

# Regionale Ingenieurgeologie

## 1. Übersicht über die Regionale Geologie Mitteleuropas

- 1.1 Allgemeines
- 1.2 Geologischer Rahmen und geologische Gliederung Mitteleuropas
- 1.3 Übersicht über die geologische Entwicklung Mitteleuropas
  - 1.3.1 Das präcadomische und cadomische Fundament
  - 1.3.2 Die kaledonische Entwicklung
  - 1.3.3 Die variszische Gebirgsbildung
  - 1.3.4 Die postvariszische Entwicklung
  - 1.3.5 Die Landschaftsentwicklung im Tertiär und Quartär
- 1.4 Seismizität und rezentes Spannungsfeld

## 2. Regionale Einheiten Deutschlands

### 2.1. Die Norddeutsche Senke

- 2.1.1 Die vorquartäre geologische Entwicklung
- 2.1.2 Der Südrand der Norddeutschen Senke  
(Osnabrücker Bergland, Weserbergland, Leinebergland, Harzvorland)
- 2.1.3 Die Formung der Landschaft der Norddeutschen Senke durch das Inlandeis
- 2.1.4 Eigenschaften und Verhalten der auftretenden Gesteine
  - 2.1.4.1 Petrographie der Gletschersedimente
  - 2.1.4.2 Tillit und Moränen als Baugrund

### 2.2 Das Proterozoisch-Paläozoische Grundgebirge

- 2.2.1 Das Rheinische Schiefergebirge
  - 2.2.1.1 Übersicht
  - 2.2.1.2 Geologische Entwicklung, Stratigraphie
  - 2.2.1.3 Regionalgeologischer Bau des Linksrheinischen Schiefergebirges
  - 2.2.1.4 Regionalgeologischer Bau des Rechtsrheinischen Schiefergebirges
  - 2.2.1.5 Die postvariszische Entwicklung
- 2.2.2 Der Harz
  - 2.2.2.1 Übersicht
  - 2.2.2.2 Geologische Entwicklung, Stratigraphie
  - 2.2.2.3 Die postvariszische Entwicklung
- 2.2.3 Eigenschaften und Verhalten der auftretenden Gesteine im Hinblick auf Rutschungsanfälligkeit (Böschungsstandssicherheit)

## **2.3 Das jungpaläozoische, mesozoische und känozoische Deckgebirge des Mitteleuropäischen Schollengebiets**

2.3.1 Die Niederrheinische Bucht

2.3.2 Die Münsterländer Oberkreidemulde

2.3.3 Die Hessische Senke und die Rhön

2.3.4 Das Thüringer Becken

2.3.5 Der Oberrheingraben

2.3.6 Die Süddeutsche Schichtstufenlandschaft

### **2.3.7 Eigenschaften und Verhalten der Gesteine**

2.3.7.1 Schichtgesteine des Mesozoikums

2.3.7.2 Tertiäre und quartäre Gesteine

2.3.7.3 Buntsandsteingebiete

2.3.7.4 Grenze Röt/Muschelkalk und Mittlerer/Oberer Muschelkalk

2.3.7.5 Keuper

2.3.7.6 Jura/Kreide

2.3.7.7 Tertiär

# Regionale Ingenieurgeologie

## 1. Übersicht über die Regionale Geologie Mitteleuropas

- 1.1 Allgemeines
- 1.2 Geologischer Rahmen und geologische Gliederung Mitteleuropas
- 1.3 Übersicht über die geologische Entwicklung Mitteleuropas
  - 1.3.1 Das präcadomische und cadomische Fundament
  - 1.3.2 Die kaledonische Entwicklung
  - 1.3.3 Die variszische Gebirgsbildung
  - 1.3.4 Die postvariszische Entwicklung
  - 1.3.5 Die Landschaftsentwicklung im Tertiär und Quartär
- 1.4 Seismizität und rezentes Spannungsfeld

## 2. Regionale Einheiten Deutschlands

### 2.1. Die Norddeutsche Senke

- 2.1.1 Die vorquartäre geologische Entwicklung
- 2.1.2 Der Südrand der Norddeutschen Senke  
(Osnabrücker Bergland, Weserbergland, Leinebergland, Harzvorland)
- 2.1.3 Die Formung der Landschaft der Norddeutschen Senke durch das Inlandeis
- 2.1.4 Eigenschaften und Verhalten der auftretenden Gesteine
  - 2.1.4.1 Petrographie der Gletschersedimente
  - 2.1.4.2 Tillit und Moränen als Baugrund

## 0. Einführung

Diese Vorlesung soll Ihnen u. a. die großen geologischen Einheiten Deutschlands erläutern. Dabei werden die erdgeschichtliche Entwicklung und die auftretenden Gesteinsarten sowie die ingenieurgeologischen Probleme im Vordergrund stehen. Wie Sie wissen, wird die Ingenieurgeologie von der geologischen Entwicklungsgeschichte maßgeblich bestimmt. Daher kann man z. B. Verhalten oder Eigenschaften des Gebirges aus der geologischen Entwicklung ablesen.

### Übersicht über die Lehrveranstaltung Regionale Ingenieurgeologie

- Regionale Geologie Mitteleuropas
  - Regionale Einheit Deutschlands
    - die norddeutsche Senke
    - das proterozoische-paläozoische Grundgebirge
    - das jungpaläozoische, mesozoische und känozoische Deckgebirge des mitteleuropäischen Schollengebirges.

# 1. Übersicht über die Regionale Geologie Mitteleuropas

## 1.1 Allgemeines

Gegenstand dieser Betrachtung der Geologie von Mitteleuropa sind das heutige Deutschland und seine Nachbarländer, mit denen es seine wesentlichen geologischen Einheiten teilt. In morphologischer Hinsicht ergibt sich für den festländischen Teil Mitteleuropas eine natürliche Dreigliederung in:

1. das nördliche Tiefland
2. die Mittelgebirgszone
3. die Hochgebirgszone im Süden (Alpen).

(Regionalkarte Deutschland - Zeittafel)

1) **Das nördliche Tiefland Mitteleuropas** erstreckt sich von der flandrischen Küste in zunehmender Breite ostwärts bis in die weiten Ebenen Osteuropas. Es umfasst im wesentlichen die Niederlande, das Norddeutsche Flachland, 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 nördliche mitteleuropäische Tiefland unter 50 m Meereshöhe. Nur in Ausnahmefällen steigt es auf maximal 200 m an. Es ist ein junges Gebilde und in seiner heutigen Gestalt das Ergebnis der pleistozänen Eiszeiten und der Nacheiszeit, die hier bedeutende Ablagerungen hinterließen. Der vorquar-

täre 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.

2) Die südlich des Tieflandes gelegene **Mittelgebirgszone** weist Höhen zwischen 200 und 1000 m auf. Nur in einzelnen Gipfeln, so auf dem Feldberg des Schwarzwaldes, dem Arber des Bayerischen Waldes und der Schneekoppe des Riesengebirges werden fast 1500 m bzw. über 1600 m erreicht. Die Mittelgebirgsregion reicht von den Ardennen und Vogesen im Westen bis zum Heiligkreuzgebirge 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 den 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.

3) Die Alpen bilden mit Höhen von über 1000 m die dritte große morphologische Einheit Mitteleuropas. Als Hochgebirge stellen sie eine deutliche Trennung zwi-

schen den sehr verschieden gearteten Räumen Mitteleuropas und Südeuropas her.

## 1.2 Geologischer Rahmen und geologische Gliederung Mitteleuropas

Europa als Ganzes lässt sich in vier geotektonische Grundeinheiten gliedern (Abb. 1). Im Norden und Osten umfasst die präkambrisch geprägte <sup>1)</sup>**Osteuropäische Plattform** (Fennosarmatia) den Baltischen Schild (Baltica, Fennoskandia), die Russische Tafel und den Ukrainischen Schild. In den Schilden tritt das präkambrische überwiegend kristalline Plattformfundament zutage.

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, die <sup>2)</sup>**Westeuropäische Plattform**.

In Nordwesteuropa stellen die Britisch-Skandinavischen Kaledoniden ein im Verlauf des Ordoviziums und Silurs aus dem Zusammenschluss der Osteuropäischen Plattform und der Nordamerikanisch-Grönländischen Plattform (Laurentia) gebildetes Kollisionsorogen dar. Sie bilden nach der Osteuropäischen Plattform die zweite geotektonische Grundeinheit Europas.

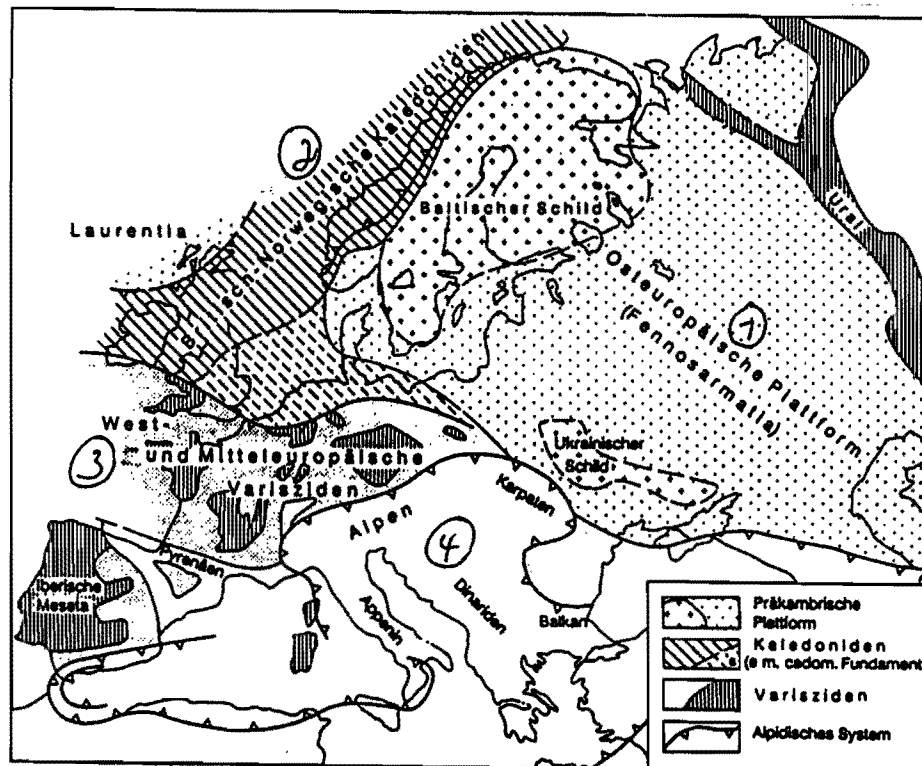


Abb. 1: Geotektonische Gliederung Europas

Als dritte tektonische Grundeinheit gelten <sup>3)</sup> **die west- und mitteleuropäischen Varisziden**. Hier erfuhren im Verlauf des Devons und Karbons weite Bereiche Westeuropas und der größere Teil Mitteleuropas ihre abschließende strukturbildende Prägung während der variszischen Orogenese.

Der Zusammenhang und der Verlauf des variszischen Faltungssystems lassen 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 <sup>4)</sup>**alpidischen Faltenzüge Süd- und Südosteuropas**. Sie gingen aus der Öffnung der ozeanischen Tethys (äquatoriales Mittelmeer) während der Trias und des Juras und ihrer Schließung im Verlauf von Kreide und Tertiär hervor.

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.

Ein **außervariszisches kaledonisches Faltungsgebiet** ist in Mitteleuropa nur aus wenigen Aufschlussgebieten (Brabanter Massiv, Polnisches Mittelgebirge) und aus Bohrungen zu rekonstruieren. Die Existenz eines durchgehenden, sich nach Westen verbreiternden kaledonischen Faltengürtels, möglicherweise mit einzelnen älteren Zwischenmassiven, wird im Untergrund der Mitteleuropäischen Senke aber vermutet. Der größere Teil Mitteleuropas besitzt ein **variszisch geprägtes Fundament**. Es ist in verschiedenen Grundgebirgsaufbrüchen zwischen den jüngeren Deckschichten des Zechstein bis zum 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 von KOSSMAT zu drei einzelnen im großen und ganzen E-W verlaufenden Zonen zusammenfassen.

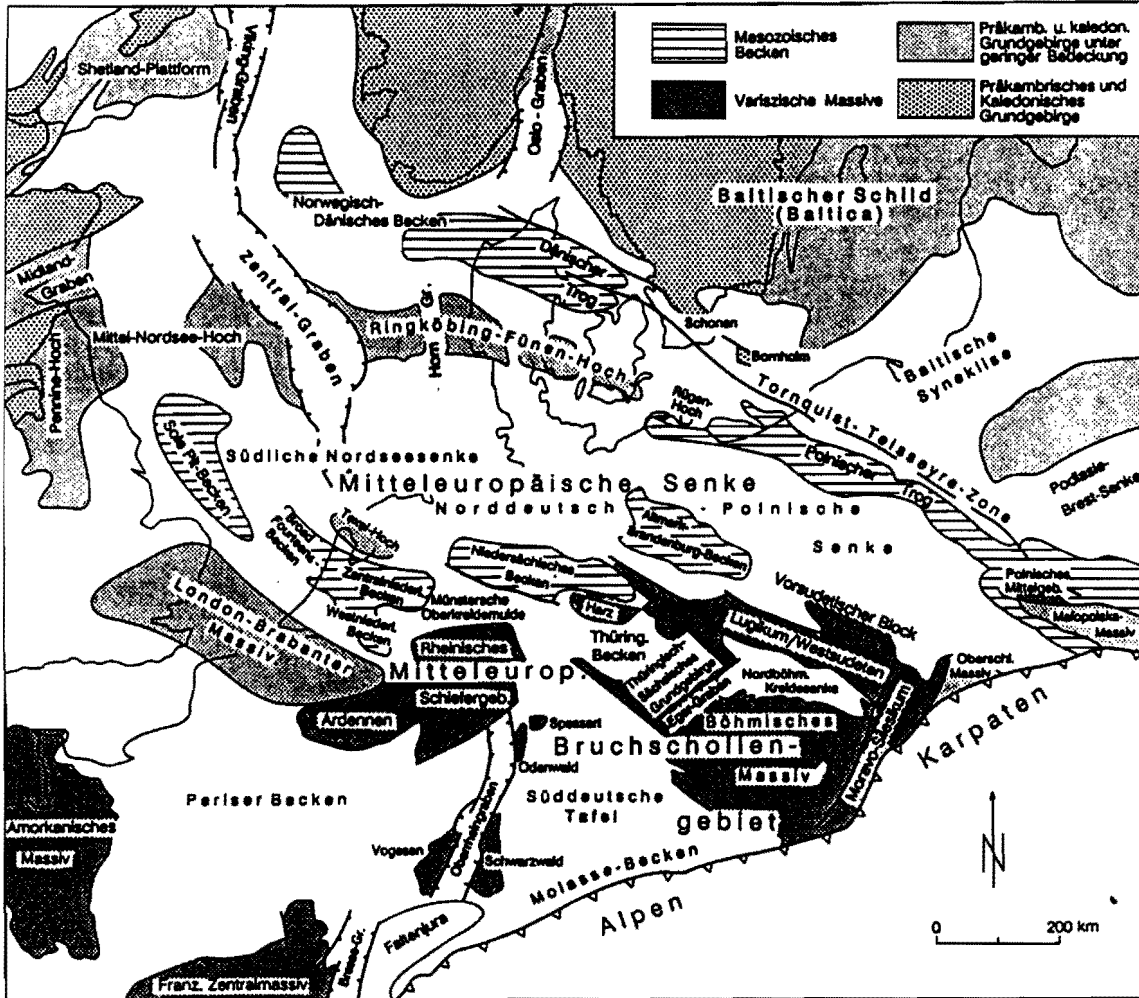


Abb. 2: Geologische Gliederung Mitteleuropas

Im Norden bilden die gefalteten devonischen und karbonischen Sedimentgesteinsfolgen der Ardennen, des Rheinischen Schiefergebirges und des Harzes die <sup>1</sup>Rhenoherynische Zone (Rhenoherynikum). Sie steht nach Westen mit dem nördlichen Außenvariszikum Südwestenglands in direkter Verbindung. Südlich der Rhenoherynischen Zone folgt die <sup>2</sup>Saxothuringische Zone (Saxothuringikum). Deren nördlichster Abschnitt wird als Mitteldeutsche Kristallinschwelle bezeichnet. Sie wird 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 über Tage aufge-

schlossen. 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 laut Bohrungen bis an den Ostrand des Pariser Beckens zu verfolgen. Ihre östliche Fortsetzung bildet das Lugi-kum der Lausitz und der Westsudeten.

Den Zentralbereich der mitteleuropäischen Varisziden bildet die <sup>3)</sup>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.

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

Nördlich der Varisziden erfuhr die **Nordwesteuropäische Senke** eine besonders tiefe Absenkung. Sie ist heute angefüllt mit einer zwischen 2000 und bis zu 10000 m mächtigen Schichtenfolge vom Rotliegenden bis zum Quartär. 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 sowie 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 (**Mittel-europäisches 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 dies die <sup>1</sup>Niederrheinische Bucht, die <sup>2</sup>Münstersche Oberkreidemulde, <sup>3</sup>die Hessische Senkung und das <sup>4</sup>Thüringische Becken; im Süden <sup>1</sup>das Tafelgebiet des Ostrand des Pariser Beckens, <sup>2</sup>die Süddeutsche Tafel und der zwischen beiden gelegene <sup>3</sup>Oberreingraben.

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 Wittenberger Abbruch nördlich der Flechtingen-Roßlauer Scholle und dem Lausitzer Abbruch und Oder-Abbruch am Nordrand der Lausitzer Scholle bzw. des Vorsudetischen Blocks.

Wichtige tertiäre Vulkangebiete Mitteleuropas sind <sup>1)</sup>die Eifel, <sup>2)</sup>das Siebengebirge und <sup>3)</sup>der Westerwald im Rheinischen Schiefergebirge, die Vulkanzone der Hessischen Senke mit <sup>4)</sup>dem Vogelsberg und <sup>5)</sup>dem Oberrheingraben (Kaiserstuhl), verschiedene Eruptivzentren <sup>6)</sup>der Süddeutschen Scholle (Rhön, Urach, Hegau) und <sup>7)</sup>des Eger (Ohre)-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 5000 m mächtigen Molassesedimenten steht im unmittelbaren Zusammenhang mit der alpidischen Gebirgsbildung im Tertiär. Wegen der engen Verknüpfung der vortertiären Entwicklung dieser Gebiete mit dem übrigen Mitteleuropa sind sie in diese Beschreibung der Geologie Mitteleuropas einbezogen.

### 1.3 Übersicht über die geologische Entwicklung Mitteleuropas

#### 1.3.1 Das präcadomische und cadomische Fundament

In seinen Grundzügen unverändert durch spätere Ereignisse ist das vorcadomische präkambrische Fundament Nordost-Mitteleuropas entlang dem Südwestrand des Baltischen Schildes in Südnorwegen, Südschweden und Bornholm der direkten Beobachtung zugänglich. Nach Südosten bildet es das Unterlager der Sedimentbedeckung der Russischen Tafel. Der präkambrische Sockel des **Baltischen Schildes** entstand durch schrittweise Akkreszenz (Zuwachsen) neugebildeter sialischer Krustenelemente an seinem archaischen Kern im Norden und Nordosten.

Im **Böhmischen Massiv** sind Gerölle von metamorphen Gesteinen in oberproterozoischen Grauwacken des Barrandiums direkte Anzeichen für die Existenz einer vorcadomischen kristallinen Kruste. Vereinzelt kommen hier auch radiometrische Datie-

rungen von Intrusiva und metamorphen Gesteinen zu Kristallisations- und Metamorphosealtern zwischen 550 und 950 Millionen Jahre.

Indirekte Informationen über das vorcadomische Fundament Mitteleuropas lassen sich aus U/Pb-Datierungen (Bleimethode-Untersuchung des Alters der Gesteine anhand der Halbwertszeit der enthaltenen Elemente) von Zirkonen verschiedener hochgradig metamorpher Gesteine des Böhmisches Massivs des Schwarzwaldes und anderen Gebieten ableiten. In den Concordia-Diagrammen zeigen solche Zirkone obere Schnittpunktalter zwischen 2000 und 2500 Millionen Jahre. Das älteste bisher gemessene Kristallisationsalter ergab ein Einzelzirkon aus einem moldanubischen Paragneis mit 3840 Millionen Jahre. Es mehren sich damit die Hinweise dafür, dass auch außerhalb der Osteuropäischen Plattform größere Teile Mitteleuropas bereits von mittel- und eventuell sogar von altpräkambrischer kontinentaler Kruste unterlagert waren. Deren Fragmente mögen heute mehr oder weniger stark überprägt im Böhmisches Massiv und anderen von jüngeren Sedimentserien verdeckten Massiven (Ringköbing-Fünen-Hoch, London-Brabanter Massiv, Malopolska Massiv, Gorny Slask-Massiv u. a.) vorliegen.

Zwischen diesen präcadomischen Teilblöcken bestanden während des Jungproterozoikums wahrscheinlich Zonen ausgedehnter kontinentaler und eventuell auch ozeanischer Kruste, in denen es zur Ablagerung mehr oder weniger mächtiger vulkanisch-sedimentärer Schichtfolgen kam.

Als Beispiele sind die Ablagerungsräume des böhmischen Jungproterozoikums, die jungproterozoischen Grauwackenserien Sachsens, der Lausitz und des südöstlichen Vorfeldes der Osteuropäischen Plattform sowie die Metasedimentserien des Schwarzwaldes und der Vogesen anzugeben. Die Sedimentation in diesen intra- bzw. interkontinentalen Senken wurde gebietsweise durch cadomische Tektogene-

Tab. 1: Schema der tektonisch-magmatischen Entwicklung Mitteleuropas während des Paläozoikums

Zeitskala	Beziehungen zu den Britischen Skandinavischen Kaledoniden	Osteuropäische Plattform	Untergrund der Mitteleuropäischen Senke	Mitteleuropäische Varisziden	Beziehungen zur Paläotethys
<b>Perm</b>	Frühe Öffnungsphasen des Zentralatlantiks (Iapetus)		Absenkung des südlichen Permbeckens Rotliegendmagmatismus	Rotliegendmagmatismus Einbruch intramontaner Senken	Frühe Öffnungsphasen der Tethys
<b>Karbon</b>			Subvariszische Molassebildung	290 Faltung der Molassevertiefen (asturische Phase) syn-, spät- und postvariszische Granitintrusionen	Angliederung der Afrikanischen Großplatte an das mitteleuropäische Blockmassiv
<b>Devon</b>	Scherungstektonik und Einbruch intramontaner Senken	↑ Heraushebung	Marine Plattform-Sedimentation Festländische Entwicklung (Old Red)	Deformation und Metamorphose in der Rhenoherynischen und Saxothuringischen Zone (sudetische Phase)	
<b>Silur</b>	Abschluss der kaledonischen Orogenese		Örtlich kaledonische Orogenese (Norddeutsch-Polnische und Brabanter Kaledoniden)	380 Ma. Deformation, Metamorphose, Granitintrusionen in der Mitteldeutschen Kristallinschwele und Moldanubischen Zone (acadische und bretonische Phase)	Angliederung des mitteleuropäischen Blockmosaiks an die Laurasische Großplatte
<b>Ordovizium</b>	Beginn der Schließung des Iapetus	Altpaläozoische Plattform-Sedimentation	Regionale Beckenbildung und Sedimentation	(?Rhenoherynischer Ozean)	
<b>Kambrium</b>	Krustendehnung und Öffnung des Iapetus		(?Norddeutsch-Polnischer Ozean)	Regionale Beckenbildung und Sedimentation	Krustendehnung und Öffnung der Paläotethys am Nordrand Gondwanas
<b>Präkambrium</b>	1200 – 950 Ma. Grenville-dalilandische Orogenese		<b>Cadomische Orogenese</b> (London-Brabanter Massiv)	550 Ma. ↑ <b>Cadomische Orogenese</b> (Böhmisches Massiv, Oberschlesisches Massiv, Malopolska-Massiv)	Panafrikanische Orogenese
		Svekofennidische Krustenbildung		<b>Vorcadomische Orogenesen</b>	

sen unterbrochen oder sie hielt bis in das Altpaläozoikum an. Im ausgehenden Präkambrium erlebte Mittel- und Westeuropa eine zeitlich ausgedehnte Periode mit Tektonogenesen, Metamorphosen und magmatischen Förderungen. Als **cadomische Orogenese** fällt sie in den Zeitraum zwischen 650 und 550 Ma und entspricht damit zeitlich der panafrikanischen Orogenese Gondwanas.

Im Böhmischem Massiv ist die cadomische Tektonogenese durch tektonische Winkeldiskordanzen gut datiert. Außerhalb des Böhmischem Blocks ist eine cadomische Faltung in der Lausitzer Antiklinalzone direkt nachzuweisen.

Soweit heute zu erkennen ist, hat sich die cadomische Orogenese aber nur in einzelnen Zonen Mitteleuropas ausgewirkt, während dazwischen Subsistenz und Sedimentation andauerten. Als ein besonderes Merkmal des cadomischen Ereignisses in Mitteleuropa gelten weit verbreitete Intrusionen granitischer Schmelzen. Am Ostrand des Böhmischem Massivs ergaben radiometrische Altersbestimmung des Brno-Granodiorits ein Intrusionsalter von  $\approx 580$  Ma. Am Nordrand der Lausitz fallen in die Intrusionen des Zavidov-(Seidenberger)Granits und des jüngeren Rumburk-Granits in den Zeitraum vor 530 Ma.

### 1.3.2 Die kaledonische Entwicklung

Der kaledonische orogene Zyklus umfasst die Zeit des späten Kambriums bis zum frühen Devon (530 - 400 Ma). Wichtige Strukturelemente dieser Zeit sind im außervariszischen Mitteleuropa die **Norddeutsch-Polnischen Kaledoniden** vor dem Südwestrand der Osteuropäischen Plattform und die kaledonischen Faltenzüge des **Brabanter Massivs** und der **Ardennen**.



Im Untergrund der südlichen Nordsee deuten höhergradig metamorphe Gesteine mit radiometrischen Altern zwischen 440 und 410 Ma und ein spätkaledonischer Granit die Innenzone eines solchen kaledonischen Falteingürtels an.

Eine Zone mit kaledonischer Tektogenese außerhalb des Mitteleuropäischen Variszikums ist im Brabanter Massiv erschlossen. Nach Nordwesten steht dieses in Verbindung mit der Londoner Plattform. Deren cadomisch deformiertes Fundament wird von nicht oder nur wenig verformten altpaläozoischen Schelfsedimenten überdeckt.

Das Brabanter Massiv besteht aus gefalteten und geschieferten, aber generell schwach metamorphen kambrosilurischen Sedimentfolgen und Vulkaniten. Auch in den südlich anschließenden Ardennen ist kaledonisch deformiertes Kambrium und Ordovizium mehrfach erschlossen. Die Faltung erfolgte hier wahrscheinlich bereits im höheren Ordovizium. Für das Brabanter Massiv wird das kaledonische Faltungsereignis als spätsilurisch bis frühdevonisch datiert.

Daß unter der Norddeutschen Senke eine Verbindung der Brabanter kaledonischen Faltenzüge zu den Norddeutsch-Polnischen Kaledoniden besteht und daß die Londoner Plattform als cadomischer Teilblock eventuell ringsum von kaledonischen Faltenzonen umgeben ist, bleibt vorläufig Vermutung. Die auf das Kambrium folgenden Ablagerungen des Ordoviziums markieren meist weiträumigere Tröge. Sie sind wie das Oberkambrium gewöhnlich als Sandstein-Tonschiefer-Wechselfolge entwickelt und erreichen in der Regel Mächtigkeiten von mehreren tausend Metern. Darüber hinaus zeigt das frühe Ordovizium weit verbreiteten Vulkanismus.

Im Silur herrschten in der ganzen variszischen Innenzone weit verbreitet geringmächtige Alaunschiefer und Kieselschiefer vor.

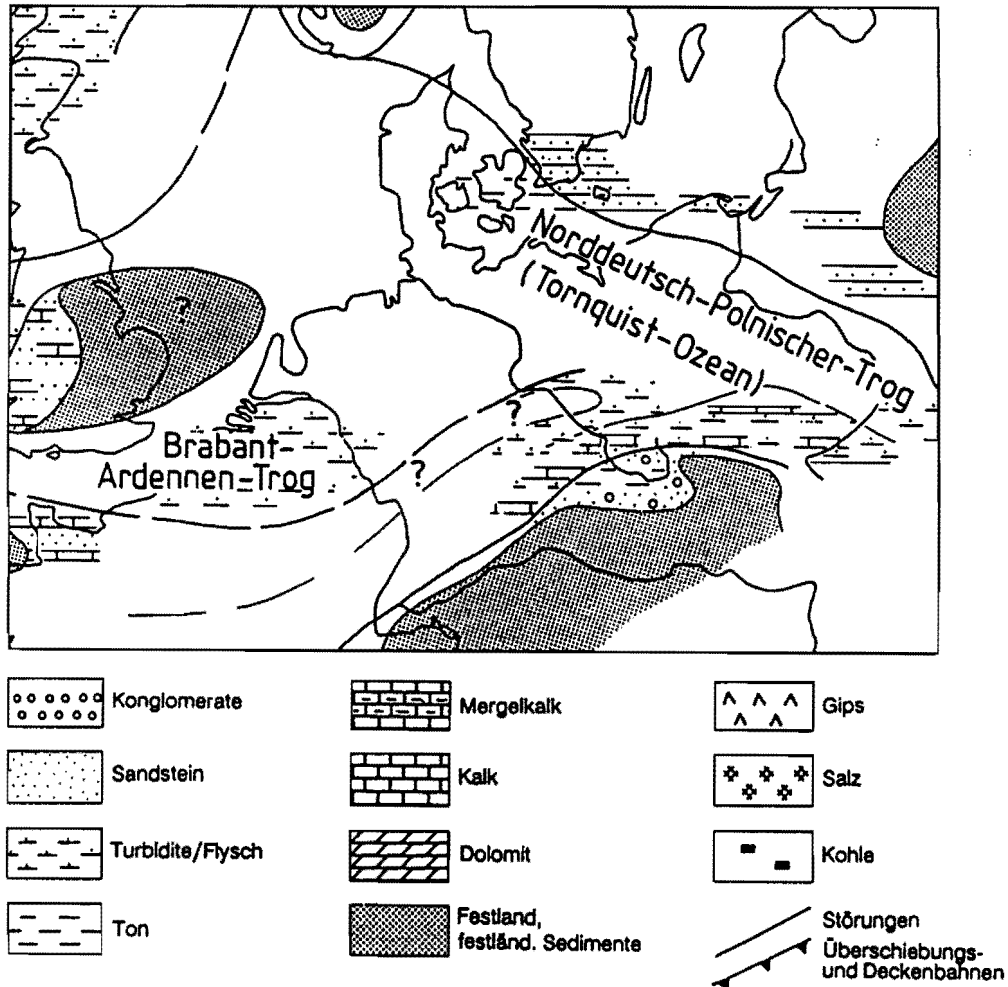


Abb. 3: Vermutete primäre Verbreitung und Ausbildung des Unterkambriums in Mitteleuropa (SCHMIDT & WALTER, 1990)

Trotz solcher kontinuierlicher altpaläozoischer Sedimentation an der Oberfläche haben eine große Zahl von Isotopenanalysen metamorpher Para- und Orthogesteine des mitteleuropäischen Innenvorvariszikums kaledonische Altersdaten zwischen 520 und 400 Ma geliefert.

Die Metamorphose und Migmatisierung mächtiger präkambrischer bis ordovizischer Sedimentlager im zentralen Schwarzwald, im Erzgebirge und in den Westsudeteten fällt u. a. in diese Zeit.

Ihre teilweise Anatexis führte zur Entstehung großer Mengen granitischer Schmelzen. Diese intrudierten in das kambrosilurische Stockwerk und wurden teilweise ihrerseits zu Orthogneisen überprägt.

Ein weiteres Phänomen kaledonischer Metamorphosevorgänge ist die Bildung von Granuliten. Ihre Entstehung fällt vorwiegend in die Zeit des Ordoviziums (480 - 440 Ma). Heute finden sich die Granulite in verschiedenen Bereichen der variszischen Innenzone in weniger metamorpher Umgebung als Deckenreste und tektonische Einschuppungen. Klassische Beispiele sind Granulite des südöstlichen Moldanubikums und das Sächsische Granulitgebirge.

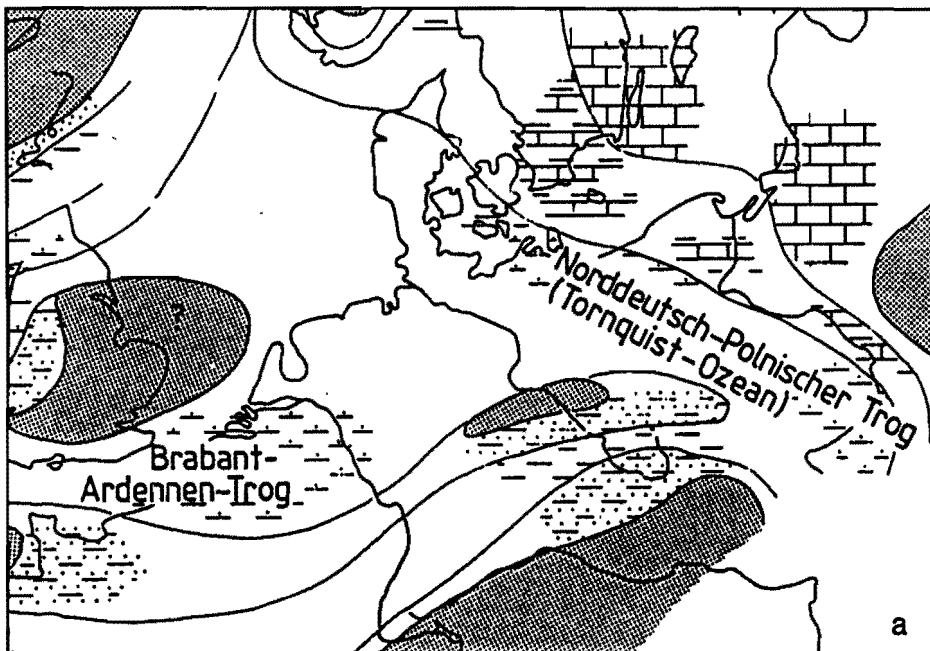


Abb. 4: Vermutete primäre Verbreitung und Ausbildung des mittleren Ordoviziums (a) und mittleren Silurs (b) in Mitteleuropa (Legende Abb. 3) (SCHMIDT & WALTER, 1990)



Abb. 4: Vermutete primäre Verbreitung und Ausbildung des mittleren Ordoviziums (a) und mittleren Silurs (b) in Mitteleuropa (Legende Abb. 3) (SCHMIDT & WALTER, 1990)

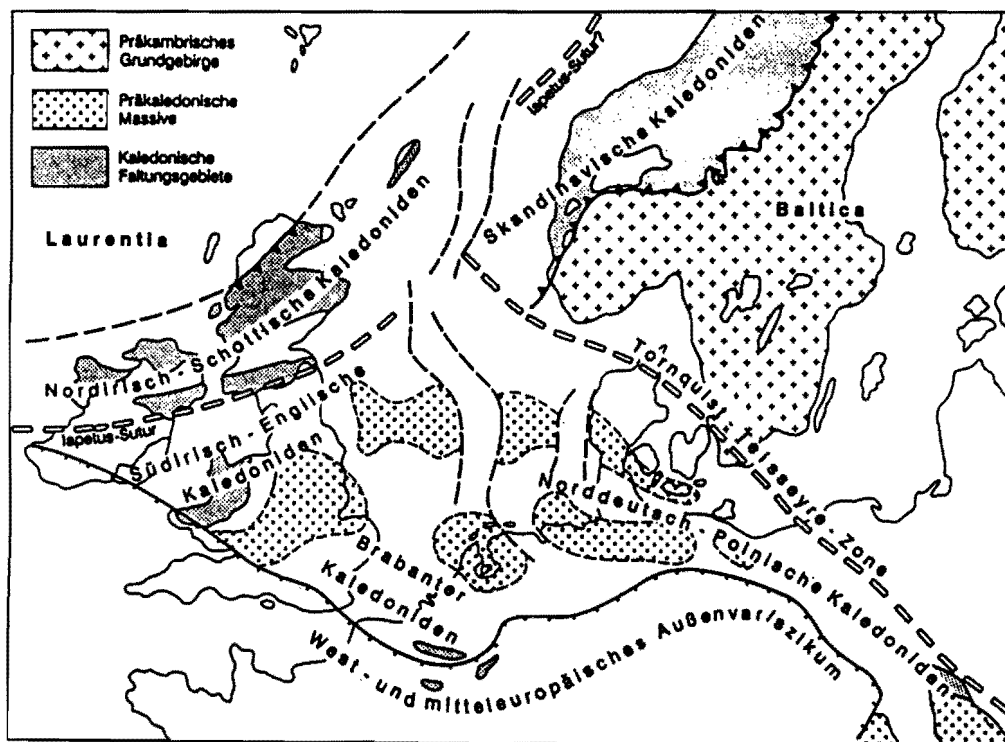


Abb. 5: Kaledonische Gebirgszusammenhänge in Mittel- und Nordwesteuropa (FRANKE, KÖLBEL & SCHWAB, 1988)

### 1.3.3 Die variszische Gebirgsbildung

Seine endgültige tektonisch-metamorphe Ausformung erhielt das paläozoische Fundament Mitteleuropas während des variszischen orogenen Zyklus (400 - 250 Ma). Die variszische Einengung begann während des Devons mit der <sup>1</sup>acadischen Phase im Mitteldevon (380 Ma) und der <sup>2</sup>bretonischen Phase an der Grenze Oberdevon/Unterkarbon (360 - 350 Ma). Ihre Auswirkungen sind in Mitteleuropa wegen späterer Überprägung oft nur bruchstückhaft zu entziffern. Besser erkannt werden die Kompressionsereignisse der <sup>3</sup>sudetischen und <sup>4</sup>asturischen Phase an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon (ca. 325 Ma) bzw. am Ende des Westfal (ca. 300 Ma). Die sedimentär-magmatische und tektonisch-metamorphe Entwicklung des mitteleuropäischen Variszikums verlief zonenweise verschieden.

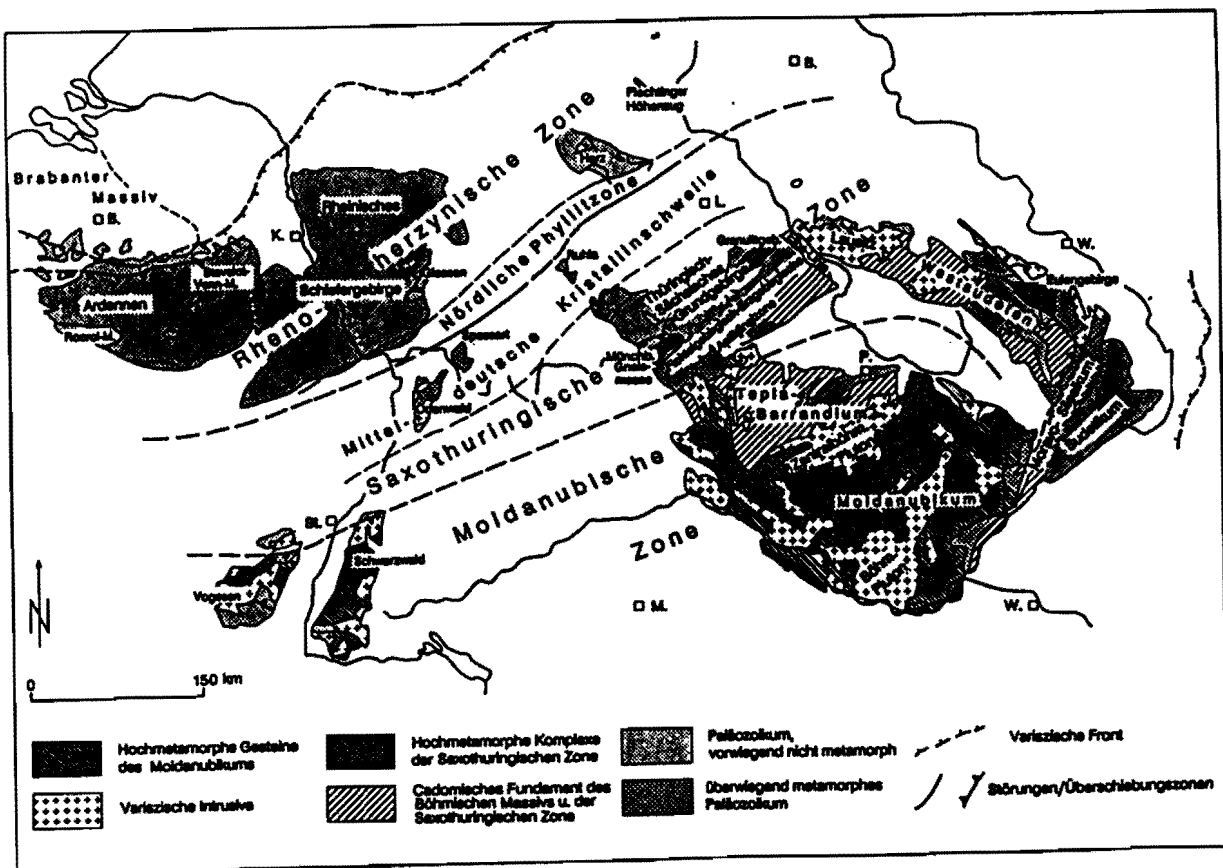


Abb. 6: Variszische Gebirgszusammenhänge in Mitteleuropa (FRANKE, 1989)

In der **Renoherzynischen Zone** ist der größte Teil der klastischen Sedimentfolgen des Unterdevons aus nördlich gelegenen kaledonischen Hebungsgebieten abzuleiten. In den Ardennen überlagern sie kaledonisch gefaltetes Kambroordovizium diskordant.

Die weite Verbreitung mittel- und oberdevonischer Riffe und unterkarbonischer karbonatischer Plattformensedimente im Nord- und Nordwestteil der Renoherzynischen Zone wie auch in ihrem weiteren nördlichen Vorland belegen die kontinentale Natur ihres Fundaments.

Hoch-oberdevonische bis unterkarbonische Flyschsedimente im mittleren und östlichen Abschnitt der Renoherzynischen Zone stammen aus der zum Saxothuringikum zu rechnenden Mitteldeutschen Kristallinschwelle.

