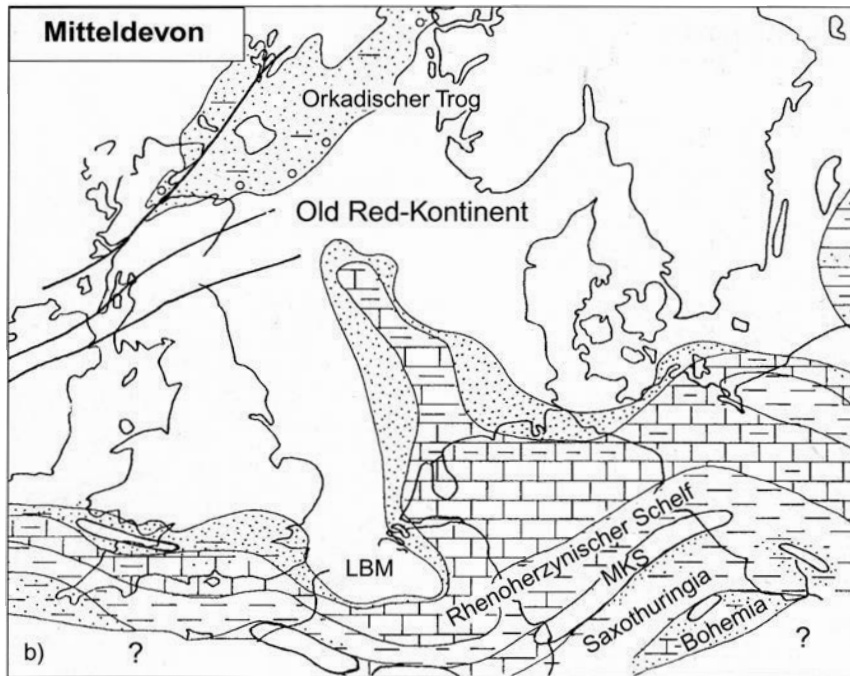
Abb. 12: Paläogeographie Mittel- und Nordwesteuropas im Unterdevon und Mitteldevon.

LBM = London-Brabanter Massiv, M.K.S = Mitteldeutsche Kristallinschwele.

Flyschablagerungen aus südlicher Richtung den beginnenden Zusammenschluß mit der Teplá-Barrandium-Einheit.

In der Teplá-Barrandium-Einheit reichte die Sedimentation von Flachwasserkalken des Silurs dagegen nur noch bis in das untere Mitteldevon. Auch in der nordöstlichen und südöstlichen Umrandung des Böhmisches Massivs (Sudetikum, Moravo-Silesikum) und im südlichen Schwarzwald zeichnet sich heute wenigstens örtlich eine marine Kontinuität von den Graptolithenschiefern des Siluriums bis in ein kalkig und dann gröberklastisch ausgebildetes Mitteldevon ab.

In den Ostalpen, am äußersten Südwestrand der mitteleuropäischen Varisziden, sind wieder vollständigere Profile des Jungpaläozoikums erschlossen, die mit pelagischen Cephalopodenkalken und Riffkalken bis in das mittlere Karbon hineinreichen.



Zeichenerklärung:

	Konglomerate		Mergelkalk		Salze
	Sandsteine		Kalksteine		Kohle
	Flysch		Dolomite		Störungen
	Tonsteine		Gips		Überschiebungen

Bereits im Verlauf des Unterdevons hatten sich mit der Annäherung Saxothuringias an Ostavolonia und zwischen Saxothuringia und dem Teplá-Barrandium (Bohemia) zwei südwärts gerichtete Subduktionszonen entwickelt. Und zeitgleich tauchte ein moldanubischer Ozeanboden von Süden her unter Bohemia ab. Die eigentlichen von durchgreifender Metamorphose und nachfolgenden Intrusionen begleiteten Kollisionsprozesse begannen spätestens im Mittel- bis Oberdevon. Auf beiden Seiten des Teplá-Barrandiums führten eine mehrphasige Faltung und bedeutende Überschiebungen, sowohl zur Saxothuringischen Zone hin als auch im Moldanubikum, zu einer extrem starken tektonischen Einengung. Für den Nordwesten lassen sich Vorgänge durch die entsprechenden Metamorphosealter zwischen 380 und 365 Ma (Givet bis Famenne) gut eingegrenzen. Im Moldanubikum südöstlich des Teplá-Barrandiums wird die Platznahme der dort weit nach Süden vorgestoßenen kristallinen Gföhl-Decke über der Drosendorf-Einheit als sicher älter als 340 Ma datiert. Später wurden sowohl das südliche Saxothu-

ringikum als auch das moldanubische Kristallin von granitischen Plutonen durchsetzt. Die Intrusionshöhepunkte lagen bei 340 Ma und 325-305 Ma. Auch das kristalline Grundgebirge des Schwarzwaldes und der Vogesen zeigt einen klar divergenten oberdevonischen Überschiebungs- und Deckenbau.

Karbon

Für den bis dahin passiven Südrand Avalonias begann die einengende variszische Strukturentwicklung erst im Unterkarbon. Im Norden hatte sich eine breite Karbonatplattform entwickelt, die weit in das Nordseegebiet und bis Zentralengland und Irland reichte (Kohlenkalkfazies). In den südlichen Außenschelfbereichen bestand dagegen eine pelagische Stillwasserseimentation (Kulmfazies) fort. Auch hatte sich im oberen Ems nach der Schließung des Rheia-Ozeans zwischen Saxothuringia und Avalonia vor dessen Südrand noch einmal ein neues rheinoherzynisches Riftbecken (Giessen-Ozean) geöffnet, von dem heute allerdings nur wenige Zeugnisse in den allochthonen Überschiebungseinheiten des südöstlichen Rechtsrheinischen Schiefergebirges und des Harzes überliefert sind.

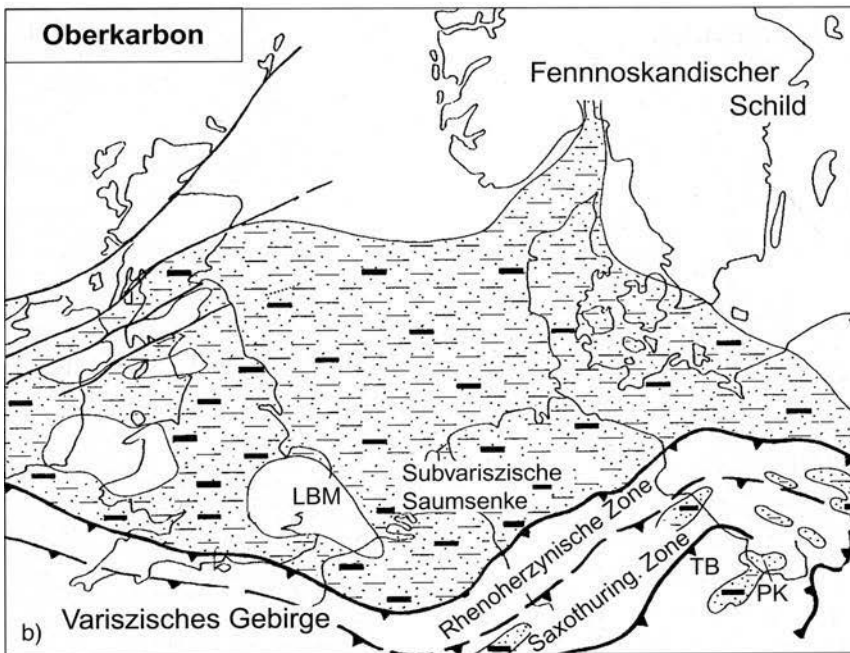
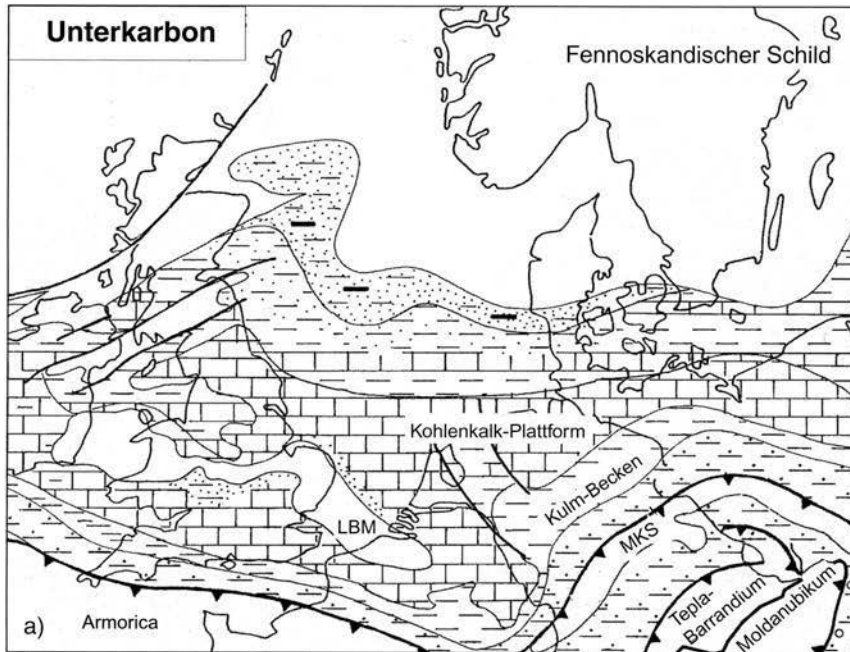
Dieser Giessen-Ozean war bereits im jüngeren Oberdevon von Süden her von der heutigen Mitteleuropäischen Kristallinschwelle überfahren worden. Von dieser ging vom späten Tournai bis in das Namur hinein die schrittweise Auffüllung des Rheinoherzynischen Beckens mit Grauwackenschüttungen aus. Im Anschluß kam es zur Auffaltung solcher Vorlandsequenzen im östlichen Rheinischen Schiefergebirge und im Harz. Und in einer nach Norden wandernden Restsaumtiefe bildeten sich bis in das Westfal hinein klastisch-paralische Molasseablagerungen mit Kohleflözen. Noch vor Ende des Karbons wurde die Sedimentfüllung des Rheinoherzynischen Beckens endgültig ausgefaltet und entlang weitreichender Überschiebungen auf das nördliche Vorland transportiert.