Die tektonische Deformation der Renoherzynischen Zone erfolgte von Süden nach Norden fortschreitend zwischen dem Namur und dem Westfal. Als letztes wurde in asturischer Zeit auch die zum nördlichen Vorland überleitende Subvariszische Saumsenke in die Faltung einbezogen. Die Faltung verlief unter generell niedriggradigen metamorphen Bedingungen.

Im östlichen Teil der Renoherzynischen Zone sind heute variszische Granite aufgeschlossen. Weiterhin entwickelten sich hier intramontane limnische Molassebecken größerer Dimension.

Für die **Saxothuringische Zone** ist die sedimentäre Entwicklung des Devon und Karbon nur für die Beckenbereiche südlich der Mitteldeutschen Kristallinschwelle vollständig zu rekonstruieren. Diese Sedimentationsgebiete gingen aus einer altpaläozoischen Dehnungszone mit mächtiger kambro-ordovizischer Sedimentfüllung und bimodalem Vulkanismus hervor. Obwohl für tiefere tektonische Stockwerke bereichsweise Hochtemperaturmetamorphose nachzuweisen ist, folgt das Devon über

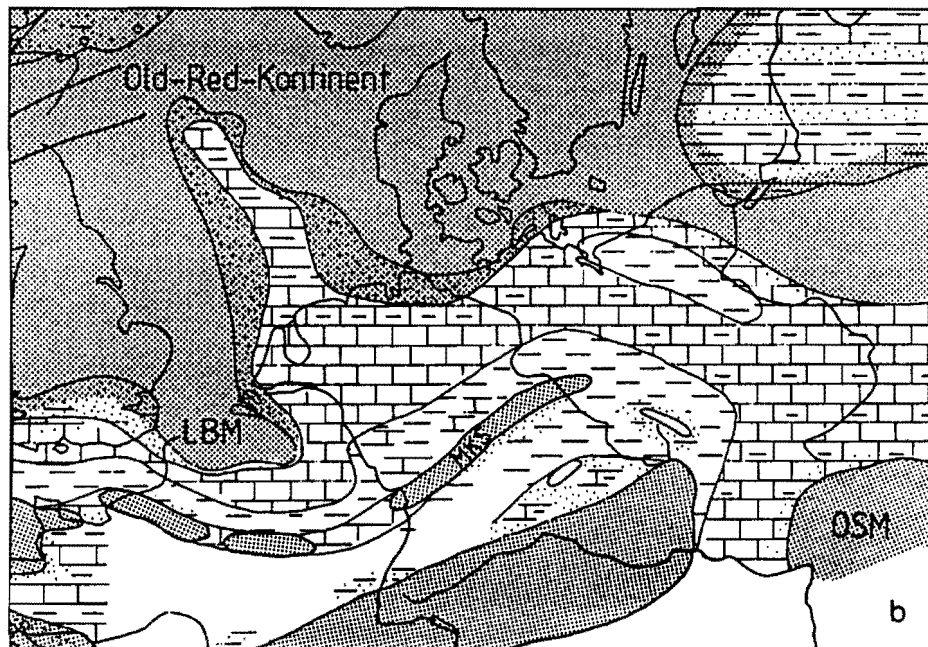
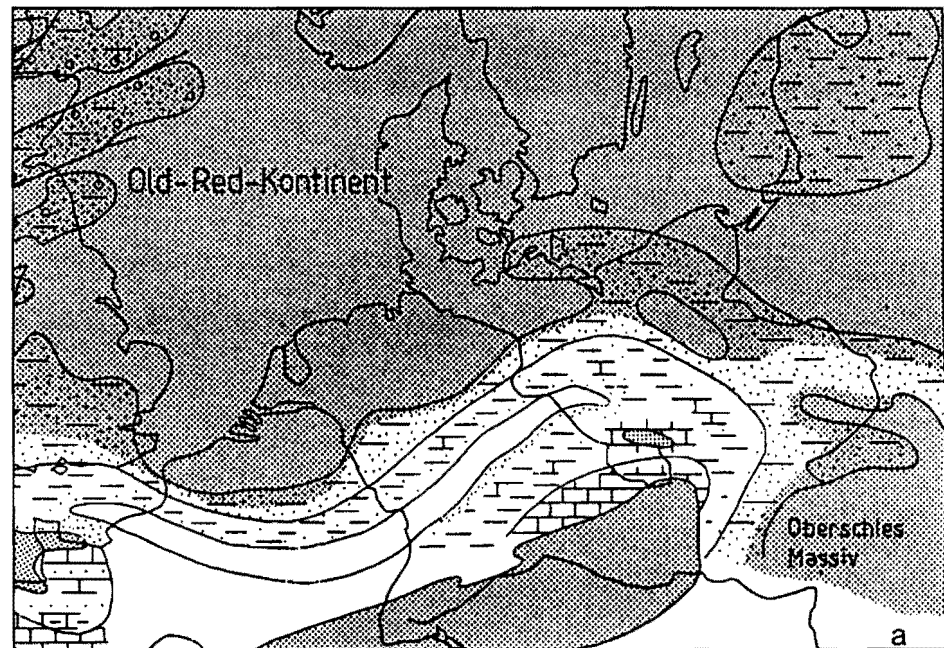
flächendeckend verbreiteten silurischen Alaun- und Kieselschiefern doch konkordant. Es umfasst im wesentlichen Sedimente, verschiedentlich auch Riffkalke und bimodale Vulkanite (thüringische Fazies).

Im Unterkarbon ist die Sedimentation der Saxothuringischen Zone durch Flyschablagerungen gekennzeichnet. Sie sedimentierten in Einzelbecken, die sich im Verlauf des Visé (Unterkarbon) auffüllten und schlossen.

Die Mitteldeutsche Kristallinschwelle war nach starker frühvariszischer metamorpher Prägung während des Mittel- und Oberdevons und im Unterkarbon, Hebungs- und teilweise auch Abtragungsgebiet. Im Unterkarbon ereignete sich hier zwischen 340 und 330 Ma ein spät- bis posttektonischer Plutonismus.

Die variszische Faltung des saxothuringischen Beckens wird in der Erzgebirgsmulde durch das diskordante Auflager kohleführender festländischer Sedimente als sudetisch datiert. Auch schon vorher, seit dem Mitteldevon, gibt es Anzeichen für orogene Einengung und tektonische Heraushebung. Die Faltung erfolgte unter Beteiligung einzelner wichtiger Überschiebungen bei allgemein schwacher Metamorphose. Im Zentralbereich der Faltenzone werden heute die Münchberger Gneismasse und die sie unterlagernden schwach- und nichtmetamorphen Sedimente und Vulkanite der Bayerischen Fazies wieder als Deckenrest interpretiert.

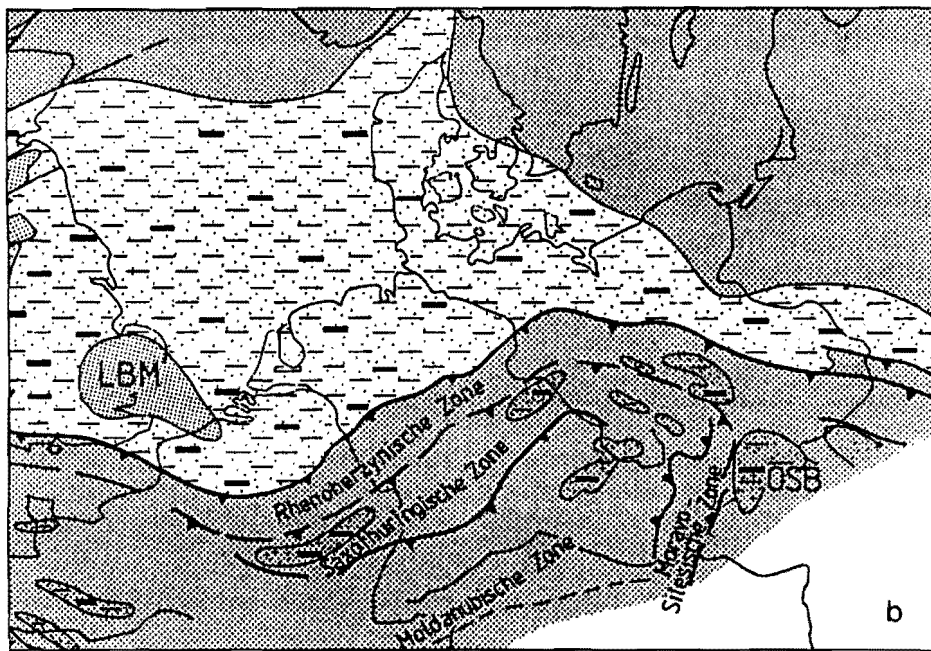
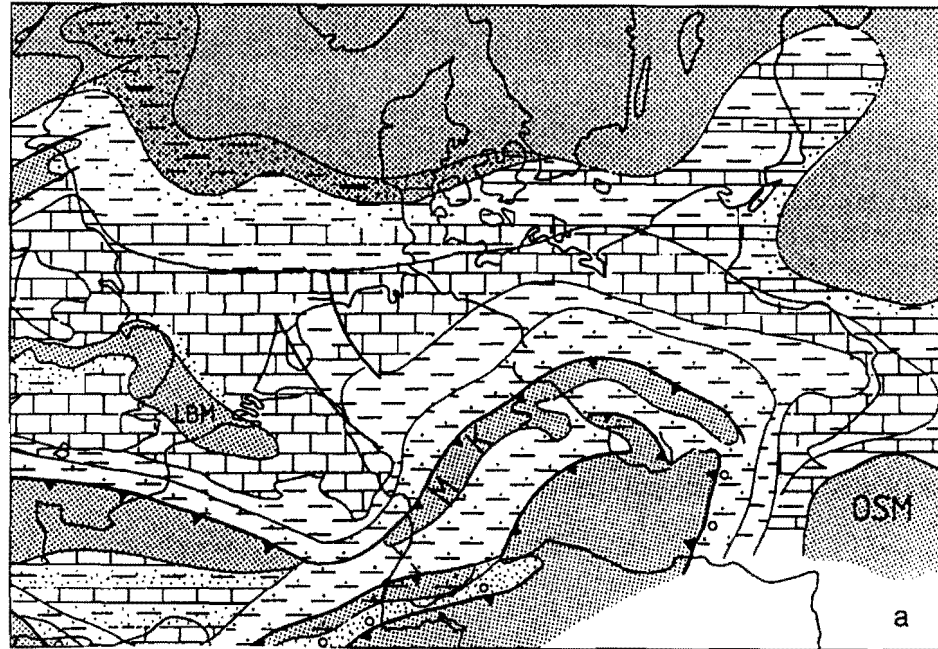
Entlang dem Südrand der Saxothuringischen Zone führte die variszische Orogenese in der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone und in den Westsudeten zur Bildung domartiger Aufwölbungen des altpaläozoischen Kristallins.



LBM = London-Brabanter Massiv  
 MKS = Mitteldeutsche Kristallinschwelle  
 OSM = Oberschlesisches Massiv

Abb. 7: Paläogeographisches Schema für das Unterdevon (a) und Mitteldevon (b) in Mitteleuropa; nicht-palinspastische Darstellung (SCHMIDT & WALTER, 1990)





LBM = London-Brabanter Massiv  
 OSM = Oberschlesisches Massiv  
 OSB = Oberschlesisches Steinkohlenbecken

Abb. 8: Paläogeographisches Schema für das Unterkarbon (Visé) (a) und Oberkarbon (Westfal) (b) in Mitteleuropa; nicht-palinspastische Darstellung (SCHMIDT & WALTER, 1990)

Damit verbunden war ein weitverbreiteter Intrusionsmagmatismus, der seinen Höhepunkt im Oberkarbon erreichte.

In der **Moldanubischen Zone**, deren durchgreifende tektonische und metamorphe Prägung wenigstens teilweise bereits cadomisch und frühkaledonisch erfolgte, sind nur an wenigen Orten nicht- oder nur schwach-metamorphe Sedimente des Devons und Karbons erhalten geblieben. Im Barrandium Mittelböhmens setzte sich eine ungestörte altpaläozoische epikontinentale Sedimententwicklung bis in das Mitteldevon fort. Die paläozoische Schichtenfolge ist hier südostvergent verfaltet.

Eine eventuell vorhandene variszische Überprägung von vorhergehenden cadomischen oder auch kaledonischen tektonisch-metamorphen Ereignissen zu unterscheiden ist schwierig. Es mehren sich aber die Hinweise auf eine größere Bedeutung variszischer Metamorphosevorgänge und auf einen weitreichenden bivergenten variszischen Deckenbau.

Auch für den moldanubischen Anteil des Schwarzwaldes und der Vogesen ist eine bedeutende variszische Überschiebungs- und Scherungstektonik und metamorphe Überprägung des sonst hauptsächlich cadomisch-altkaledonisch geprägten Basiskristallins angezeigt. Auch hier intrudierten weitverbreitet spät- und posttektonische variszische Granite.

Die **Geodynamik der variszischen Gebirgsbildung** in Mitteleuropa während des Devons und Karbons ist ein in vielen Einzelheiten noch ungelöstes Problem. Zahlreiche plattentektonische Modelle sind vorgelegt worden. Wohl hatte die vorcadomische und frühpaläozoische Krustendehnung zur Beckenbildung entlang der heutigen Grenze zwischen Saxothuringischer und Moldanubischer Zone geführt. Eine zweite für die variszische Strukturbildung Mitteleuropas bedeutende Dehnungszone entlang

des Südrandes des Rhenoherynikums öffnete sich möglicherweise erst später im Verlauf des Silurs.

Der Entstehung der beiden Beckenzonen und einer ersten Phase ihrer Schließung im Mitteldevon folgte die eigentliche variszische Strukturprägung und Metamorphose des heute zugänglichen Grundgebirgsstockwerks. Mit Hilfe der zeitlichen Entwicklung ihres Flyschs, mit Hilfe von Struktur- und Metamorphosedaten sowie anhand seismischer Krustenprofile werden sowohl für den Südrand des Saxothuringikums als auch für den Südrand des Rhenoherynikums kollisionsbedingte nordwärtige Krustenüberschiebungen und abschnittsweise auch weitreichende Deckentransporte (Münchberger Gneismasse bzw. Gießener Decke und Osthartzdecke) rekonstruiert. Mit entgegengesetztem Bewegungssinn gelten diese Vorstellungen auch für den Südostrand des Böhmisches Massivs sowie für den südlichen Schwarzwald und die südlichen Vogesen.

#### 1.3.4 Die postvariszische Entwicklung

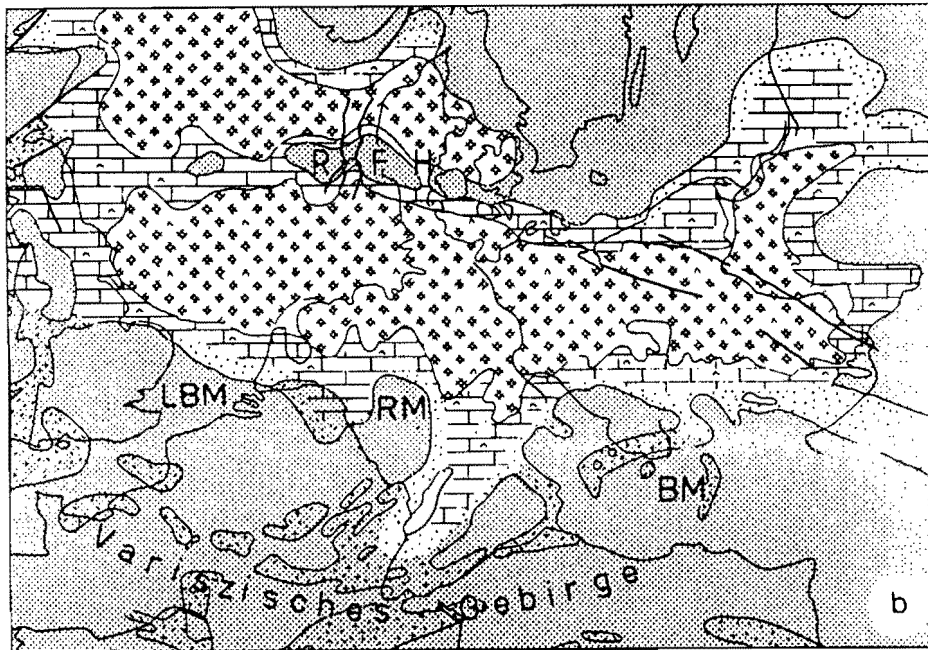
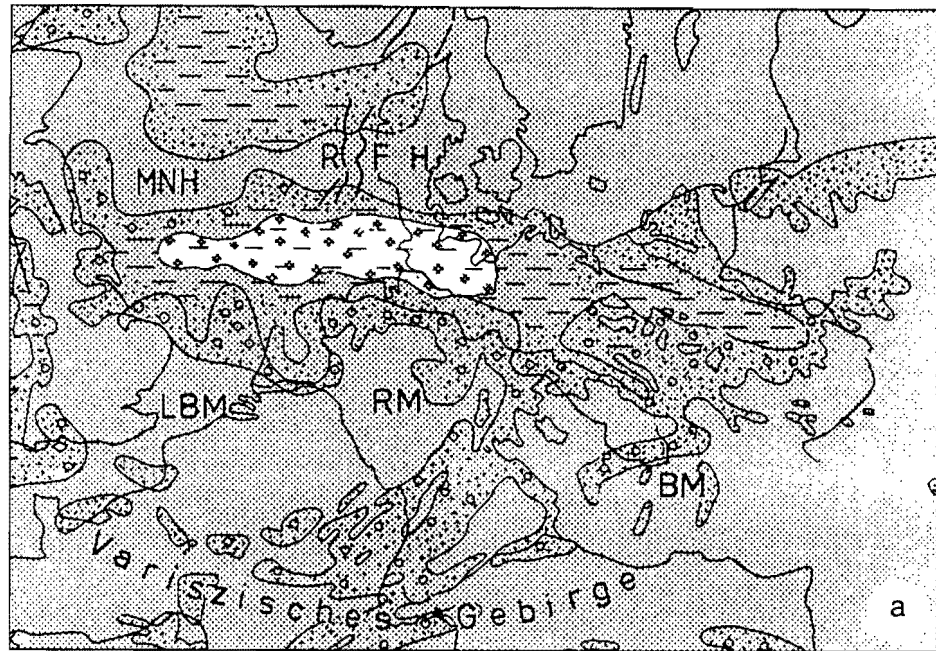
Auch über das frühe Perm hinaus wurde die geologische Entwicklung des außeralpinen Mitteleuropas von einer allgemeinen Dehnungstektonik bestimmt. Diese wurde maßgeblich von den Öffnungsbewegungen sowohl des Zentral- und Nordatlantiks als auch der westlichen Tethys gesteuert. Mit Beginn der alpidischen Orogenese im Alpenraum stagnierte die allgemeine Krustendehnung Mitteleuropas. Sie wurde von Kompressions- und Scherbewegungen abgelöst. Frühere Weitungsstrukturen wurden zu Einengungsformen überprägt. Allerdings werden in Abhängigkeit von ihrer Ausrichtung auch Formen der Zerrung und der Pressung nebeneinander beobachtet. Während des unteren **Perms** entwickelten sich parallel zum Einbruch der intramon-

tanen Senken des variszischen Faltungsgebietes in seinem nördlichen Vorland und im Nordseegebiet zwei ausgedehnte Senkungszone. Im Bereich der Nordsee waren sie durch eine geschlossene Schwellenzone voneinander getrennt. Beide Becken füllten sich zunächst unter Wüsten- und Wüstensee-Bedingungen mit Sedimenten. Mit Beginn der Zechstein-Zeit transgredierte das Meer von Norden in das nördliche und südliche Permbecken. Es überflutete darüber hinaus das Dänische Teilbecken und die Peribaltische Depression und drang über die Hessische Senke in das variszische Faltungsgebiet vor.

In bis zu sieben Ablagerungszyklen bildeten sich in den beiden Zechsteinbecken zwischen 1000 und 2000 m wichtige Karbonate, Sulfate sowie Stein- und Kalisalzfolgen. Mit den Salzen des Rotliegenden und des Zechsteins waren die Voraussetzungen für einen weit verbreiteten Salzdiapirismus im Gebiet der Nordwesteuropäischen Senke geschaffen. Höhepunkte des Salzaufstiegs lagen im Trias und in der Oberkreide. Nach der Regression des Zechstein-Meeres und der Rückkehr zu kontinentalen Ablagerungsverhältnissen im nordwesteuropäischen Raum zu Beginn des Trias führte die Anlage von Großriftsystemen im nordatlantischen und arktischen Raum und im Bereich der Tethys zur Herausbildung eines komplexen Musters von Gräben und flexurbedingten Trögen in Nordwest- und Mitteleuropa.

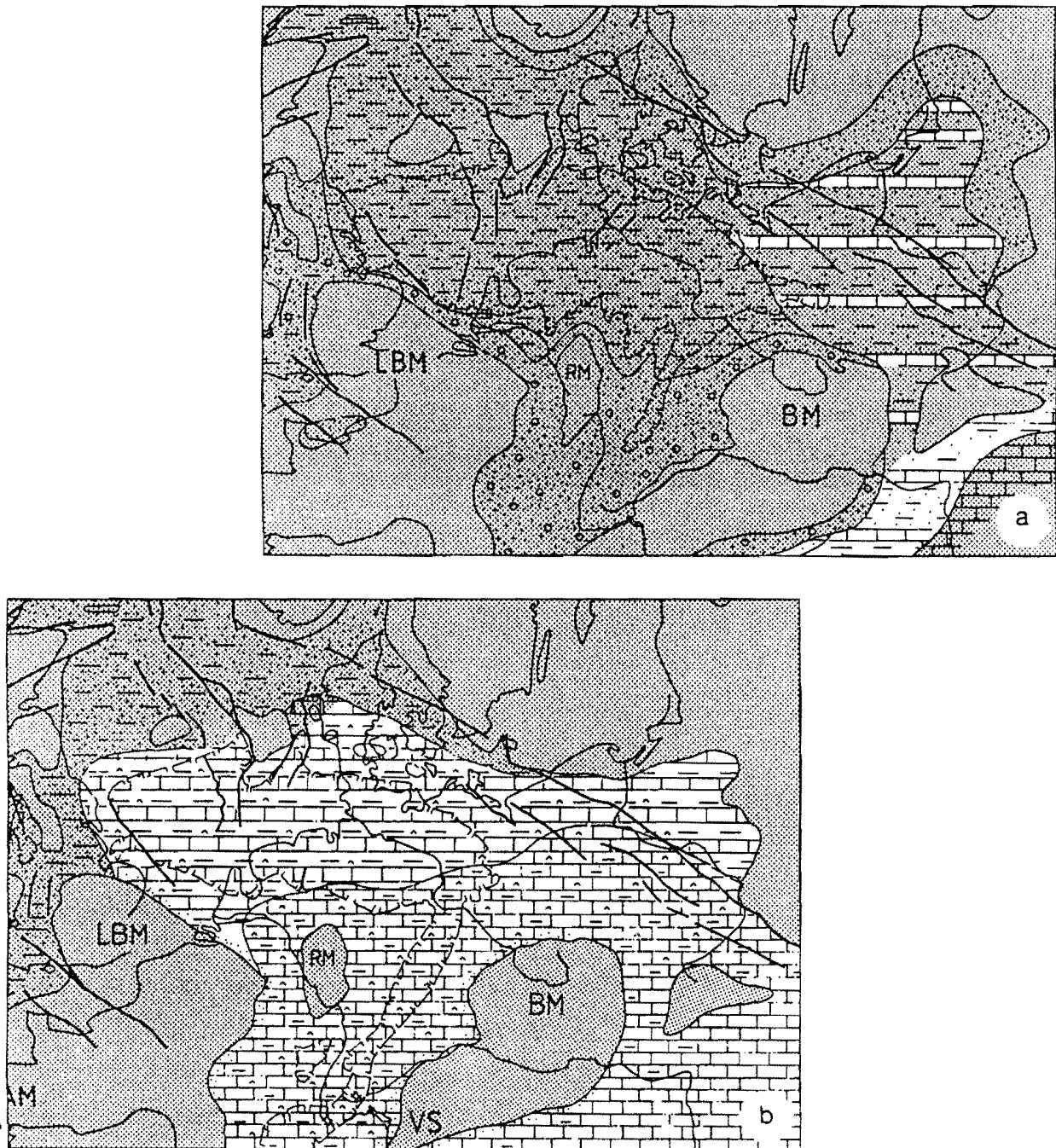
Tab. 2: Schema der tektonisch-magmatischen Entwicklung Mitteleuropas während des Känozoikums und Mesozoikums

Zeitskala	Beziehungen zum Atlantik	Mitteleuropäische Senke	Mitteleuropäisches Bruchschollengebiet	Beziehungen zur Tethys
Tertiär	Endgültige Öffnung des Nordatlantik	Regionale Einsenkung des Nordseebeckens	Abscherung des Faltenjura Überschiebung des südlichen Molassebeckens	Späte Phase der alpinen Orogenese
	Fortdauer des Seafloor-spreadings im Zentralatlantik	Inversionstektonik und Erosion in den Randsenken der Mitteleuropäischen Senke (subherzynische und iaramische Phase)	Mitteleuropäisches Großgrabensystem und Basaltvulkanismus Bruchschollenbildung durch Scherungs- und Aufschiebungstektonik	Deckenvorschub im Ostalpin und Penninikum Kollision zwischen Eurasischer und Adriatischer Platte
Kreide		Fortgesetzte differentielle Absenkung Örtliche Extension und Intrusion basischer Magmen	Randliche Oberkreidetransgression	Frühe Phasen der Schließung der Tethys
Jura	Riftphase und Öffnung des Zentralatlantik	Örtliche Heraushebung und Erosion der südlichen Randsenken (jungkimmerische Phase) Aufdomung des Nordseegebietes und Vulkanismus (mittelkimmerische Phase)	Heraushebung des Rheinischen Schildes (Rheinisch-Böhmische Masse und Süddeutsche Scholle)	Beginn des Seafloor-spreadings
Trias		Transgression des Unterjura-Meeres	Transgression des Unterjura-Meeres	Riftphase und Öffnung der Neotethys
Perm	Frühe Öffnungsphase des Atlantiks	Beginn des Zechstein-Diapirismus Entwicklung des Nordsee-Riftsystems Triasgräben in der Mitteleuropäischen Senke		
		Transgression des Zechstein-Meeres	Rotliegendmagmatismus	
Oberkarbon		Absenkung des nördlichen und südlichen Permbeckens	Rotliegendmagmatismus	Frühe Öffnungsphasen der Tethys
		Subvariszische Vorlandmolasse	Einbruch intramontaner Senken Variszische Orogenese	



- MNH = Mittel-Nordsee-Hoch
- RFH = Ringköbing-Fünen-Hoch
- LBM = London-Brabanter Massiv
- RM = Rheinische Masse,
- BM = Böhmisches Massiv

Abb. 9: Paläogeographie Mitteleuropas zur Zeit des Rotliegenden (a) und des Zechsteins (b) in Mitteleuropa (SCHMIDT & WALTER, 1990)



- LBM = London-Brabanter Massiv
- RM = Rheinische Masse
- BM = Böhmisches Massiv
- VS = Vindelizische Schwelle
- AM = Armorikanisches Massiv

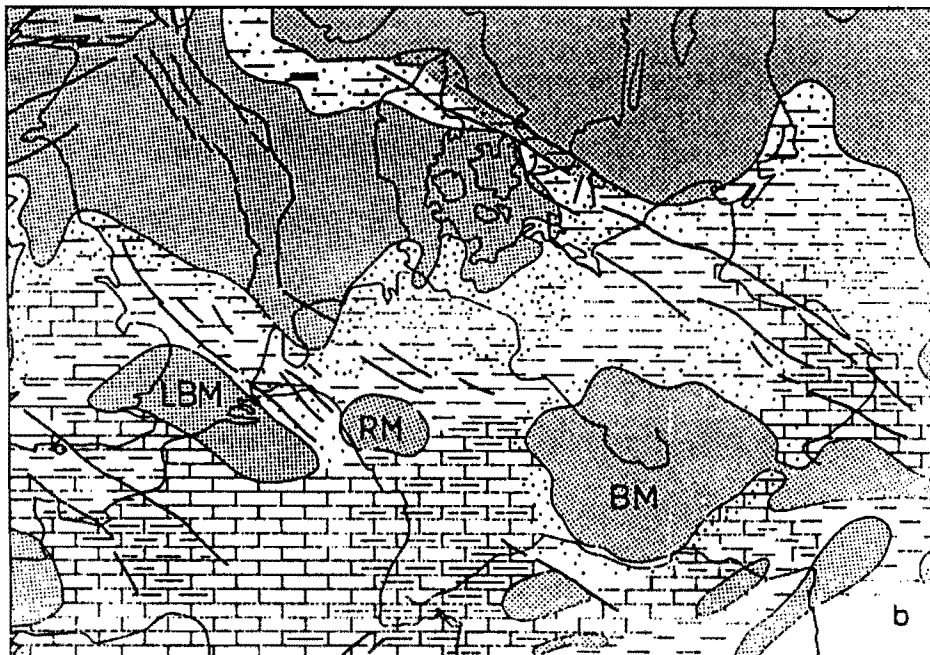
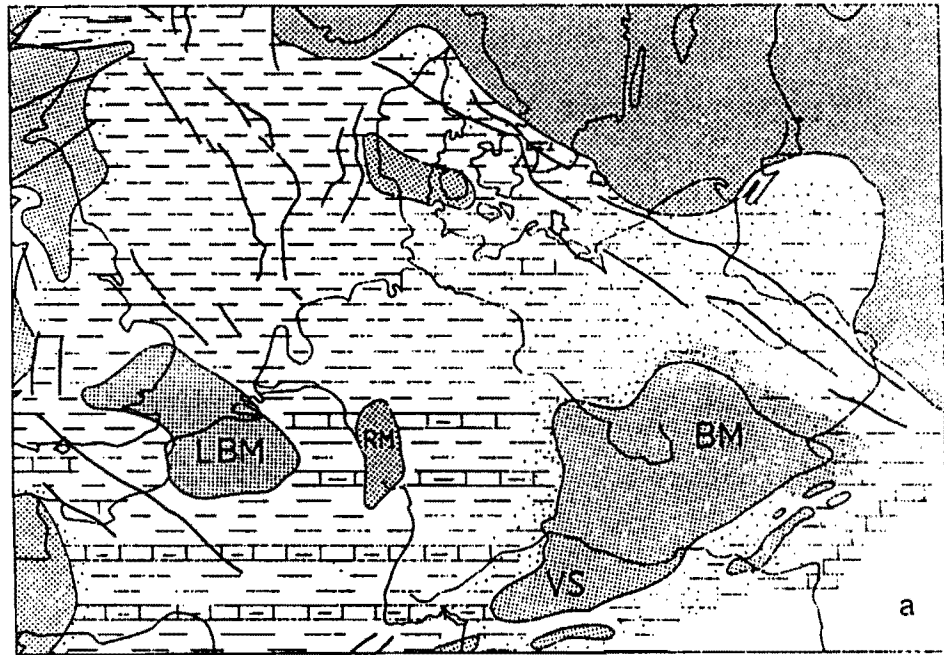
Abb. 10: Paläogeographie Mitteleuropas zur Zeit des Buntsandsteins (a) und des Muschelkalkes (b) in Mitteleuropa (SCHMIDT & WALTER, 1990)  
Verbreitung von Salzen

Eustatischer Meeresspiegelanstieg und regionale Absenkung im Rhät und zu Beginn des **Juras** führten zu einer weit über die Muschelkalk-Transgressionen hinausgehenden Überflutung großer Teile Mittel- und Nordwesteuropas. Über die Hessische Senke und die Eifeler Nord-Süd-Zone entwickelten sich Meeresverbindungen zwischen der Tethys und der Nordsee und weiter zur Arktis.

Die Entstehung dieser mitteljurassischen Tröge und Senkungszonen geht auf spätvariszische Störungssysteme zurück. Ihre anhaltende Absenkung wird mit rechtslateralen Scherbewegungen zwischen den Hochgebieten der mittleren Nordsee im Norden und einem kaledonisch-variszischen Block aus London-Brabanter Massiv, Rheinischer Masse und Böhmischem Massiv im Süden erklärt. Mit ihrer zunehmenden Betonung wurden andere N-S streichende Tröge (Horn-Graben, Glückstadt-Graben, Ems-Senke) inaktiv und die Eifeler Nord-Süd-Zone und die Hessische Senke wurden endgültig angehoben. Der südliche Teil des süddeutschen Raumes wurde zu einem Randmeer der Tethys.

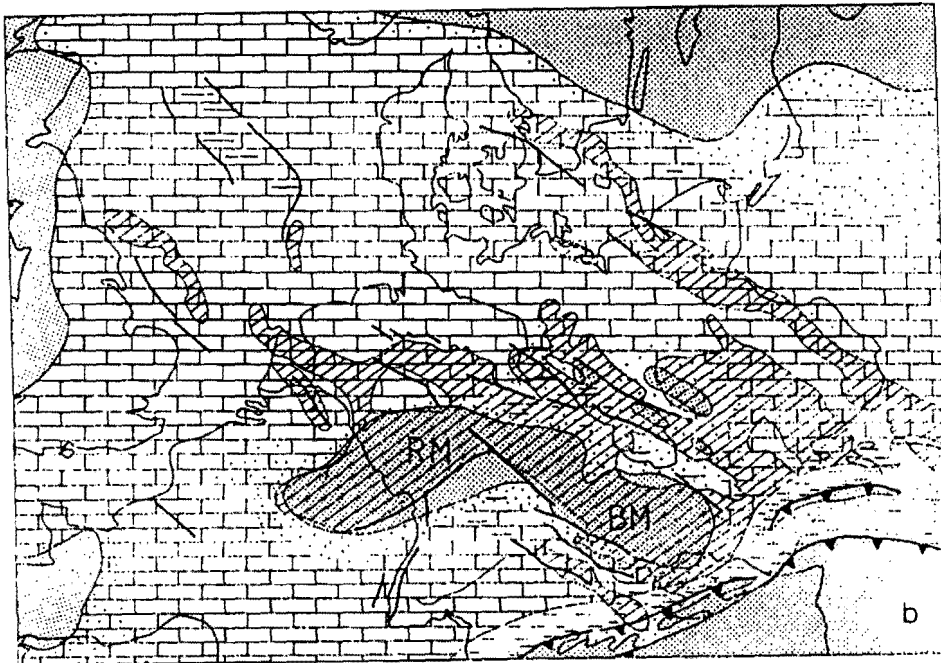
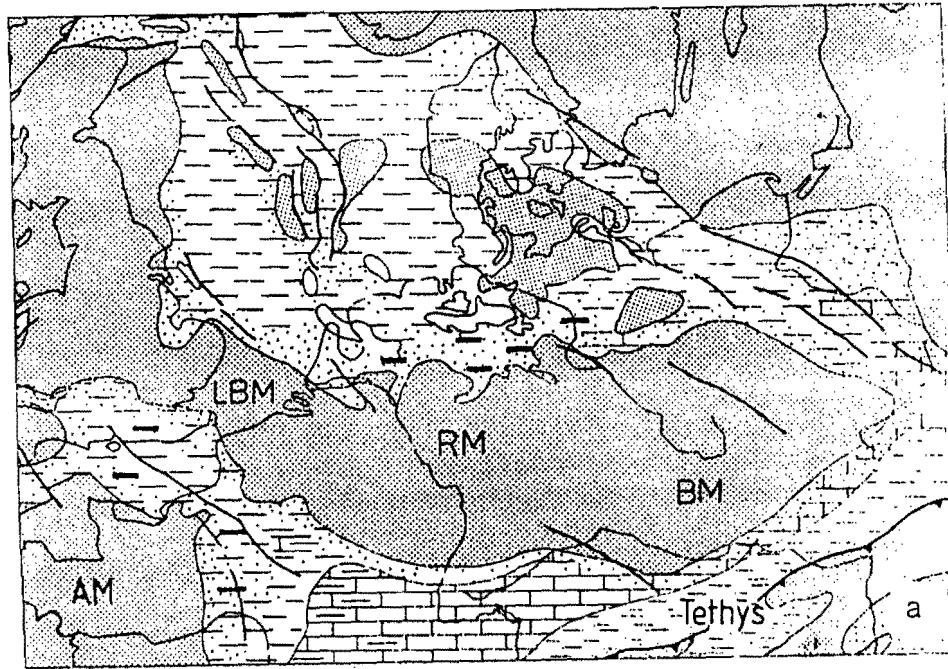
Eine regionale Regression im Zusammenhang mit spätkimmerischen Bewegungen im Übergang vom Jura zur **Kreide** führte im außeralpinen Mitteleuropa zum Auftauchen weiter Landgebiete und zur zeitweiligen Beschränkung der Sedimentation auf eng begrenzte tektonische Senkungszonen, wie z. B. das Nordsee-Riftsystem, die niederländischen und norddeutschen Randbecken und der Dänisch-Polnische Trog. Das Rheinisch-Ardennische Massiv und der süddeutsche Raum hoben sich zum Rheinischen Schild heraus, dessen Aufwölbungs- und Erosionszentrum im Bereich des Nordendes des heutigen Oberrheingrabens lag.





- LBM = London-Brabanter Massiv
- RM = Rheinische Masse
- BM = Böhmisches Massiv
- VS = Vindelizische Schwelle

Abb. 11: Paläogeographie Mitteleuropas zur Zeit des Unterjura (a) und Oberjura (b) in Mitteleuropa (SCHMIDT & WALTER, 1990)



LBM = London-Brabanter Massiv  
 RM = Rheinische Masse  
 BM = Böhmisches Massiv  
 AM = Armorikanisches Massiv

Abb. 12: Paläogeographie Mitteleuropas zur Zeit der Unterkreide (a) und Oberkreide (b) in Mitteleuropa (SCHMIDT & WALTER, 1990)

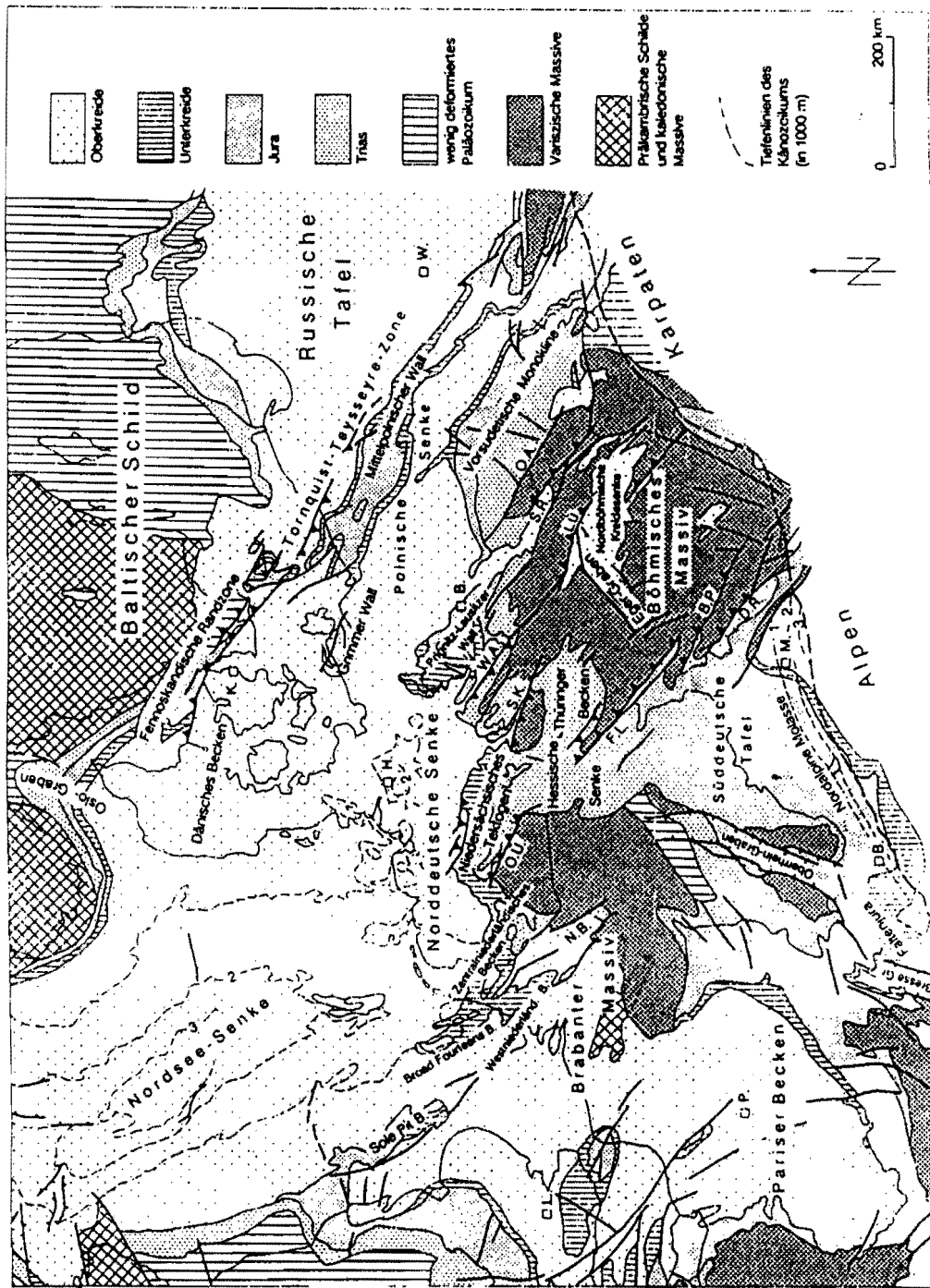
Nach einem allgemeinen Meeresspiegelanstieg im weiteren Verlauf der Unterkreide entwickelte sich im Nordseegebiet der Viking-Graben zu einer 1000 m tiefen Rinne. Im Zentralgraben war die tektonische Absenkung weniger aktiv. Vor dem Südwestrand Fennoskandias kam es zur verstärkten Einschüttung klastischer Sedimente, besonders im Dänischen Trog.

Zu Beginn des **Tertiärs**, im mittleren Paläogen, verstärkte sich die einengende tektonische Aktivität noch einmal.

↪ Nördlichste Deformationen finden sich heute in den südlichen Ausläufern des Zentralgraben-Systems, im Dänischen Trog und im Egersund-Becken. Gleichzeitig und in direktem Zusammenhang mit der Inversion ihrer Randtröge wurde auch die Rheinisch-Böhmische Masse selbst von einer Reihe steilstehender NW-SE (herzynisch) streichender Scherstörungen und Überschiebungen betroffen und in einzelnen Teilchollen unterschiedlich weit herausgehoben. Die Reaktivierung eines spät-oberkarbonisch- frühpermisch angelegten Störungsmusters spielte dabei eine wichtige Rolle. Beispiele sind die Südrand-Überschiebung des Niedersächsischen Beckens, der Wittenberger und Lausitzer Abbruch und der Oder-Abbruch.

↪ Am Nordrand der Nordböhmischen Kreidesenke entwickelte sich das System der Lausitzer Überschiebung. Am heutigen Südrand des Böhmisches Massivs entstanden die Fränkische Linie, die Pfahlstörung und der Donau-Randbruch. Klastische Sedimentschüttungen in vorgelagerte Senkungszone waren die Folge.

Seit der endgültigen Öffnung des Nordatlantiks im Eozän stellt das Nordseebecken einen weiträumigen schüsselförmigen Senkungsraum dar.



B. P. = Bayerischer Pfahl, D. R. = Donau-Randbruch, F. L. = Fränkische Linie,  
 L. Ü. = Lausitzer Überschiebung, N. B. = Niederrheinische Bucht, O. A. = Oder-Abbruch, O.  
 Ü. = Osningüberschiebung, S. K. = Subherzyne Kreidesenke, S. R. = Sudetenrandbruch,  
 W. A. = Wittenberger Abbruch

Abb. 13: Geologische Karte des Prä-Tertiärs Mitteleuropas (ZIEGLER, 1987)

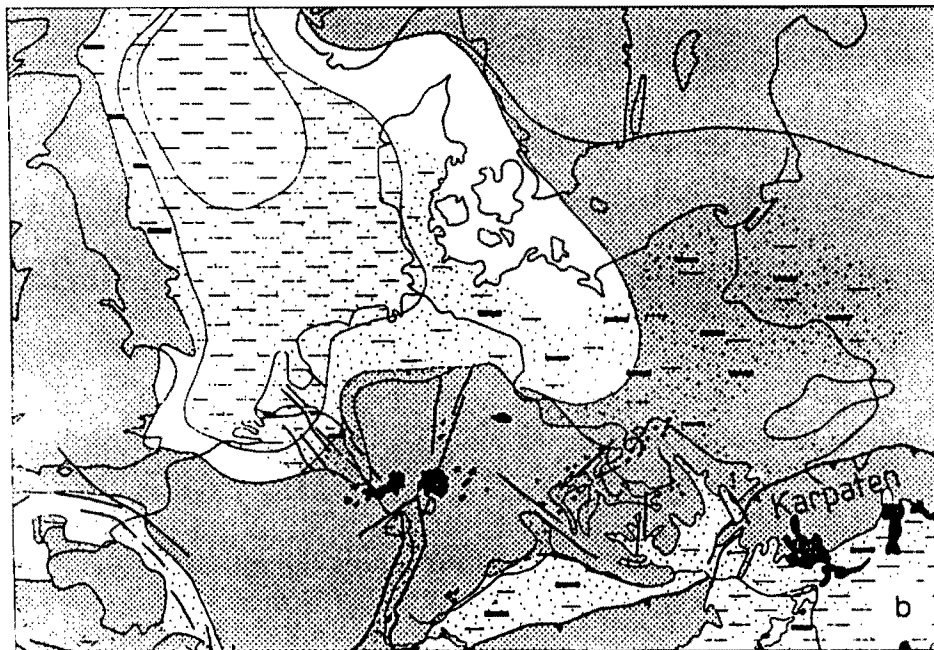
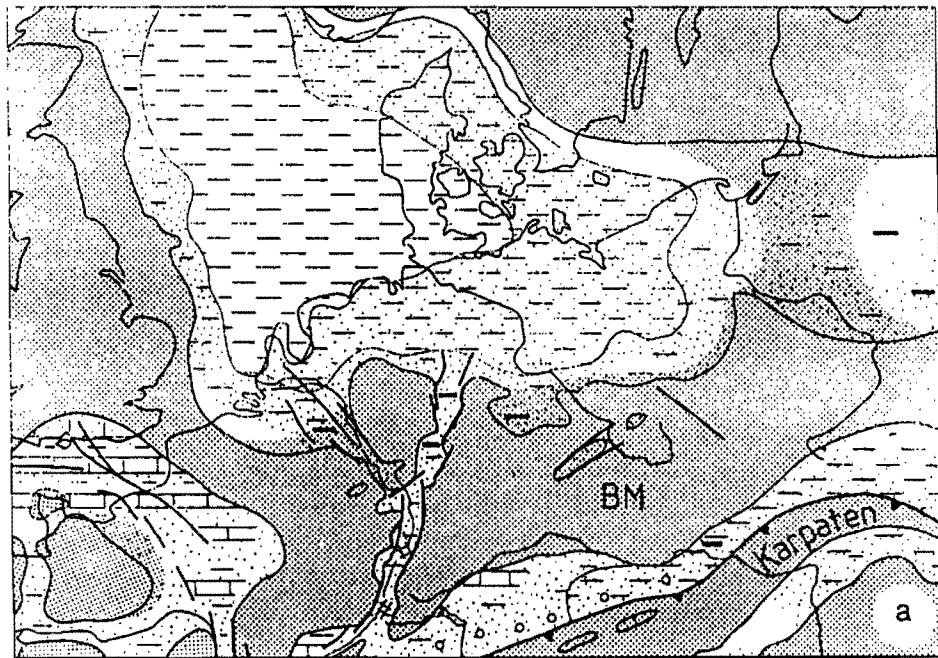


Abb. 14: Paläogeographie Mitteleuropas zur Zeit des Oligozäns (a) und Miozäns (b) in Mitteleuropa (SCHMIDT, WALTER, 1990)

Wiederholte Meeresspiegelschwankungen übten bei der Sedimentation einen modifizierenden Einfluss aus. Von der Absenkung des Nordseebeckens wurde nur der nordwestdeutsche Raum randlich beeinflusst. Norddeutschland und Polen verhielten sich im Känozoikum weitgehend stabil.

Im südlichen Mitteleuropa rückte während des Eozäns und des Oligozäns der Deckenstapel des Ostalpins und des nordpenninischen Flyschs immer weiter auf das nördliche Vorland vor und bezog den helvetischen Ablagerungsraum in Faltung und Überschiebung mit ein. Von seiner Stirn kam es zur Einsenkung des ausgedehnten subalpinen Molasse-Beckens.

### **1.3.5 Die Landschaftsentwicklung im Tertiär und Quartär**

Viele Merkmale des heutigen Landschaftsbildes Mitteleuropas sind eng verknüpft mit der Klimaentwicklung dieses Raums während des Tertiärs und Quartärs.

Das Klima des Tertiärs wird oft verglichen mit dem Klima heutiger subhumider und semiarider Klimazonen der Randtropen und Subtropen. Nach der mesozoischen Warmzeit, die mit einigen Schwankungen bis in das Eozän andauerte, fielen die jährlichen Durchschnittstemperaturen im Oligozän und zu Beginn des Miozäns zunächst allmählich, im späteren Miozän und Pliozän stärker ab. Zu Beginn des Quartärs unterschieden sie sich nicht mehr von den heutigen.

Befunden zufolge wechselten im mittleren bis späten Tertiär mehrfach längere Zeiten mit humiden und subhumiden Niederschlagsverhältnissen mit kürzeren semiariden Perioden. In der Mittelgebirgszone führte eine intensive chemische Verwitterung zur Bildung von mehr oder weniger weiten Rumpfflächen, über die höchstens besonders erosionsbeständige Gesteinsformationen Inselberg-artig herausragten.

In Gebieten mit starker tektonischer Heraushebung kam es neben der Flächenbildung auch zu fluviatilen Zerschneidungen.

Der generell rasche Rückgang der Temperaturen während des Pliozäns setzte sich im frühen Quartär fort. Schwankungen dieser Abkühlung führten im **Pleistozän** zum Wechsel von Kalt- und Warmzeiten bzw. Glazial- und Interglazialzeiten.

Mindestens sechs große Kalt- bzw. Eiszeiten konnten nachgewiesen werden. Ihre Folge wurde jeweils durch Perioden wärmeren Klimas unterbrochen. Ablagerungen der drei älteren Kaltzeiten des Pleistozäns (<sup>1</sup>) Brüggen, <sup>2</sup>) Eburon, <sup>3</sup>) Menap) sind in den Niederlanden und in Nordwestdeutschland durch Pollenanalysen nachgewiesen.

Im Vorland der Alpen entsprechen der Brüggen- und Eburonzeit die <sup>a</sup>) Biber- und die <sup>b</sup>) Donau-Kaltzeit. Zeitgleich mit der Menap-Kaltzeit hinterließ die <sup>c</sup>) Günz-Eiszeit erste Moränen.

In der zweiten Hälfte der ca. 2 Ma andauernden Pleistozänzeit stießen drei große Inlandvergletscherungen aus dem skandinavischen und baltischen Raum nach Südwesten und Süden in das südliche Nordseegebiet und das heutige Mitteleuropäische Tiefland vor.

In der <sup>4</sup>) Elster-Eiszeit reichte das Inlandeis bis an den Nordrand der Mittelgebirgszone. Im nachfolgenden Elster/Saale-Interglazial (Holstein-Warmzeit) herrschte vermutlich etwas kühleres Klima als heute. Infolge des ansteigenden Meeresspiegels drang die Nordsee in Schleswig-Holstein, in die Elbemündung und in die westliche Ostsee vor.

Das Eis der nachfolgenden <sup>5</sup>) Saale-Eiszeit erreichte erneut die Ausdehnung des Elster-Eises. Die verwaschene Altmoränenlandschaft westlich der Elbe gehört diesem Vorstoß an. Im jungpleistozänen Saale/Weichsel-Interglazial (Eem-Warmzeit) überflutete ein Eem-Meer Teile des heutigen Nordsee- und Ostseegebietes.

Die <sup>6)</sup> Weichsel-Eiszeit ist nach mehreren Perioden steigender Temperaturen zu gliedern. Sie erreichte vor etwa 20000 Jahren ihren Höhepunkt. Ihre Endmoränen-Wälle durchziehen eng gedrängt Dänemark und schwenken in Schleswig-Holstein nach Osten um. Sie prägen die Jungmoränenlandschaft Nordostdeutschlands und Nordpolens. Die Nordsee lag zu dieser Zeit trocken.

In den Alpen erreichte das <sup>d)</sup> Mindel- und <sup>e)</sup> Riss-Eis zeitgleich mit der Elster- und Saale-Vereisung im Norden die größte Ausdehnung. Die aus dem Gebirge abfließenden Eiszungen vereinigten sich im nördlichen Vorland zu großen Gletschern, deren Moränenbögen bis 100 km weit nach Norden reichten.

In der Mittelgebirgszone zwischen den Vereisungsgebieten im Norden und im Süden waren während der Zwischeneiszeiten nur wenige Hochlagen vergletschert, z. B. im Schwarzwald der Feldberg und im Riesengebirge die Schneekoppe.

Frostverwitterung, die Bildung von Dauerfrostböden und Solifluktion, aber auch fluviatile Erosions-, Transport- und Sedimentationsprozesse beherrschten das Bild. Vom Wind ausgeblasene Feinfraktionen des anfallenden Gesteinsschutts wurden als Löß weit verbreitet. Während der wärmeren und feuchten Zwischeneiszeiten breitete sich Wald aus. In morphogenetischer Hinsicht war das Pleistozän eine Zeit bevorzugter Talbildung und Talvertiefung. Viele in den Kälteperioden aufgefüllte Talungen oder Schotterfluren wurden während der Interglazialzeiten teilweise wieder ausgeräumt bzw. erodiert und es entstanden Flussterrassen.

Neben den klimatischen Einflüssen griffen in diese Erosionsprozesse aber auch immer regionale tektonische Heraushebungen steuernd ein. Die im Tertiär entstandenen Rumpfflächen der Mittelgebirgsregion wurden auf diese Weise tief zerschnitten und vielfach ganz zerstört.



Vulkanische Aktivitäten konzentrierten sich während des Pleistozäns auf die Eifel und den Eger-Graben.

Mit dem Zurückweichen des Eises vor etwa 10000 Jahren begann in Mitteleuropa die Nacheiszeit, das Holozän. Vor dem skandinavischen Eisrand entstand der große Baltische Eisstausee, aus dem sich über verschiedene geographische Veränderungen die heutige Ostsee entwickelte.

In der Nordsee führte der allgemeine Meeresspiegelanstieg während des mittleren Holozäns zur Verlagerung der Küste aus dem Gebiet nördlich der Doggerbank auf etwa ihren heutigen Verlauf. Eine weitere Transgression führte vor 2000 bis 1000 Jahren zu großen Meereseinbrüchen an der niederländischen und deutschen Nordseeküste.

Während der kurzen Zeit des Holozäns kam es zu weniger deutlichen Klimaschwankungen. Das heutige Klima ist gemäßigt humid mit winterlichem Frost-Tauwechsel. Wegen der bestehenden dichten Vegetation sind reliefbildende Prozesse heute weitgehend auf die <sup>1)</sup> Erosionsvorgänge in steileren Flussabschnitten, auf örtliche <sup>2)</sup> Umlagerungen des während des Pleistozäns bereitgestellten Lockermaterials und auf <sup>3)</sup> Sedimentbewegungen entlang der Küste beschränkt. Hinzu kommen allerdings sehr erhebliche Veränderungen des mitteleuropäischen Landschaftsbildes durch den <sup>4)</sup> Menschen.

#### **1.4 Seismizität und rezentes Spannungsfeld**

Mitteleuropa ist großtektonisch als Intraplattenregion anzusehen. Dennoch ist eine gewisse seismische Aktivität zu verzeichnen, die mit den gebirgsbildenden Prozessen in den Alpen und im gesamten Mittelmeerraum im Zusammenhang steht.

Das stärkste bislang in historischer Zeit in Mitteleuropa aufgetretene und erfasste Erdbeben ereignete sich im Jahre 1356 am Südennde 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. Aus jüngerer Zeit ist als stärkeres Beben ein am 3. September 1978 auf der Schwäbisch Alb bei Albstadt aufgetretenes Ereignis bekannt. Es hatte eine Intensität von etwa VIII und eine Magnitude von 5,8 (1994 bei Roumond 6,2).

Alle Erdbeben in Mitteleuropa sind **Flachbeben** mit Herden in der Erdkruste. 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 Erdbeben-tätigkeit auf. Auch das Gebiet um Frankfurt und die Niederrheinische Bucht zeichnen sich durch eine gewisse seismische Aktivität aus. Isoliert erscheint die seismische Aktivität des Vogtlandes mit seinen typischen Schwarmbeben.

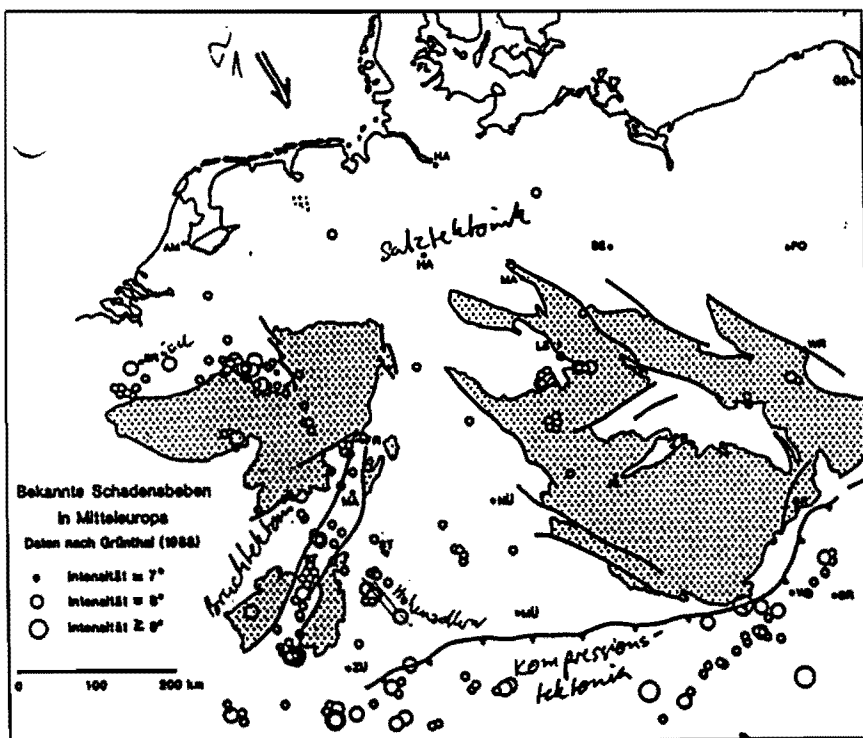


Abb. 15: Karte der aktiven seismischen Zonen in Mitteleuropa (GRÜNTAL)

Das Auftreten von schwachen Beben in Norddeutschland ist wohl zum größten Teil an rezente Salztektonik gebunden. Die seismische Aktivität am Alpenrand und in den Alpen selbst ist im Zusammenhang mit der in diesem Raum noch immer wirkenden Kompressionstektonik zu erteilen.

Aus der Analyse von seismischen Herdflächenlösungen, Bohrlochrandausbrüchen und speziellen Spannungsmessungen lässt sich ableiten, dass in Mitteleuropa die Achse der größten horizontalen Hauptspannung etwa NW-SE orientiert ist. Daraus folgt, dass sich die Scherbrüche auf etwa E-W und N-S streichenden Zonen anordnen müssen. In dieser vereinfachenden Darstellung sind mehrere zwischen der Nordsee und den Alpen sich erstreckende Nord-Süd-Scherzonen zu erkennen, deren Verlauf durch neotektonische Strukturen, Lokalisierungen von Erdbeben und Herdflächenlösungen belegt ist. Andererseits deutet sich an, dass sich die rezenten Erdbebengebiete längs variszischen Lineamenten anordnen. Dieses Bild wird in der Weise gedeutet, daß die Seismizität an Scherzonen-Muster geknüpft ist.

## Inhaltsverzeichnis

	Seite
<b>2. Regionale Einheiten Deutschlands</b>	<b>1</b>
2.1 Die Norddeutsche Senke	1
2.1.1 Die vorquartäre geologische Entwicklung	1
2.1.2 Der Südrand der Norddeutschen Senke (Osnabrücker Bergland, Weserbergland, Leinebergland, Harzvorland)	6
2.1.3 Die Formung der Landschaft der Norddeutschen Senke durch das Inlandeis	13
2.1.4 Eigenschaften und Verhalten der auftretenden Gesteine	26
2.1.4.1 Petrographie der Gletschersedimente	26
2.1.4.2 Tillit und Moränen als Baugrund	37

## **2. Regionale Einheiten Deutschlands**

Deutschland lässt sich in eine Reihe von Regionen mit jeweils generell einheitlichem erdgeschichtlichem Werdegang und geologischem Bau gliedern. Dem gemäß treten auch bei den Bauvorhaben an den Standorten in diesen Regionen vergleichbare Baugrundeigenschaften und ingenieurgeologische Probleme auf. Im folgenden sollen deshalb die regionalgeologischen Einheiten in ihrer erdgeschichtlichen Entwicklung mit den Lagerungsverhältnissen der Gesteine und den daraus resultierenden ingenieurgeologischen Besonderheiten erläutert werden.

### **2.1 Die Norddeutsche Senke**

#### **2.1.1 Die vorquartäre geologische Entwicklung**

Die Norddeutsche Senke bildet den Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke. Im Nordwesten ist sie zur Südlichen Nordsee-Senke offen. Nach Osten ist sie am Unterlauf der Oder nur unscharf gegen die Polnische Senke abzugrenzen. Im Norden bildet das Ringköbing-Fünen-Hoch, das Moen-Hoch und nördlich Rügen das Arkona-Hoch die Grenze. Der Südwestrand der Senke ist durch das Texel-Ijsselmeer-Hoch, ihre südliche Begrenzung durch den Nordrand der Rheinischen Masse und parallel dazu nach Osten versetzt den Gardelegener, Wittenberger und Lausitzer Abbruch gegeben.

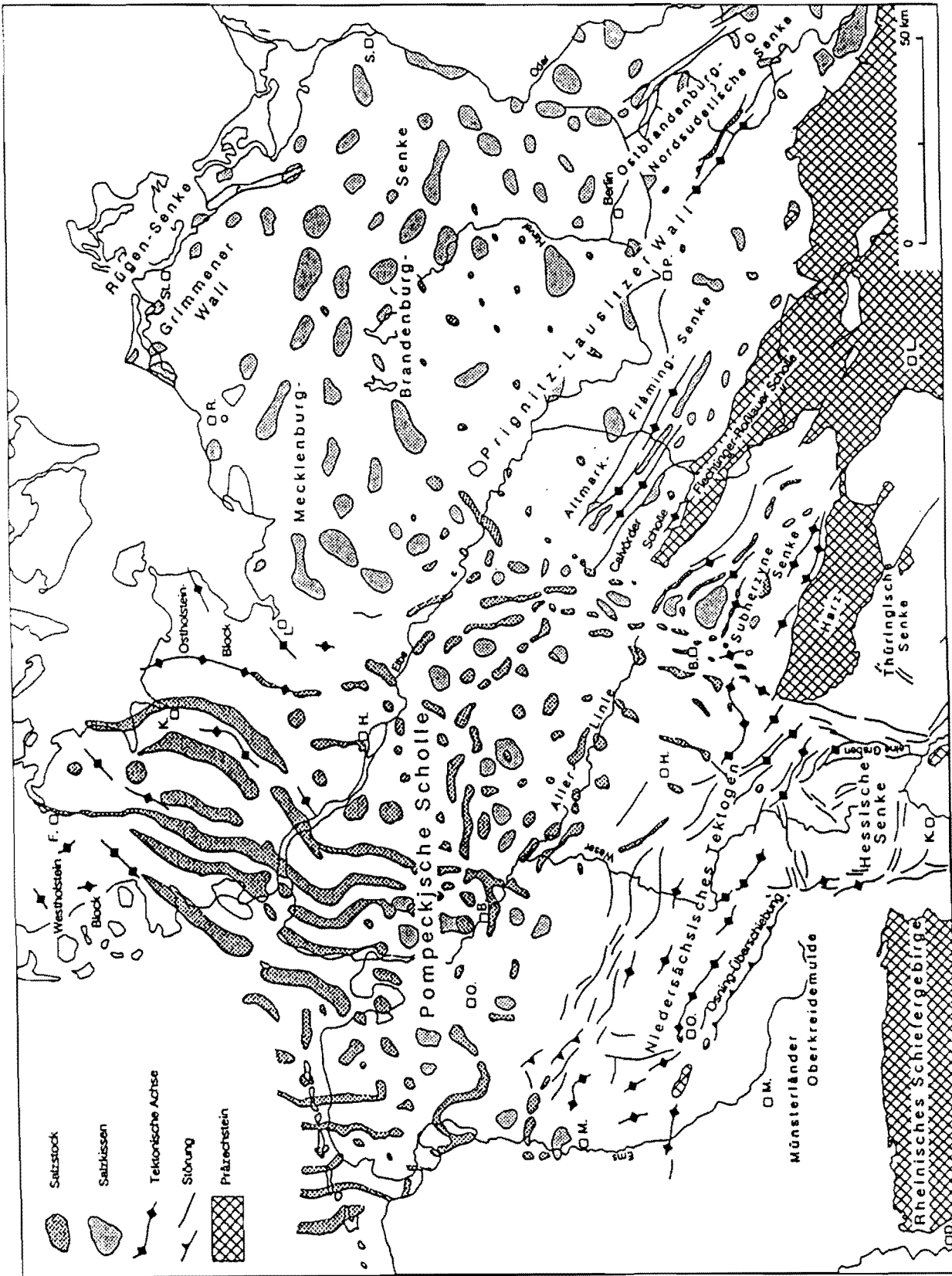


Abb. 1: Tektonische Gliederung der Norddeutschen Senke

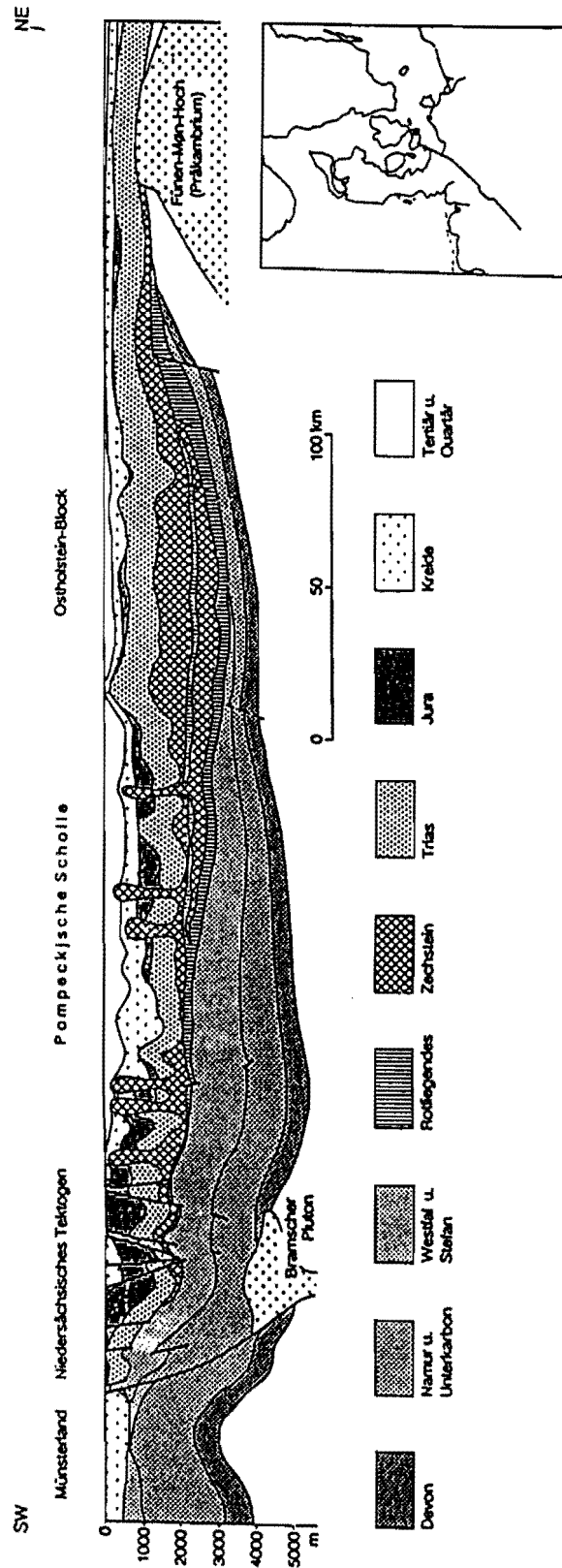


Abb. 2: Schematisches geologisches Profil durch die Norddeutsche Senke (PLEIN, 1978 & P. A. ZIEGLER, 1982)

Als regionalgeologische Hauptelemente des nordwestdeutschen Anteils der Norddeutschen Senke gelten das <sup>1)</sup>Niedersächsisches Tektogen und die <sup>2)</sup>Pompeckj'sche Scholle. Zwischen mittlerer Elbe und Oder sind die NW-SE (herzynisch) streichende <sup>3)</sup>Altmark-Fläming-Senke, der <sup>4)</sup>Prignitz-Lausitzer Wall, die <sup>5)</sup>Mecklenburg-Brandenburg-Senke, der <sup>6)</sup>Grimmener Wall und die <sup>7)</sup>Rügen-Senke die Hauptstrukturen des vorkänozoischen Stockwerks.

Das Gebiet des heutigen **Niedersächsischen Tektogens** stellte vor allem im Jura und in der Kreide als Niedersächsisches Becken einen eigenständigen Sedimentationsraum dar. Allein im Oberjura und in der Unterkreide nahm dieser 2000 - 3000 m Sedimente auf. In die Zeit des Oberjuras fiel hier auch der Höhepunkt des Diapirismus von Zechsteinsalzen.

Die **Pompeckj'sche Scholle** reicht von der Allertal-Linie bis zum Ringköbing-Fünen-Hoch Süddänemarks. Nach Osten erstreckt sie sich nach Nordmecklenburg bis in die westliche Altmark. Während des höheren Juras und in der Unterkreide zeichnete sich dieses Gebiet durch geringe Sedimentation und durch Abtragung aus. In der Oberkreide und im Tertiär war es dagegen von besonders starker Absenkung betroffen.

Der Höhepunkt des Diapirismus fiel auf der Pompeckj'schen Scholle in die untere und mittlere Trias. Aber auch noch im Unterjura und zwischen Oberjura und Unterkreide stiegen Salzstöcke auf. Im Raum der Lüneburger Heide erfolgte Salznachschub selbst noch im Tertiär und Quartär.



Östlich der mittleren Elbe stellt der breite **Prignitz-Lausitzer Wall** ein NW-SE streichendes vorgäozoisches Hebungsgebiet dar. Er liegt im ehemaligen Senkungszentrum des nordostdeutschen Teilbereichs der Norddeutsch-Polnischen Senke (Altmark-Brandenburg-Becken). Zechstein bis Unterkreide zeigen entsprechend vollständige Profile. Eine starke tektonische Inversion am Ende der Oberkreide bewirkte Abtragung hauptsächlich von Oberkreide, örtlich aber auch bis auf Jura und Trias. In seinem Nordwestabschnitt ist der Prignitz-Lausitzer Wall durch zahlreiche Salzkissen und Diapire stärker gegliedert. Im Südosten zeigt er vornehmlich NW-SE streichende Salzlücken bzw. Störungen. Die strukturbildende Salzwanderung begann im Prignitz-Lausitzer Wall bereits in der Trias. Im höheren Jura erreichten die ersten Salzzakkumulationen das Diapirstadium.

Als südwestliche Randsenke des Prignitz-Lausitzer Walls senkte sich am Ende der Oberkreide die SW-NE streichende **Altmark-Fläming-Senke** ein. Von der Scholle von Calvörde und Halle-Wittenberger Scholle ist sie durch den Gardelegener und Wittenberger Abbruch getrennt. Im Detail weist die Altmark-Fläming-Senke einige markante NW-SE (herzynisch) streichende Salzlücken auf, einige davon mit ausgeprägten Scheitelstörungen.

Auch die ausgedehnte **Mecklenburg-Brandenburg-Senke** im Nordosten des Prignitz-Lausitzer Walls stellt gegenüber ihrer Umgebung ein jüngeres Senkungsgebiet mit vollständiger Oberkreideentwicklung dar. Im Untergrund zeigen Zechstein und Trias ein normales Beckenprofil. Jura und Unterkreide sind nach kräftigen Hebungen vor der Alb-Transgression nur lückenhaft erhalten. Wahrscheinlich fehlen Malm und Unterkreide z. T. primär. Die Bildung der hier weit verbreiteten Salzkissen

und im Süden auch Salzstöcke fällt in die Zeit der jungkimmerischen Schollenbildung (Mesozoikum).

Im Südosten ist das Gebiet der Mecklenburg-Brandenburg-Senke durch die langgestreckte ebenfalls NW-SE streichende Fürstenwalde-Gubener Antiklinalzone mit Aufbrüchen von Trias und Jura von der Nordsudetischen Senke getrennt.

Der **Grimmener Wall** und die ihn nordöstlich vorgelagerte **Rügen-Senke** bildeten sich ebenfalls erst am Ende der Unterkreide heraus. Trias, Jura und Unterkreide entwickelten sich hier am Nordostrand des Norddeutschen Beckens differenziert, z. T. lückenhaft. Die Anlage einzelner Antiklinalstrukturen war mit der Bildung von Salzkissen verknüpft. Die Heraushebung des Grimmener Walls gegen Ende der Oberkreide führte zur Abtragung bis auf den Jura.

In der **Rügen-Senke** ist Oberkreide heute großflächig bis zum Obermaastricht erhalten und entlang den Klifflinien der Halbinseln Jasmund und Arkona auch übertage aufgeschlossen.

### 2.1.2 Der Südrand der Norddeutschen Senke (Osnabrücker Bergland, Weserbergland, Leinebergland, Harzvorland)

Entlang dem Südrand der Norddeutschen Senke ist ihre bis über 2000 m mächtige jungpaläozoisch-mesozoische bis känozoische Sedimentfüllung im Osnabrücker und Weserbergland, im Leinebergland und im Harzvorland ohne geschlossene Quartärbedeckung der direkten Beobachtung zugänglich.

Im Westen ist in der **Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle** der hochliegende südliche Teil des Niedersächsischen Tektogens erschlossen. Die Südgrenze der Nord-

westfälisch-Lippischen Schwelle bildet die Osningzone des Teutoburger Waldes, ihre Nordgrenze die Weser- und Wiehengebirgs-Flexur.

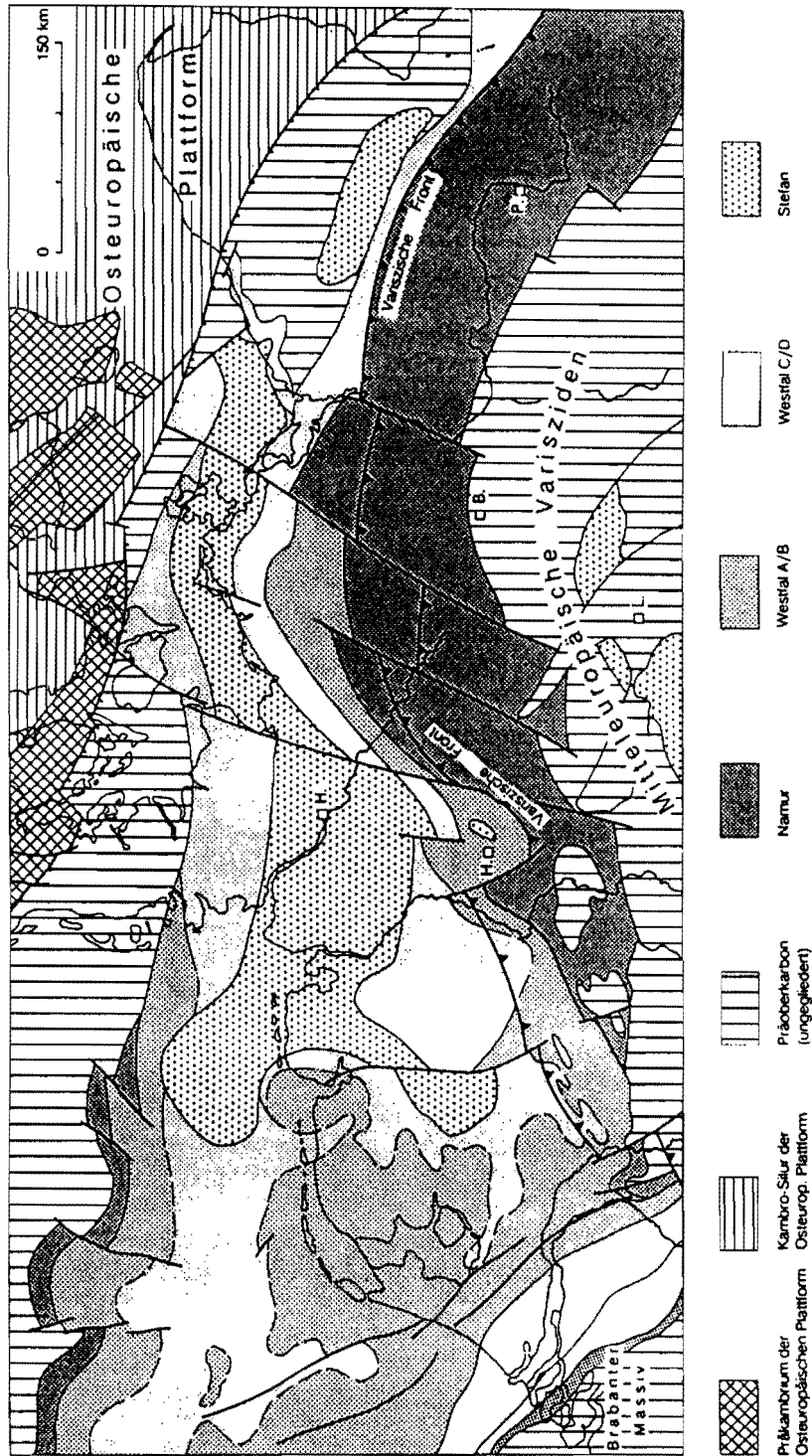


Abb. 3: Abgedeckte Karte des Prä-Tertiärs des Osnabrücker Berglandes und Weserberglandes und nördlich angrenzender Gebiete (BOIGK, 1968)

Dazwischen bildet die bis über 20 km breite und über fast 100 km Länge aus dem westlichen **Osnabrücker Bergland** bis in das **Weserbergland** zu verfolgende Aufwölbungszone der Piesberg-Pyrmonter Achse die Hauptstruktur der Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle.

Die **Osning-Zone** stellt den tektonisch besonders stark beanspruchten Schollenrand zwischen dem Niedersächsischen Tektogen im Norden und der Rheinischen Masse im Süden dar. Während sich das Niedersächsische Tektogen mit seinem Südwestteil in der subherzynen Bewegungsphase heraushob bzw. aufwölbte und der Nordteil der Rheinischen Masse in der Münsterschen Kreidebucht zur gleichen Zeit absank, wurde entlang diesem Scharnier eine Schichtenfolge vom Oberen Buntsandstein bis zur Oberkreide nach Südwesten überschoben. Wichtigstes Strukturelement der Osning-Zone ist die Osning-Überschiebung. Sie stellt eine teilweise sehr flache deckenartige, streckenweise aber auch steilere gegen Südwesten gerichtete Überschiebung dar. Als Bewegungsbahn dienten hauptsächlich die Gesteinsfolgen des Röt und des Mittleren Muschelkalks. Zur Tiefe hin versteilt sich die Störung. Die Hangendscholle der Osning-Überschiebung zeigt relativ flaches Nordfallen. Sie ist im einzelnen stark gestört, z. T. ist sie sattelartig aufgewölbt (Osning-Achse).

Die Osning-Zone ist überwiegend aus Muschelkalk und Keuper aufgebaut. Zwischen Borgholzhausen und Detmold ist Jura in einer schmalen Grabenzone, der Haßberg-Zone, eingesenkt. Die überschobene Südscholle der Osning-Zone besteht aus steilstehender oder auch überkippter Unter- und Oberkreide. Hier treten der Osning-Sandstein, der Cenomankalk und die Plänerkalke des Turons im Höhenzug des Osning kammbildend in Erscheinung.

Im Mittelabschnitt der Osning-Zone zwischen Detmold und Iburg stellt die Osning-Überschiebung eine durchgehende Überschiebungsbahn dar.

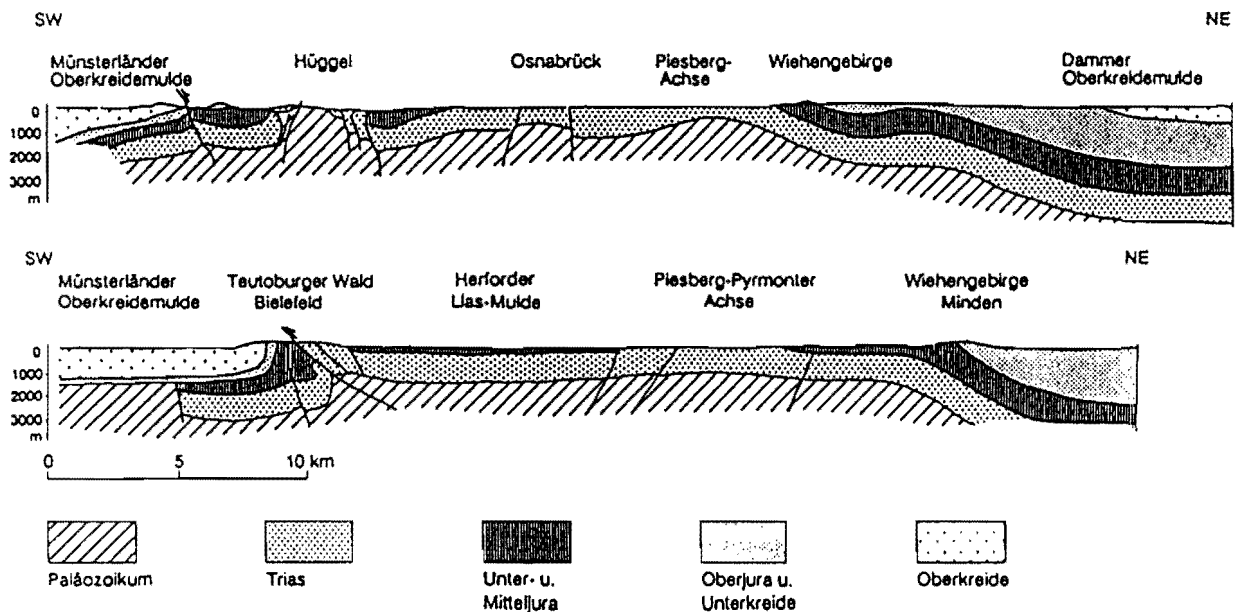


Abb. 4: Schematische geologische Profile durch das Osnabrücker Bergland und Weserbergland (BOIGK, 1968 u. a. Autoren)

Als jüngstes ist an wenigen Stellen der Achsenregion der Piesberg-Pyrmonter Achse Tertiär in Subrosionssenken oder tektonischen Einbrüchen erhalten. Besondere Bedeutung kommt den Oligozän-Vorkommen am Doberg bei Bünde zu. Unter-, Mittel- und Oberoligozän sind hier in mariner Sand-, Mergel- und Kalkmergelfazies fast lückenlos vertreten.

In der östlichen Fortsetzung des Weserberglandes gehört die im **Leinebergland** und **nördlichen Harzvorland** bis zum **Flechtinger Höhenzug** übertage aufgeschlossene Schichtenfolge des Zechsteins, der Trias, des Juras und der Kreide ebenfalls noch zur Sedimentfüllung der Norddeutschen Senke.

Vom Oberjura an bildete das Gebiet den Südostabschnitt des Niedersächsischen Beckens. Seine strukturelle Prägung wurde bestimmt durch die Anlage bruchtektonischer Strukturen in Verbindung mit jungkimmerischen Bewegungen und abschließend im Rahmen der subherzynen Inversionstektonik des Niedersächsischen Beckens. Damit im Zusammenhang standen halokinetische Prozesse.