Ähnlich wie die Rheinoherzynischen Außenzone zeigt die Moravo-Silesische Zone am Südostrand des Böhmisches Massivs über einer proterozoischen Basis devonische bis tiefunterkarbonische pelagische Epikontinentalsedimente und vom Unterkarbon an Flysch- und Molassebildung. Und ähnlich entspricht auch die sukzessive Verlagerung der Zentren dieser Flyschbildung nach Osten einem Wandern der Faltung in gleiche Richtung bis in das westliche Oberschlesische Kohlebecken.

In den jungpaläozoischen Grundgebirgsanteilen der Ostalpen ist für das untere Karbon die Schließung eines weiteren Arms des Rheia-Ozeans zwischen den zentraleuropäischen Gondwana-Fragmenten und einer dem nordafrikanischen Anteil Gondwanas unmittelbar vorgelagerten Norischen Teilplatte überliefert. Sie begann im jüngsten Oberdevon bzw. ältesten Unterkarbon mit einer nach Norden unter den südlichen Rand der Moldanubischen Platte gerichteten Subduktion. Mit der Kollision waren eine südvergente Deformation, Metamorphose und Gra-

Abb. 13: Paläogeographie Mittel- und Nordwesteuropas im Unterkarbon und Oberkarbon (Westfal) (Legende wie Abb. 12).

LBM – London-Brabanter Massiv, MKS – Mitteldeutsche Kristallinschwelle, PK – Becken von Pilsen-Kladno, TB – Teplá-Barrandium Unterkarbon und Oberkarbon. L.B.M. – London-Brabanter Massiv, M.K. S – Mitteldeutsche Kristallinschwelle, P.K. – Becken von Pilsen-Kladno, T.B. – Teplá-Barrandium.



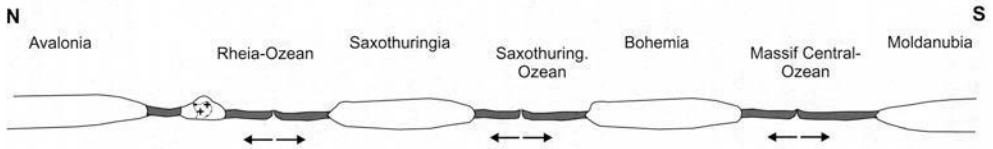
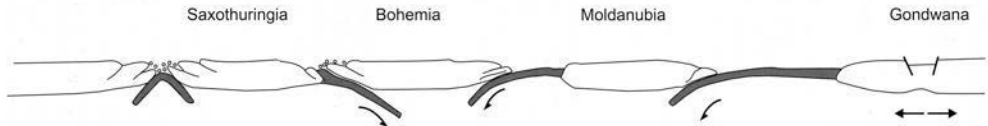
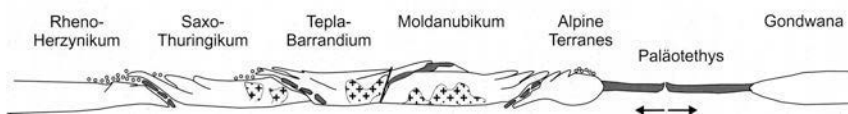
Spätes Silur**Mitteldevon****Unterkarbon**

Abb. 14: Plattentektonisches Modell zur Entwicklung des mitteleuropäischen Varisziden (aus WALTER 2003).

nitintrusionen in der nördlichen Oberplatte verbunden sowie in den Südalpen (Karnische Alpen, Karawanken) eine nach Süden gerichtete Schüttung von karbonischem Flysch. Eine Kontinent-Kontinent-Kollision der mitteleuropäischen Faltenzonen mit Gondwana selbst ereignete sich erst im späten Karbon. Ihre Suture liegt heute südlich der Alpen und ist durch die jüngeren Strukturen des Mittelmeerraums gänzlich überprägt.

Perm

Im späten Oberkarbon und frühen Perm unterlagen das variszische Orogen Zentral- und Westeuropas einer allgemeinen Krustendehnung, die mit der Neuanlage eines komplexen Systems NW-SE verlaufender rechtslateraler und konjugiert dazu NNE-SSW ausgerichteter linkslateraler Seitenverschiebungen verbunden war. Im Rahmen dieses Störungsmusters entwickelte sich eine zunehmende Zahl intramontaner Senken, die sich mit bis zu mehreren tausend Metern kontinentalen Sedimenten füllten. Mit der Zeit erweiterten sich diese Becken durch fortschreitende Absenkung und zunehmenden Abtrag ihrer Gebirgsumgebung. Aber auch transpressive Einengungsbewegungen führten zu einer fortlaufenden Faltenbildung und Überschiebungstektonik innerhalb der Becken. Die Art der Beckenfüllungen war außer von solchen tektonischen und morphologischen Randbedingungen auch vom Wechsel eines tropisch-humiden Klimas im obersten Karbon zu trockeneren Verhältnissen in der Perm-Zeit bestimmt. Die grauen Ablagerungen des Oberkarbons mit Kohleflözen wurden von vorwiegend roten flözfreien Sedimenten (Rotliegendes) abgelöst.

Die spätvariszischen tiefreichenden Krustenstörungen führten darüber hinaus zu einer weit verbreiteten vulkanischen und intrusiven Aktivität. In der Mehrzahl der Becken kam es zur Förderung größerer Mengen von Rhyolithen aber auch basaltischer und intermediärer Vulkanite. Die Rhyolithe bildeten vornehmlich umfangreiche Lakkolithe und Ignimbritdecken. Der

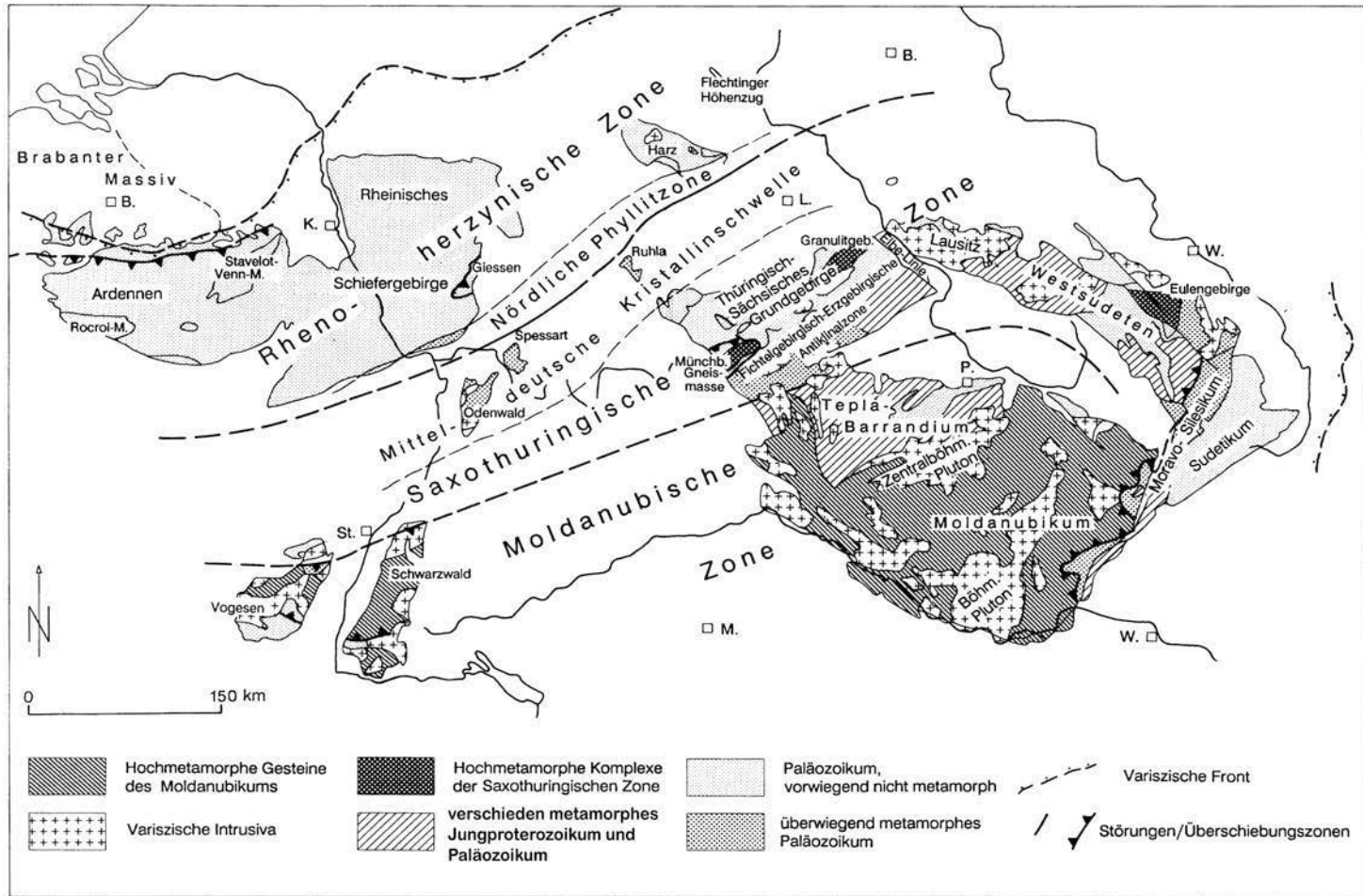


Abb. 15: Gliederung des mitteleuropäischen variszischen Grundgebirges.