Der tektonische Bau des Leineberglandes ist durch vorwiegend NW-SE (herzynisch) ausgerichtete Sattel- und Muldenstrukturen charakterisiert. Am Westrand des Harzes und in der nördlichen Fortsetzung des Leinetal-Grabens sind auch N-S bis NNE-SSW (rheinisch) streichende Strukturelemente ausgebildet, deren Anteil nördlich des Harzes noch zunimmt. Im westlichen Leinebergland sind die herzynisch streichende **Leinetal-Überschiebung** und südwestlich der Hils-Mulde parallel dazu die **Elfas-Überschiebung** die wichtigsten tektonischen Elemente.

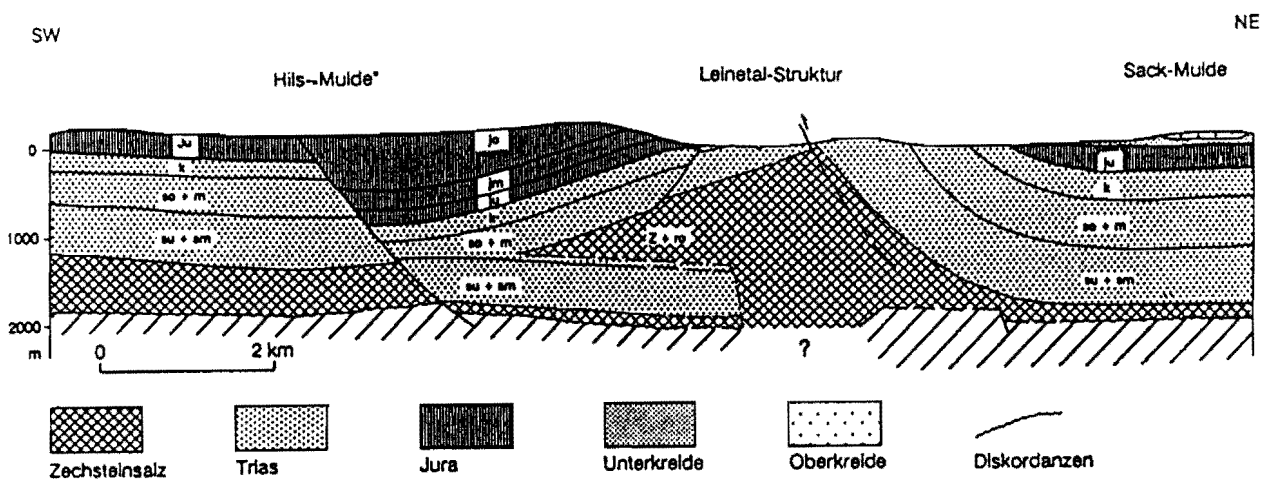


Abb. 5: Geologisches Profil durch die Leinetal-Struktur (KOCKEL, 1987)

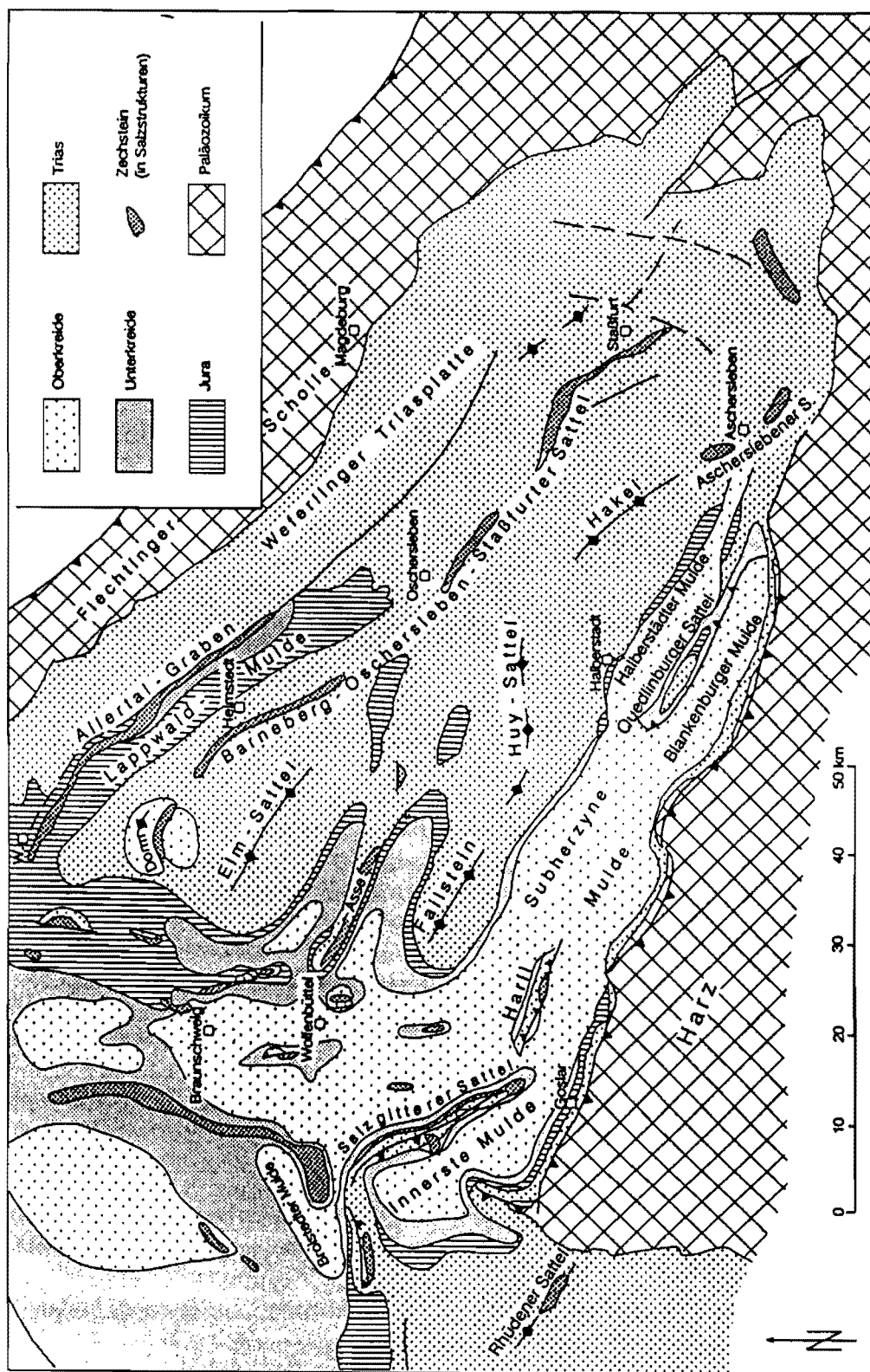


Abb. 6: Abgedeckte geologische Karte des Prä-Tertiärs des nördlichen Harzvorlandes (BUCHHOLZ, WACHENDORF & ZWEIG, 1989)

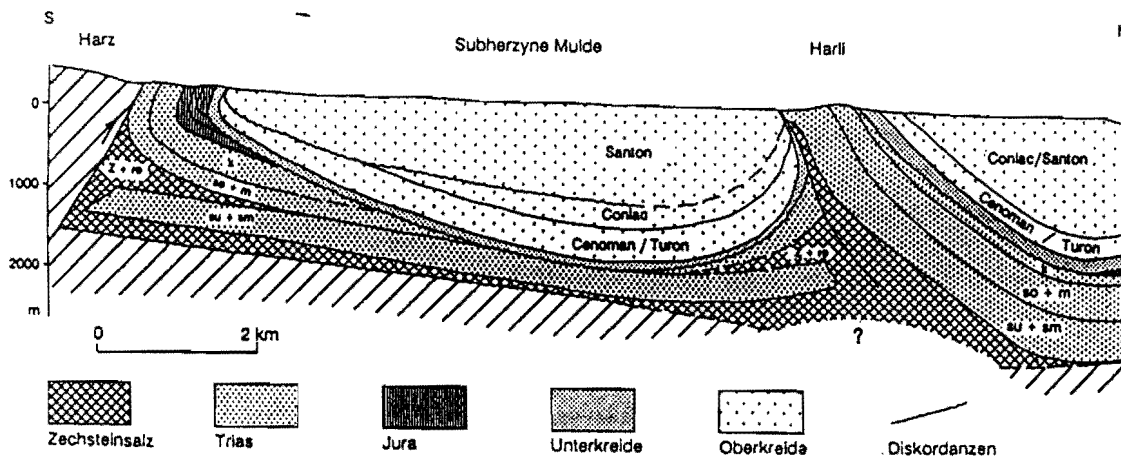


Abb. 7: Geologisches Profil durch die Subherzyna Kreidemulde (KOCKEL, 1987)

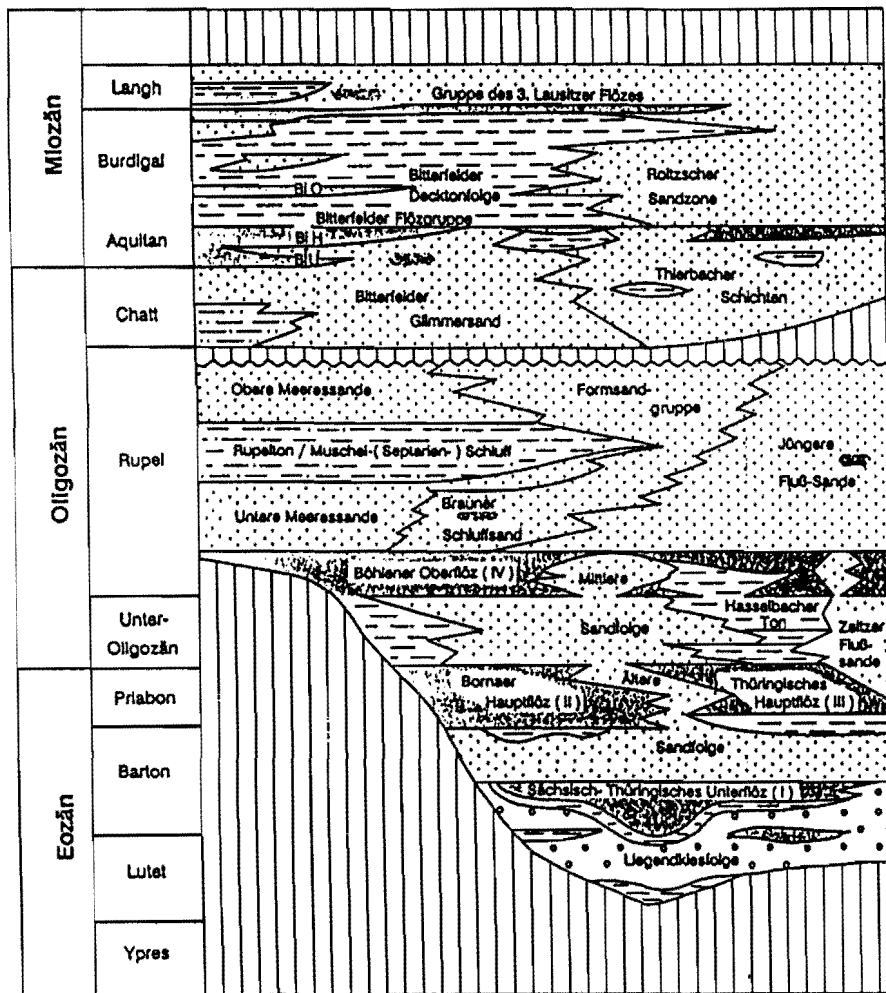


Abb. 8: Lithologie und stratigraphische Gliederung des Tertiärs der Leipziger Bucht (EISSMANN, 1965)



### 2.1.3 Die Formung der Landschaft der Norddeutschen Senke durch das Inlandeis

Wir haben erwähnt, dass das Norddeutsche Flachland durch die verschiedenen Vereisungszeiten ausgeprägte Landschaften aufweist.

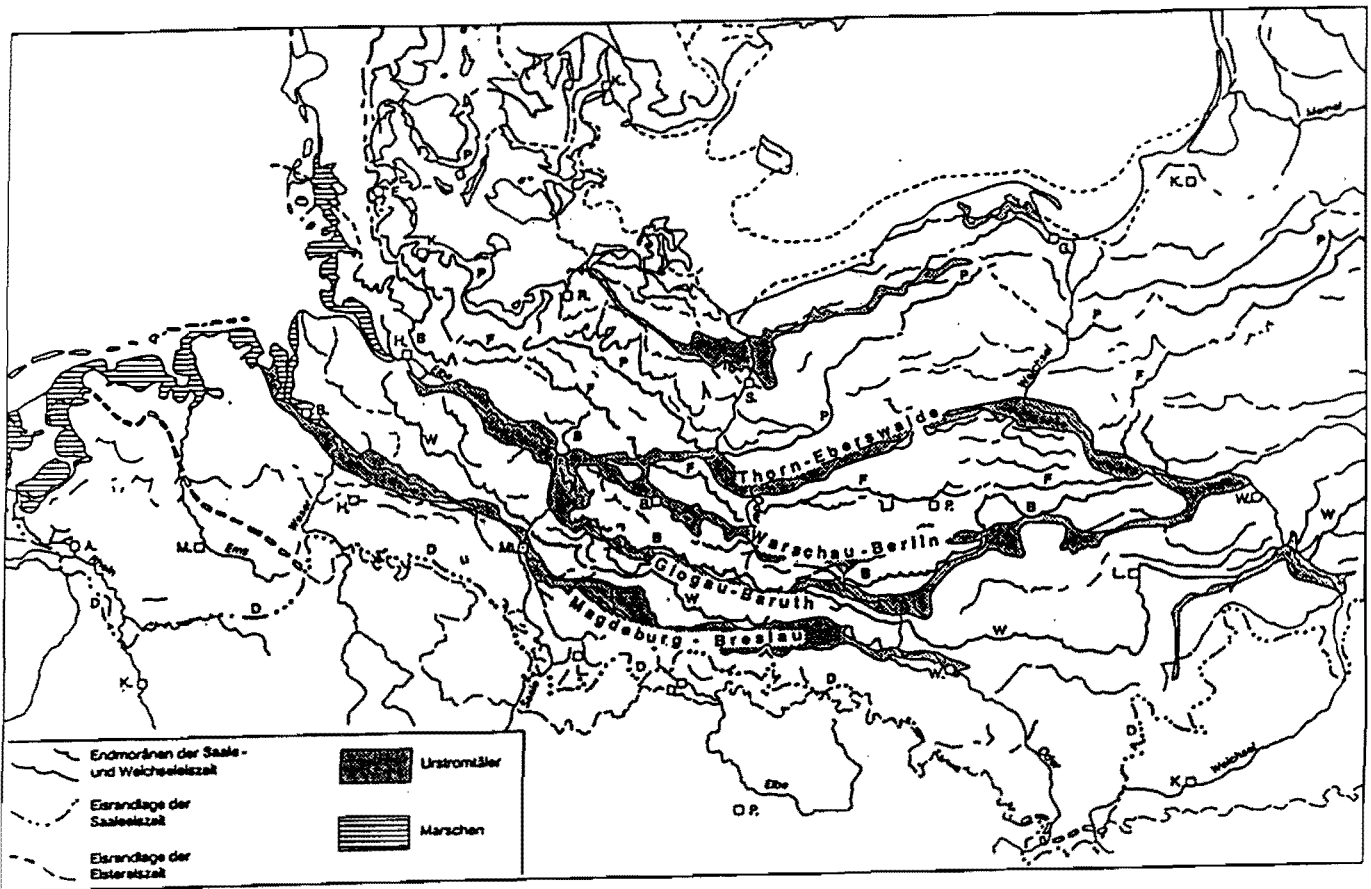


Abb. 9: Haupteisrandlagen und Urstromtäler der nordeuropäischen Vereisungen in der Mitteleuropäischen Tiefebene (LIEDTKE, 1981)

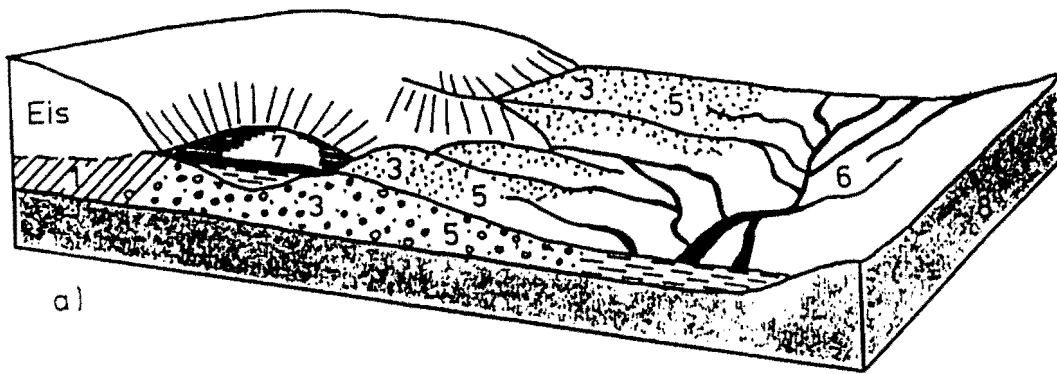
D = Drenthe-Stadium, W = Warthe-Stadium, B = Brandenburger Stadium, F = Frankfurter Stadium, P = Pommersches Stadium

Jede Eisbedeckung umfasste mehrere Einzelvorstöße und dazwischen partielles Zurückschmelzen. Die daraus resultierenden Eisrandlagen bestimmen im Detail das Landschaftsbild und das Gestein des Untergrundes. Jeder für längere Zeit stationär gebliebene Eisrand ließ eine **Endmoräne** (Stauch-Endmoräne oder Aufschüttungs-Endmoräne) zurück. Die Endmoränen sind mehr oder weniger hohe, wallartige Höhenzüge, die aus verschiedenartigen und meist vom Schmelzwasser ausgewaschenem Gesteinsschutt bestehen. In der Endmoräne findet man sowohl einzelne große Blöcke (Findlinge) und Anreicherungen großblockigen Materials, als auch Schollen lehmig-toniger Massen einschließlich isolierter Tonschollen aus älteren Formationen (z. B. Tertiär).

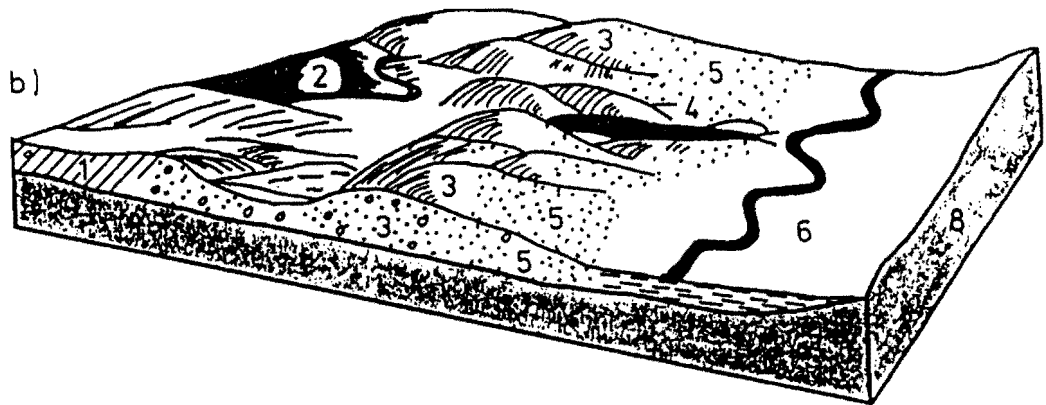
Das vom Schmelzwasser ausgewaschene Feinkorn der Kies- und Sandfraktion lagerte sich vor der Endmoräne in Form großflächiger flacher Schuttfächer, sogenannter **Sander**, ab. Näher an der Endmoräne ist in den Sanden relativ viel Kies enthalten. In den Randbereichen werden die Körnungen feiner.

Parallel zu den Endmoränen und Sandern schufen sich die Schmelzwässer in Form der **Urstromtäler** Abflüsse nach Nordwesten. Den Untergrund der tieferliegenden, ebenen Urstromtäler bilden im wesentlichen Feinsand und Schluff („Talsande“).

Wo das Eis großflächig abschmolz, blieb der in ihm enthaltene Gesteinsschutt ebenso großflächig liegen. Er bildet die aus Geschiebelehm und Geschiebemergel bestehende **Grundmoräne**, deren Mächtigkeit je nach Mächtigkeit des Eises von wenigen Zentimetern bis über 100 m schwanken kann. Die Grundmoräne zeigt sich als flachwellige Landschaft, die nicht die Höhen der Endmoränen erreicht.



a)



b)

Abb. 10: Ablagerungen und Landschaftstypen im Gebiet des ehemaligen Inland-eises (Nordbezirke der DDR)

- a) während der Eiszeit (Pleistozän)  
 b) derzeitiger Zustand („Glaziale Serie“ Grundmoräne/Endmoräne/  
 Sander/Urstromtal - von Nord nach Süd)

1 - Grundmoräne, 2 - Grundmoränensee, 3 - Endmoräne, 4 - Rinnen-  
 see, 5 - Sander, 6 - Urstromtal, 7 - Schmelzwassersee mit Bänder-  
 oder Beckenton-Ablagerung, 8 - ältere Grundmoräne

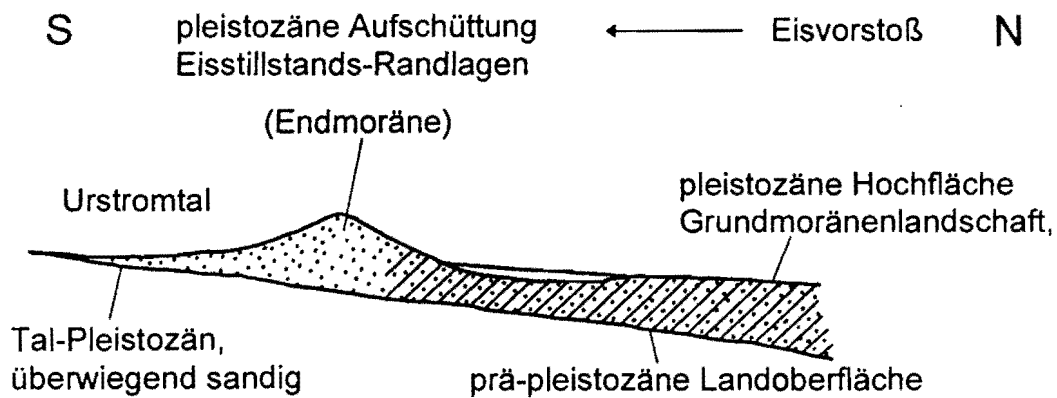


Abb. 11: Querschnitt durch die Eis- und Schmelzwasserablagerungen in den norddeutschen Urstromtälern

Diese **Landschaftstypen** wiederholen sich gemäß dem periodischen Abschmelzen des Eises von Süden nach Norden mehrmals („Glaziale Serie“) und ähneln sich auch im jeweils typischen Pflanzenbewuchs bzw. in der Bodenbewirtschaftung:

- |                          |                  |
|--------------------------|------------------|
| – Grundmoränenlandschaft | Ackerbau         |
| – Endmoräne              | (meist) Laubwald |
| – Sander                 | Kiefernwald      |
| – Urstromtäler           | Wiesen.          |

Im einzelnen ist die Gliederung der Ablagerungen, der Landschaftsform und des Bewuchses differenzierter, als es im Blockbild dargestellt werden kann. Die Grundmoränenlandschaft weist oft großflächige Seen mit geringer Wassertiefe auf. Endmoränen und Sander werden von schmalen, tieferen „Rinnenseen“ durchzogen. Unter dem Eis (subglazial) von Schmelzwasser in Spalten oder Eistunneln abgelagerte

Kies- und Sandwälle bezeichnet man als „Os“ (Plural „Oser“). Kleine runde Trichter oder Teiche in der Grundmoränenlandschaft, die „Sölle“ (Singular „Soll“) werden als Einsturztrichter über ausgeschmolzenen Toteisblöcken gedeutet. Es kam aus Feinsanden und Schluffen als Folge von Toteisschollen.

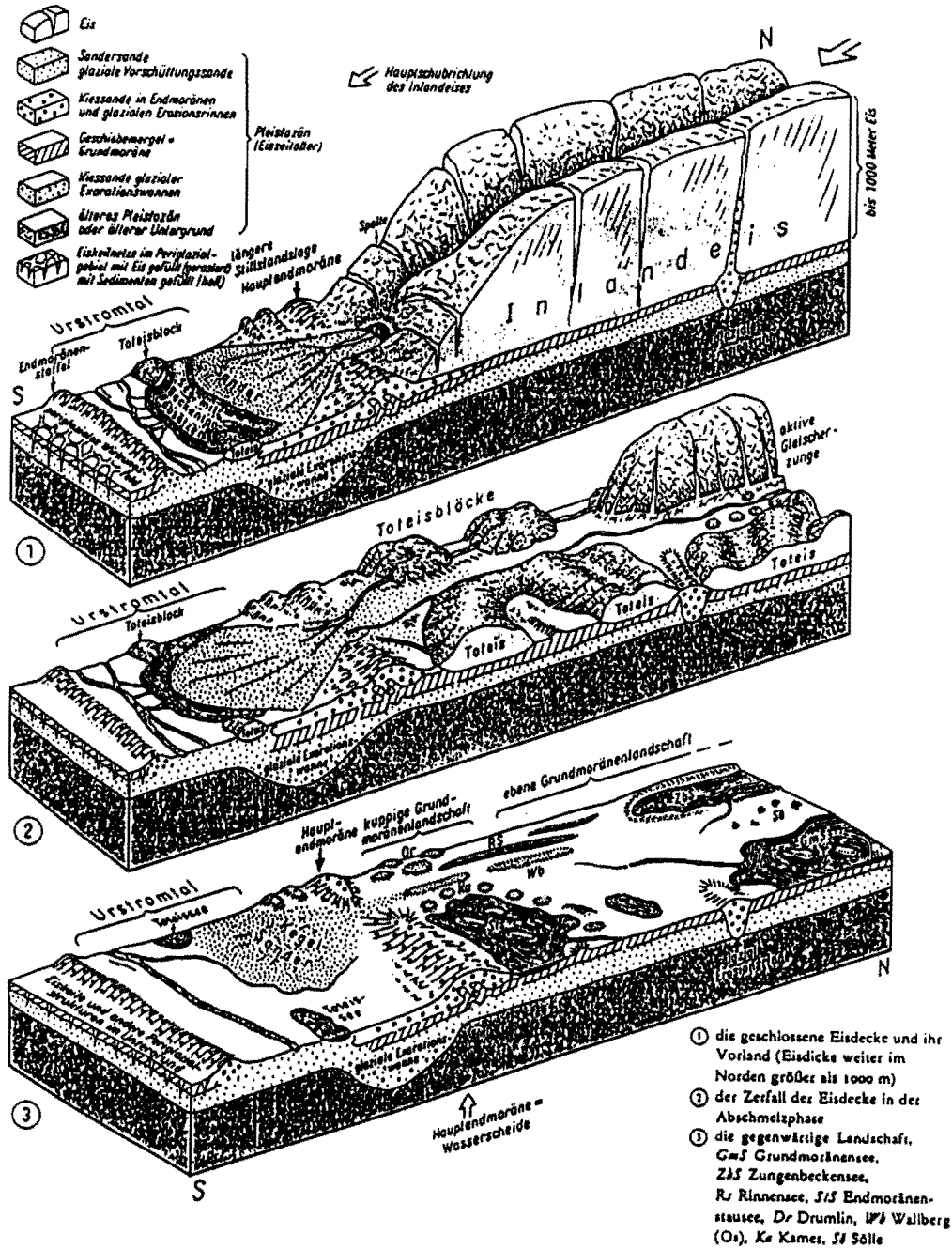


Abb. 12: Die Formung der Landschaft des Tieflandes im Norden durch das eiszeitliche Inlandeis

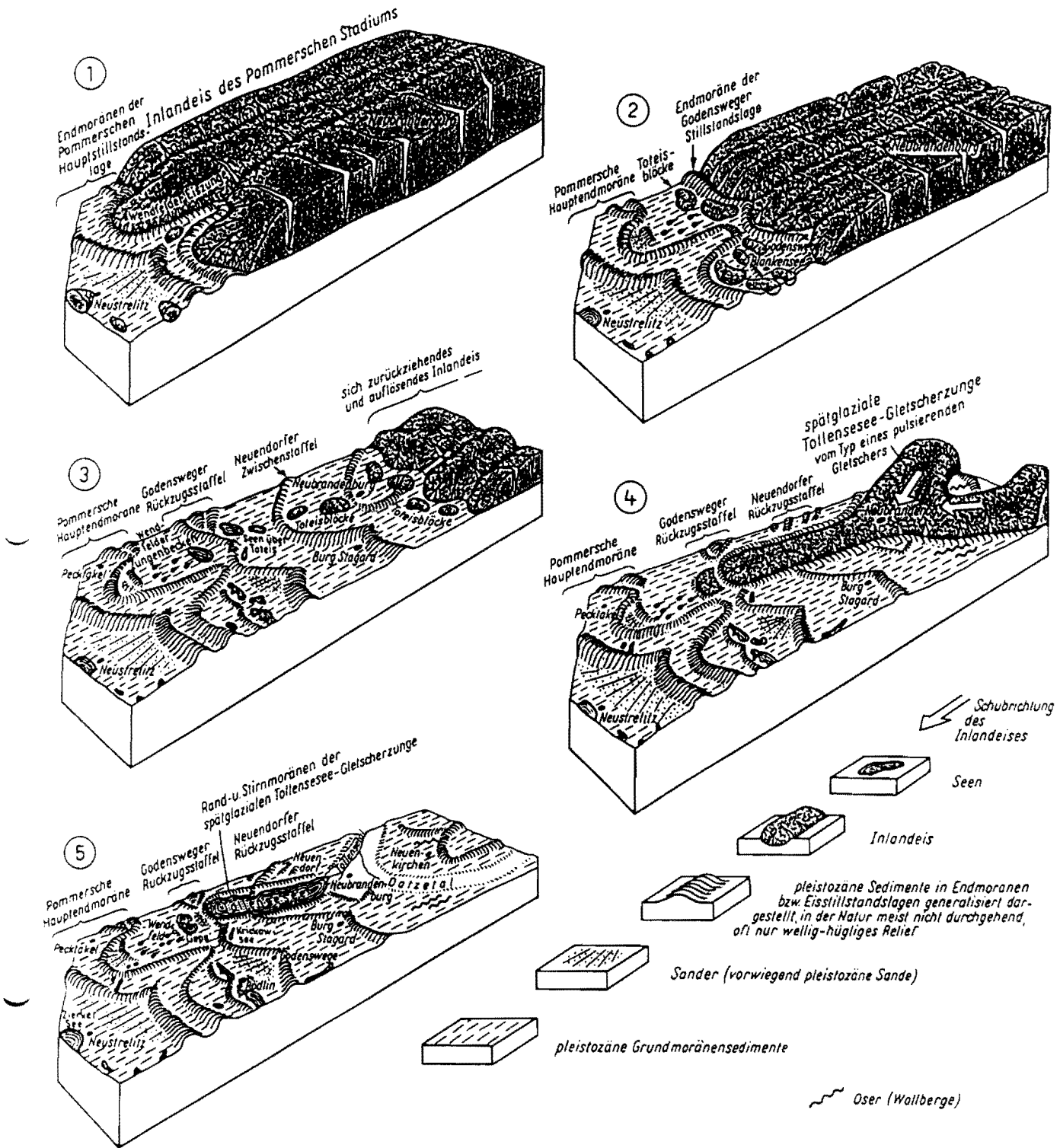
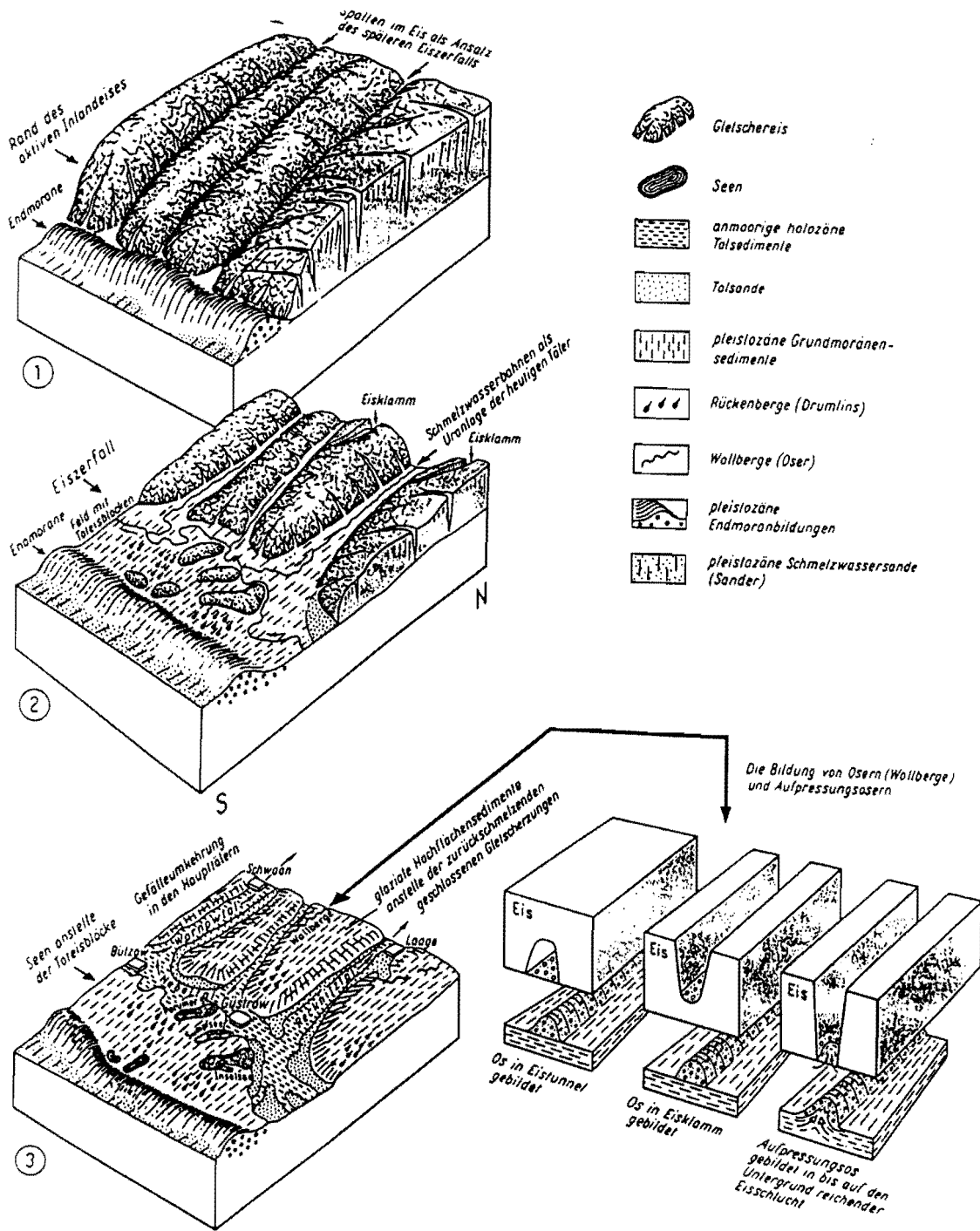


Abb. 13: Die Formung der Landschaft in der Umgebung von Neubrandenburg durch das Inlandeis



1 - aktiver Eissüdrand im Raum Bützow-Güstrow; 2 - Eiszerfall am Ende der Kaltzeit, Talbildungen anstelle ehemaliger Eisspalten mit leichtem Gefälle nach Süden; 3 - nach Abschmelzen des Eises bis in den Ostseeraum Abfluss der Schmelzwässer nach Norden und dadurch teilweise Gefälleumkehr. Begrabene Toteisblöcke bilden nach Ausschmelzen Seen  
 Unten rechts: drei Möglichkeiten der Wallbergbildung (mit abgehobener Eisdecke)

Abb. 14: Die Entstehung von Relief und Flusssystem im Bereich von Bützow-Güstrow

Indirekt durch das Inlandeis verursacht, entstanden außerdem der <sup>1</sup>Löß als äolisches Sediment im Tundrängürtel rings um das Eis, <sup>2</sup>Flussskies als Ablagerung in dem vom Eisrand zu Beginn der Kaltzeit gebildeten Stau der Flüsse und <sup>3</sup>Bändertone als jahreszeitlich geschichtete tonig-schluffige Sedimente in natürlichen Stauseen aus der Zeit des Vorrückens oder Zurückschmelzens des Eises.

Für pleistozäne Bildungen im Süden des Vereisungsgebietes ist die Schichtenfolge Geschiebemergel (Hangendes) Bänderton/Flussskies typisch.

Südlich der Linie Elbe - Schwarze Elster stammen die Landschaftsformen und Ablagerungen aus den älteren Vereisungen (Elster-Kaltzeit, Saale-Kaltzeit); sie sind also etwa 500 000 bzw. 300 000 Jahre alt, deshalb ziemlich verwaschen und ausgeglichen und heute nur noch sehr undeutlich erkennbar.

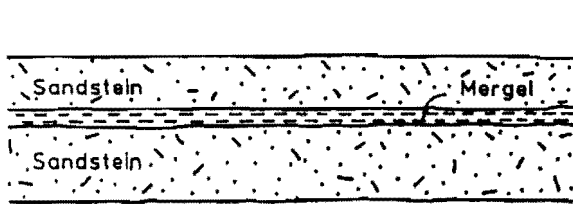
Am Aufbau des Flachlandes sind als **tertiäre Sedimente Kies, Sand, Ton und Braunkohle** beteiligt.

Folgende Abbildungen zeigen Ihnen, wie die Entstehung der Täler beim Vorstoß und Rückzug der Gebirgsgletscher abgelaufen ist.

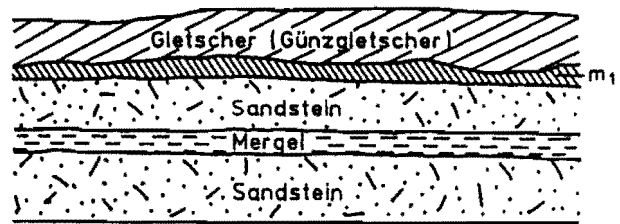


**Beispiel 1:**

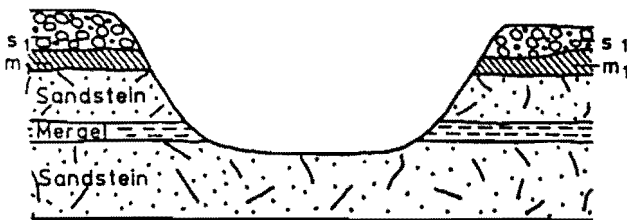
Abb. 15: Entstehung der Täler beim Vorstoß und Rückzug des Günz-, Mindel-, Riss- und Würmgletschers



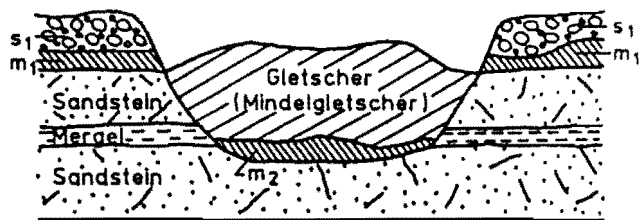
a) Tertiäre Ablagerung



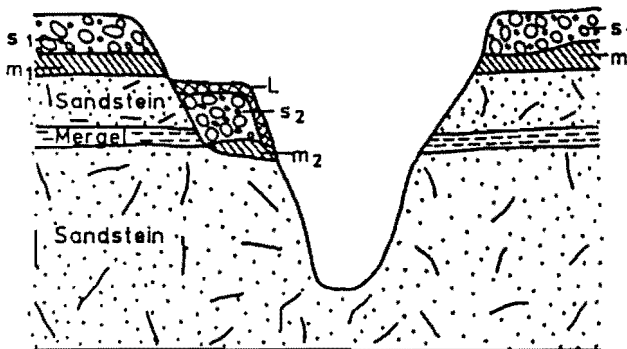
b) Günzzeit



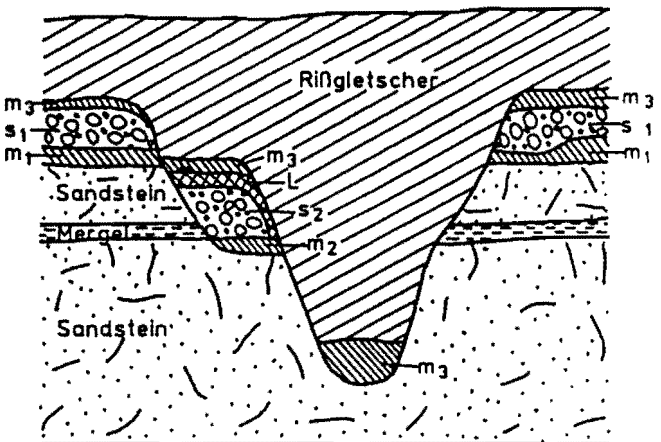
c) Günz - Mindel - Zwischenzeit



d) Mindeleiszeit



e) Mindel - Riß - Zwischenzeit

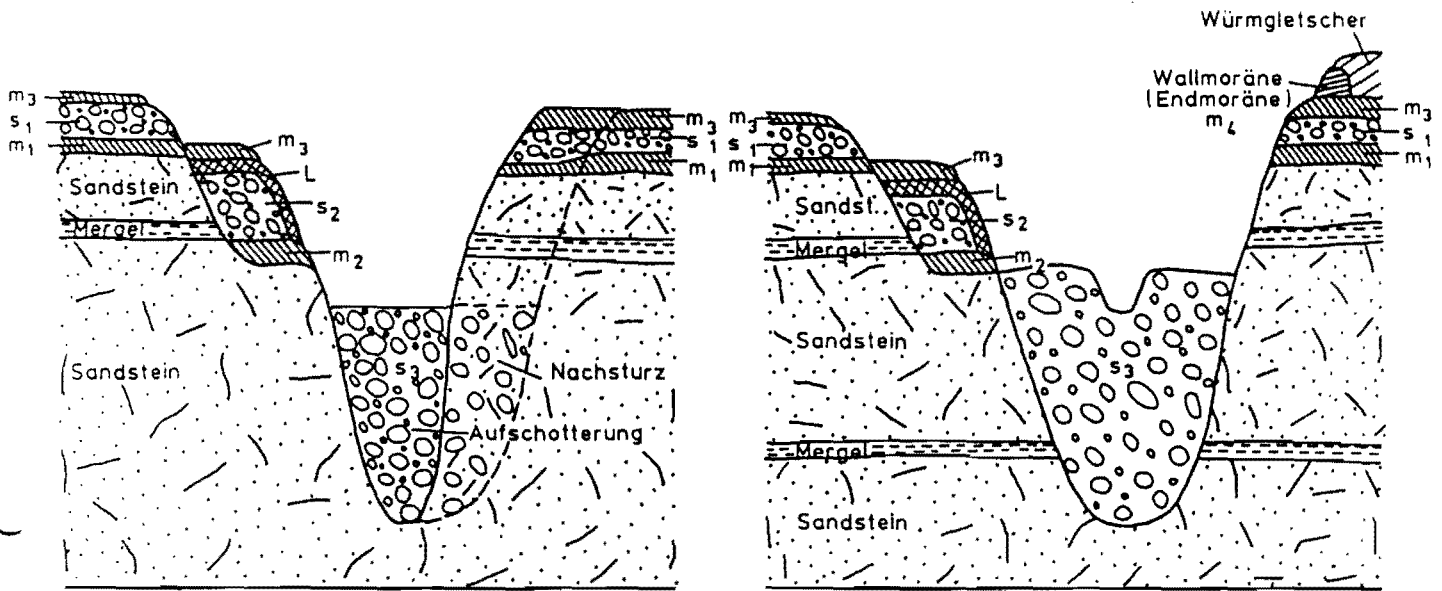


f) Rißgletscher

- a) Ursprüngliche tertiäre Ablagerung
- b) Günzzeit:  $m_1$  = Grundmoräne; erstes Vorrücken der Alpengletscher
- c) Günz-Mindel-Zwischenzeit:  $s_1$  = älterer Deckenschotter
- d) Mindeleiszeit:  $m_2$  = Mindelgrundmoräne
- e) Mindel-Riß-Zwischeneiszeit:  $s_2$  = jüngerer Deckenschotter, L = Lößablagerungen; Rückzug der Gletscher; tiefe Durchtalung
- f) Rißgletscher:  $m_3$  = Rißgrundmoräne

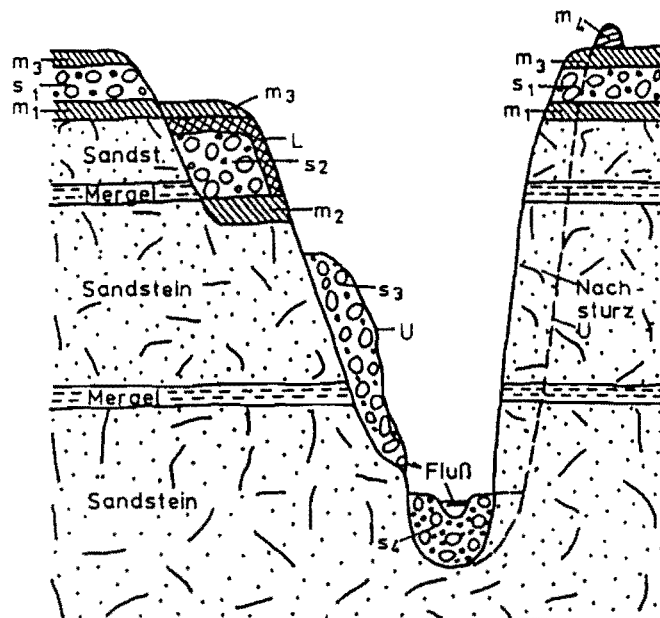
**Beispiel 2:**

Abb. 16: Beschaffenheit einer Endmoräne



a) Riß - Würm - Zwischeneiszeit

b) Würmgletscher



c) Nacheiszeit

- a) Riß-Würm-Zwischeneiszeit: s<sub>3</sub> = Hochterrassenschotter
- b) Würmgletscher: m<sub>4</sub> = Würm-Wallmoräne
- c) Nacheiszeit: s<sub>4</sub> = Niederterrassenschotter, U = heutige Talhänge

Aus Abb. 17 gehen die Bezeichnungen der verschiedenen Arten von Ablagerungen in der Nähe einer Endmoräne hervor.

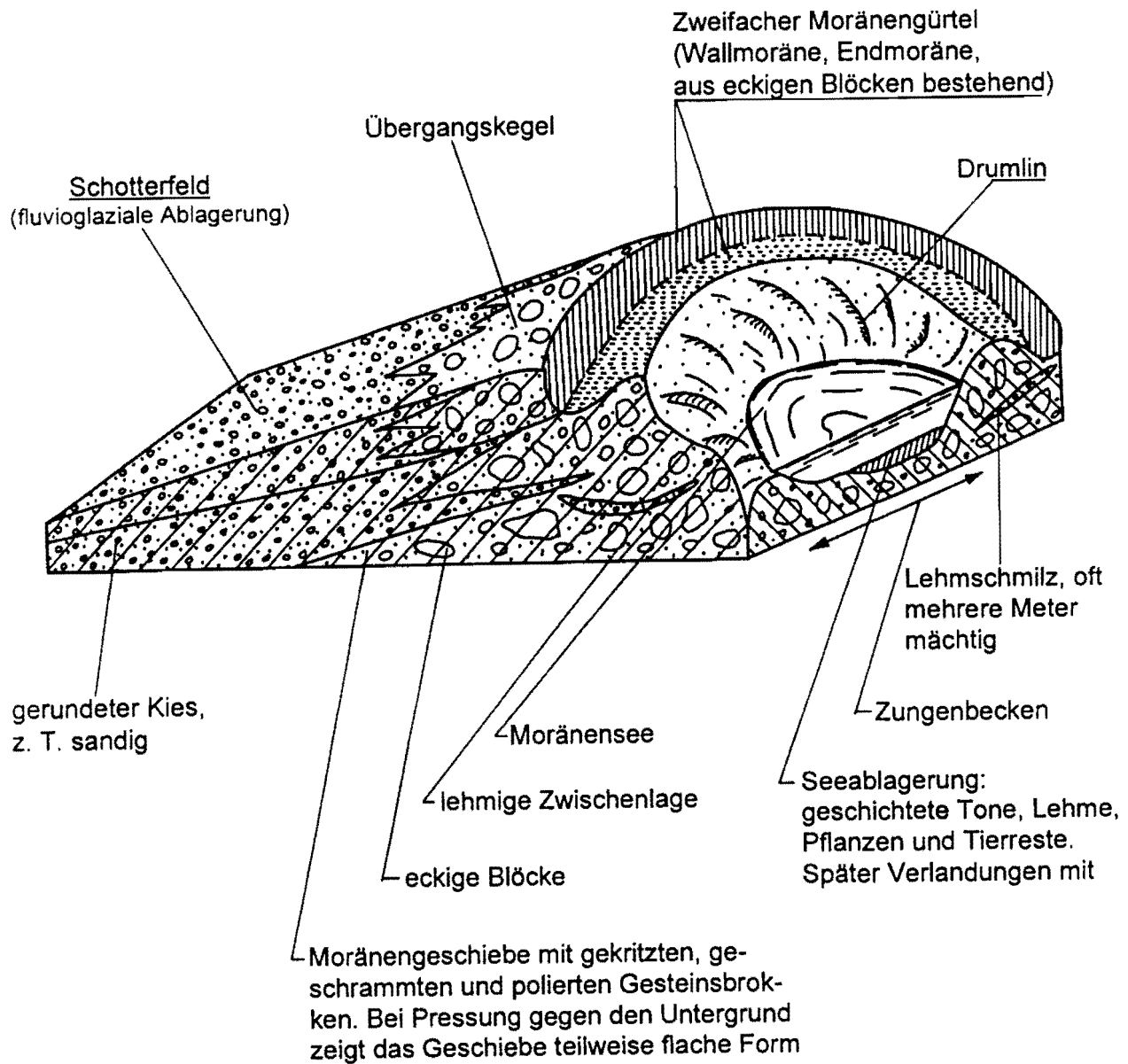


Abb. 17: Schematischer Querschnitt durch eine Endmoräne mit Vorfeld und Moränen-See

**Die Nacheiszeit** (Holozän; früher: Alluvium)

Die Nacheiszeit wird auch Postglazial oder Holozän (früher: Alluvium) genannt. In dieser Zeit haben sich die Gletscher in Europa stark zurückgezogen. Auch heute noch ist bei den meisten Gletschern des Alpengebietes ein stetiger Rückgang zu beobachten. Im Holozän hat sich das Landschaftsbild und auch das Klima kaum verändert. Einige Eisstauseen sind verlandet, und es entstanden Moore. Auesedimente haben sich ausgebreitet.

Im Holozän findet ein Abtrag des Gebirges statt und im Unterland werden Kies, Sand, Schlamm usw. abgelagert.

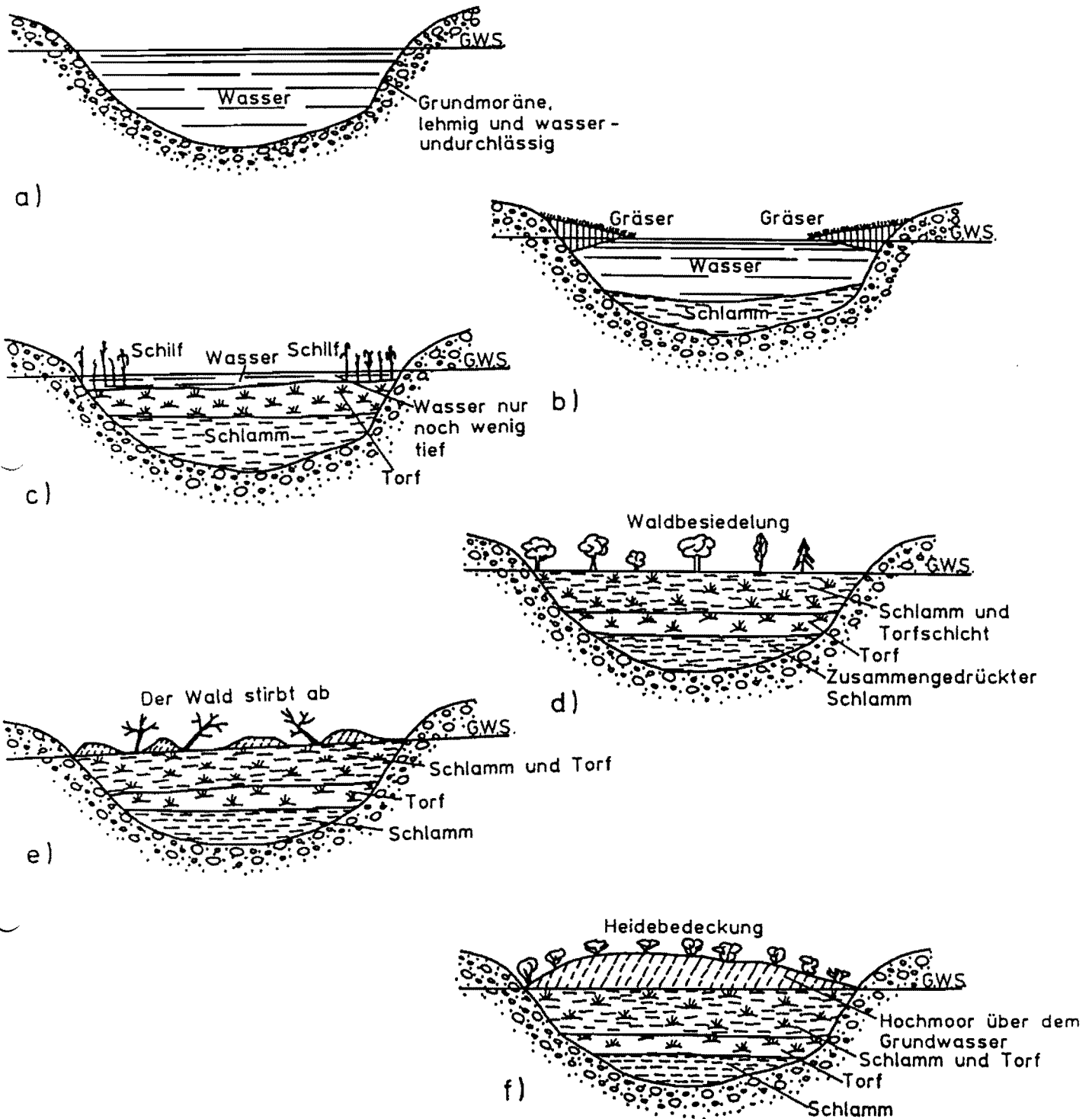


Abb. 18: Entstehung von Mooren in der Nacheiszeit

- a) Moränensee, b) Verschlammung, c) Vertorfung, d) verlandeter See, e) Wucherung des Torfmoores, f) Heidebedeckung des Hochmoors

## 2.1.4 **Eigenschaften und Verhalten der auftretenden Gesteine**

### 2.1.4.1 **Petrographie der Gletschersedimente**

Unter dem klassischen Begriff „Moränen“ werden alle Ablagerungen und morphologischen Landschaftselemente verstanden, die von einem Gletscher stammen. Die Petrographie dieser Gletschersedimente reicht vom blockreichen bis zum tonigen Tillit. Gletscher räumen nicht nur den Verwitterungsschutt eines überfahrenen Gebietes weg, sondern stauchen den Untergrund und können sich tief in die liegenden Fels- oder Lockergesteine einschneiden. Die aufgenommenen Fremdgesteine werden als Schollen in wechselnder Größe transportiert und, wie in Rügen oder Mön, zusammengepresst. Die Masse des Materials wird jedoch beim Ferntransport bis zur Entstehung einer einheitlichen Moräne zerkleinert, die überwiegend aus Schluff und Sand sowie in den Nebengemengteilen aus Ton, Kies und Findlingen besteht. Trotz des breiten Korngrößenspektrums führt die Durchmischung zu einem einheitlichen Tillit über größere Gebiete hinweg, wie z. B. in der Drenthe-Kaltzeit von Jütland bis in die Niederlande. Die Vergleichbarkeit basiert nicht nur auf ähnlichen petrographischen und geochemischen Parametern, sondern auch auf korrelierbaren Feinkies- und Geschiebespektren. Vielfältige Erfahrungen im Erd- und Grundbau lehren außerdem, dass sich die Grundmoränen der einzelnen Inlandvergletscherungen erheblich in ihren geotechnischen Eigenschaften, wie Lösbarkeit, Grundbruchsicherheit usw. unterscheiden.

Dem Wunsch nach vergleichbaren bodenmechanischen Kennwerten stehen die Schwierigkeiten bei der Probenahme und im Laborversuch gegenüber. Ungestörte Proben sind wegen der Geschiebeführung nur in einem größeren Durchmesser als bei Tonen und Schluffen möglich. Korngrößen-Messungen sind nicht vergleichbar,

wenn die Aussparung der gröberen Komponenten uneinheitlich erfolgt. Die wichtigen Kalkgehaltsbestimmungen wurden bei Routineuntersuchungen nur selten durchgeführt. Nach dem Abschmelzen des Gletschereises ist eine Moräne vielfältigen chemischen, physikalischen und biologischen Einflüssen ausgesetzt, durch die die geotechnischen Parameter verändert werden. Es entstehen Verwitterungsprofile.

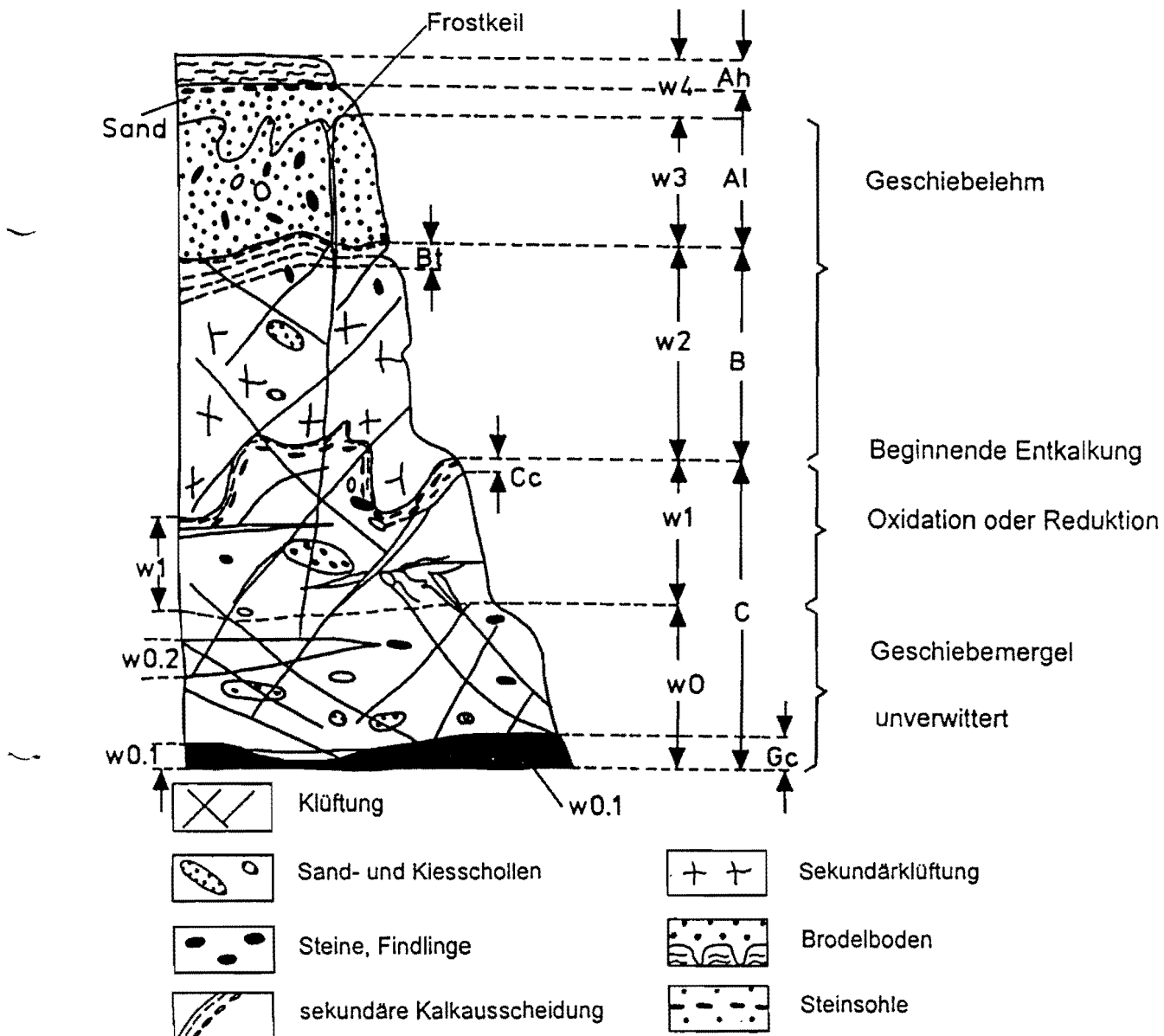


Abb. 19: Verwitterung und periglazialer Einfluss von Grundmoränen

Die unverwitterte Grundmoräne wird mit dem klassischen Terminus **Geschiebemergel** bezeichnet, verwitterter Geschiebemergel wird als **Geschiebelehm** bezeichnet. Die Mächtigkeiten der Zone des Verwitterungsgrades W0 können Dezimeter bis mehrere Meter betragen. Diagenetische Veränderungen mit Mineralneubildungen und Porenzementierungen sind nicht ungewöhnlich.

Insgesamt kann man die auftretenden Gesteine nach der erdgeschichtlichen Entwicklung unterteilen:

### 1. Gesteine aus dem Holozän

Im Holozän, vielfach auch als Nacheiszeit bezeichnet, haben sich vor allem gebildet:

- Auelehm, Sande und Kiese in Talböden
- Hangschutt
- Moor- und Seeablagerungen
- Marsch im Küstenbereich
- Dünensande.

Die Mächtigkeit der holozänen Ablagerungen ist sehr unterschiedlich. Zum Beispiel finden sich im Elbtal bei Hamburg etwa 9 - 10 m Marsch, Sand und Torf; in den Talauen der Bäche in den Mittelgebirgen können sich bis über 5 m Ton, Sand und Kies über festem Fels abgelagert haben, wobei die unteren Teilen davon meist in das Pleistozän gehören. Über Subrosionssenken im Tal der oberen Leine (Niedersachsen) sind holozäne Auesedimente mit Mächtigkeiten von mehr als 15 m bekannt. Vor allem in Talebenen ist infolge von Flussverlegungen die Ausdehnung und Mächtigkeit



keit der einzelnen Schichten sehr unterschiedlich (z. B. schnelles Auskeilen von Kieslagen). In Deutschland sind die holozänen Sedimente in der Regel sehr locker gelagert. Flussschotter und -sande enthalten nicht selten Holz- und Stammreste (sogenannte „Mooreichen“), die einen Kiesabbau erschweren können.

Bei Gründungen von größeren Bauwerken in holozänen Ablagerungen ist mit folgenden Schwierigkeiten zu rechnen:

1. Untergrund sehr locker
2. Gefahr von Setzungen durch torfige Zwischenlagen
3. oft betonaggressives Grundwasser (reichlich organische Substanz, deswegen saure Reaktion)
4. Grundwasserprobleme (in den Talauen gibt es typische Profile, wobei Tallehme über wasserführende Flussschotter abgelagert wurden; dadurch oft gespanntes Grundwasser)

Üblicherweise wird in holozänen Lockergesteinen auf Pfählen oder Ständern gegründet, die bis auf die Schichten des Pleistozäns oder noch älterer Zeitabschnitte hinabreichen. In anderen Fällen werden die holozänen Lockergesteine ausgekoffert. Dieses hat man z. B. bei Straßenbauarbeiten im Marschgebiet an der Nordseeküste bis zu Tiefen von etwa 9 m durchgeführt. Ungünstig ist zumeist die Gründung eines Bauwerkes teils auf Fels, teils auf Holozän-Ablagerungen (z. B. Auelehm), weil diese zu Setzungen neigen und damit Rissbildungen im Bauwerk verbunden sind.

## 2. Gesteine aus dem Pleistozän

Gesteine aus dem Pleistozän, das durch einen mehrfachen Wechsel von Kalt- bzw. Eiszeiten und Warmzeiten gekennzeichnet war, haben eine große Bedeutung, vor allem in Norddeutschland und im Voralpenland. In Norddeutschland erreichen die pleistozänen Sedimente örtliche Mächtigkeiten von mehr als 400 m.

Es handelt sich um folgende Arten von Lockergesteinen:

- 1) **Kiese und Sande** sind in den Tälern verbreitet, daneben in Flächen, die aus Schmelzwasserablagerungen bestehen. Insgesamt stellen sie meist einen guten, tragfähigen Baugrund dar, allerdings können sie Torflagen und Holzreste enthalten. Beim Abgraben machen sich selten harte, karbonatische Verkittungen/Zementierungen bemerkbar, wie sie z. B. örtlich in Flusskiesen im südlichen Niedersachsen auftreten.
- 2) **Beckenschluff, -ton; Bänderschluff, -ton** sind glazilimnische Sedimente, sehr inhomogen. Entstanden während des Rückzugs der Gletscher.
- 3) **Geschiebemergel und -lehme** zeichnen sich durch eine stark wechselnde Zusammensetzung aus, vor allem die Zahl und Größe der Geschiebe ist sehr unterschiedlich. Beim Ausheben von Baugruben und Einrammen von Pfählen können diese stören. Es gibt Fälle, wo Geschiebe nicht als solche erkannt, sondern fälschlicherweise als Oberkante des Felsuntergrundes angesehen wurden. Als Baugrund sind Geschiebemergel und -lehme meist gut geeignet, wobei sich güns-

tig auswirkt, dass sie durch Eisdruck oft vorbelastet und damit verdichtet worden sind. Wegen des meist hohen Wassergehaltes von Geschiebelehmen kann dieser allerdings zu Frosthebungen neigen, was bei Gründungen zu beachten ist.

4) **Löß** hat trocken eine gute Tragfähigkeit, bei Wassersättigung (empfindlich gegen Wassergehaltsänderung) neigt er aufgrund seiner Korngröße (Schluffbereich) zu Rutschungen und Setzungen. Bei Gründungsvorhaben in Löß sind deshalb gründliche bodenmechanische Voruntersuchungen nötig. Insgesamt lagern die pleistozänen Lockergesteine horizontal, können aber örtlich verfaltet, gestaucht oder verschuppt sein. Dies hat nichts mit Gebirgsbildung zu tun, sondern geht auf Druck von Gletschern oder Inlandeismassen zurück. Innerhalb der pleistozänen Lockergesteine muss deshalb immer damit gerechnet werden, daß ihre Zusammensetzung sich auf kürzeste Entfernungen ändert. Auch eine Zerklüftung, die entstand, als die hartgefrorenen Gesteine vom Eis gedrückt und deformiert wurden, kann in pleistozänen Lockergesteinen ausgebildet sein. Sie ist heute vielfach kaum noch zu erkennen, zeigt sich aber bei bodenmechanischen Untersuchungen an relativ geringen Scherfestigkeiten.

## 2.1.4.2 Tillit und Moränen als Baugrund

### Baugrundkartierung

Die Baugrunderkundung in Moränengebieten erweist sich als sehr aufwendig, wenn die Mächtigkeit und Ausbildung des Geschiebemergels und seiner Verwitterungszone, dem Geschiebelehm, sowie Findlinge und eingelagerte Schollen aus verschiedensten Gesteinen erkundet werden. Die Auswertung des Bohrfortschritts kann bereits wichtige geotechnische Hinweise über die Festigkeit und Lagerungsdichte geben. Die genetische Differenzierung ist mit den Ergebnissen herkömmlicher Bohrverfahren schwierig. Daher kann im allgemeinen nur eine Grundmoräne von den übrigen Begleitgesteinen, wie glazifluviatilen Sanden, Schluffen, Mudden usw. unterschieden werden. Für die Untersuchung der wechselnd festen Grundmoränen muss die Einstufung nach der Fazies und der Stratigraphie erfolgen. Trotz der großmaßstäbigen Kartierung der komplizierten Grundmoränen können Überraschungen bei der Gründung und beim Baugrubenaufschluss nicht vermieden werden.

In der herkömmlichen Baugrundkartierung genügt die Erkundung durch Kernbohrungen. Die Ergebnisse werden in Säulen aufgetragen, Profilschnitte verlaufen von einem Bohrpunkt zum anderen, oder die Bohrdaten werden rechtwinklig auf die Profilebene projiziert. Diese Arbeitsweise hat sich bei größeren Projekten des Erd- und Grundbaus wegen des komplizierten Baustils der Moränen als falsch und gefährlich herausgestellt, da entweder ein Bohrpunkt nur zweidimensional dargestellt wurde oder Projektionen die Lagerung des Tillithorizontes nicht berücksichtigten. Diese Konstruktionen sind nur bei horizontaler Lagerung zulässig.

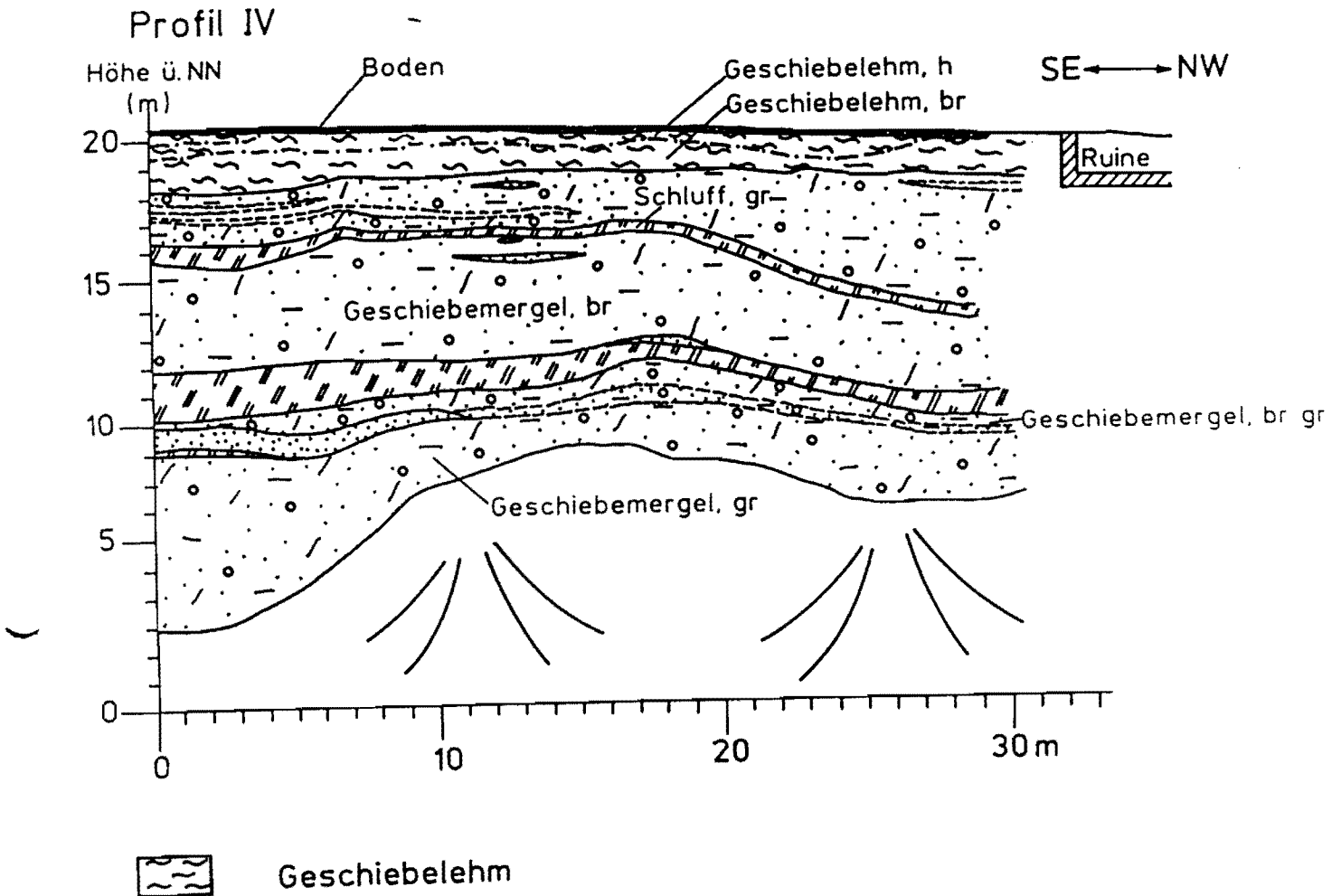


Abb. 25: Profil IV

Für die korrekte ingenieurgeologische Darstellung und räumlichen Lagerung der Moränenhorizonte wurde das Prinzip der Strukturkarten auf die komplizierten Gletschersedimente übertragen und weiter entwickelt. Diese Arbeitsmethodik setzt detaillierte Kenntnisse des petrographischen und genetischen Aufbaus der einzelnen Moränen sowie der stratigraphischen Einordnung voraus, um die glazialgeomorphologischen und tektonischen Beziehungen erfassen zu können. Nach der Eintragung der Daten in die einzelnen Kartenblätter der glazialtektonischen oder stratigraphischen Haupthorizonte ist eine Rekonstruktion des räumlichen Baus mit einer Fehlergrenze im Dezimeter- bis Meterbereich möglich. Diese Kartenwerke dienen als quartärgeologi-

sche Grundlage für weiterführende Arbeiten der Bodenmechanik, der Petrographie, der Geochemie und des Erd- und Grundbaus.

Im Bereich pleistozänen Ablagerungen können auch Erosionsrinnen angetroffen werden, die von der Oberfläche nicht auszumachen sind. Nur Bohrungen mit einem enggesetzten Raster erlauben eine gute Erkundung in diesem Fall.

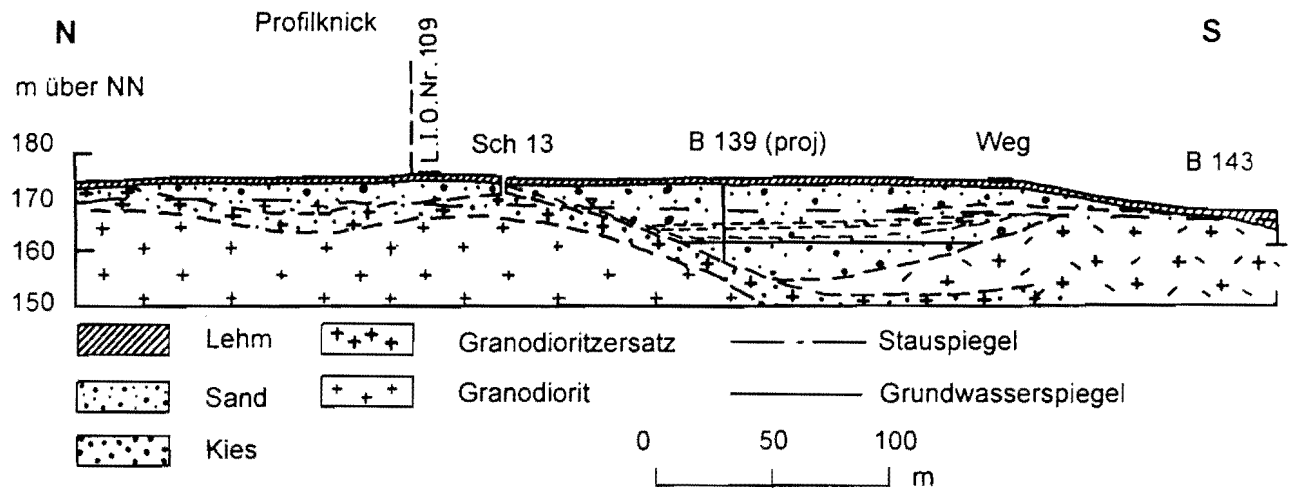


Abb. 26: Geologischer Schnitt im Bereich einer pleistozänen Erosionsrinne

## Bodenmechanik

Bodenmechanische Vorhersagen und Berechnungen benötigen exakte Kennwerte der baugrundbildenden Gesteine. Die Angaben von Moränen sind häufig mit gewissen Unsicherheiten belastet, da bei den Korngrößenanalysen genaue Werte über die größeren Bestandteile aus labortechnischen Gründen u. ä. ausgelassen sind. Obwohl der Kalkgehalt ein wesentlicher Bestandteil einer unverwitterten Moräne ist, fehlen in vielen Baugrundbeschreibungen qualitative oder quantitative Daten. Der Wert von ungestörten Bohrkernen ist bei normal dimensionierten Proben wegen der unregelmäßig verteilten Grobsand- und Kieskörner fraglich. Die Zuverlässigkeit zahlrei-

cher Scherversuchs-Messreihen ist begrenzt. Daher sind neue Wege bodenmechanischer Untersuchungstechniken angeregt worden. Nach den bisher gemachten Erfahrungen werden die zuverlässigsten bodenmechanischen Kennwerte im Plattendruckversuch im Gelände selbst erzielt. Möglichkeiten für den Einsatz geophysikalischer Meßmethoden zur geotechnischen Differenzierung der Moränen sind gegeben. Die Setzungsempfindlichkeit von anstehenden Moränen wurde bei der Gründung von Hochbauprojekten in der Wiederaufbauphase nach dem 2. Weltkrieg äußerst kritisch betrachtet (Beispiel Grindelhochhäuser, Hamburg). Später erkannte man, dass die wirklichen Setzungen oft erheblich unter den bodenmechanisch berechneten Werten zurückbleiben. In umgelagerten Geschiebelehmen und Geschiebemergeln muss Untersuchungsergebnissen zufolge mit langfristigen Setzungen gerechnet werden.

Die Disposition des Tillits zur Gletscherfließrichtung dürfte von erheblicher bodenmechanischer Bedeutung sein. So werden für die geotechnische Bearbeitung der Moränen neue Wege aufgezeigt. Danach zeigen die Luvhänge eine erheblich höhere Lagerungsdichte als die Leehänge. Während der Kern der Moräne aus vorbelasteter Grundmoräne besteht, ist die oberflächennahe Deckschicht aus grobem Tillit auffallend locker gelagert.

Tab. 1: Moränenarten

Art	Farbe	Eigenschaften
Elster-Typ	dunkelgrau bis dunkelschwarzbraun	schwer lösbar, wie Magerbeton, vorbelastet
Drenthe-Typ	braungrau	leicht lösbar, neigt zu kollapsartigen Gefügestrusammenbrüchen, durchlässiger, im Bereich der Warthe-Vergletscherung vorbelastet
Niendorf-Typ	grau bis hellgrau	zäh, undurchlässiger, regional vorbelastet
Fuhlsbüttel-Typ	braungrau bis grau	leicht lösbar, durchlässiger, pseudothixotropes Verhalten („Puddingmoränen“)

In ihrem bodenmechanischen Verhalten reichen die einzelnen Moränen-Typen in der Festigkeit von breiig bis hart. Die einzelnen Grundmoränen werden nach ihren geotechnischen Eigenschaften eingestuft. Der dunkle Tillit der Elster-Kaltzeit zeichnet sich nach umfangreichen Untersuchungen und Erfahrungen beim Bohren und in der Baugrube durch hohe Standfestigkeit aus. Für den Niendorf-Tillit ist eine hohe Zähigkeit charakteristisch. Dagegen sind das wechselnd feste Verhalten der Drenthe- und Fuhlsbüttler Moräne für die Baupraxis von außerordentlicher Bedeutung. Beide Gletscherablagerungen neigen zum kollapsartigen Gefügestrusammenbruch.



## Erd- und Grundbau

Die in allen Grundmoränen einzeln oder in Gruppen auftretenden Findlinge geben häufig Anlass zu Verzögerungen bei der Baugrunderkundung, beim Bauablauf oder zwingen sogar zur Umstellung des Bauverfahrens (Beispiele: Hamburg U-Bahn Hauptbahnhof Nord, S-Bahn Einfahrschacht Lombardsbrücke, Stammsielbau Berliner Tor-Alster; Leitungsbau Pinneberg; Tiefbau Stockholm). Die Vorhersage über die Häufigkeit und Lage dieser Felsbrocken in einer lockeren Matrix ist ein wichtiges zukünftiges Forschungsziel der Quartärgeologie und Geophysik. Bisher gibt es nur wenige Ansätze zur quantitativen Bestimmung von gröberen Gesteinen in Moränen, die zur Beurteilung der Tiefbauplanung beitragen können. Für Schaufelradbagger sind größere Findlinge eine ständige Schadensquelle und verursachen Reparaturpausen, die die Wirtschaftlichkeit des Verfahrens begrenzen (Beispiel: Elbtunnel Baulos III und Elbeseitenkanal bei Lüneburg).

Bekannt sind regionale und stratigraphische Unterschiede in der Geschiebeführung. Die Weichsel-Moränen Schwedens und Finnlands sind offensichtlich blockreicher als die von Jütland und Schleswig-Holstein. Andererseits sind einzelne Grundmoränen in Nordwestdeutschland so arm an Grobmaterial und reich an Schluff und Feinsand, daß ein Aufspülen im Tunnelvortrieb vorteilhaft durchführbar ist. Im Extremfall kann der Ton- und Schluffgehalt einer Moräne den Tiefbau durch höhere Zähigkeit belasten.

Die Zähigkeit („Klebrigkeit“) des Niendorf-Tillits bedingt ein häufiges zeitraubendes Reinigen der Schaufelblätter bei gewissen Tunnelvortriebsmaschinen (Hamburg U-Bahn Gänsemarkt - Jungfernstieg). Die dunkle Elster-Moräne musste mit Pressluftschlämmern und schweren Raupen gelöst werden (Beispiel: Hamburg U-Bahn Ein-

fahrschacht Jungfernstieg, Elbtunnel Einfahrschacht Övelgönne, S-Bahn Harburg usw.).

In Stauchmoränen erwies sich die Baugrubensicherung quer zum Streichen der Gesteine bei vermindertem Gebirgsdruck erheblich unproblematischer als parallel zu den Strukturen.

Das Grundwasser gehört zu den wichtigsten Faktoren bei der Erschließung einer Baugrube in einer Moräne, in der auf Klufflächen und in Schollen rolligen Materials die Wasserwegsamkeit erhöht ist. Sandige Moränen reagieren unterhalb des Grundwasserspiegels ähnlich wie schluffige Feinsande.

Die Moränen vom Elster- und Niendorf-Typ reagieren im Grundwasser nur wenig verändert gegenüber dem bergfeuchten Zustand. Die Lösungsfähigkeit erscheint verbessert. Rutschungen von Baugrubenwänden sind in diesen Moränen nicht bekannt (Baugrube Elbeseitenkanal Aufstiegsbauwerk Uelzen, Elbtunnel Baulos Othmarschen). Bei hydraulischen Grundbrüchen bleibt die Moräne selbst an Ort und Stelle. Das aufdringende Grundwasser erweitert nur das natürliche Kluff und Sandlinsensystem der Moräne (U-Bahnschacht Tarpenbek, Hamburg-Ochsenszoll, Billstedt). Bei den Grundbrüchen im mittleren Teil des Elbeseitenkanals in Niedersachsen beteiligte sich nur der hangende Lauenburger Ton, während die liegende Elster-Moräne unbeeinflusst blieb.

Dagegen zeigen die Moränen der Drenthe-, Fuhlsbüttler- und Weichsel-Vergletscherungen ein stark wechselndes Verhalten, das an Thixotropie erinnert. Bereits rhythmische Bewegungen reichen aus, um den Untergrund zu verflüssigen. Im Tiefbau wurde für diesen Teil der Terminus „Puddingmoräne“ geprägt. Unbeachtete Aufweichungen führen bereits bei kleineren Bauwerken wie Einfamilienhäusern zu Funda-

mentschäden. An der Autobahnbaustelle Hamburg-Schnelsen mussten die eingesetzten Tiefbaugeräte durch Moorraupen in dem Fuhlsbüttler Tillit ausgewechselt werden.

Böschungsrutschungen sind in der Drenthe-, Fuhlsbüttler- und Weichsel-Moräne keine Seltenheit. Beim Bohren und Sondieren leisten diese Moränen geringeren Widerstand als der Niendorf- und Elster-Tillit. Beim Spülbohrverfahren können sich diese Moränen auflösen und werden im Bohrmeister-Verzeichnis als unreiner Sand bezeichnet. Bei Pfahlgründungen beim S-Bahn-Bau in Hamburg-Hammerbrook wurden in der Drenthe-Moräne Hitzen gemessen, die eine Verwechslung mit Schlick nahelegten. Besonders wichtig wurde die geotechnische Unterscheidung zwischen dem Tillit der Drenthe- und der Niendorf-Vergletscherung beim S-Bahn-Bau in der Binnenalster. An dieser Spundwandbaustelle konnten Schlosssprengungen innerhalb des Niendorf-Tills mühelos beseitigt werden, während ähnliche Spundwandschäden in der Drenthe-Moräne katastrophale Folgen nach sich zogen, d. h. zum Zusammenbruch der gesamten Baugrubensicherung führten. Diese geotechnischen Erfahrungen sind nicht nur auf Norddeutschland beschränkt, sondern auch in Schweden und Finnland bekannt geworden.