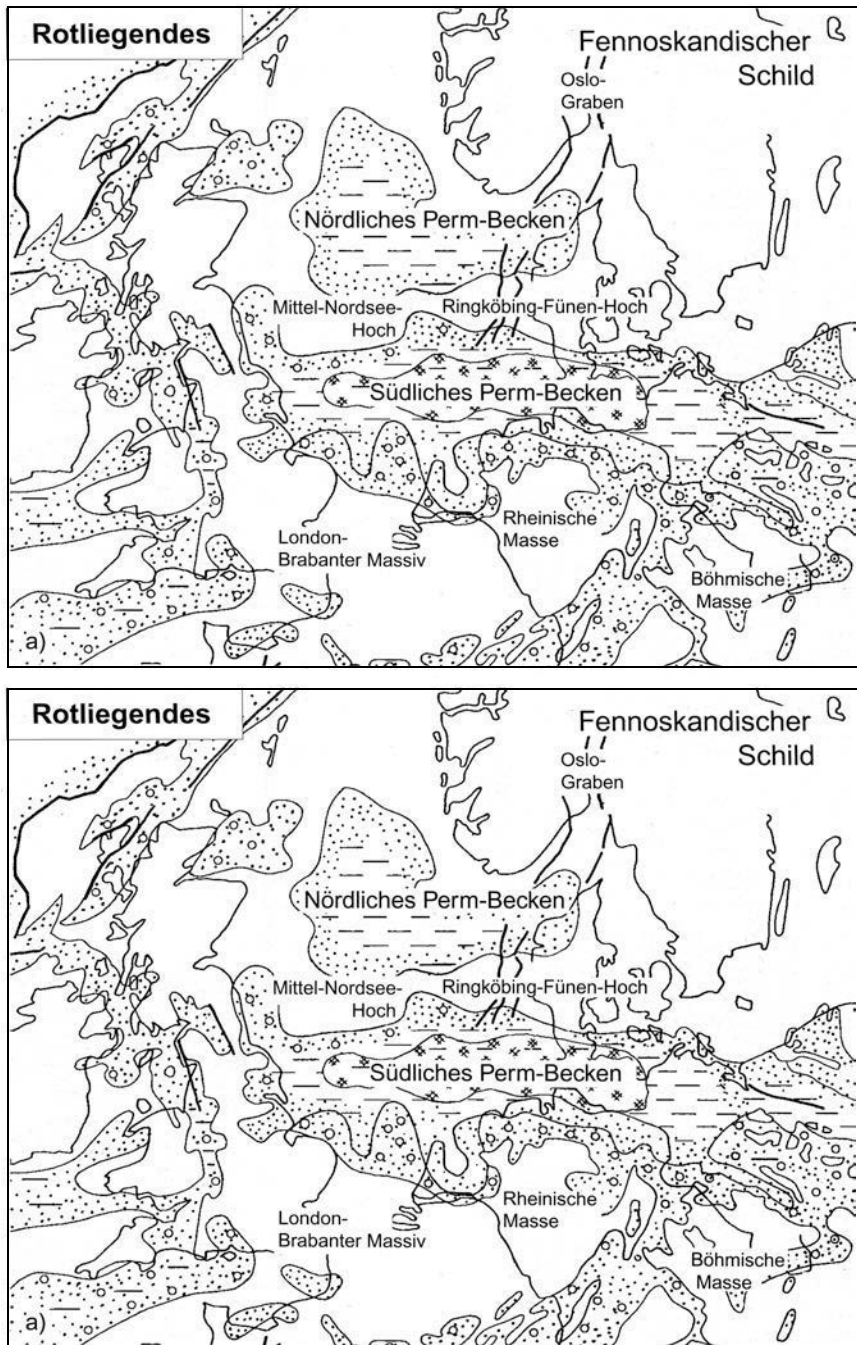


Abb. 16: Paläogeographie Mittel- und Nordwest-Europas in der Zeit des Rotliegenden und des Zechsteins (Legende wie Abb. 12).

BM – Böhmisches Masse, LBM – London-Brabanter Massiv, RM – Rheinische Masse.

Höhepunkt der vulkanischen Förderung wurde an der Wende Oberkarbon/Perm erreicht. Die wichtigsten permo-karbonischen Beckenstrukturen finden sich heute innerhalb der Saxothuringischen und Moldanubischen Zone (Saar-Saale-Trog, Kraichgau-Becken, Becken von Pilsen-Kladno u.a.). Seit Beginn des Unterrotliegenden bildeten sich entsprechende Senken auch verstärkt im nördlichen variszischen Vorland.

Mit Beginn des Perms begann parallel zum Einbruch der intramontanen Senken des variszischen Faltengürtels in dessen nördlichen Vorland und im Nordsee-Bereich die allgemeine Absenkung eines ausgedehnten Südlichen Permbeckens und eines weniger umfangreichen Nördlichen Perm-Beckens. Bis zum Ende der Rotliegend-Zeit kamen hier unter ariden Klimabedingungen mächtige äolische Wüsten- und Wüstensee-Sedimente zur Ablagerung. Beide Becken waren durch eine Ost-West verlaufende Schwellenzone (Mittel-Nordsee-Hoch, Ringköbing-Fynen-Schwelle) voneinander getrennt. Im Südlichen Rotliegend-Becken, das sich über 1.500 km von Ostengland bis nach Zentralpolen erstreckte, lag das Gebiet der Hauptakkumulation von bis zu 1.500 m Tonen und Salzen in Norddeutschland. Hier erfolgte die Absenkung in Verbindung mit der Einsenkung einer Vielzahl von Nord-Süd ausgerichteten tektonischen Grabenstrukturen. Hier und im Oslo-Gebiet lagen auch die Zentren eines lebhaften basischen und sauren Vulkanismus bzw. Plutonismus, der vom Stefan bis ins Rotliegende reicht.

Nach der Rotliegend-Zeit, im Zechstein, drang das Arktische Meer in die intrakontinentalen Depressionen des Nördlichen und Südlichen Nordsee-Beckens vor. Entlang einer sich in Norddeutschland bereits seit der Rotliegend-Zeit abzeichnenden Nord-Süd verlaufenden Senkungszone, reichte dieses Flachmeer mit seinen südlichen Buchten auch weit in das variszische Faltungsgebiet hinein (Hessische Senke). Im Osten erreichte es Südpolen und stand dort zeitweilig in Verbindung mit der Paläotethys Südosteuropas. In der auch im Zechstein fortbestehenden Barriere zwischen dem Nördlichen und Südlichen Permbecken begann sich der Horn-Graben einzusenken.

Wiederholte kurzzeitige Meeresspiegelschwankungen führten zu mehrfachen Abschnürungen der Salzwasserzuflüsse von Norden her, und in Verbindung mit dem herrschenden Trockenklima kam es zur Ablagerung zyklisch gegliederter Salzserien. In bis zu sieben Ablagerungszyklen bildeten sich in den beiden Zechsteinbecken zwischen 1.000 und 2.000 m Karbonate, Sulfate und Stein- und Kalisalzfolgen. Mit den letzteren und den Rotliegend-Salzen waren die Voraussetzungen für einen weit verbreiteten Salzdiapirismus im Gebiet der Norddeutschen Senke geschaffen. Höhepunkte des Salzaufstiegs lagen in der Trias und in der Oberkreide.

Seit dem Zusammenschluß Gondwanas mit Laurasia zum Superkontinent Pangäa am Ende des Karbons, lag im heutigen Mittelmeergebiet ein sehr breiter Schelfgürtel, der einen sich nach Osten öffnenden Golf der Paläotethys umrandete. Im Gegensatz zum hauptsächlich durch Abtragungsvorgänge und kontinentale Sedimentation geprägten zentralen Mitteleuropa entwickelten sich hier seit dem Perm ausgedehnte Karbonatplattformen, die höchstens in schmalen Säumen auch klastische Schüttungen aus den variszischen Faltungsgebieten im Norden aufnahmen.