### **Wasserhaltung**

Eine trockene Baugrube erfordert geeignete Maßnahmen, um die anfallenden Wässer fernzuhalten. Die Wegsamkeit für Grundwässer und für Druckluft ist in den Moränen sehr variabel. Da alle Geschiebemergel zerklüftet sind, gibt es keine absolut undurchlässigen Moränen; hinzu kommen die unberechenbaren Sand- und Kieslinsen und der durchlässigere Schmelztillit. Die Mächtigkeit einer Moräne kann engständig

schwanken, sodass Reduzierungen der Schichtstärke bis zum Ausbiss keine Seltenheit darstellen. In einem „Fenster“ treten hangende und liegende Wasserleiter in direkten hydraulischen Kontakt. Andererseits sind große Sandschollen mit einem geschlossenen Tonmantel bekannt geworden (U-Bahn Planten und Blomby; Elbtunnel Övelgönne-Othmarschen), in denen keine hydraulische Verbindung zur umgebenden Moräne vorhanden war. Beim lateralen Anschneiden kann es mit und ohne Druckluft zu erheblichen Grundwasserausbrüchen mit Gesteintransport kommen, die kurzfristig nicht beherrschbar sind und entsprechende Schäden verursachen.

Der Tillit selbst kann aufgrund seines hohen Gehaltes an Schluff, Ton und Kalk, seiner Vorbelastung und Diagenese als schwer durchlässig bezeichnet werden, wie zahlreiche Laborversuche zeigen.

Alle bindigen Moränen zeigen Stauerscheinungen. Stau- und Grundwässer treten aus Sand- und Kieslinsen, Klüften und aus den durchlässigen Drenthe- und Fuhlsbüttler Moränen aus. In sehr seltenen Fällen (Hoisbüttel/Stormarn; Autobahnbau Harburger Berge) wurden Stauwasserhorizonte in Moränen auf einer Höhenkuppe angeschnitten und führten zu künstlichen Quelltöpfen. Diese schwebenden Grundwässer sind jedoch wegen ihrer geringen Einzugsgebiete beherrschbar. Grundwässer sind grundsätzlich gefährlich bei wechselnd festen Moränen der Drenthe-, Fuhlsbüttler- und Weichsel-Vergletscherung, da hydraulische Grundbrüche in diesen Gesteinen zu einem Totalverlust der Baugrubensicherung führen können (S-Bahn-Neubau Hamburg-Binnenalster).

Den Baugrund der quartären Senke kann man in Bereiche unterteilen:

### 1. Bereich der glazigenen und fluvioglazigenen Lockergesteine

Es können folgende typischen Baugrundverhältnisse festgestellt werden:

- **Die Baugrundverhältnisse der Grundmoräne** werden durch die wechselnde Korngrößenzusammensetzung der Geschiebemergel und -lehme mit ihren Übergängen zu Geschiebesanden, die Einlagerung von Kiesen, Sanden, Schluffen und Tonen als Nester, Linsen oder Zwischenlagen und dem Auftreten von glazialtektonischen Scherflächen bestimmt. Diese **Inhomogenitäten** des Baugrundes wirken sich besonders in Ein- und Anschnitten und Baugruben hinsichtlich Fließ- und Rutschvorgängen und bei Gründungen von Bauwerken durch **ungleichmäßige Setzungen** aus. Der überwiegende Teil der Ablagerungen im Bereich der Grundmoräne hat **frostveränderliche** Eigenschaften. Die **Grundwasserverhältnisse** sind infolge des Baugrundaufbaus ebenfalls schwer erfassbar. Bei einem gleichmäßigen Aufbau der Grundmoräne aus Geschiebemergel sind die **Baugrundeigenschaften** als **gut** einzuordnen.
- **Die Baugrundverhältnisse der Endmoränen** sind sehr unterschiedlich und **wechseln auf engstem Raum**. Die anstehenden Lockergesteine, die hinsichtlich Korngröße zwischen Ton und Blockpackungen liegen, zeigen durch glazigene Einflüsse **starke Lagerungsstörungen**, die verbreitet zu steilen Grenzflächen zwischen den einzelnen Gesteinen führten. Die **Rutschungsgefährdung** der in

Endmoränen angelegten Ein- und Anschnitte sowie Baugruben ist noch größer als in gestörten Grundmoränengebieten. Bei Belastung auftretende **Setzungsunterschiede** erreichen große Werte. **Frostveränderliche und frostsichere** Baugrundverhältnisse treten in enger Nachbarschaft auf. Die **Grundwasserverhältnisse** entsprechen dem **stark wechselhaften** Baugrundaufbau.

- **Die Baugrundverhältnisse der Sander** sind **gleichmäßig**. Von Nord nach Süd nehmen die Korngrößen der Schmelzwasserkiese und -sande eines jeden Eisvorstoßes stetig ab. Die **Lagerungsverhältnisse** sind meist **unproblematisch**.  
Nachteilig (vor allem für Bauten mit dynamischer Lasteintragung) macht sich der **sehr geringe Ungleichförmigkeitsgrad** aller Sander-Ablagerungen bemerkbar, sodass sie als **verlagerungsempfindlich** zu bezeichnen sind. Infolge ihres geringen Feinkornanteils sind sie **frostsicher**. Probleme sind nur dann in Sandergebieten zu erwarten, wenn in geringer Tiefe Geschiebemergel ansteht oder der Grundwasserstand die Geländeoberfläche erreicht. In letzteren Bereichen ist mit dem **Auftreten organischer Bildungen** zu rechnen. Bei geringer Mächtigkeit → kleine Flurabstände.
- **Die Baugrundverhältnisse der Urstromtäler** sind trotz Korngrößenschwankungen der verbreitet abgelagerten nichtbindigen und schwachbindigen Lockergesteine als **relativ gleichmäßig** und **ungestört** einzuschätzen. Ausnahmen bilden Gebiete, in denen es zur Ablagerung von **organischen Lockergesteinen** gekommen ist. Die anstehenden Lockergesteine sind **vorzugsweise frostsicher**. Standfestigkeits- und Tragfähigkeitsprobleme treten nur infolge des meist sehr **hohen Grundwasserstandes** im Bereich der Urstromtäler auf. Bautechnisch be-

sonders gefährliche Lockergesteine sind **Bändertone**, die in flachen Becken im Bereich der Urstromtäler abgelagert worden sein können. Auch bei Mächtigkeiten von nur wenigen Zentimetern und einer geringen Neigung von wenigen Grad stellen sie stets eine **hohe Rutschgefahr** dar.

## 2. Bereich der äolischen Lockergesteine

- Die **Baugrundverhältnisse in den äolischen Gebieten sind sehr gleichmäßig**. Die Korngrößen schwanken nur in geringem Maße und liegen vorzugsweise im Bereich der Schluffkorngröße. Lagerungsstörungen sind nicht zu erwarten. Im **trockenen Zustand** (feste bis halbfeste Konsistenz) stellen Löße und ihre als Lößlehme bezeichneten Verwitterungsprodukte einen **relativ guten Baugrund** dar. Infolge des Kalkgehaltes im Löß ist seine Standfestigkeit in Baugruben, Ein- und Anschnitten ebenfalls gut. Die **Wasserempfindlichkeit** und **Frostveränderlichkeit** dieses schwachbindigen Lockergesteines ist - besonders auch wegen des hohlraumreichen Korngefüges - **außerordentlich groß**. Bei **Wasserzutritt** kommt es schnell zu **Gefügezusammenbrüchen (Sackungen und Fließerscheinungen)**.

## 3. Bereich des Geschiebemergels

- Bei **steifer Konsistenz** gelten Geschiebemergel als **guter Baugrund**; die **Festigkeit** dieser Lockergesteine kann sich jedoch **lokal stark ändern** und somit zu Problemen im Erd- und Grundbau führen. Hierfür sind in erster Linie **Schwankungen des Wassergehaltes**, aber auch **Unterschiede im petrographischen Auf-**

**bau** verantwortlich. Geschiebemergel gilt als typischer Vertreter der **veränderlich festen Gesteine**. Daher wollen wir diese Gesteine ausführlich behandeln.

## Gefügestruktur

Die Geschiebemergel können als eine Gefügestruktur mehrerer ineinander geschachtelter Einzelgefüge aufgefasst werden, wie <sup>1)</sup>Trennflächen-, <sup>2)</sup>Geschiebe-, <sup>3)</sup>Korngerüst- und <sup>4)</sup>Bindemittel-Gefüge. Ihre mechanische Wirksamkeit hängt vorwiegend von der Konsistenz der Mergel ab. Bei **weicher bis steifer Konsistenz** sind im wesentlichen das **Bindemittel und Korngerüst** für das Festigkeitsverhalten verantwortlich, bei **fester Konsistenz** ist ggf. auch das **Trennflächengefüge** wirksam. **Trennflächen** sind besonders deutlich in Mergeln mit **hohen Schlämmkornanteilen** ausgebildet. Bei einem mittleren Abstand von etwa 20 cm sind die Trennflächen vorwiegend parallel und senkrecht zur Transportrichtung angeordnet. Bei abgelagerten Eisenhydroxidbelägen und anderen Verwitterungseigenschaften sind diese Flächen im Gelände meist gut erkennbar.

Die Geschiebe stellen aufgrund ihrer Raumstellung ein weiteres Gefügeelement dar, das bodenmechanisch nur in Ausnahmefällen Bedeutung erlangt, z. B. beim Auftreten sogenannter Pflasterlagen. Die meisten Geschiebe haben einen mittleren Durchmesser von 1 - 2 cm und liegen isoliert in einer feinkörnigeren Grundsubstanz. Diese bildet das bodenmechanisch wirksame Korngerüst (Kies- und Sandfraktion) der Mergel und das dazugehörige, stabilisierende Bindemittel (Schluff- und Tonfraktion). Der Porenraum kann als weiteres Gefügeelement hinzukommen.



## Wassergehalt und Konsistenzgrenzen

Tab. 2: Konsistenzgrenzen der untersuchten Mergel

Mergel	Fließgrenze $w_L$ (%)	Ausrollgrenze $w_p$ (%)	Plastizitätszahl $I_p$ (%)
qs Fu	20 - 27	10 - 12	10 - 15
qs Ni	25 - 28	12 - 14	13 - 16
qs D	20 - 22	10 - 12	10 - 11
qe	28 - 30	14 - 15	13 - 16

Die Festigkeit der Mergel wird entscheidend durch den die Konsistenz bestimmenden Wassergehalt beeinflusst. Die natürlichen Wassergehalte der verschiedenen Mergel sind trotz unterschiedlichen petrographischen Aufbaus ähnlich; sie liegen im Mittel zwischen 10 - 14 %. Bindemittelreiche Geschiebemergel haben eine Fließgrenze von 23 - 30 %, sandige eine von 20 - 25 %. Die Ausrollgrenze liegt im Bereich zwischen 10 - 12 % für die mehr sandigen und zwischen 12 - 15 % für die tonreichen Mergel. Die Konsistenzgrenzen weisen die Mergel als leicht plastische Sand-/Tongemische aus.

### Dichte und Porenanteil

Zur weiteren Charakterisierung der Geschiebemergel sind in der Tabelle 3 Durchschnittswerte für die Dichte  $\rho$ , die Trockendichte  $\rho_d$ , die Korngerüstsdichte  $\rho_k$  und die Porosität  $n$  zusammengestellt. Die Korngerüstsdichte ist eine auf den Feststoffanteil des Korngerüsts ( $> 0,06$  mm d) bezogene Trockendichte.

Tab. 3: Dichte und Porenanteil

Mergel	Dichte $\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	Trockendichte $\rho_d$ (g/cm <sup>3</sup> )	Korngerüstsdichte $\rho_k$ (g/cm <sup>3</sup> )	Porenanteil n (%)
qs FU	2,00 - 2,07	1,73 - 1,94	1,17 - 1,31	27 - 36
qs Ni	2,07 - 2,09	1,72 - 1,83	0,98 - 1,04	32 - 36
qs Di	2,07 - 2,13	1,82 - 1,83	1,09 - 1,10	30 - 32
qe	2,16 - 2,28	1,95 - 2,10	1,15 - 1,24	20 - 27

### Scherfestigkeit

Tab. 4: Scherparameter von Geschiebemergeln (Triaxialversuche)

Mergel	innerer Reibungswinkel $\varphi'$ (°)	Kohäsion $c'$ (kN/m <sup>2</sup> )
qs Fu	≈ 32	15 - 25
qs Ni	≈ 31	15 - 40
qs D	≈ 34	5 - 25
qe	≈ 30	35 - 60

Die Scherfestigkeit ist beim Geschiebemergel stark vom Wassergehalt abhängig. Sedimentpetrographische Unterschiede und das Vorhandensein von Geschiebekörnern ( $d = 1 - 2$  cm) erschweren die Vergleichbarkeit der erzielten Ergebnisse. Wassergehaltsänderung verringert bei diesem Gestein nicht nur die Kohäsion, sondern auch z. T. den Reibungswinkel. Dies liegt an der Aufweitung des Korngerüsts und der Aufhebung der Bindekräfte.

### Zerfallszahl

Zerfallsversuche dienen zur Charakterisierung des Verhaltens der Gesteine. Festgesteine dürfen nicht mehr als 20 % ihrer Masse verlieren, wenn sie 24 Stunden im Wasser gelagert werden. Bei Geschiebemergel hängt die Zerfallszeit vom <sup>a)</sup>Wassergehalt sowie vom <sup>b)</sup>Kornaufbau und der <sup>c)</sup>Verkittungsart ab.

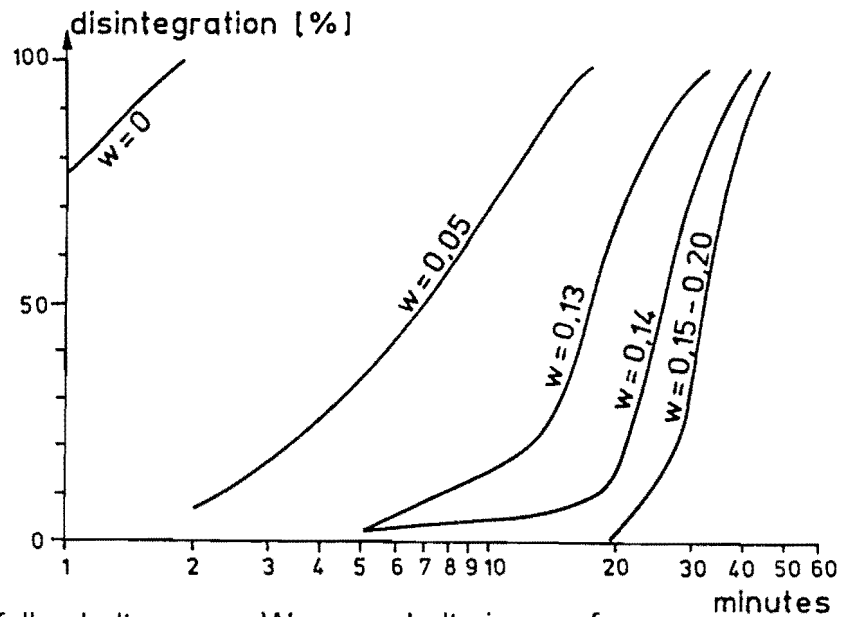


Abb. 30: Abhängigkeit des Zerfallverhaltens vom Wassergehalt eines aufgearbeiteten Mergels (w = Wassergehalt)

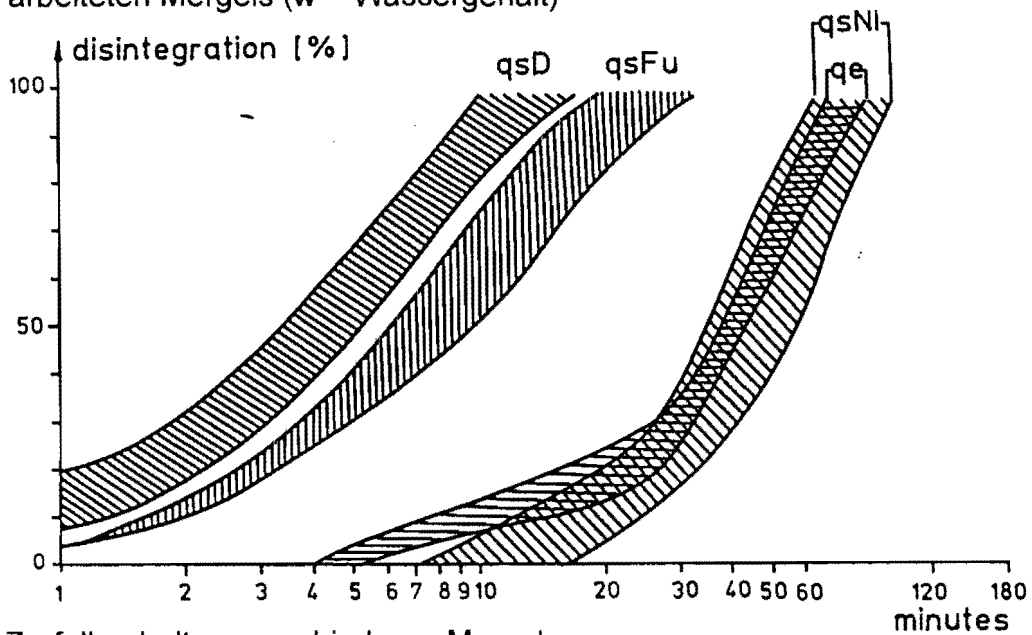


Abb. 31: Zerfallverhalten verschiedener Mergel

## Inhaltsverzeichnis

	Seite	
<b>2.2</b>	<b>Das Proterozoisch-Paläozoische Grundgebirge</b>	<b>1</b>
2.2.1	Das Rheinische Schiefergebirge	1
2.2.1.1	Übersicht	1
2.2.1.2	Geologische Entwicklung, Stratigraphie	7
2.2.1.3	Regionalgeologischer Bau des Linksrheinischen Schiefergebirges	9
2.2.1.4	Regionalgeologischer Bau des Rechtsrheinischen Schiefergebirges	12
2.2.1.5	Die postvariszische Entwicklung	16
2.2.2	Der Harz	21
2.2.2.1	Übersicht	21
2.2.2.2	Geologische Entwicklung, Stratigraphie	23
2.2.2.3	Die postvariszische Entwicklung	27
2.2.3	Eigenschaften und Verhalten der auftretenden Gesteine im Hinblick auf Rutschungsanfälligkeit	29

## **2.2 Das Proterozoisch-Paläozoische Grundgebirge**

### **2.2.1 Das Rheinische Schiefergebirge**

#### **2.2.1.1 Übersicht**

Im Osten steht das Paläozoikum der Ardennen mit dem heute in gleicher Weise als Mittelgebirgsrumpf herausgehobenen Rheinischen Schiefergebirge in direkter Verbindung. Dessen variszisches Stockwerk wird im Nordwesten vom Tertiär der Niederrheinischen Bucht und im Norden durch die in nördlicher Richtung rasch an Mächtigkeit zunehmende Kreide der Münsterländer Oberkreidemulde verdeckt. Nach Süden wird das Rheinische Schiefergebirge entlang dem Südrand von Hunsrück und Taunus durch eine bedeutende Störung vom südöstlich angrenzenden Jungpaläozoikum des Saar-Nahe-Beckens und weiter östlich vom Tertiär und Quartär des Mainzer Beckens, des nördlichen Oberrheingrabens und der Wetterau abgetrennt. Im Osten sinkt es unter das penninisch-mesozoische Deckgebirge der Hessischen Senke. Seine Grenze ist hier uneinheitlich sowohl als Erosions- als auch als Störungskontakt ausgebildet.

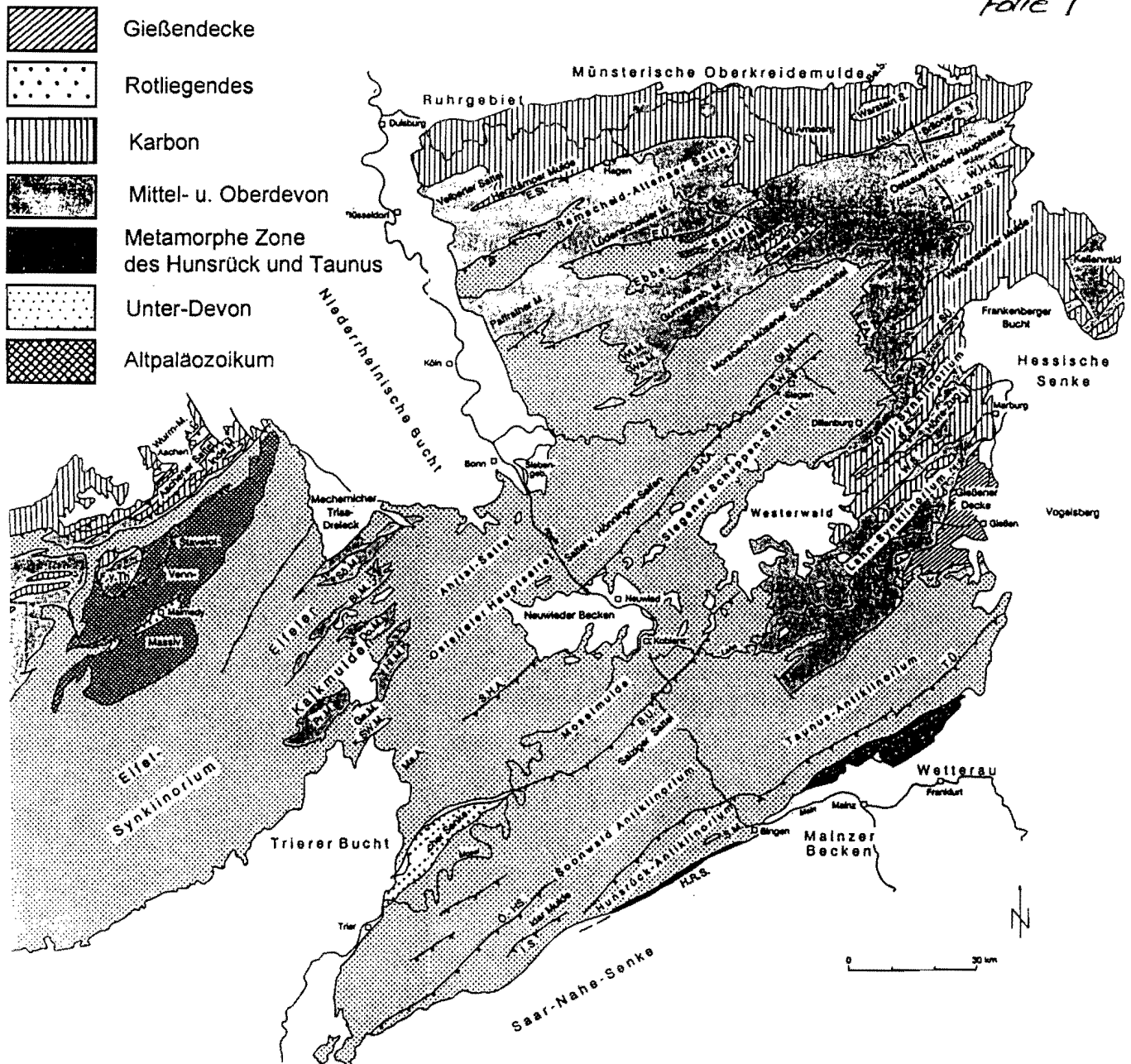


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Rheinischen Schiefergebirges

A.Ü. = Aachener Überschiebung, Bl.M. = Blankenheimer Mulde, B.S. = Bickener Schuppe, Be.S. = Belecker Sattel, B.Ü. = Bopparder Überschiebung, B.W.S. = Betzdorf-Weidenauer Schuppenzone, Do.M. = Dollendorfer Mulde, E.A. = Erndtebrücker Abbruch, E.St. = Ennepe-Störung, E.Ü. = Ebbe-Überschiebung, F.v.Th. = Fenster von Theux, Ge.M. = Gerolsteiner Mulde, Gi.M. = Giebelwald-Mulde, Hi.M. = Hillesheimer Mulde, H.R.S. = Hunsrücksüdrand-Störung, I.S. = Idarwald-Sattel, La.Zü.S. = Latroper und Züschenener Sattel, Ma.A. = Manderscheider Antiklinorium, Nu.M. = Nuttflarer Mulde, O.H.S. = Osburger Hochwald-Sattel, Pr.M. = Prümer Mulde, S.H.A. = Siegener Hauptaufschiebung, S.M. = Stromberger Mulde, Sö.M. = Sötenicher Mulde, S.Ü. = Sackpfeifen-Überschiebung, SW.M. = Salmerwald-Mulde, T.Ü. = Taunuskamm-Überschiebung, W.H.M. = Waldecker Hauptmulde, Wa.M. = Waldbröler Mulde, Wi.M. = Wiehler Mulde, W.S. = Weidbacher Schuppe

Das Rheinische Schiefergebirge wird durch das Rheintal in einen linksrheinischen und einen rechtsrheinischen Abschnitt unterteilt.

Das **Linksrheinische Schiefergebirge** gliedert sich morphologisch in die <sup>1)</sup>Eifel, das <sup>2)</sup>Moselgebiet und den <sup>3)</sup>Hunsrück. Geologische Hauptstrukturen sind im Nordwesten der <sup>a)</sup>Aachener Sattel, das Nordostende des <sup>b)</sup>Sattels von Stavelot-Venn und die an die Eifeler Nord-Süd-Zone gebundenen mitteldevonischen <sup>c)</sup>Eifelkalkmulden. Östlich schließt der <sup>d)</sup>Eifeler Hauptsattel an die <sup>e)</sup>Eifeler Nord-Süd-Zone an, nach Südosten die <sup>f)</sup>Mosel-Mulde und das <sup>g)</sup>Hunsrück-Antiklinorium. Am Südrand des Hunsrücks finden sich in steiler Lagerung höher metamorphe devonische und karbonische Schichten mit örtlich eingeschuppten vordevonischen Gesteinen.

Nachvariszische Bildungen sind in der Eifeler Nord-Süd-Zone einige Perm- und Trias-Deckgebirgsreste <sup>sowie</sup> und tertiäre und quartäre Vulkanbauten und Maare in der Westeifel der Hocheifel und der Osteifel.

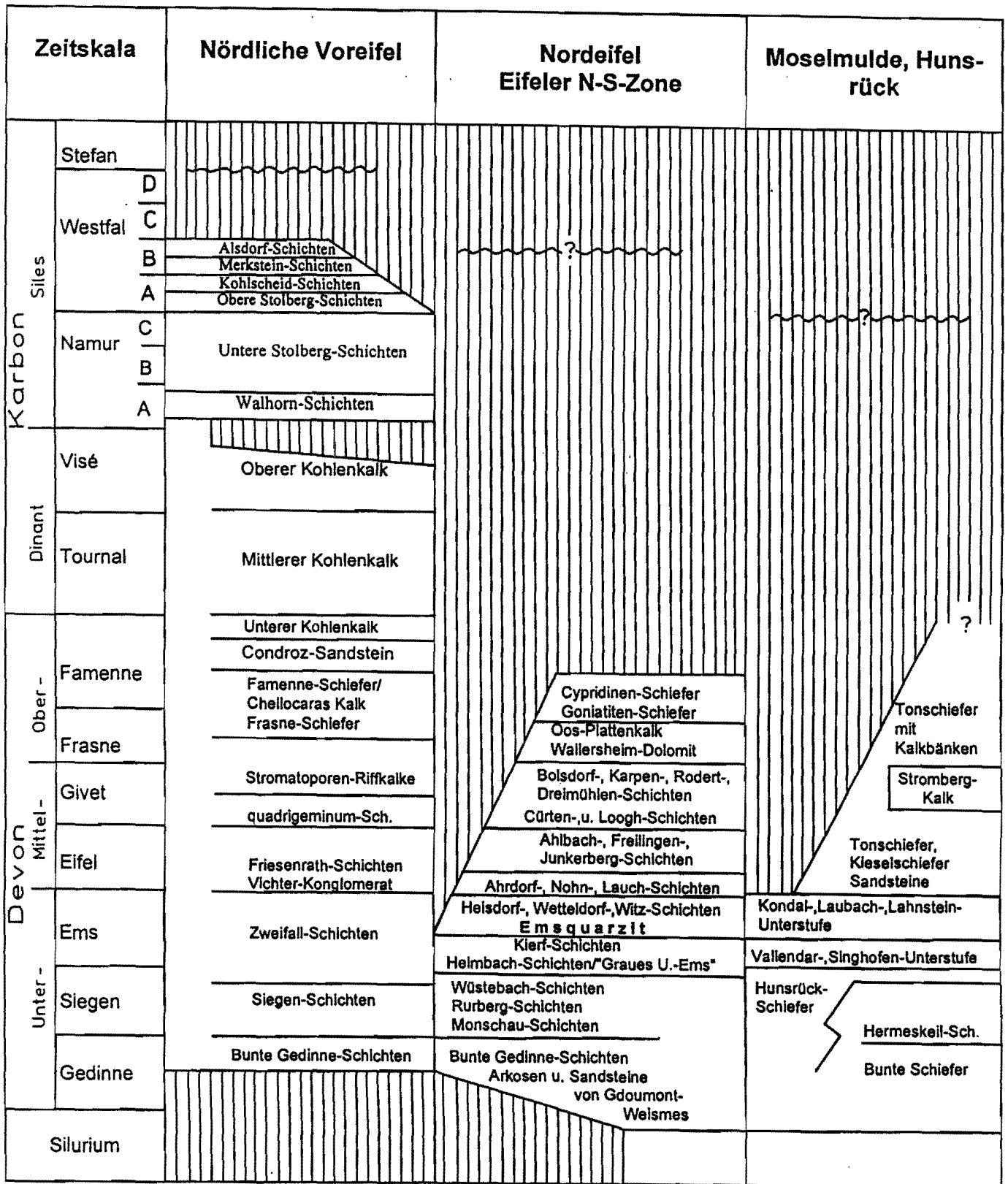


Abb. 2: Stratigraphische Übersicht für das Paläozoikum des Linksrheinischen Schiefergebirges (nach verschiedenen Autoren)



F4

Im **Rechtsrheinischen Schiefergebirge** sind im Bergischen Land und Sauerland der <sup>a)</sup>Velberter Sattel, der <sup>b)</sup>Remscheid-Altenaer Sattel, der <sup>c)</sup>Ebbe-Sattel und der <sup>d)</sup>Ostsauerländer Hauptsattel die Hauptstrukturen. Weiter nach Norden läßt sich der variszische Faltenbau nach Aufschlüssen im Steinkohlenbergbau des Ruhrgebietes und Bohrungen bis weit unter die Kreidebedeckung des südlichen Münsterlandes verfolgen.

Im mittleren Abschnitt des Rechtsrheinischen Schiefergebirges setzt sich der Eifeler Hauptsattel über den Rhein bis ins Siegerland hinein fort. Südlich schließt sich der Siegener Schuppensattel an. Beide Großstrukturen bauen links- und rechtsrheinisch ein breites Areal mit Siegen-Schichten auf. Das wieder hauptsächlich aus Mittel- und Oberdevon und Unterkarbon aufgebaute Lahn-Dill-Synklinorium im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge stellt eine strukturelle Entsprechung der linksrheinischen Mosel-Mulde dar.

Der Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges weist im Gegensatz zu den westlichen Großstrukturen eine Vielzahl nach Nordosten eintauchender Sattel- und Muldenstrukturen mit Mittel- bis Oberdevon und Unterkarbon als jüngster Füllung auf. Den Südrand des Rechtsrheinischen Schiefergebirges bilden das wieder überwiegend aus Unterdevon aufgebaute Taunus-Antiklinorium und eine schmale Metamorphe Zone des Südtaunus.

Bemerkenswerte jüngere Bildungen sind auch im Rechtsrheinischen Schiefergebirge tertiäre Vulkanite im Westerwald und im Siebengebirge.

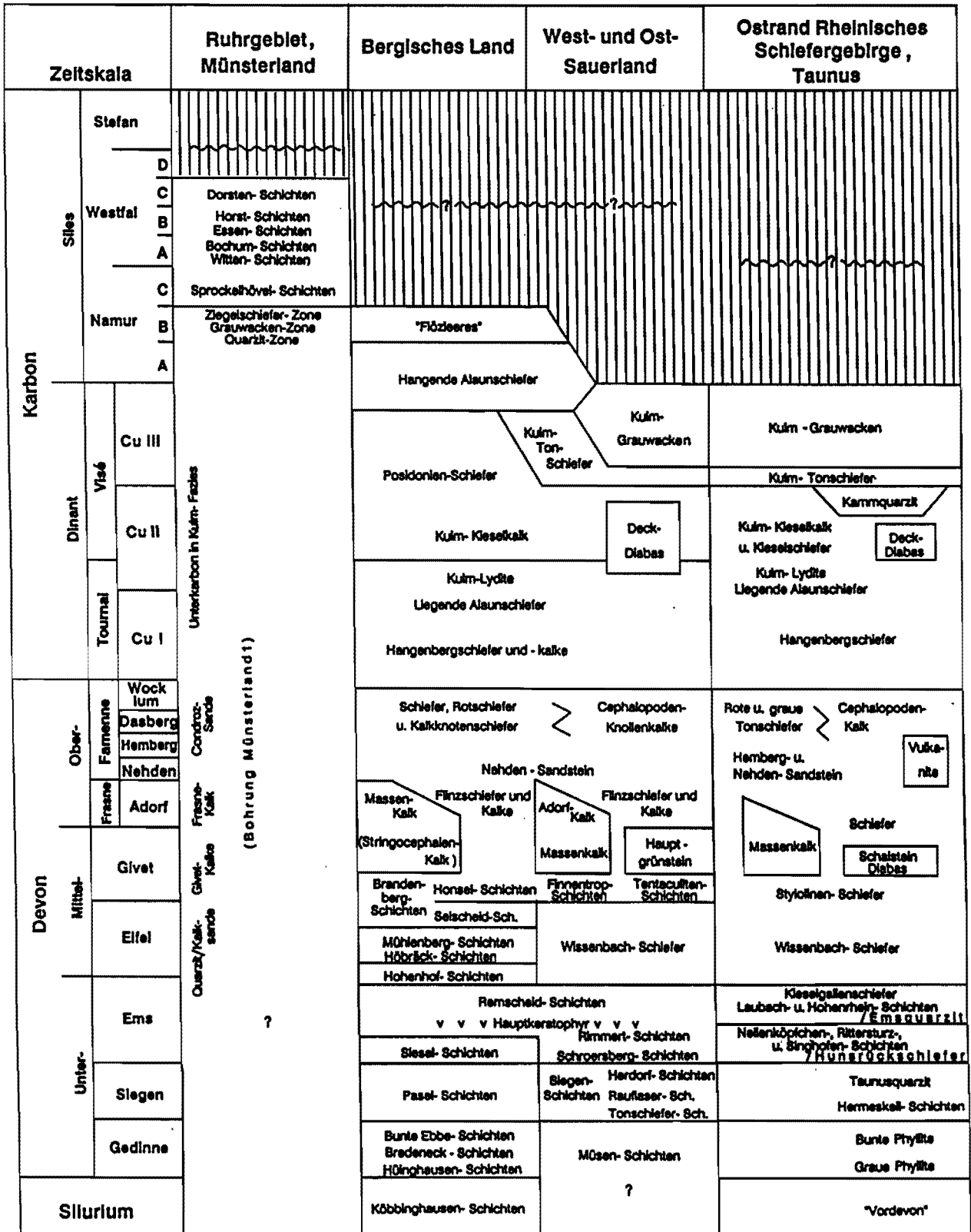


Abb. 3: Stratigraphische Übersicht für das Paläozoikum des Rechtsrheinischen Schiefergebirges (nach verschiedenen Autoren)

### 2.2.1.2 Geologische Entwicklung, Stratigraphie

FG

**Vordevonische** Gesteine sind im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge außer im bereits zu den kaledonischen Ardennenaufbrüchen zu rechnenden Stavelot-Venn-Sattel der Nordeifel nur aus den Kernbereichen des rechtsrheinischen Remscheid-Altenaer Sattels und des Ebbe-Sattels sicher bekannt.

Im Ebbe-Sattel ist als Ältestes Ordovizium vom Llanvirn bis Caradoc mit überwiegend pelitischen Gesteinen entwickelt und durch Graptolithen- und Trilobitenfaunen altersmäßig gut belegt. Wahrscheinlich bestand <sup>eine</sup> direkte Meeresverbindung zum Ardennen- und Brabanter Becken.

Höchstes Ordovizium und unteres und mittleres Silur fehlen im Gebiet des Ebbe-Sattels möglicherweise primär.

Am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges sind sichere Vordevon-Aufschlüsse bei Gießen mit einem ordovizischen Flachwasserquarzit (Andreasteich-Quarzit) mit silurischen Ostracodenkalken belegt.

Die vollständige Überlieferung der Sedimentationsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges beginnt erst mit dem **Unterdevon**. Sie ist zunächst wesentlich bestimmt durch die Heraushebung und den Abtrag des kaledonischen Faltungsgebietes im Nordwesten und Norden (Old Red-Kontinent) und möglicherweise auch im Süden.

Linksrheinisch besteht das über dem Sockel des Stavelot-Venn-Sattels transgredierende Obergedinne (Unterdevon) aus <sup>1)</sup>Konglomeraten, <sup>2)</sup>roten Sandsteinen und <sup>3)</sup>Schiefen. Auch in den weiter südlich und östlich anschließenden Ablagerungsräumen dominierten im Unterdevon zunächst noch fluviale <sup>?</sup>bis deltaische Sedimentationsverhältnisse. Nach

einer zunächst flach-marinen Fazies des Untergedinne im Ebbe-Sattel (Hüinghäuser Schichten) und im Taunus (Graue Phyllite) fand diese regressive Tendenz des frühen Unterdevons im nördlichen Rechtsrheinischen Schiefergebirge in den Bunten Ebbe-Schichten ihren Höhepunkt.

Im Süden sind sowohl im Hunsrück als auch im Taunus das obere Gedinne und die frühe Siegen-Stufe (Unterdevon) mit Bunten Schiefen und anderen nichtmarinen Gesteinsfolgen vertreten.

Im Nordwesten kamen in ausgedehnten Küstenebenen und Flußdelta-Bereichen überwiegend Brackwassersedimente, teilweise auch Rotschiefer zur Ablagerung. Weiter südlich entwickelten sich während der Siegen-Stufe Schelfsedimente eines bewegten Flachwassers, im Siegerland als bis 3000 m mächtige wechselvolle klastische Serie von Sandsteinen und Schiefen.

Im südlichen Schiefergebirge folgt über den geringmächtigen rotgefärbten Sandsteinen der Hermeskeil-Schichten der bis 1000 m mächtige Taunus-Quarzit. Im Moseltrog wurden gleichzeitig große Teile der Siegen-Schichten in der Fazies des Hunsrück-Schiefers abgelagert.

Die **mittel- bis oberdevonischen** Massenkalkkomplexe sind heute im Bereich des Remscheid-Altenaer Sattels, des Warsteiner und Briloner Sattels, der Attendorn-Elsper-Doppelmulde und der Paffrather Mulde verbreitet. Auch im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge entwickelten sich auf vulkanischen Höhen Riffkalke in sonst pelagischer Schieferumgebung.

Im oberen Frasn (Oberdevon) folgte nach Absterben aller Riffe eine Zeit des allgemeinen Faziesausgleichs mit dunklen Tönen und im Famenne gelegentlich Einschaltungen turbiditischer Sandsteine (Nehden-Sandstein u. a.). Auf Tief-Schwellen oder um sie herum ak-

kumulierten weit verbreitet Cephalopoden-Knollenkalke oder siedelten geringmächtige Brachiopoden- und Krinoidenkalke.

Im **Unterkarbon** erreichte das Verbreitungsgebiet der Kohlenkalkfazies des nordwestlichen Flachscheifs im Rechtsrheinischen Schiefergebirge gerade noch den Velberter Sattel.

### 2.2.1.3 Regionalgeologischer Bau des Linksrheinischen Schiefergebirges

Sieht man von den Erscheinungen des tertiären und quartären Vulkanismus ab, so gliedert sich das Linksrheinische Schiefergebirge in die unmittelbar an die Ardennen anschließende <sup>1)</sup>Nordwesteifel mit der Eifeler Nord-Süd-Zone, die <sup>2)</sup>Osteifel, die bis zum Rhein reicht, das <sup>3)</sup>Moselgebiet und den <sup>4)</sup>Hunsrück.

In der <sup>1)</sup>Nordwesteifel sind das Nordostende des eigentlich noch zu den Ardennen zu rechnenden <sup>a)</sup>Großsattels von **Stavelot-Venn** und nördlich anschließend die <sup>b)</sup>Inde-Mulde, der <sup>c)</sup>Aachener Sattel mit der Aachener Überschiebung und die <sup>d)</sup>Wurm-Mulde die beherrschenden Strukturen. Aufgeschlossen sind Ablagerungen des Altpaläozoikums (Kambrium bis mittleres Ordovizium), des Devons und des Karbons. Nach Norden taucht das gefaltete Grundgebirge unter eine zunehmende geschlossene Überdeckung aus Oberkreide, Tertiär und Quartär. Nach Osten wird es durch die westlichen Randstörungen der Niederrheinischen Bucht und das Buntsandsteingebiet des Mechernicher Trias-Dreiecks begrenzt.

Das Schiefergebirge der <sup>2)</sup>**Osteifel** wird durch Unterdevon-Gesteine (Siegen- und Unterems-Schichten) aufgebaut. Sie sind in den tief eingeschnittenen Tälern der Ahr, des Rheins und der Mosel und ihren Seitentälern gut erschlossen.

Im Osten quert der Rhein südlich Bonn ein großes Antiklinorium aus dem **Ahrtal-Sattel** im Nordwesten und dem **Osteifeler Hauptsattel** im Südosten. Beide Teilsättel des Antiklinoriums lassen sich vom Rhein ausgehend bis in den Raum westlich Altenahr und Adenau verfolgen, wo ihre Faltenachsen relativ steil zur Eifeler Nord-Süd-Zone abtauchen.

Die Südostflanke des Osteifeler Hauptsattels ist durch eine bedeutende streichende Aufschubung begrenzt, die sich als **Siegener Hauptaufschubung** von Gillenfeld in der Südosteifel bis Siegen in das Rechtsrheinische Schiefergebirge verfolgen läßt.