Trias

Nach der Regression des Zechsteinmeeres aus dem nordwesteuropäischen Raum am Ende des Perms blieb es in Mitteleuropa zunächst noch bei weitgehend festländischen Abtrags- und

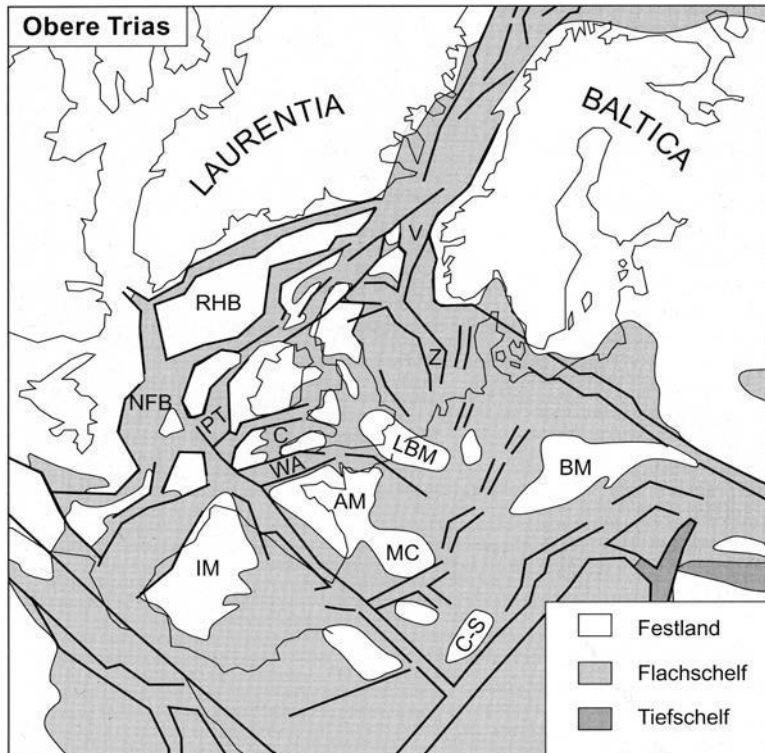


Abb. 17: Die Europäische Platte in der Obertrias (aus WALTER 2003). AM – Armorikanisches Massiv, BM – Böhmisches Masse, C – Celtic Sea-Becken, C-S – Korsika-Sardinien-Hoch, LBM – London-Brabanter Massiv, MC – Französisches Zentralmassiv, NFB – Östl. Neufundland-Becken, PT – Porcupine-Trog, RHB – Rockall-Hatton-Bank, V – Viking-Graben, WA – Western Approaches-Becken, Z – Zentralgraben.

Ablagerungsbedingungen, bedingt durch einen weltweiten Tiefstand des Meeresspiegels. Es blieb auch bei der allgemeinen Krustendehnung, die schon im Permokarbon zu einem komplexen System von tektonischen Gräben und flexurbedingten Trögen geführt hatte. Dazu gaben eine Atlantisch-Arktische Großrift-Zone im Nordwesten und ein westlicher Fortbau der Tethys im Süden die Hauptrichtungen vor.

Im mittleren und südlichen Nordseegebiet war der Zentralgraben das wichtigste Strukturelemente und weiter südlich im ehemals variszischen Faltungsgebiet Mitteleuropas die Hessische Senke und die Eifeler Nordsüd-Zone sowie zwischen den heutigen Kristallinaufbrüchen des Schwarzwaldes und der Vogesen und dem Französischen Zentralmassiv die Burgundische Senke. Vor dem SE-Rand der Osteuropäischen Plattform folgten der Dänisch-Polnische Trog und das Norddeutsche Becken dem von der Tethys vorgegebenen Dehnungsmuster.

Zu Beginn der Trias konzentrierte sich eine durchweg festländische Sedimentation noch ganz wesentlich auf diese Graben- und Trogmuster. Rote Sandsteine, Konglomerate und Tone wurden aus den umliegenden Hebungsgebieten in die sich meist rasch eintiefenden Senken geschüttet. Deren zunehmende Verbreiterung und ein allmähliches Ansteigen des Meeresspie-

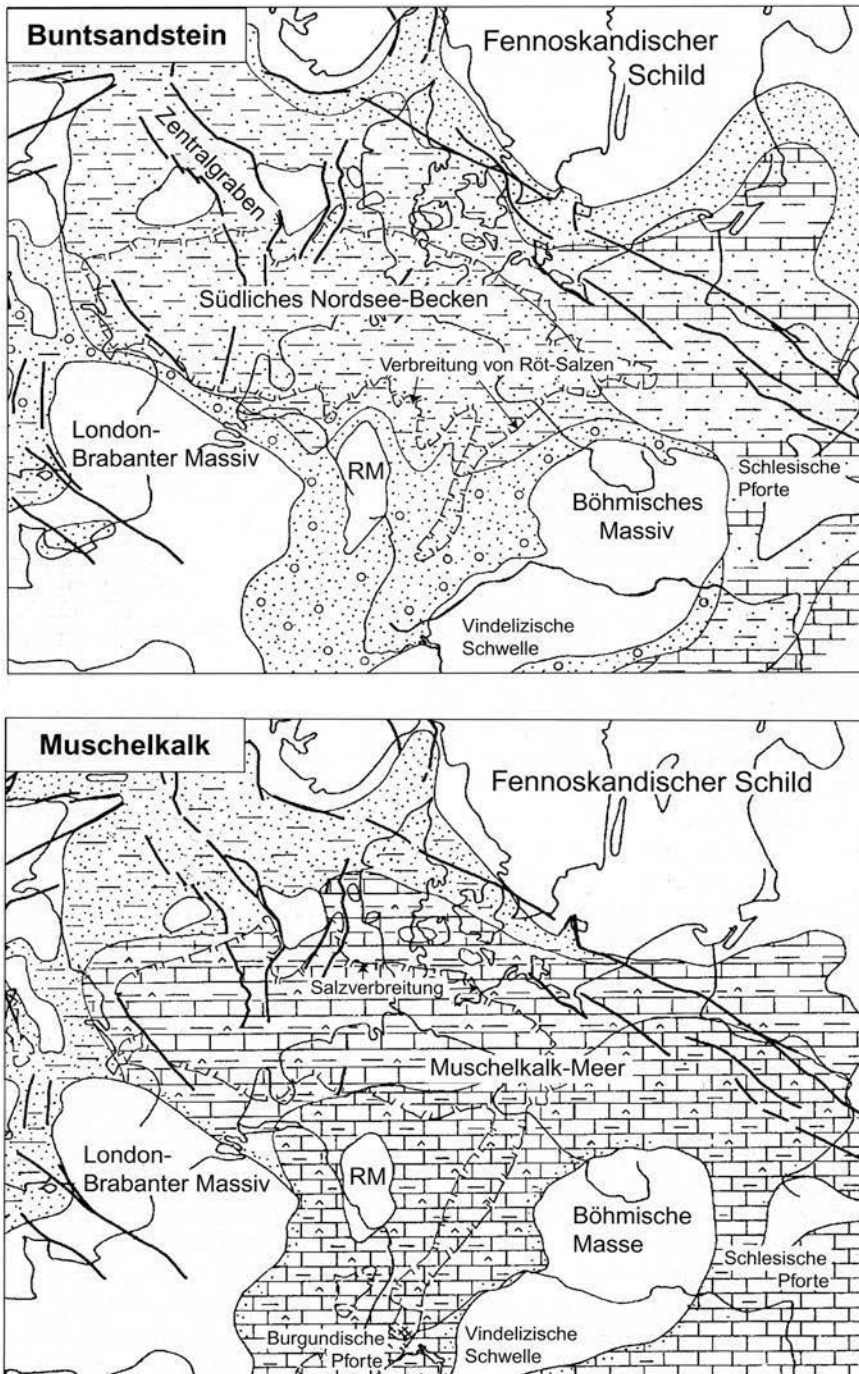


Abb. 18: Paläogeographie Mittel- und Nordwesteuropas in der Unteren und Mittleren Trias. (Legende wie Abb 12). RM – Rheinische Masse.

gels im weiteren Verlauf der Trias führten schließlich zu marinen Ingressionen aus dem Bereich der Tethys. Solche Meereseinbrüche begründeten die Dreigliederung der Germanischen Trias Mittel- und Westeuropas in den festländischen Buntsandstein, den marinen Muschelkalk mit Evaporiten und den Keuper mit teils im Gezeitenbereich, teils in Playa-Seen und teils festländisch gebildeten Ablagerungen.

So war das seit dem jüngsten Perm bestehende Nordwesteuropäische Becken durch eine von Böhmen bis zur Schweiz reichende Vindelizische Schwelle vom offenen Tethys-Meer getrennt. Erst gegen Ende der Buntsandsteinzeit entstand über ein Grabensystem in Südpolen (Oberschlesische Pforte) eine erste marine Verbindung bis in das südliche Nordseebecken. Als die Verbindung zur Tethys wieder abbrach, entstanden erste Steinsalzlager. Über die Oberschlesische Pforte erfolgte dann auch die endgültige Transgression des Muschelkalk-Meeres. Seine flachmarinen dünnplattigen Mergelkalke wechseln mit über weite Strecken einheitlich ausgebildeten Oolith- und Schillkalkbänken. Eine vorübergehende Abriegelung des Beckens vom Südmeer führte im Mittleren Muschelkalk zur teilweisen Eindampfung und Bildung von Anhydrit und Steinsalzen. Im Oberen Muschelkalk nahm eine erneute Transgression aus der Tethys ihren Weg über den Burgundischen Trog. Die Keuperzeit war in Mitteleuropa eine Zeit wiederholter Regressionen und Überflutungen mit teils rot-grünen feinklastischen Sedimenten und salinaren Bildungen aber auch verstärkten klastischen Schüttungen im wesentlichen aus dem Nordosten. Wo ausreichend mächtige Rotliegend- und Zechsteinsalze im Untergrund verbreitet waren, setzte während der mittleren und späten Trias der halokinetische Aufstieg von Salzdiapiren ein. Da das Muschelkalk-Meer nicht weiter als bis in die südliche Nordsee reichte, besteht in Nordwesteuropa die Trias aus einer schwer zu gliedernden einheitlichen Folge von kontinentalen Rotsedimenten.

Im Mittelmeerraum kam es im Verlauf der Trias zu einer zunehmenden Fragmentierung der westlichen Schelfgebiete Nordost-Gondwanas. Ihre Hochlagen blieben Karbonatplattformen. Eindrucksvolle Beispiele sind heute in den tektonischen Deckenkomplexen der Nördlichen Kalkalpen (Wettersteinkalk, Dachsteinkalk, Schlierndolomit), im Drauzug und in den Südalpen aufgeschlossen. Zwischen den Riffen herrschten lagunäre Bedingungen mit lokaler Bildung von bituminösen Schwarzschiefern. Und in den zwischen den rifftragenden Hochschollen tiefer einsinkenden Trogzonen sedimentierten pelagische Tiefwasserkarbonate und -tone. In Verbindung mit dem Aufbrechen der Schelfplattformen kam es vielfach zusätzlich zur Förderung von Alkalibasalten. Nur in tektonisch stabilen Randlagen herrschte in der unteren und mittleren Trias noch die germanische Buntsandstein- und Muschelkalkentwicklung vor.

Jura

Im obersten Keuper (Rhät) und im unteren Jura führte ein merklicher eustatischer Meeresspiegelanstieg zu einer weit über die Muschelkalk-Transgression hinausgehenden Überflutung großer Teile Nordwest-, Mittel- und Westeuropas. Sowohl über den Färoer- und den Rockall-Trog als auch über die Nordsee stellten sich offene Meeresverbindungen vom Norwegisch-Grönländischen Becken zur Tethys her. Im Nordseebereich und in Nordwest-Deutschland hinterließ das von Norden her eindringende Unterjura-Meer dunkle, teilweise bituminöse Tone, u.a. die Posidonienschiefer. Da die in der Trias aktiven Gräben, Tröge und Senken auch noch im unteren Jura einer bevorzugten tektonischen Eintiefung unterlagen, weisen sie dort auch entsprechend große Sedimentmächtigkeiten auf. Entlang dem Südwestrand der Osteuropä-

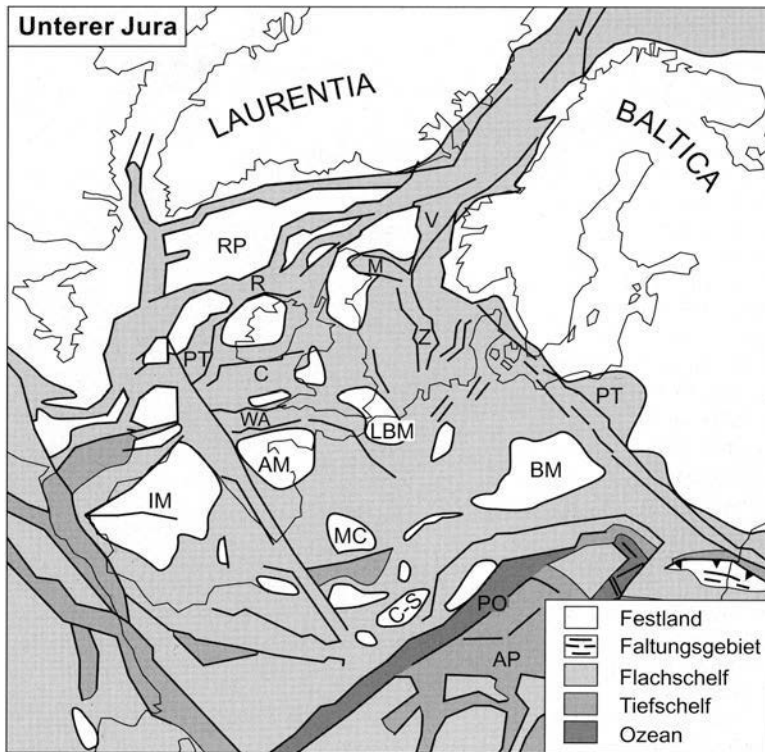


Abb. 19: Die Europäische Platte im Unterjura (aus WALTER 2003). AP – Adriatische Platte, M – Murray Firth-Graben, PO – Penninischer Ozean, PT – Polnischer Trog, R – Rockall-Trog, RP – Rockall-Plattform; weitere Kürzel wie Abb.17.

ischen Plattform bestand eine breite Flußebene, die klastische Schüttungen aufnahm. Im Westen entstand im Unterjura das Anglo-Gallische Becken. In Süddeutschland kamen ebenfalls Tonsteine und dunkle Kalke zur Ablagerung. Sie sind geringmächtiger als in Nordwestdeutschland. Charakteristisch sind auch hier die bitumenreichen Posidonienschiefer.

Im Mittel- und Oberjura entstand im mittleren Nordseegebiet ein Hot Spot mit bedeutender submariner Basaltförderung. Das Förderzentrum lag im Tripelpunkt eines breiten Riftdomes mit dem Zentralgraben und südlichen Viking-Graben und einem Moray Firth-Störungssystem als Scheitelstörungen. Dieser Mittel-Nordsee-Dom veränderte die Jura-Paläogeographie der Nordsee entscheidend. In großen Teilen der südlichen und mittleren Nordsee wurden unterjurassische und ältere Sedimente abgetragen und die Erosionsprodukte in den Zentralgraben und nach Süden in die südwestlichen Nordsee-Teilbecken und nach Norddeutschland geschüttet. Im oberen Mitteljura transgredierte das Meer erneut über das zentrale Nordseegewölbe. Viking-Graben und Zentralgraben blieben aber die beherrschenden tektonischen Strukturen. In ihnen sammelten sich mächtige Serien dunkler Tone.

Südlich des Nordseegebiets kam es im Mitteljura zu einer verstärkten Absenkung verschiedener kleinerer NW-SE streichender Tröge und Becken (Sole Pit- und Broad Fourteens-Bekken, West- und Zentralniederländisches Becken, Niedersächsisches Becken und Subherzynes

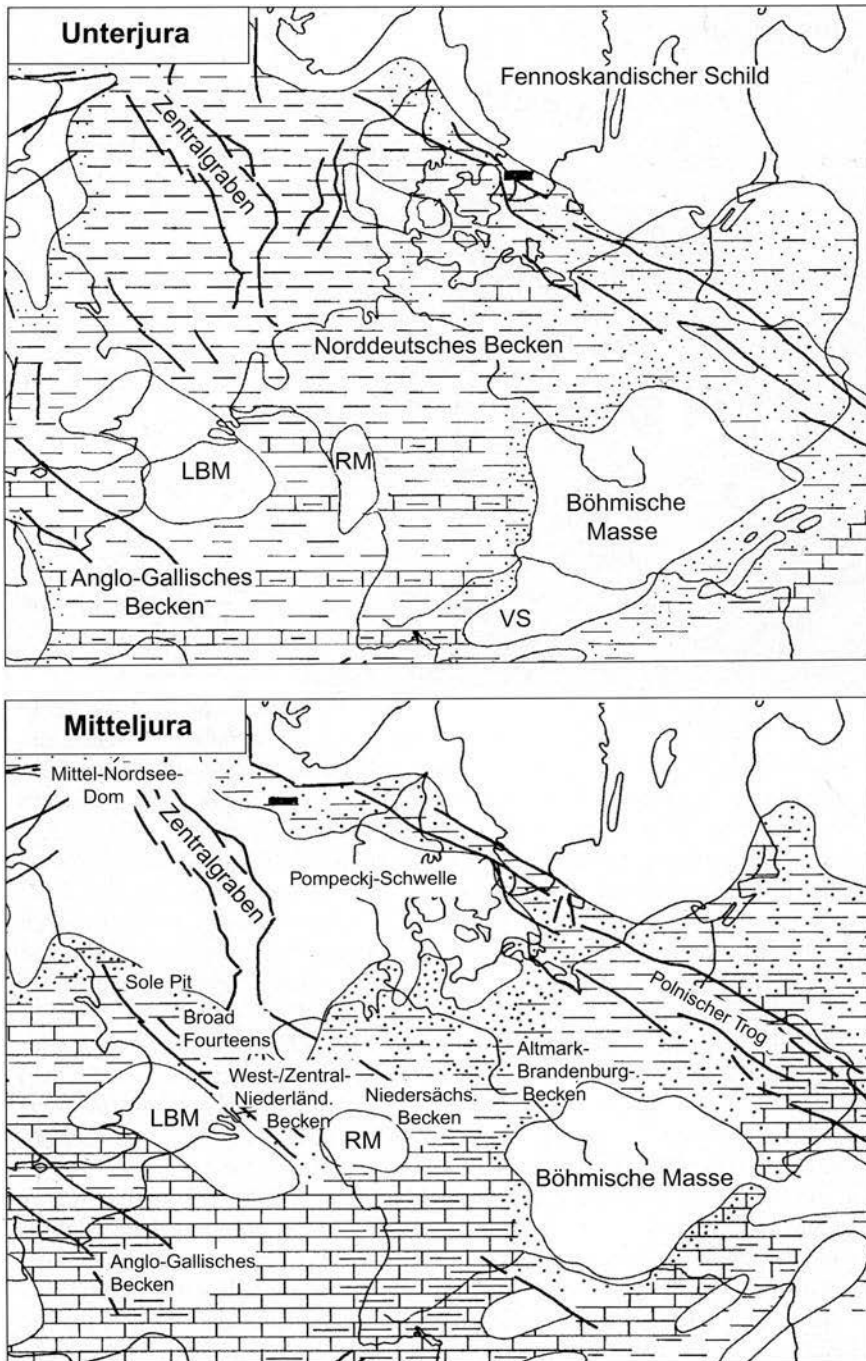


Abb. 20: Paläogeographie Mittel- und Nordwesteuropas im Unterjura und Mitteljura. (Legende wie Abb. 12).