Im **Tertiär** war die Osteifel vom Obereozän bis zum mittleren Miozän Schauplatz eines lebhaften, überwiegend basaltischen Vulkanismus. Gleichfalls im Eozän begann die Absenkung des Koblenz-Neuwieder Beckens, einer tektonischen Depression, die heute noch nicht abgeschlossen ist. Schließlich entstand im **Pleistozän** in der Umgebung des Laacher Sees eine der jüngsten Vulkanlandschaften Europas, die sich in der Folgezeit nach Osten bis über das Rheintal hinweg und nach Süden bis in das Neuwieder Becken ausdehnte.

In der Südwesteifel tauchen der Kern des <sup>3)</sup>**Mosel-Synklinoriums** und die Bopparder Überschiebung unter die mit Rotliegend-Sedimenten gefüllte Wittlicher Senke bzw. rahmen diese ein. Rechtsrheinisch läßt sich das Mosel-Synklinorium aus dem Raum Boppard (Bopparder Mulde) über das Gebiet der unteren Lahn in die Dill-Mulde hinein verfolgen.

F7

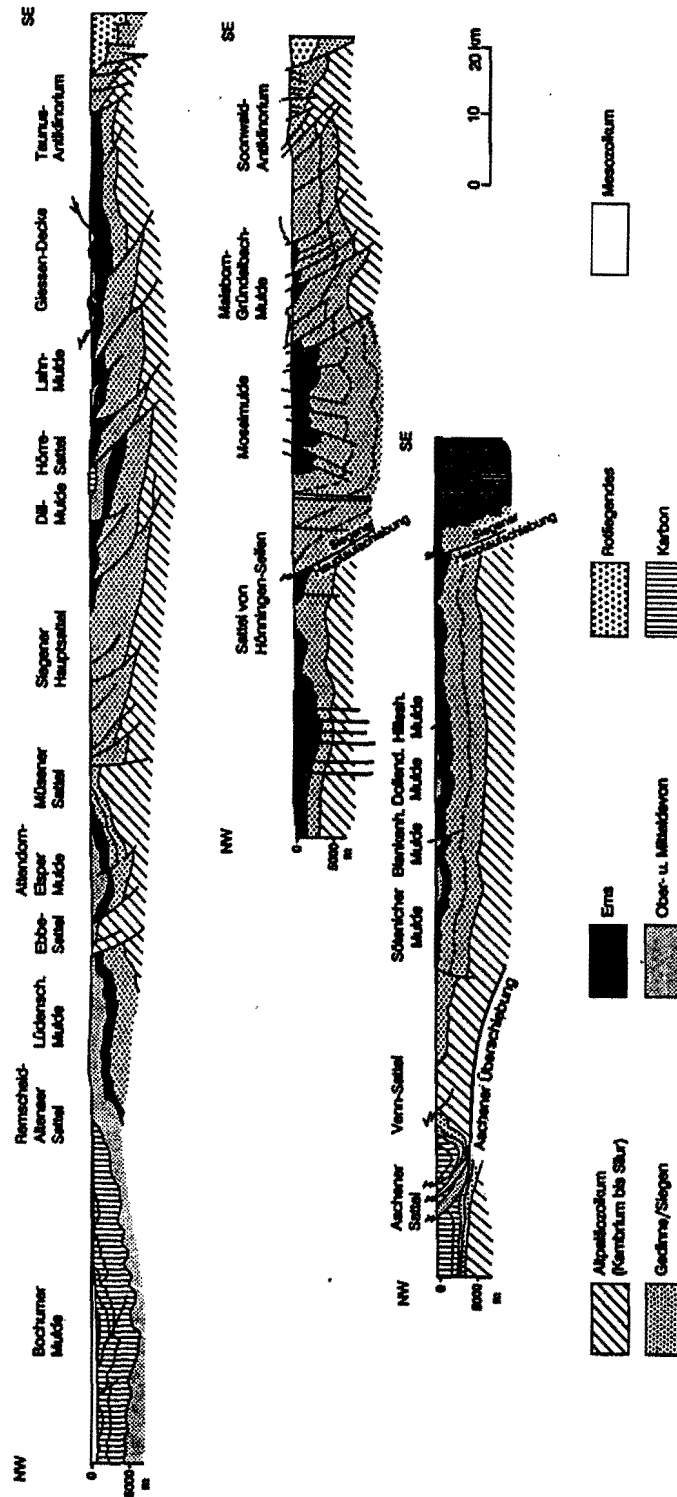


Abb. 4: Schematische geologische Profile durch das Rheinische Schiefergebirge (W. MEYER, 1988; W. FRANKE et. al., 1990 und andere Autoren)

Die **Wittlicher Rotliegend-Senke** zeichnet in ihrer SW-NE-Erstreckung den variszischen Faltenbau nach. Im Nordosten ist sie flachmuldenförmig gebaut. Im Südwesten stellt ihre Füllung aus <sup>a)</sup>Konglomeraten, <sup>b)</sup>Sandsteinen, <sup>c)</sup>Tonsteinen und <sup>d)</sup>Rhyolith-Tuffen des Oberrotliegenden eine gegen Nordwesten geneigte Platte dar, die von der Wittlicher Hauptverwerfung, einer steilen Abschiebung von 700 bis 1000 m Sprunghöhe, begrenzt wird.

Der <sup>4)</sup>**Hunsrück** bildet die südöstliche Flanke des Linksrheinischen Schiefergebirges. Sieht man von seinem Südrand ab, so besteht er überwiegend aus unterdevonischen Gesteinen der Siegen- und Unterems-Stufe. Die weit verbreiteten Hunsrück-Schiefer wurden vielerorts als Dachschiefer abgebaut. Diejenigen von Gemünden und Bundenbach sind sie durch ihre verkiesten Seesterne, Fische usw. berühmt geworden.

Der variszische Faltenbau des Hunsrücks ist stark gestört. Besonders die südlichen Bauseinheiten zeichnen sich durch eine intensive Schuppentektonik aus. Entlang dem tief eingeschnittenen Mittelrheintal sind zwischen Boppard und Bingerbrück südlich der Boppard-Überschiebung der **Salziger Sattel** und die breite **Maisborn-Gründelbach-Mulde** aus eng verfalteten und verschuppten Singhofener Schichten und Hunsrück-Schiefern aufgebaut. Letztere stellt die südwestliche Fortsetzung der Lahn-Mulde des östlichen Rheinischen Schiefergebirges dar.

#### 2.2.1.4 Regionalgeologischer Bau des Rechtsrheinischen Schiefergebirges

*F8*

Das am Nordrand des Rechtsrheinischen Schiefergebirges gelegene **Ruhrgebiet** gehört zu den am besten erschlossenen Bergbaugebieten der Erde. Nur in seinem südlichen Teil ist es deckgebirgsfrei. Nach Norden wird es von zunehmend mächtigen Oberkreideschich-



ten der Münsterländer Oberkreidemulde überlagert. Im Westen schiebt sich älteres Deckgebirge (Zechstein, Buntsandstein und Jura) dazwischen.

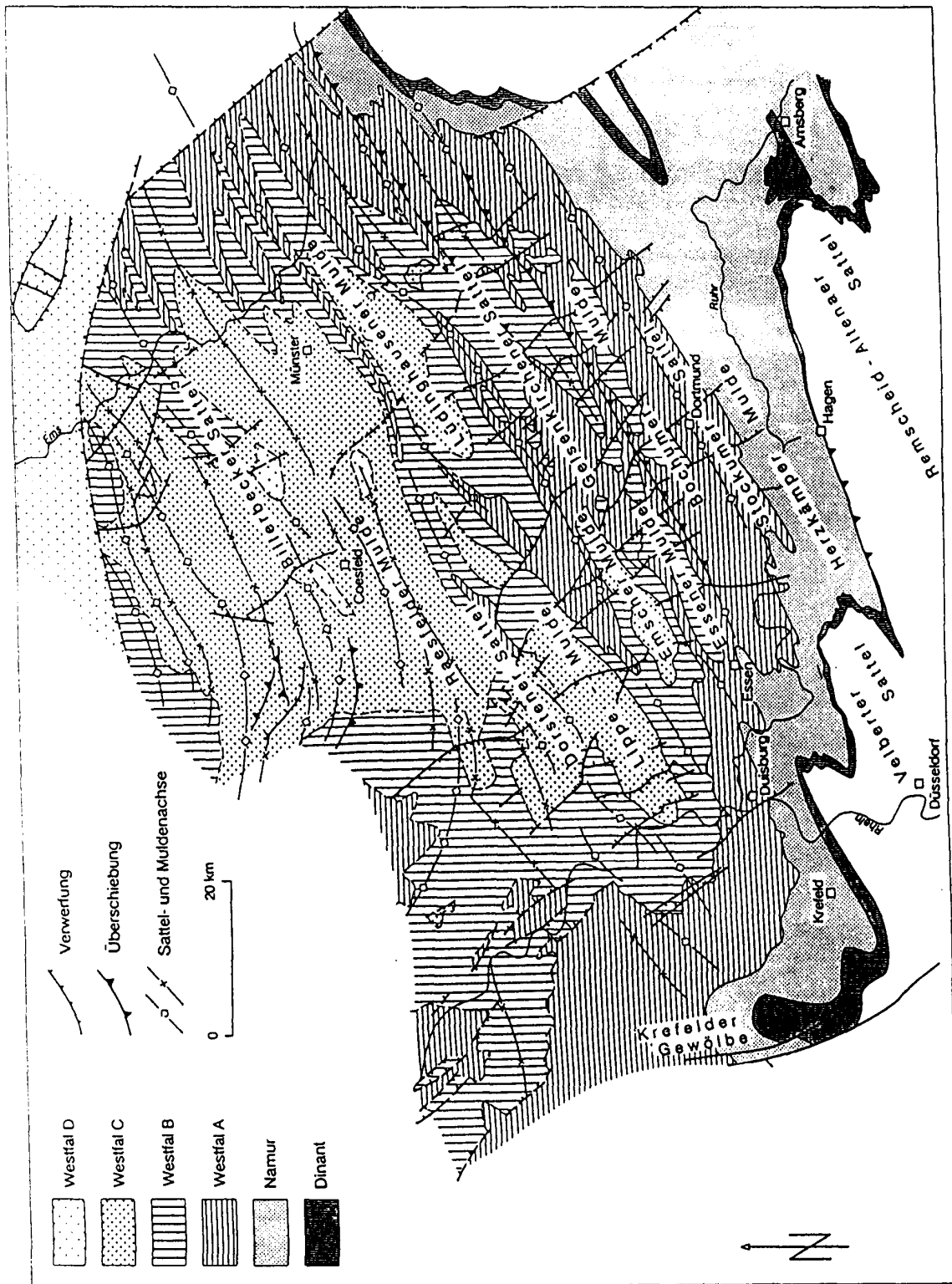
Das Oberkarbon des Ruhrgebietes umfaßt eine ca. 5500 m mächtige Schichtenfolge, die von der Basis des Namur (Oberkarbon) bis in das höhere Westfal (Oberkarbon) reicht. Sie enthält einen älteren flözleeren Abschnitt (Namur A und B) und einen jüngeren flözführenden Abschnitt (Namur C bis Westfal C). Als Flözleeres sind am Südrand des Ruhrgebietes Tonsteine mit im unteren Teil Quarzit-, Konglomerat- und Grauwacken-Einschaltungen erschlossen. Ihre Mächtigkeit erreicht im Raum Wuppertal-Hagen 2000 m.

F9

Das **Bergische Land** und das **Sauerland** umfassen den nördlichen Teil des Rechtsrheinischen Schiefergebirges in seiner ganzen Breite. Karbon und Devon sind in seinen tief eingeschnittenen Tälern gut erschlossen. In den Kernbereichen des Remscheid-Altener Sattels und des Ebbe-Sattels tritt auch Ordovizium und oberstes Silur zutage.

Der **Velberter Sattel** wird aufgebaut aus Massenkalken und Schiefergesteinen des Mittel- und Oberdevons, unterkarbonischem Kohlenkalk und flözleerem Oberkarbon. Faziell weist die im Velberter Sattel aufgeschlossene Schichtenfolge mit dem mitteldevonischen Schwarzbach-Konglomerat und seinem in Kohlenkalkfazies entwickelten Unterkarbon enge Beziehungen zur Nordeifel und zum Brabanter Massiv auf.

Im südöstlich anschließenden **Remscheid-Altener Großsattel** sind als stratigraphisch ältestes noch vordevonische Schiefer erschlossen. Nach Nordosten taucht diese breite Antiklinalstruktur unter das eng verfaltete Kulm und flözleere Oberkarbon des nordöstlichen Sauerlandes.



F 77

Abb. 5: Abgedeckte geologische Karte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenreviers und nördlich angrenzender Gebiete (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, 1988)

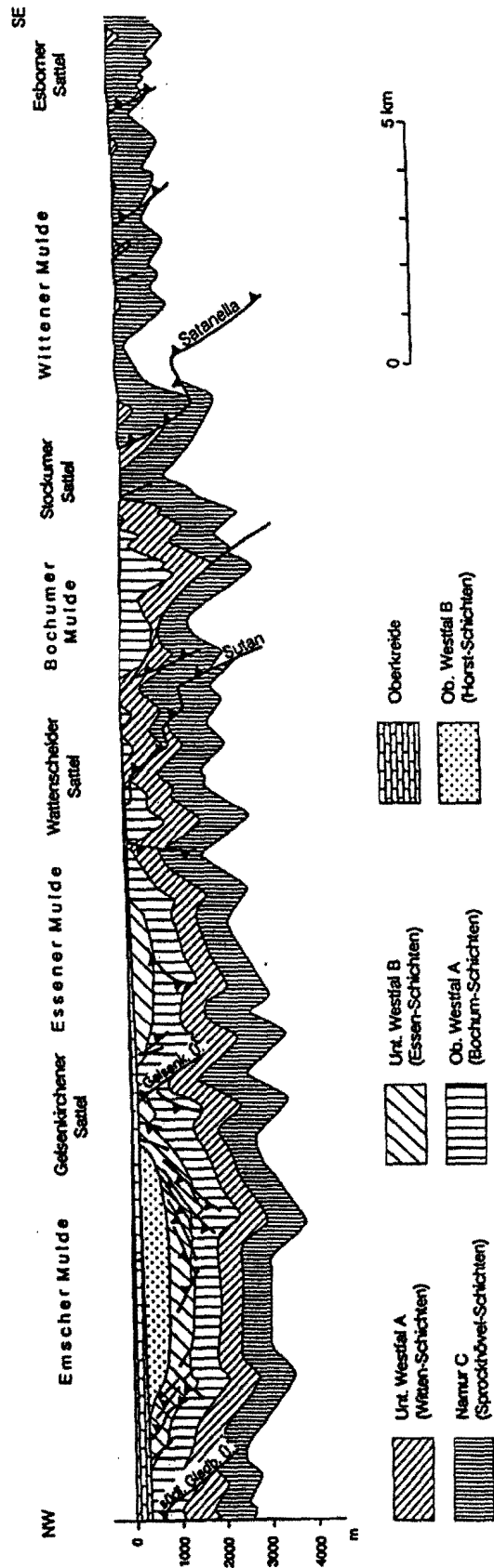


Abb. 6: Geologisches Profil durch das Rheinisch-Westfälische Steinkohlenrevier (n. DROZDZEWSKI, 1980)

F 72

Im **Ebbe-Sattel** treten wieder unterdevonische Schichten in flächenmäßig größerer Verbreitung zutage. In seinem zentralen Bereich enthält er in einem nördlichen und einem südlichen Teilsattel aber auch graptolithenführendes Ordovizium und oberstes Silur mit Schalenfossilien. Seine Faltenachsen tauchen sowohl nach Nordosten als auch nach Südwesten ein, so daß er allseitig von unterdevonischen und mitteldevonischen Serien umgeben ist.

In der südwestlichen Fortsetzung des Ebbe-Sattels werden im Kern der Paffrather Mulde als Jüngstes mitteldevonische Massenkalken und Oberdevon angetroffen. Entlang seiner Nordflanke wird er von der bedeutenden Ebbe-Überschiebung begleitet.

#### 2.2.1.5 Die postvariszische Entwicklung

*F 70*

Seit Beginn des **Perms** begann im weiteren Umfeld des Rheinischen Schiefergebirges die Einsenkung bedeutender Beckenstrukturen mit z. T. vom variszischen Gebirgsstreichen abweichende Senkungsachsen. Im Osten kam es zur Herausbildung der breiten N-S ausgerichteten Hessischen Senke.

Innerhalb des mit den Ardennen zur Rheinischen Masse zusammenfassenden Rheinischen Schiefergebirges blieb die Sedimentation dagegen auf wenige kleinere in NW-SE-Richtung gestreckte Senkungsräume beschränkt, so z. B. das Rotliegend-Vorkommen im **Graben von Malmedy** inmitten des Sattels von Stavelot-Venn.

Im nördlichen Rechtsrheinischen Schiefergebirge ist ein weiteres Vorkommen bei **Menden** bekannt. Es handelt sich vorwiegend um grobe Konglomerate, in denen vor allem Gerölle von Kalksteinen und weiteren Gesteinsarten der jeweiligen Umgebung vorherrschen.

Im Linksrheinischen Schiefergebirge ist die **Wittlicher Senke** die bedeutendste Rotliegend-Senke.

Nur im Zechstein griff das Meer von der Hessischen Senke auf den Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges über. Sonst blieb der rechtsrheinische Teil des Rheinischen Schiefergebirges auch in der Trias und während des Juras weitgehend Erosionsgebiet.

Im Tertiär war das Links- und Rechtsrheinische Schiefergebirge Schauplatz eines bedeutenden **Vulkanismus**. Drei Vulkanfelder werden unterschieden. In der Hocheifel hatte die vulkanische Aktivität ihren Schwerpunkt im oberen Eozän und unteren Oligozän.

Im Siebengebirge und im Westerwald konzentrierte sie sich auf den Zeitraum vom oberen Oligozän bis unteren Miozän und eine zweite Phase im Übergang vom Miozän zum Pliozän. Tertiäralter haben auch einzelne vulkanische Gänge und Schlotfüllungen im südlichen Hunsrück und Taunus.

F13

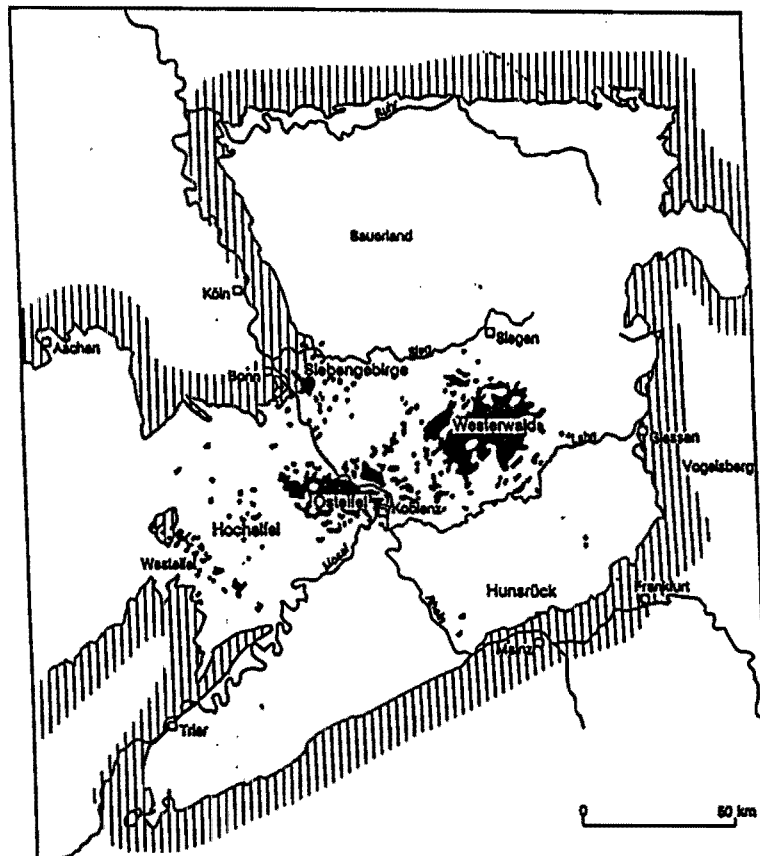
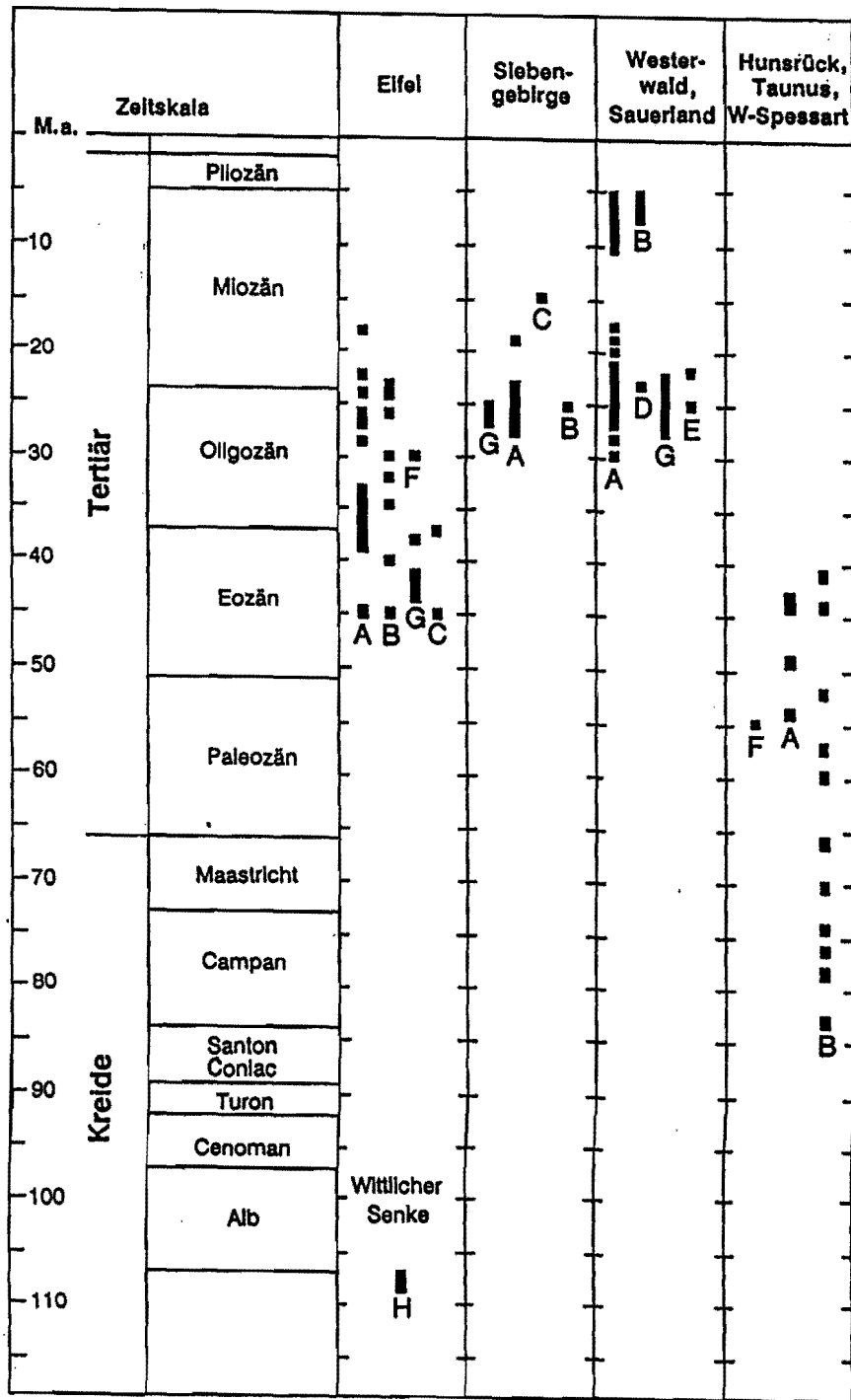


Abb. 7: Die jungen Vulkangebiete des Rheinischen Schiefergebirges

F 14



A = Alkali-Olivin-Basalte (Hawaiite, Mugearite); B = Nephelin-Basanite; C = Hornblendeführende Basalte; D = Olivin-Nephelinite, E = Tholeiitische Basalte, F = Phonolite (und Tephrite), G = Trachyte, Latite, Benmoreite; H = Melilith-Nephelinite

Abb. 8: Scheinbare K/Ar-Alter der Kreide- und Tertiär-Vulkanite des Rheinschen Schiefergebirges (LIPPOLT, 1983)

Die **Eifeler Nord-Süd-Zone** entwickelte sich zu einem bedeutenden Senkungsgebiet. Während der Unter- und Ober-Trias (Buntsandstein und Keuper) kamen hier rein terrestrische Sedimente zur Ablagerung. Muschelkalk und unterer Jura (Lias) waren dagegen Zeiten, in denen eine Meeresverbindung zwischen dem nord- und südeuropäischen Epikontinentalmeer bestand. Heute ist diese Deckgebirgsentwicklung der Eifeler Nord-Süd-Zone im Mechernicher Trias-Dreieck und in der Trierer Bucht sowie in Teilen auch in den Buntsandsteinvorkommen von Gerolstein dokumentiert.

Im **Mechernicher Trias-Dreieck** bildet Mittlerer Buntsandstein mit vielfach groben Konglomeraten und Sandsteinen die Basis. Der weitflächig verbreitete Obere Buntsandstein zeigt mehr sandige und tonige Entwicklung. Marine bis lagunäre Ablagerungen des Muschelkalks und Keupers treten vor dem Nordostrand des Trias-Dreiecks in schmalen Streifen zutage. Unter dem Quartär der Niederrheinischen Bucht sind auch marine Tone des Unterjura erbohrt.

Vom Beginn des **Tertiärs** kam es am Nordrand der Rheinischen Masse zum Einbruch der Niederrheinischen Bucht entlang eines bis heute aktiven NNW-SSE streichenden Störungssystems. Im oberen Oligozän erreichte das Meer hier seine größte Ausdehnung. Im unteren Miozän gab es im Mittelrheingebiet wahrscheinlich eine schmale brackische oder marine Verbindung zum Mainzer Becken und Oberrheingraben.

In das obere Eozän fällt auch die erste Anlage der tektonischen Depression des **Neuwieder Beckens**. Begrenzt wird es von NE-SW und NW-SE streichenden Störungen. Während des obersten Eozäns und unteren Oligozäns wurden hier fast 100 m Tone und fluviatile Quarzschotter (Vallendar-Schotter) sedimentiert. Im mittleren und oberen Oligozän kamen marine Tone und Mergel zur Ablagerung.

Die endgültige **Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges** zur heutigen Mittelgebirgslandschaft begann bereits gegen Ende des Miozäns. Sie führte zur Fixierung der bestehenden Flußsysteme des Rheins, der Mosel und der Lahn, sowie ihrer Nebenflüsse. Danach wurde die Talentwicklung der Flüsse wesentlich durch die periglazialen Klimawechsel des Pleistozäns bestimmt.

Im Zusammenwirken mit anhaltender Hebung des Gebietes führte der Wechsel von Zeiten überwiegender Erosion und Perioden vorherrschender Sedimentation zur Bildung charakteristischer Terrassenfolgen und ebenfalls bezeichnender Terrassensedimente. In der heutigen Lage der Altflächen lassen sich erhebliche Unterschiede der tektonischen Heraushebung ablesen. Die postoligozäne Hebung des Hohen Venns in der Nordwesteifel beträgt z. B. ca. 460 m, die des nordöstlichen Westerwaldes 200 m.

Eine besonders starke Hebungsphase erfolgte nach der Bildungsphase der Hauptterrassen, die etwa 500 000 - 700 000 Jahre alt sind. Sie führte zur Ausbildung der tiefen Taleinschnitte des Rheins, der Mosel und der Maas und ihrer Seitentäler.

Im **Pleistozän** entstand in der **Osteifel** eine der jüngsten Vulkanlandschaften Europas. In ihrem Zentrum liegt der Laacher Kessel als vulkanisch-tektonische Depression. Die vulkanische Tätigkeit begann vor etwa 500 000 Jahren westlich des heutigen Laacher Sees. In der Folgezeit dehnte sie sich nach Osten bis über den Rhein und nach Süden bis in das Neuwieder Becken aus.

Ihren Abschluß bildete vor 11 000 Jahren, d. h. nach Ende des Weichsel-Glazials, eine gewaltige Bimstuff-Eruption, welche den Einbruch des Laacher See-Kessels als Caldera über dem entleerten Herd zur Folge hatte. Die Bimssteine des Laacher Sees wurden noch auf Bornholm und u. a. zwischen Bodensee und Genfer See in Hochmoorablagerungen gefunden und bilden eine wichtige Zeitmarke.



F15

## 2.2.2 Der Harz

### 2.2.2.1 Übersicht

Nordöstlich des Rheinischen Schiefergebirges ist variszisch deformiertes Paläozoikum auf größerer Fläche wieder im Harz erschlossen. Dazwischen tritt es in kleineren Aufbrüchen im Unterwerra-Sattel und bei Albugen zutage.

Der paläozoische Aufbruch des Harzes ist im Nordosten und Westen durch WNW-ESE (herzynisch) bzw. N-S (rheinisch) streichende Störungslinien begrenzt. Nach Südwesten, Süden und Osten sind seine Grenzen durch das diskordante Auflager permischer und jüngerer Deckgebirgsschichten gegeben.

Nach seinem geologischen Bau läßt sich der Harz in drei Großbereiche gliedern. Im Nordwesten umfaßt der <sup>1)</sup>**Oberharz** den Oberharzer Devonsattel, die Clausthaler Kulmfaltenzone, den Oberharzer Diabaszug, die Söse-Mulde und den Ackerbruchberg-Zug sowie Teilbereiche des Brocken-Massivs.

Zum <sup>2)</sup>**Mittelharz** gehören die Sieber-Mulde, Teile des Brocken-Massivs, die Blankenburger Zone einschließlich des Ramberg-Plutons, der Elbingeröder Komplex und der Tanner Grauwackenzug. Im Südosten besteht der <sup>3)</sup>**Unterharz** aus der Harzgeröder Zone, der Südharz- und Selke-„Mulde“ und der Wippraer Zone. Die Südharz- und Selke-„Mulde“ werden heute als Relikte einer aus dem Bereich der Wippraer Zone stammenden Ostharzdecke interpretiert.

Morphologisch besitzt der Harz Mittelgebirgscharakter mit jungen tertiären Rumpfflächen zwischen 1 100 und 500 m über NN im Oberharz und zwischen 600 und 300 m über NN im Mittel- und Unterharz.

F16

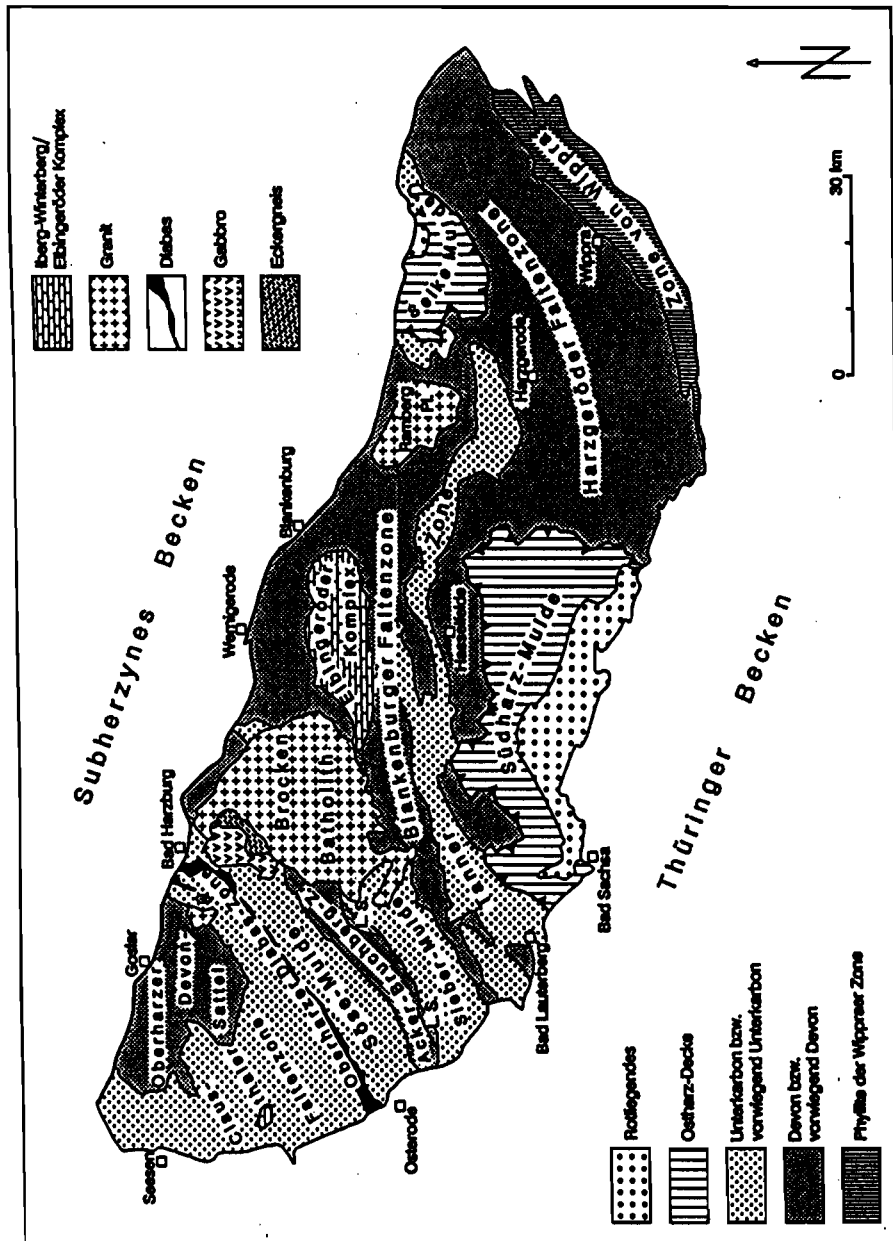


Abb. 9: Geologische Übersichtskarte des Harzes (WACHENDORF, 1986)  
L.S. = Lonauer Sattel

### 2.2.2.2 Geologische Entwicklung, Stratigraphie

F17

Vermutlich älteste Ablagerungen des Harzes sind ganz im Südosten in der Wippraer-Zone anstehende <sup>1)</sup>Grünschiefer, <sup>2)</sup>Metagrauwacken und <sup>3)</sup>Metakieselschiefer. Biostratigraphisch belegt ist in der „Zone der Tonschiefer und Quarzite“ mittleres Ordovizium durch Phytoplankton des Llanvirn.

Silur ist nachweislich weiter verbreitet. In der Wippraer Zone gehören ihm wenigstens Teilbereiche der Zone der Phyllitischen Tonschiefer an. In der Harzgeröder Zone ist Silur in einer großen Zahl tektonischer Einschuppungen mit allen Stufen aufgeschlossen. Auch in der Blankenburger Zone finden sich kleinere Vorkommen mit Silur. Neben dunklen graptolithenführenden Tonschiefern treten im tieferen Teil sandige Einschaltungen und gelegentlich auch Quarzite auf. Deren Zugehörigkeit zum Silur ist allerdings wegen der starken Verschuppung fraglich. Vom tiefen Ludlow an sind an zahlreichen Orten fossilreiche Kalkeinlagerungen charakteristisch (Scyphocrinus-Kalke von Wieda, Kalk des Heibeek-Tales, Kalk von Öhrenfelde und Kalk der Harzgeröder Ziegelhütte u. a.).

Hinweise auf eine durchgreifende kaledonische Deformation im Harzgebiet finden sich nicht.

Im Devon ist die paläogeographische Situation des Harzes durch seine Zugehörigkeit zur Rhenoharzynischen Zone zwischen dem Old Red-Kontinent im Norden und der sich seit dem Oberems in Süden herausbildenden Mitteldeutschen Kristallinschwelle gekennzeichnet.

Unterdevon ist, wenn auch nicht vollständig, in allen drei Großbereichen des Harzes bekannt. Der Oberharzer Devonsattel stellt eine ca. 1 000 m mächtige insgesamt klastische

Folge aus <sup>1)</sup>Tonschiefern, <sup>2)</sup>Sandsteinen, <sup>3)</sup>Kalksandsteinen und <sup>4)</sup>Quarziten dar. Wie bei den unterdevonischen Sandsteinserien der rheinischen Fazies des nördlichen Rechtsrheinischen Schiefergebirges handelt es sich um eine von Norden geschüttete Randbildung der rhenoharzynischen Schelfplattform.

Mitteldevon ist im Harz durch Pelit- und Karbonatgesteine eines in Becken und Schwellen gegliederten pelagischen Ablagerungsraums vertreten (harzynische Fazies). Hinzu kommen die Förderprodukte eines ausgedehnten basischen Vulkanismus. Das durch synsedimentäre Brüche und Vulkanismus ausgestaltete Relief wurde im Oberdevon zunehmend ausgeglichen. Im Südostharz setzte während der Nehden- und Hemberg-Stufe die Flyschsedimentation ein.

Das Oberdevon des **Mittel- und Unterharzes** zeichnet sich durch rasche Fazieswechsel und stratigraphische Kondensation aus. Neben geringmächtigen Cephalopodenkalken sedimentierten in Beckenbereichen dunkle Tonschiefer mit Flinzkalken und Kieselschiefer. Im Süden sind in der **Harzgeröder Zone** große Areale der Grauwacken und Grauwacken-Tonschiefer-Wechselagerungen vorhanden. Diese bis 1 000 m mächtige Grauwackenseerie gehört mit ihren basalen Plattenschiefern und den in ihr enthaltenen Konglomeraten als Tanner Grauwacke in das Unterkarbon II möglicherweise bis in das Unterkarbon III.

In der Spätphase der variszischen Orogenese kam es zur Platznahme des **Okergranits** sowie verschiedener bedeutender Intrusivkörper im **Brocken-Massiv** (Harzburger Gabbro, Brocken-Granit, Ilsestein-Granit) und des **Ramberg-Plutons**.

Nach der Hauptfaltung des Harzes setzte gegen Ende des Oberkarbons Heraushebung und intensive Abtragung des variszischen Orogens ein.

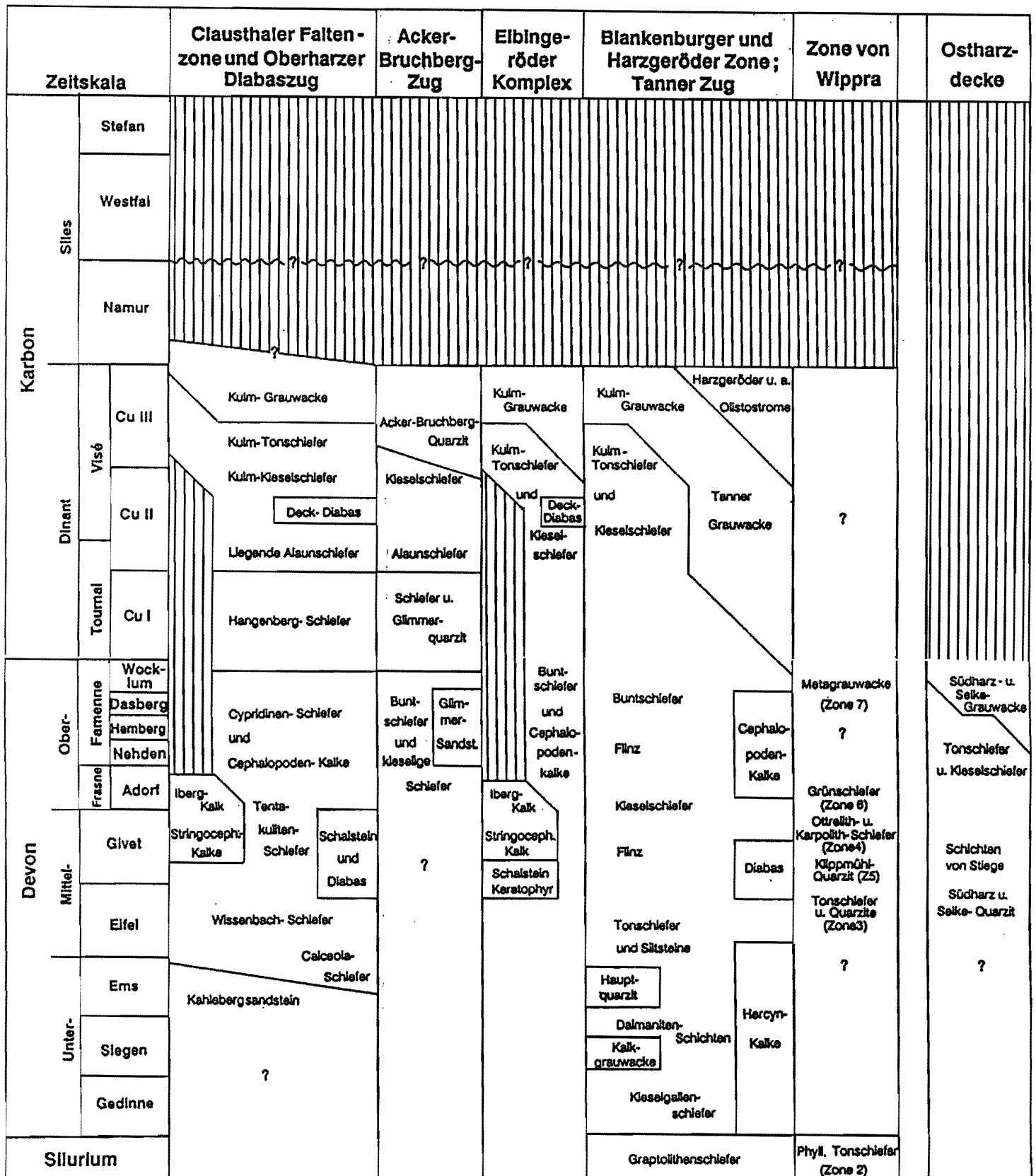


Abb. 10: Stratigraphische Übersicht für das Paläozoikum des Harzes (WACHENDORF, 1986 u. a. Autoren)

F 19

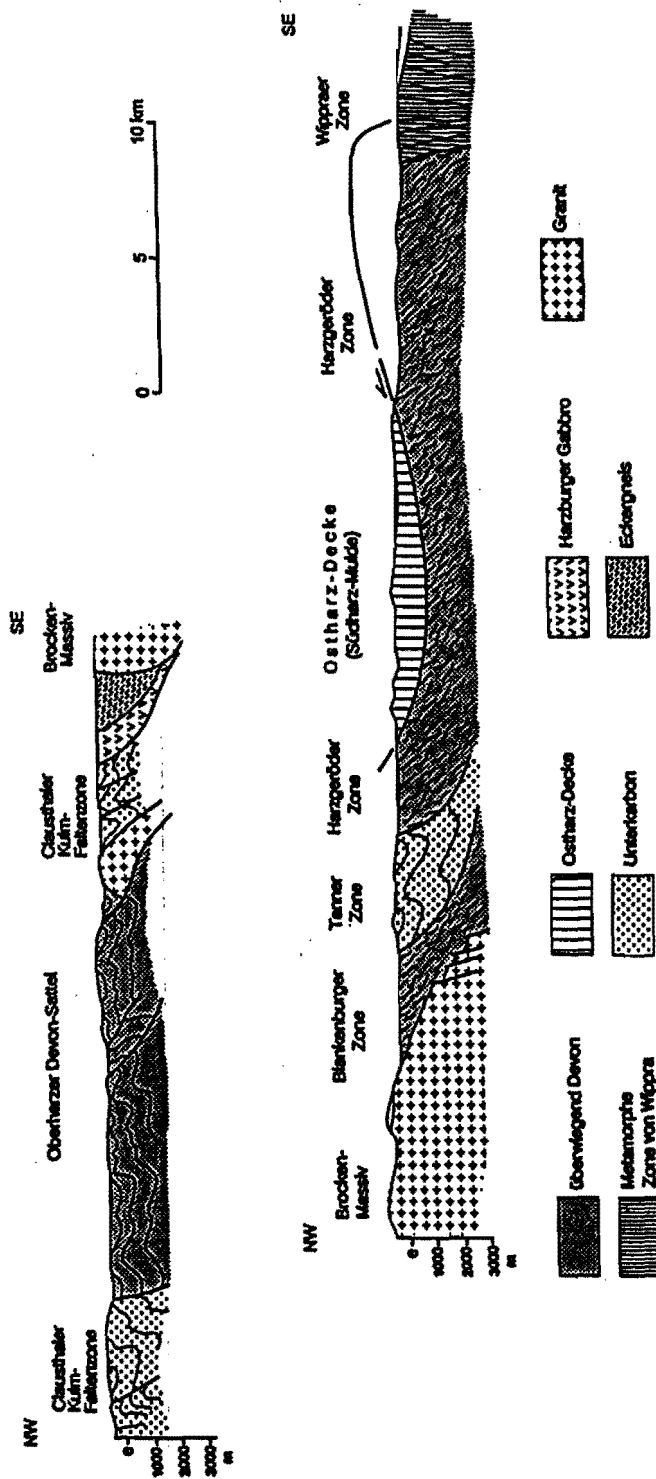


Abb. 11: Geologische Profile durch den Harz (WACHENDORF, 1986)

### 2.2.2.3 Die postvariszische Entwicklung

F20

Mit Ende der Rotliegend-Zeit war das Gebiet des Harzes weitgehend eingeebnet und vom **Zechstein-See** vermutlich in seiner Gesamtheit überdeckt. Entlang dem heutigen Harz-Südrand sind die Sedimente des Zechsteins in wenig gestörter Lagerung zu beobachten. Im Zechstein 1 und 2 zeichnen sich noch Schwellenbereiche der Rotliegend-Zeit ab. Auf den Flanken der Schwellen entstanden besonders mächtige Anhydritlager.