LBM – Brabanter Massiv, RM – Rheinische Masse, VS – Vindelizische Schwell.

Becken, Altmark–Brandenburg-Becken, Polnischer Trog). Auch sie nahmen vorwiegend dunkle Tone auf, aber auch bedeutende von Norden und Nordosten stammende Sandfächer. Im Oberjura verstärkte sich ihre Absenkung noch. Dagegen wurden N-S-streichende Senken im südlichen Nordseegebiet und Norddeutschland inaktiv. Und auch die Eifeler Nord-Süd-Zone und die Hessische Senke wurden in Mitteljura endgültig angehoben.

Im süddeutschen Raum kam es im Mitteljura ebenfalls zur Bildung dunkler Mergel und Tone, und auch Kalke und Sandsteine wurden abgelagert. An der lothringischen Küste der Ardenneninsel entstanden Eisenoolithe (Minette). Im Oberjura wurde das Süddeutsche Meer zu einem Randmeer der Tethys. Es entstanden feinkörnige Kalke und Mergel mit eingelagerten Kieselschwammriffen. In Lagunen zwischen diesen Riffen bildete sich der Solnhofener Plattenkalk.

Im frühen und mittleren Jura nahmen die Riftaktivitäten und Scherbewegungen im westmediterranen Raum zu, wodurch sich der Schelf zwischen Gondwana und der europäischen Plattform weiter zerteilte. Im Mittel- und Oberjura öffnete sich hier der Südpenninische Ozean (Piedmont-Ozean), ein zunächst schmales NE-SW ausgerichtetes ozeanisches Becken, das aber bereits über eine bedeutende Transformstörung mit dem gleichzeitig aufbrechenden Mittelatlantischen Ozean verbunden war. Dieses neue Penninische Becken, das sich im Verlauf des Oberjura bis auf etwa 1.000 km verbreitert haben mag, trennte die mit Gondwana verbundene kontinentale Adriatische Platte (Adriatischer Sporn) vom südlichen Kontinentalrand Mittel- und Westeuropas. Seine ozeanische Basis, die in den Alpen heute in Form von Ophioliten die Grenze zwischen Penninikum und Ostalpinen Decken markiert, wurde überlagert von mittelmiozänen bis frühkretazischen Tiefseesedimenten, zu denen neben Radiolariten vor allem auch Tonsteine und pelagische Kalke gehörten (Bündner Schiefer). Der Adriatische Sporn im Südosten blieb als überflutete Kontinentalplatte weiterhin ein Ablagerungsraum für flachmarine Riffkarbonate, auf dem sich aber auch lokal Tiefwassertröge einsenkten, die neben Tonen und Mergeln auch Radiolarite aufnahmen. Im Nordwesten wurde die ebenfalls mit Riffkarbonaten besetzte Briançonnais-Schwelle durch ein weiteres, nordpenninisches, Rift vom passiven Kontinentalrand Mitteleuropas abgetrennt. Dieser neu entstehende Nordpenninische Teilozean (Valais-Trog) war aber wahrscheinlich nur örtlich von ozeanischer Kruste unterlagert.

Kreide

Im Übergang vom Oberjura zur unteren Kreide führte ein neuer starker Riftimpuls im Nordatlantischen Riftsystem in Verbindung mit einem tektonisch bedingten Niedrigstand des Meeresspiegels zu einer vorübergehenden drastischen Umstellung des Sedimentationsgeschehens in Nordwest- und Mitteleuropa. Breite Landrücken stiegen auf und wurden zu Abtragungsgebieten, wie z.B. der Rheinisch-Böhmische Schild, der nicht nur das Rheinisch-Ardennische und Böhmische Massiv sondern auch den ganzen süddeutschen Raum erfaßte. In der südlichen Nordsee bestand die Pompeckische Schwelle fort. Die Sedimentation beschränkte sich auf eng begrenzte Senkungszonen dazwischen, wie z.B. das Nordsee-Riftsystem, die Niederländische und Norddeutsche Senke und die Dänisch-Polnische Randsenke. Nach zunächst häufig evaporitischen Bildungen nahmen diese hauptsächlich brackische bis limnisch-kontinentale klastische Sedimente auf, z.T. mit Kohlen (Wealden-Fazies).

Im weiteren Verlauf der Unterkreide führte dann im südlichen Nordseegebiet die vom Atlantik ausgehende verstärkte Krustendehnung zu einer beschleunigten Absenkung der niederlän-

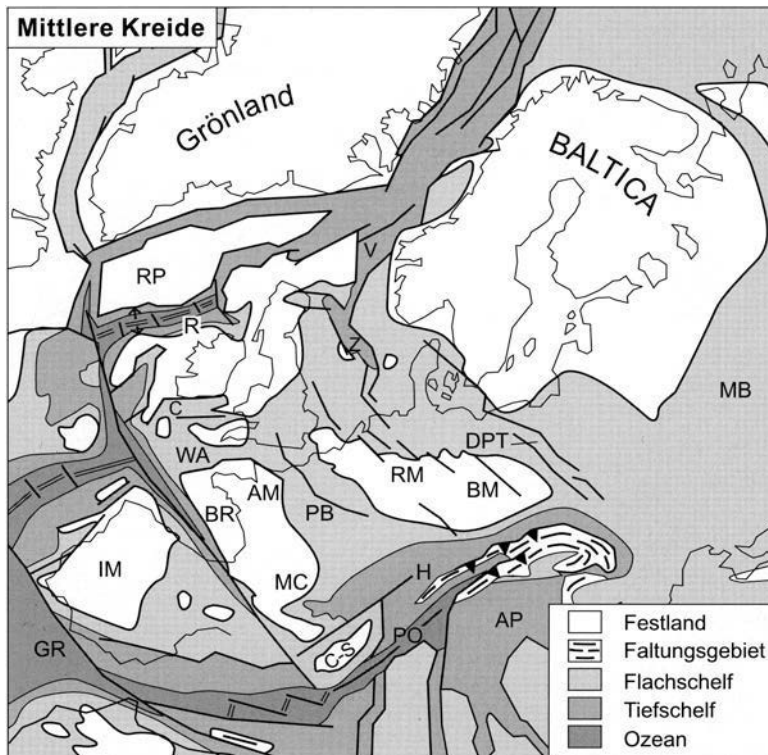


Abb. 21: Die Europäische Platte in der Unterkreide (Alb) (aus WALTER 2003).

B.R. – Biskaya-Rift, D.P.T. – Dänisch-Polnischer Trog, M.B. – Moskauer Becken, R.M. – Rheinische Masse, G.R. – Gibraltar-Rift, H – Helvetischer Schelf; weitere Kürzel wie Abb. 17.

dischen und nordwestdeutschen Randtröge und als deren Folge zu Ablagerung mächtiger mariner Flachwassertone mit episodischen Sandeinschüttungen von den angrenzenden Schwellen. Tiefreichende Krustenstörungen ermöglichten den Aufstieg basischer Vulkanite und die Intrusion von Lakkolithen (Bramscher Massiv u.a.). Während des Apt und Alb schwächte sich die tektonische Vertiefung der Einzeltröge deutlich ab, und eine überregionale Absenkung bedingte im Zusammenwirken mit einem allgemeinen Meeresspiegelanstieg eine zunehmende Überflutung der unterkretazischen Landgebiete in der Nordsee und in Norddeutschland.

In der Oberkreide erreichte der Meeresspiegel seinen Höchststand. Fast ganz West- und Mitteleuropa und auch große Teile des südlichen Osteuropas waren vom sich verbreiternden südlichen Nordatlantik und von der Tethys her überflutet. In Zentraleuropa blieb nur die Kernzone des Rheinisch-Böhmischen Schildes Landgebiet. Die mit dieser bedeutenden Oberkreidetransgression verbundene drastische Reduktion der klastischen Schüttungen begünstigte die Bildung weitverbreiteter, hauptsächlich aus mikro- und nannoplanktonischen Kalkschalen und -skeletten bestehender Schreibkreidegesteine.

Im Mittelmeergebiet hatte zu Beginn der Kreide die beschleunigte ozeanische Spreizung des Mittelatlantik zu einer anhaltenden linksseitigen Verschiebung Laurasias gegenüber Gondwana

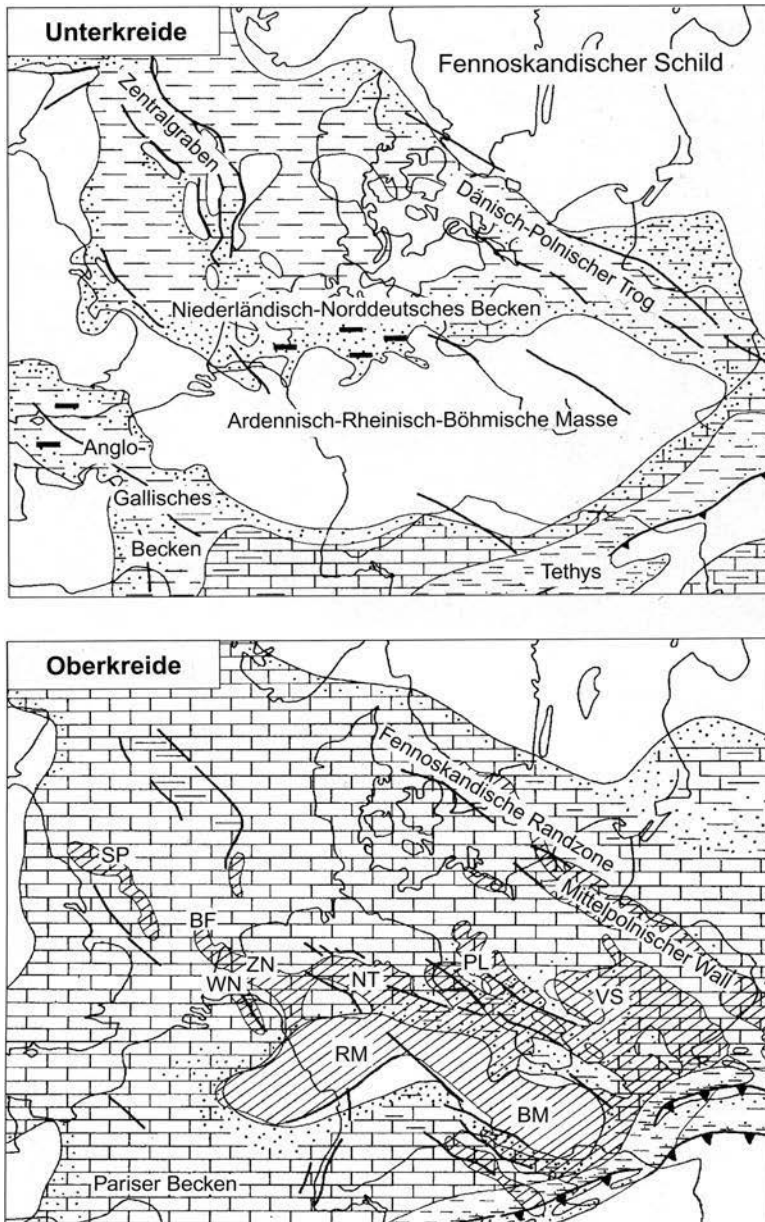


Abb. 22: Paläogeographie Mittel- und Nordwesteuropas in der Unterkreide und Oberkreide. (Zeichenerklärung wie Abb. 12.)

Schrägschraffur: Hebungsgebiete bzw. Inversionsstrukturen, BF – Broad Fourteens-Becken, BM – Böhmisches Masse, NT – Niedersächsisches Tektogen, PL – Prignitz-Lausitzer Wall, RM – Rheinische Masse, SP – Sole Pit-Becken, VS – Vorsudetische Monokline, WN – Westniederländisches Becken, ZN – Zentralniederländisches Becken.

geführt und damit zu einer deutlichen relativen Ostbewegung des Afrikanischen Kratons. Dabei verengte sich der bis dahin deutliche ozeanische Abstand zwischen dem Adriatischen Sporn und dem Südostrand Europas, und das führte zu einer ersten Wiedereinengung des Südpenninischen Ozeans und seiner Subduktion nach Süden unter die Adriatische Platte. Dadurch entwickelte sich in der Unterkreide entlang der Subduktionszone ein Flyschbecken, das auch größere Gleitschollen vom aktiven Kontinentalrand aufnahm (Wildflysch), während auf der Hochscholle der Adriatischen Platte weiterhin Plattformkarbonate und in den Trögen und Senkungsfeldern dazwischen pelagische Sedimente zur Ablagerung kamen.

Auch auf der Briançonnais-Schwelle und dem nordwestlich gelegenen Helvetischen Schelf setzte sich die Karbonatentwicklung in der Unterkreide zunächst noch fort. Erst in der Oberkreide trennte sich die Adriatische Platte endgültig von Gondwana und trat als Oberplatte mit dem Mittelpenninischen Mikrokontinent in Kontakt. Bei der WNW-ESE gerichteten Einengung wurden zunächst die Westalpen aufgefaltet. Zwischen der höheren Oberkreide und dem ältesten Tertiär stagnierte die Einengung im Alpenraum. Erst im mittleren Paleozän startete eine zweite, weiterführende Phase der Kompression. Dabei wurde der gewaltige ostalpine Deckenstapel durch eine 30° Rotation der Adriatischen Platte in N-S Richtung zusammengeschoben. Unter der Last der Decken erfuhren die ozeanischen und Kontinentalrandgesteine des Penninikums ihre regionale Hochdruckmetamorphose. Zu Intrusionen oder bedeutenden vulkanischen Ereignissen kam es zu diesem Zeitpunkt der alpidischen Orogenese noch nicht.

Höhere Unterkreide

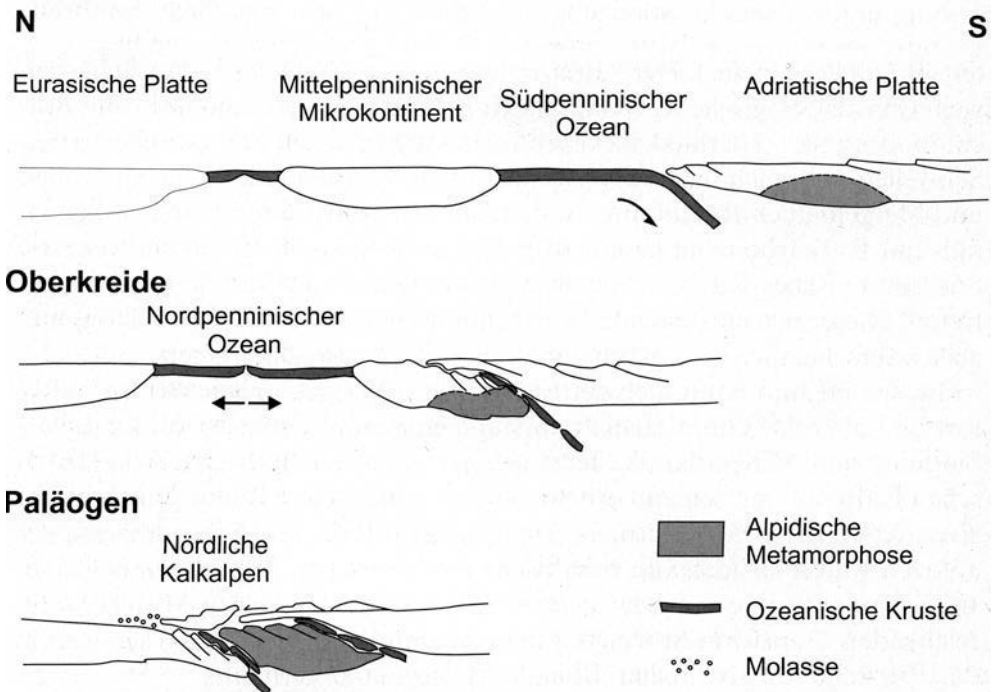


Abb. 23: Plattentektonisches Modell zu Entwicklung des Alpen-Orogens (aus WALTER 2003).

Vor der Stirn der Kollisionsfront entwickelten sich die Nordpenninischen Flyschtröge. Sie lassen sich heute aus den Westalpen über die Ostalpen bis in die Karpaten verfolgen. Hinter der Kollisionsfront öffneten sich noch in der Oberkreide einzelne Dehnungsbecken und nahmen neben Konglomeraten, Mergeln und Kalken auch kohleführende limnische Ablagerungen auf (Gosau-Fazies). Gleichzeitig bildete sich in den Südalpen der Lombardische Flysch.

Die Schließung der mediterranen Tethys und der Beginn der alpidischen Orogenese bestimmten auch die geologische Entwicklung des außeralpinen Mittel- und Westeuropas mit. Im mittel- und nordwesteuropäischen Vorland der Alpen und Karpaten fiel in diese Zeit eine erste teils kompressive, teils transpressive Deformation. Sie führte zur Heraushebung (Inversion) der dort während des Mesozoikums eingesunkenen Sedimentbecken und zur Wiederbelebung spätvariszischer und mesozoischer Störungssysteme. Besonders betroffen waren von dieser – subherzynen – Einengungsphase die südliche Nordsee, die Niederlande und Norddeutschland, die Böhmisches Masse und ihre Umrandung und der Dänisch-Polnische Trog. An der Wende Kreide/Tertiär, genauer im Paleozän, verstärkte sich mit Beginn der endgültigen Überführung des europäischen Kontinentalrandes durch die Decken des Ostalpins und den Nordpenninischen Flysch diese einengende tektonische Aktivität noch einmal. Ergebnisse der oberkretazischen und frühtertiären Einengungstektonik waren nördlich des Rheinisch-Böhmischen Massivs die Inversionsstrukturen des Sole Pit-Beckens, des Broad Fourteens-Beckens und des Zentral- und Westniederländischen Beckens sowie des Niedersächsischen Beckens (Niedersächsisches Tektonogen) und des Altmark-Brandenburg-Beckens (Prignitz-Lausitzer Wall). Vor dem Südwestrand der Osteuropäischen Plattform bildete sich der Mittelpolnische Wall.

Tertiär

Im Tertiär vollzog sich ein allmählicher Übergang vom mesozoischen Treibhaus-Klima zu den quartären Eiszeit-Bedingungen. Im Alttertiär (Paleozän, frühes Eozän) war es zunächst noch warm wie am Ende des Mesozoikums. Zu einer ersten deutlichen Abkühlung kam es im Übergang vom Eozän zum Oligozän. Weitere Schübe in Richtung auf ein kühleres Klima gab es im Miozän und im Pliozän. Das Quartär war dann im Pleistozän eine Zeit wiederholter Inlandvereisungen und einer weiten Meereisverbreitung in Nordeuropa.

Im Tertiär und Quartär entstand das heutige Relief und Landschaftsbild Mitteleuropas. Zwar kam es im Nordsee-Becken im Verlauf des frühen Paleozän noch einmal zu verstärkter Absenkung des zentralen Viking- und Zentralgrabens und gleichzeitig zur Anhebung ihrer Flanken und deren Abtrag in Form turbiditischer Tiefwassersande. Doch verloren mit dem endgültigen Aufbruch des Nordatlantik zwischen Grönland und NW-Europa diese Randstörungen ihre Bedeutung, und das Nordseebecken nahm seine heutige flach-schüsselförmige Gestalt an. Im nördlichen und mittleren Teil dieses Beckens kam es im Verlauf des Oligozäns, Miozäns und Pliozäns sehr einheitlich zur Ablagerung von marinen Tonen, nur die Beckenränder sind lokal durch Sandeinschaltungen gekennzeichnet. Im zentralen Beckenbereich werden Tertiär-Mächtigkeiten von bis zu 3.500 m gemessen. Gegen die Beckenränder nimmt die Mächtigkeit ab. Sedimentationsunterbrechungen infolge Meeresspiegelschwankungen betrafen nur die Randgebiete.

Die südliche Nordsee und Mitteleuropa standen im Känozoikum wie schon in der späten Kreide deutlich unter dem Einfluß des geologischen Geschehens im Mittelmeerraum. Nach

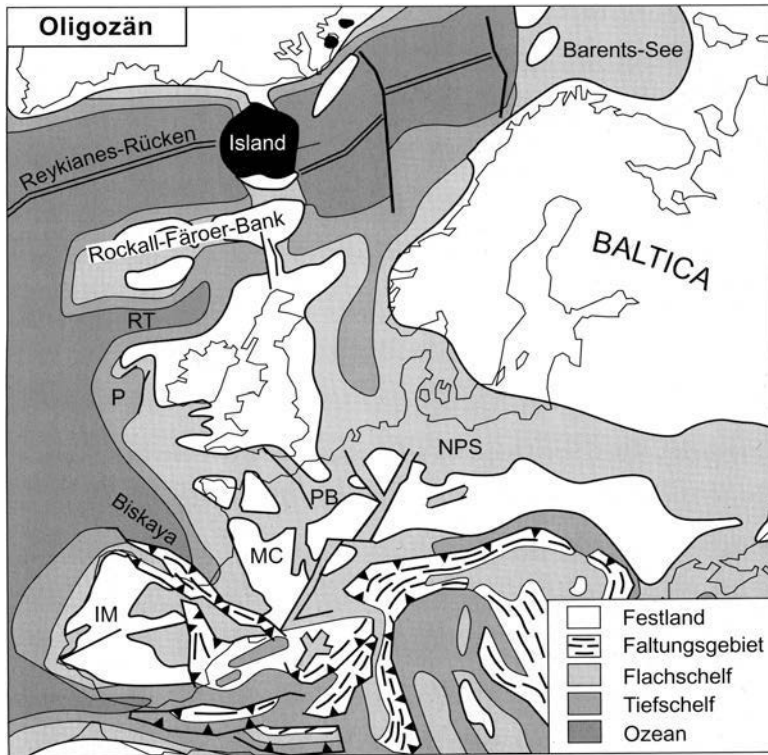


Abb. 24: Die Europäische Platte im Oligozän (aus WALTER 2003).

IM – Iberisches Massiv, MC – Französisches Zentralmassiv, NPS – Norddeutsch-Polnische Senke, P – Porcupine-Becken, PB – Pariser Becken, RT – Rockall-Trog.

dem Turon war es zeitgleich mit der Kollision des Mittelpenninischen Mikrokontinents mit dem Südrand der Europäischen Platte zur Inversion der während des Mesozoikums eingesunkenen Sedimentbecken der Norddeutsch-Polnischen Senke und südöstlichen Nordsee-Senke und zur Wiederbelebung spätvariszischer und mesozoischer Störungssysteme gekommen. Zu Beginn des Tertiärs, im mittleren Paleozän, verstärkte sich diese einengende tektonische Aktivität noch einmal.

Erst im Eozän ließ die tektonische Fernwirkung der Überführung des südlichen europäischen Kontinentalrandes durch die Deckensysteme der Alpen und des Karpatenraumes in Mitteleuropa nach. Eine allgemeine Transgression bestimmte das Bild. Die Nordsee dehnte sich wieder weiter nach Süden aus. Im Osten bestand eine Meeresverbindung über Südostpolen und das Donez-Becken zur Tethys. Im Westen stellten mehrere Teilbecken der Anglogallischen Senke eine direkte Verbindung zwischen der südlichen Nordsee und dem Atlantik her. Dazu gehörte auch das Pariser Becken. Auf dem mitteleuropäischen Festland entwickelten sich während des Eozäns Verebnungsflächen mit lateritischen Verwitterungsdecken. In vermoorten Senken entstanden die heutigen Braunkohlenlagerstätten des Helmstedter Raums und des Lauseitzer Reviers.

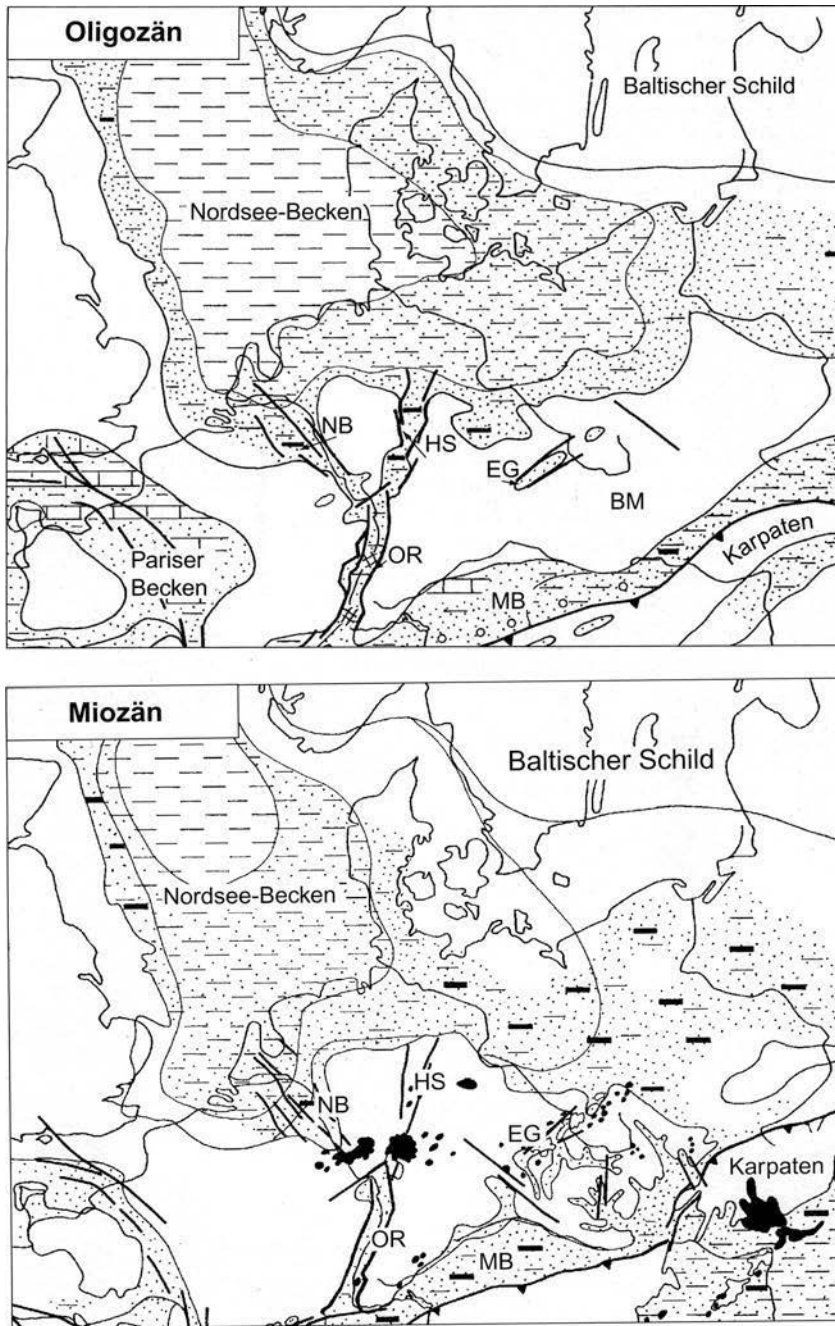


Abb. 25: Paläogeographie Mittel- und Nordwesteuropas im Oligozän und Miozän. (Legende wie Abb. 12.)

E.G. – Eger-Graben, H.S. – Hessische Senke, M.B. – Voralpines Molasse-Becken, N.B. – Niederrheinische Bucht, O.R. – Oberrheingraben.