Am Harz-Nordrand ist Zechstein entlang der Harz-Nordrandstörung steil aufgerichtet und z. T. auch tektonisch unterdrückt. Seine Schichtenfolge beginnt mit dem <sup>1</sup>Zechsteinkonglomerat, <sup>2</sup>Kupferschiefer und dem <sup>3</sup>Karbonat des Werrazyklus. Jüngere Bildungen sind <sup>4</sup>Dolomite und <sup>5</sup>Kalke sowie <sup>6</sup>Gips und <sup>7</sup>rote Letten.

Auch die mesozoische Geschichte des Harzes ist weitgehend aus ihren Ablagerungen an den Harzrändern abzulesen. Während der **Trias** wechselten rein terrestrische Verhältnisse mit sehr flachen marinen Überflutungen. Besonders für den Buntsandstein weisen stark reduzierte Mächtigkeiten gegenüber der westlich gelegenen Hessischen Senke und Schichtlücken auf eine N-S gerichtete Eichsfeld-Oberharz-Schwelle hin. Muschelkalk und Unterer Keuper zeigen für das ganze Harzgebiet marine Ablagerungsbedingungen an. Am Mittlerem Keuper (Gipskeuper) folgte wieder eine zunehmend terrestrische Epoche. Im Oberen Keuper (Rhät) gibt es erstmals deutliche Hinweise auf ein südlich gelegenes Abtragungsgebiet.

Unterer und mittlerer **Jura** bestehen am Harz-Nordrand aus überwiegend tonigen Sedimenten mit immer wieder gröberklastischen Schüttungen. Auch im mehr mergelig-kalkig ausgebildeten unteren und mittleren Oberjura deutet sich im Harzvorland der nahe

Südrand des Norddeutschen Beckens an. Höherer Malm fehlt am Nordwestrand des Harzes.

Während der **Kreide** ist der Harz selbst wahrscheinlich nur von relativ geringmächtigen Sedimenten bedeckt gewesen. Nach dem Turon setzt in mehreren subherzynen Bewegungsphasen die pulschollenartige Heraushebung des Harzes ein. Sie führte zur Aufrichtung und teilweisen Überkipfung der in unmittelbarer Nähe entlang der heutigen Harz-Nordrandstörung gelegenen mesozoischen Sedimente. In Konglomeraten der Oberkreide-Ablagerungen des Subherzynen Beckens lassen sich die Steigerungen solcher Aufstiegsbewegungen zwischen unterem und oberem Coniac (Ilseeder Phase) und innerhalb des Santons (Wernigeröder Phase) ablesen.

Am nördlichen Harzrand sind zahlreiche kleinere **Tertiär**-Vorkommen an Auslaugungsvorgänge im Zechstein gebunden. Dieses Harzrand-Tertiär greift teilweise auch auf paläozoisches Grundgebirge über.

Im **Miozän** und besonders im **Pliozän** erfolgte die endgültige Aufwölbung des Harzes. In ihrem Gefolge wurde besonders gegen Ende des Pliozäns die Harz-Nordrandstörung neu belebt.

Für das **Pleistozän** lassen sich in verschiedenen Talsystemen (Okertal, Odertal u. a.) Moränen von Talvergletscherungen der Saale- und Weichsel-Glaziale nachweisen. Gleichartige periglaziale Bildungen sind Mittel- und Niederterrassensedimente sowie Fließerden und Solifluktionsbildungen. In den Kalk-, Dolomit- und Gipsgesteinen des Harzrandes macht sich eine verstärkte Verkarstung bemerkbar. Sie führte besonders am südwestlichen Harzrand zu intensiver Erdfall- und Dolinenbildung. Im **Holozän** bildeten sich im Harz zahlreiche Torflager.

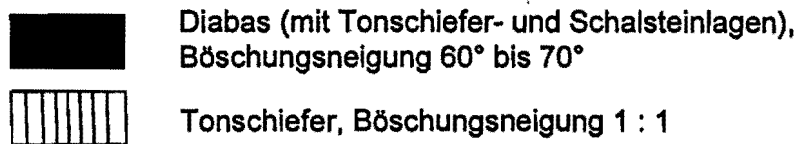


### 2.2.3 Eigenschaften und Verhalten der auftretenden Gesteine im Hinblick auf Rutschungsanfälligkeit

F27

#### Gesteine

**Harte, sandige Tonschiefer** können bei günstiger Ausbildung und Stellung der Trennflächen und schonendem Abtrag  $60^\circ$ , gegebenenfalls auch  $70^\circ$ , steil gestellt werden. Hierbei ist allerdings Steinschlagsicherung durch Netzbespannung nötig. Bei ungünstiger Stellung der Haupttrennflächen oder in **milden Schiefen** müssen die Böschungsneigungen  $45^\circ$  (1 : 1) oder flacher, z. B. bei größeren Böschungshöhen 1 : 1,25 bis 1 : 1,5, angelegt werden. Stark tonig verwitterte Tonschiefer sind auch mit 1 : 1,5 oft nicht standfest. Hier ist vor allen Dingen mit Flachrutschungen im Bereich der Austrocknungs- bzw. Frosteinwirkungstiefe zu rechnen (Verwitterungsstufe W3).



F22

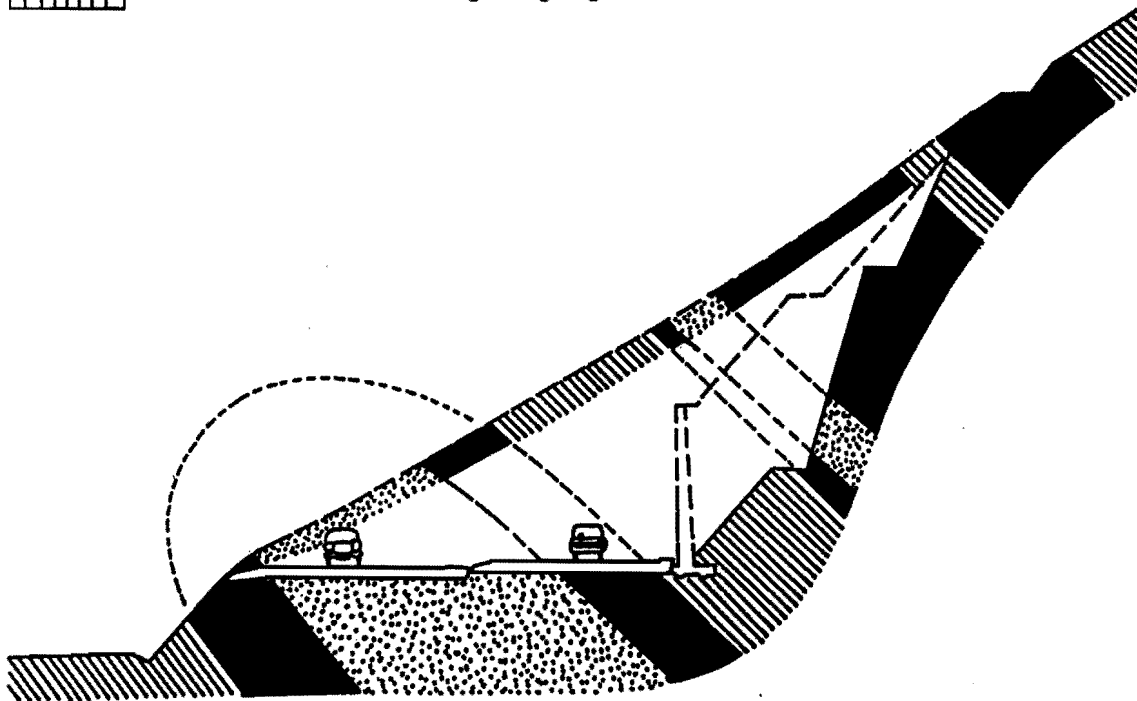


Abb. 12: Beispiel einer Böschungsgestaltung nach der Geologie gegenüber dem ersten Entwurf einer sehr aufwendigen Stützmauer

Im **Granit bzw. Diabas** (und anderen harten Tiefen- und Ergußgesteinen) können Böschungen bei günstiger Ausbildung der Trennflächen 50° bis 70° steil gestellt werden. Voraussetzung sind schonende Sprengarbeit unter Ausnutzung der Klufflächen und (oder) Netzbespannung (Verzugssicherung). Häufig werden solche Böschungen nur 1 : 1 geböscht unter Herausarbeiten von massiven Felskörpern als Klippen. Eine solche Böschungsgestaltung hat den Vorteil, daß nicht erkannte Störungs- und Zerrüttungszonen leichter beherrscht werden können und gegebenenfalls keine Netzbespannung (Verzugssicherung) erforderlich wird.

**Schalstein** besitzt eine gewisse Schieferung und neigt zu schalenförmiger oder plattiger Absonderung. Aufgrund seines Kalkgehaltes ist er verwitterungsanfälliger und weist häufig lehmig-tonige Beläge und Klufflächen auf. Störungszonen sind oft tiefgründig und Zehnermeter breit lehmig verwittert. Die möglichen Böschungsneigungen sind auch im festen Schalstein sehr stark vom Trennflächengefüge abhängig, wobei die geringe Verbandsfestigkeit auf lehmig angewitterten Flächen beachtet werden muß. Auf eine seltene, aber bautechnisch sehr unangenehme Besonderheit weisen FRIEDRICH, PRINZ & WILMER (1976) hin, nämlich einen feinverteilten Pyritgehalt im Schalstein, der nach Freilegen der Böschung zu freier Schwefelsäure umgesetzt wurde, die das Gestein tiefgründig zersetzt.

**Quarzit und Grauwacke** können bei günstiger Lagerung bis 60° steil geböscht werden. Bei häufigeren Tonschiefereinlagerungen sind Abflachungen auf 1 : 1 und flacher nötig. [Tonschiefer eventuell < 1 : 1; dafür Quarzite und Grauwacken steiler (wenn sie massiv sind)].

## Rutschungen

F23

Die meisten Rutschungen im Rheinischen Schiefergebirge und auch in den Perm-Gebieten der Saarsenke und der Pfalz werden durch menschliche Eingriffe ausgelöst, die das Hanggleichgewicht stören. Diese große Empfindlichkeit zeigt andererseits, daß sich die Hänge oftmals in einem nahezu labilen Gleichgewicht befinden, bei dem geringfügige Störungen ausreichen, um Bewegungen auszulösen.

Bei den Massenverlagerungen im **Rheinischen Schiefergebirge** ist zwischen Felsabbrüchen bzw. Felsstürzen und felssturzartigen Großrutschungen und Gleitungen auf vorgegebenen Flächen zu unterscheiden. Bei den ersteren handelt es sich oftmals nur um we-

nige m<sup>3</sup> Gestein, das an übersteilten Böschungen abzulösen droht. Als Beispiel reiner Felsstürze seien hier die „gefallenen Felsen“ bei Idar-Oberstein erwähnt, die sich als große Blöcke von der Wand gelöst haben und heute noch neben der B 41 liegen (KRAUTER, 1987). Felssturzartige Großrutschungen wie bei Kaub 1830, am Nollig bei Lorch/Rhein 1919/20 und am Rittersturz bei Koblenz (KRAUTER, 1973; ANKE et al., 1975; KRAUTER, 1987) sind verhältnismäßig selten. Sie sind fast immer auf geologisch-tektonische Strukturen zurückzuführen, wobei die letztlich auslösenden Faktoren häufig vom Menschen beeinflusst werden.

Am Felshang Rittersturz (KRAUTER, 1973, 1987) wurden von 1951 bis 1971 die Felsbewegungen gemessen. In diesem Zeitraum sind auch mehrfach Felsstürze von jeweils 200 - 300 m<sup>3</sup> Gestein aufgetreten. Die Felsabbrüche kündigten sich meist durch verstärkte Felsbewegungen an (ANKE et al., 1975; KRAUTER, 1987). Nach mehreren Zwischensanierungen wurde das Hotel abgerissen und die gefährdeten oberen Felsmassen abgetragen.

Die meisten Rutschungen im Rheinischen Schiefergebirge sind **Gleitungen auf vorgegebenen Trennflächen**, meist Schicht- oder Schieferungsflächen, gelegentlich aber auch Störungszonen, die im Zusammenwirken mit anderen Trennflächen die Bewegungsbahnen bilden. KRAUTER (1973), HEITFELD (1978) und WITTKE et al. (1988) beschreiben einige größere Felsgleitungen im Rheinischen Schiefergebirge, die durch Störung des Hanggleichgewichts bei Straßenbaumaßnahmen ausgelöst worden sind. In allen Fällen sind es vorgegebene geologische Strukturen und Trennflächen mit abgeminderten Scherfestigkeiten, die durch die Störung des Hanggleichgewichts aktiviert wurden. Häufig treten dabei mehrere übereinanderliegende Gleitflächen auf, die abwechselnd das Bewegungsbild der Rutschung bestimmen.

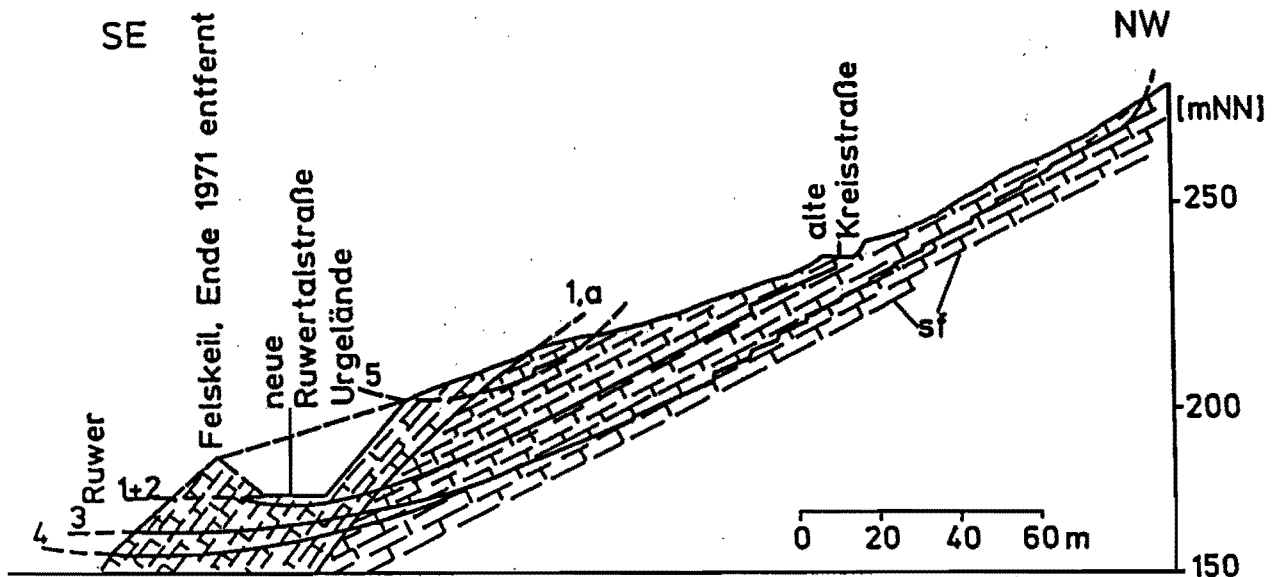


Abb. 13: Mehrere übereinander liegende Gleitflächen mit primären (1) und sekundären Bewegungen (2 - 5) aus KRAUTER (1987)

FZ4

Solche Rutschungen sind besonders schwer zu beurteilen, da die einzelnen Teilbewegungen oft ein widersprechendes Bewegungsbild ergeben, das erst nach genauer Bewegungsanalyse und Erkennen der verschiedenen Gleitflächen ein allseits übereinstimmendes Gesamtbild ergibt. Bei vielen solchen Rutschungen im Rheinischen Schiefergebirge reichen auch natürliche auslösende Faktoren, wie ungewöhnlich starke Niederschläge, aus, um latente Rutschungen wieder zu aktivieren (LUSZNAT & WIEGEL, 1968; KRAUTER, 1973; HEITFELD, 1978). Untersuchungen an solchen Gleitungen im Rheinischen Schiefergebirge haben ergeben, daß die Ersatzreibungswinkel im Bruchzustand, vielfach bei  $\varphi = 22^\circ$  bis  $30^\circ$  liegen (KRAUTER, 1973; HEITFELD, 1978), was auf Unebenheiten auf diesen Flächen sowie oft treppenartigen Vorsprüngen und dadurch bedingten Verzahnungen u. ä. zurückgeführt wird.

Auf stärker tonigen Flächen und besonders in Gesteinen mit tuffitischen Lagen liegen die Ersatzreibungswinkel beim Bruch dagegen vielfach bei  $\varphi = 18^\circ$  bis  $20^\circ$  (WITKE et al.,

1988), mit Minimalwerten von  $\varphi = 8^\circ$  bis  $12^\circ$  (HEITFELD, 1978) und sind damit als echte Restscherfestigkeiten ( $\varphi_R \cdot c = 0$ ) anzusehen. Tonmineralogische Untersuchungen von Tonen aus solchen Gleitflächen weisen vielfach erhebliche Gehalte an quellfähigen Tonmineralen auf.

Bei menschlichen Eingriffen, insbesondere Straßenbauarbeiten, sind auch in den **Karbon- und Perm-Gebieten** des Saarlandes und der Pfalz mehrfach Gleitungen auf Schichtflächen aufgetreten.

Die Wechselfolge von Sandsteinen und Tonsteinen bzw. Schiefertönen sowie die verbreitete tektonische Schichtverstellung bieten dafür günstige Voraussetzungen. Die Tonsteine sind im allgemeinen wasserempfindlich. Häufig waren auch dünne plastifizierte Ton(stein)-lagen die Ursache der Gleitungen (DEGRO, 1978).

Außer diesen rezenten und mehr oder weniger bekannten Rutschungen liegen besonders an Hängen der ehemals offensichtlich übersteilt eingetieften Täler im Einzugsgebiet des Rheins, aber auch in anderen Schiefergebirgsgebieten zahlreiche fossile Rutschungen vor, die heute morphologisch kaum oder erst bei genaueren Studien erkannt werden, aber durch menschliche Eingriffe jederzeit wieder in Bewegung kommen können (DITTRICH & LÜTHKE, 1982).

Sonnenexponierte Hänge weisen vermehrt flachgründige Rutschungen auf.

*F25*

Die **Vulkanite des Rheinischen Schiefergebirges** und der Permgebiete sind selbst wenig rutschungsanfällig. In tuffitischen Zwischenlagen und besonders im Kontaktbereich zwischen Eruptivgestein und Sedimentgestein kommt es durch menschliche Eingriffe jedoch immer wieder zu großen Rutschungen. An dieser Stelle sind auch einige, z. T. ebenfalls felssturzartige Großrutschungen in aufgelassenen oder noch in Abbau befindlichen Basaltsteinbrüchen im Rheinischen Schiefergebirge zu nennen, die ebenfalls an

geologisch vorgegebenen Flächen, vielfach auf der Grenze Basalt bzw. Basalttuff/Schiefergebirge auftreten, deren Scherfestigkeitseigenschaften durch <sup>1</sup>tertiäre Verwitterung oder <sup>2</sup>vulkanische Vorgänge sowie <sup>3</sup>Wassereinwirkung abgemindert sein können. Als Beispiele solcher Großrutschungen seien angeführt der Bergschlupf bei Königswinter von 1846 (NÖGGENRATH, 1847), der Felssturz bei Linz/Rhein von 1978 (KRAUTER et al., 1979) und die Großrutschung an der A 13 im Landkreis Gießen (BEURER, 1981). Bei dem Felssturz bei Linz/Rhein sind durch die Flutwelle aus dem Grundwassersee im Steinbruch zwei Personen ums Leben gekommen. Solche Grundwasserseen stellen ein besonderes Gefährdungspotential dar.

F25

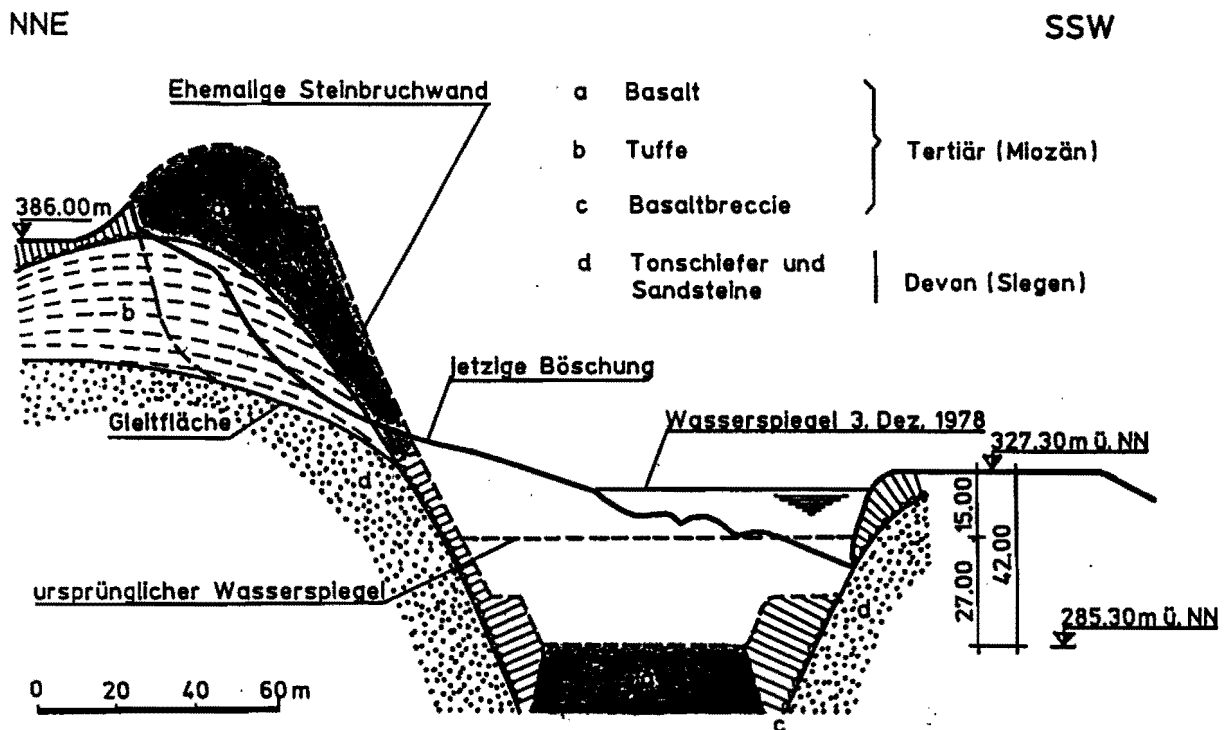


Abb. 14: Profil durch den Steinbruch am Hummelsberg bei Linz/Rhein (KRAUTER et al., 1979)

Tuffitische Sedimente können durch Verwitterung quellfähige Tone aufweisen, die lagenweise vorliegen. Die Lagen können sehr dünn und kaum wahrnehmbar sein (Beispiel: Siebengebirge).



## Inhaltsverzeichnis

	Seite	
<b>2.3</b>	<b>Das jungpaläozoische, mesozoische und känozoische Deckgebirge des Mitteleuro- päischen Schollengebiets</b>	<b>1</b>
2.3.1	Die Niederrheinische Bucht	1
2.3.2	Die Münsterländer Oberkreidemulde	7
2.3.3	Die Hessische Senke und die Rhön	11
2.3.4	Das Thüringer Becken	14
2.3.5	Der Oberrheingraben	18
2.3.6	Die Süddeutsche Schichtstufenlandschaft	22
2.3.7	Eigenschaften und Verhalten der Gesteine	32
2.3.7.1	Schichtgesteine des Mesozoikums	32
2.3.7.2	Tertiäre und quartäre Gesteine	34
2.3.7.3	Buntsandsteingebiete	39
2.3.7.4	Grenze Röt/Muschelkalk und Mittlerer/Oberer Muschelkalk	41
2.3.7.5	Keuper	46
2.3.7.6	Jura/Kreide	50
2.3.7.7	Tertiär	54

## **2.3 Das jungpaläozoische, mesozoische und känozoische Deckgebirge des Mitteleuropäischen Schollengebiets**

### **2.3.1 Die Niederrheinische Bucht**

Am Nordwestrand des variszischen Faltungsgebietes Mitteleuropas ist die Niederrheinische Bucht ein großes NW-SE gestrecktes tektonisches Senkungsfeld zwischen der Südlimburgischen Kreidetafel und der Nordeifel im Westen und der südlichen Münsterländer Oberkreidemulde und dem Bergischen Land im Osten. Nach Süden erstreckt sie sich bis etwa Bonn in das Rheinische Schiefergebirge hinein. Nach Nordwesten setzt sie sich, breiter werdend, bis in die östlichen Niederlande fort. Ihre tektonische Fortsetzung bildet hier der nach Westen versetzte Niederländische Zentralgraben. Auch morphologisch stellt die Niederrheinische Bucht wenigstens in ihrem südlichen Teil zwischen den herausgehobenen Grabenschultern des Rheinischen Schiefergebirges eine Senke dar.

In tektonischer Hinsicht zeichnet sich das Senkungsfeld der Niederrheinischen Bucht durch eine intensive tertiäre und bis heute aktive Schollentektonik aus. NW-SE und untergeordnet auch WNW-ESE streichende Störungszonen und Einzelstörungen gliedern es in langgestreckte Horste und Gräben. Einige dieser Störungslinien weisen besonders hohe Verwurfsbeträge auf und umgrenzen als Rahmenstörungen größere Baueinheiten. Die meisten Bruchschollen sind neben einer allgemeinen Schrägstellung des gesamten Schollenmosaiks gegen Nordwesten zusätzlich in nordöstlicher Richtung verkippt. Das nordwestliche Großgefälle und die gleichzeitige Verkipfung der Einzelschollen gegen Nordosten wirkt sich in Unterschieden der

Mächtigkeit und Fazies des Oberoligozäns bis Pliozäns und auch des Pleistozäns aus. Seit dem Eozän kam es entlang der großen NW-SE streichenden Verwerfungen des Niederrheins auch zu Horizontalverschiebungen.

Das Fundament der Niederrheinischen Bucht bilden Gesteine des Devons und des Karbons. Sie sind variszisch gefaltet. Ihre Ausbildung entspricht derjenigen der Nord-eifel und ihres nördlichen Vorlandes bzw. des Bergischen Landes und des westlichen Ruhrgebietes. Stellenweise mögen auch vordevonische Schichten unter dem nachvariszischen Deckgebirge austreichen.

Der variszische Faltenbau des tieferen Untergrundes der Niederrheinischen Bucht entspricht im großen und ganzen dem seiner variszischen Umrandung.

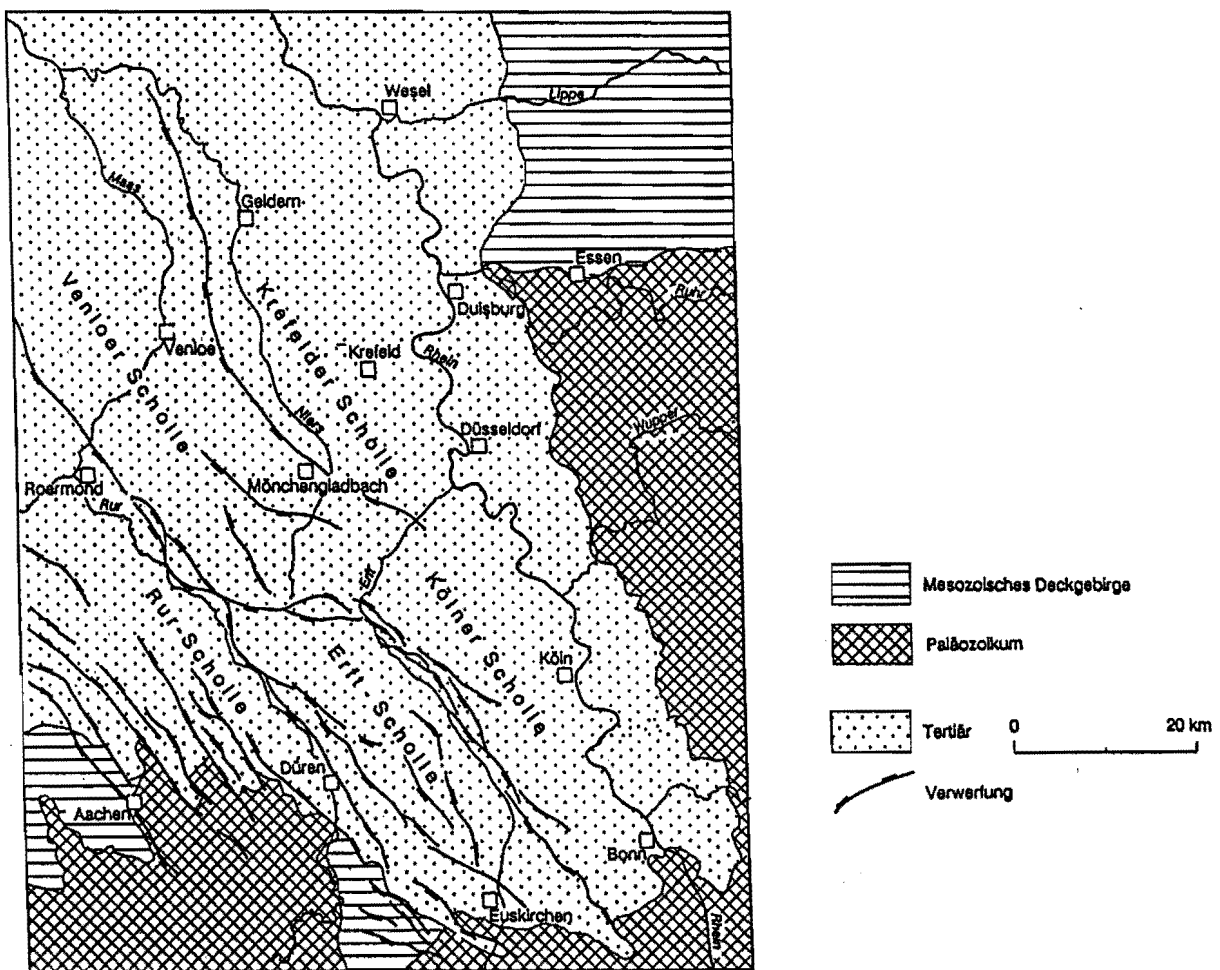


Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte der Niederrheinischen Bucht (ohne Quartärbedeckung) (Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, 1988)

## Geologische Entwicklung, Stratigraphie

Die Schichten des höheren Perms und des Mesozoikums sind in der Niederrheinischen Bucht vielfach erbohrt und in ihrem südlichen Teil am Rand der Nordeifel im Mechnicher Trias-Dreieck auch übertage aufgeschlossen.

Während des **Zechsteins** entstand im Bereich des nördlichen Niederrheins eine Meeresbucht, die durch die Schwelle von Winterswijk vom norddeutschen Zechsteinbecken getrennt war und lagunären Bedingungen unterlag. Im Zechstein 1 (Werra-Folge) und teilweise auch im Zechstein 2 (Staßfurt-Folge) kam es zur Bildung von Steinsalz, im ersten Salzabscheidungszyklus auch zur Bildung von Kalisalzen. Die Zechsteinzyklen 3 und 4 sind nur unvollständig entwickelt. Übertage ist Zechstein, dessen ursprüngliche Mächtigkeit bis 500 m betragen haben mag, nirgends aufgeschlossen.

Während der **Trias** reicht die Rotsedimentation des Buntsandsteins in südlicher Richtung weit in die heutige Eifeler Nord-Süd-Zone hinein und zeitweilig auch über sie hinweg. Im Norden kam es während des Röt abermals zur Salzablagerung. Im Süden liegen im Mechnicher Trias-Dreieck Mittlerer und Oberer Buntsandstein unmittelbar auf gefaltetem Unter- und Mitteldevon.

Im Unteren Muschelkalk war noch das ganze Gebiet der Niederrheinischen Bucht überflutet. Mittlerer und Oberer Muschelkalk sind dagegen im Norden nur reliktsch und mit stark reduzierten Mächtigkeiten überliefert. Im Süden, im Mechnicher Trias-Dreieck, sind Muschelkalk und Keuper dagegen in deutlich randnaher Ausbildung ziemlich vollständig entwickelt.

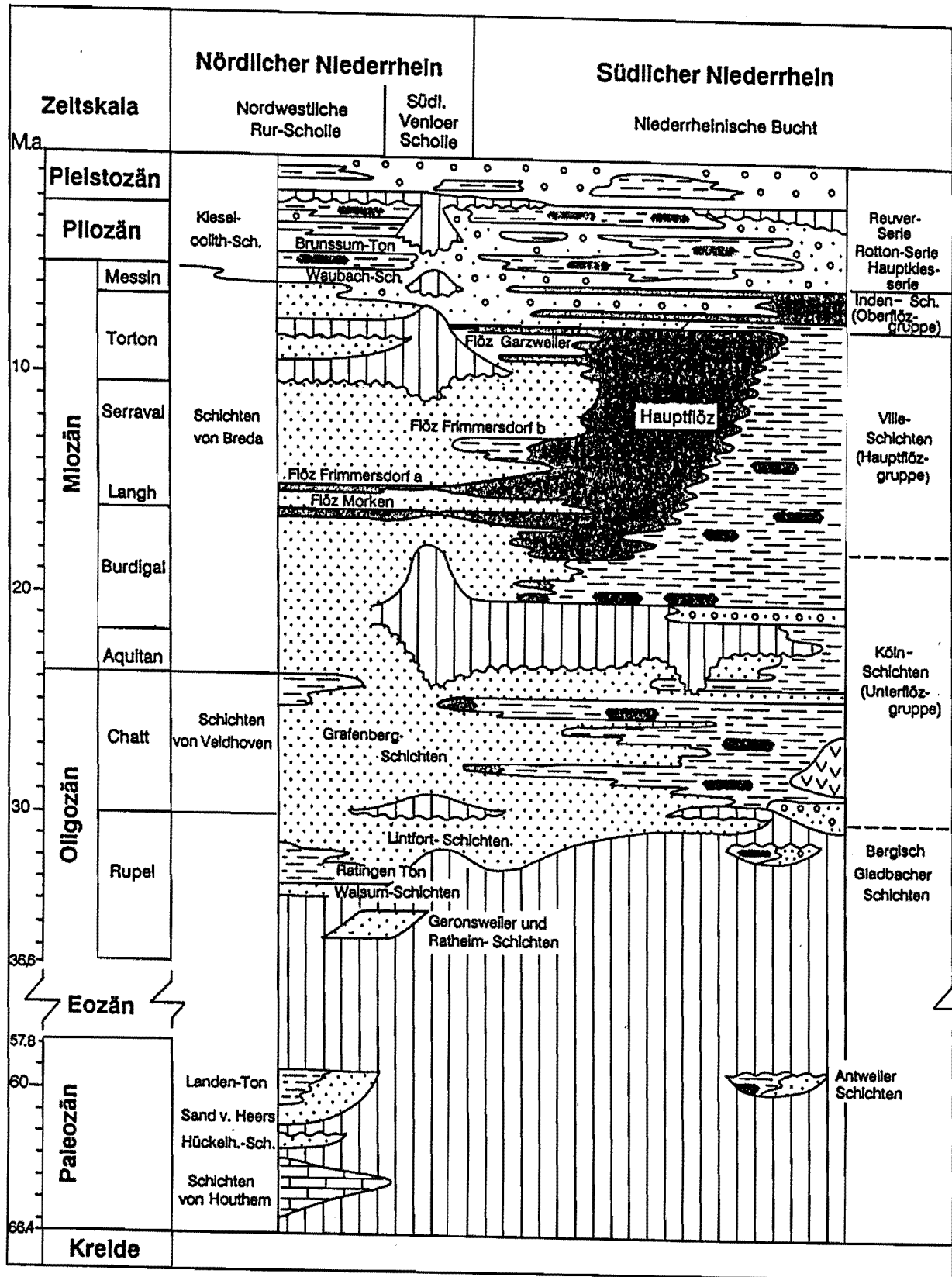


Abb. 2: Lithologie und stratigraphische Gliederung des Tertiärs der Niederrheinischen Bucht (Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, 1988)

Vom **Jura** sind im Gefolge der allgemeinen Meerestransgression im Rhät marine Mergel und Tone des unteren und mittleren Unterjuras wieder weit verbreitet.

Während des Mittel- und Oberjuras und während der Unterkreide war das Gebiet der heutigen Niederrheinischen Bucht dagegen Festland.

Von der **höheren Kreide** ist rechtsrheinisch in der Münsterschen Bucht eine vollständig erhaltene marine Sedimentfolge des Albs bis Campans überliefert. Im Norden der Niederrheinischen Bucht wurden zwischen Rhein und Maas nur lückenhafte Ablagerungen des Cenomans, Coniacs, Santons und Maastrichts erbohrt. In Südlimburg und am Nordrand der Eifel kam es vom Santon an zur Ablagerung mächtiger Kreidekalke.

Im Alttertiär blieb das Gebiet der Niederrheinischen Bucht abgesehen von den Kreide/Tertiär-Übergangsbildungen im Westen zunächst sedimentfrei. Zwar kam es im höheren **Paleozän** und im **unteren Oligozän** im Nordwesten und Westen bereits zu ersten Einbrüchen der Nordsee, im größeren Teil des Gebietes akkumulierten jedoch höchstens in örtlich begrenzten Senkungszonen geringmächtige Sande und Tone als festländische Ablagerungen. Ein Beispiel ist der Antweiler Graben in der Nordeifel.

Im **mittleren Oligozän** begann das Gebiet zwischen der Eifel und dem Rechtsrheinischen Schiefergebirge einzusinken, und das Meer drang aus nordwestlicher Richtung bis in den Raum westlich Köln vor. Im Oberoligozän erreichte der Vorstoß der tertiär-zeitlichen Nordsee seinen Höhepunkt. Das Meer reichte vorübergehend bis in den Bonner Raum. Kurzzeitig bestand sogar über das Rheinische Schiefergebirge hinweg eine marine Verbindung zum Oberrheintalgraben.

Nach kurzzeitiger Sedimentationsunterbrechung am Ende des Oligozäns und im oberen Untermiozän setzte im frühen **Mittelmiozän** die nur noch von einzelnen klei-

neren Vorstößen unterbrochene endgültige Regression der tertiären Nordsee aus der Niederrheinischen Bucht ein. Limnisch-fluviatile Sande, Kiese und Tone aus südlichen Liefergebieten bestimmten das weitere sedimentäre Geschehen. Wo sich weder kontinentale noch marine klastische Sedimente ausbreiteten, akkumulierte im subtropisch-warmen Klima des Miozäns eine im Bereich der heutigen Vile bis über 400 m mächtige Torfschicht. Aus ihr bildete sich in der Folgezeit das hier maximal 100 m mächtige Hauptflöz der Vile-Schichten.

Die tertiären Deckschichten der Braunkohlen-Formation der Niederrheinischen Bucht umfassen Ablagerungen des **höheren Miozäns** und des **Pliozäns**. Sie bestehen aus einer Wechselfolge von Sanden und Kiesen mit Ton und auch mit Braunkohle (Oberflözgruppe) und spiegeln generell das Milieu eines marinen Deltas wider.

Das **Quartär** ist im Süden der Niederrheinischen Bucht in der Hauptsache mit fluviatilen Sedimenten des Rhein-Maas-Flußsystems vertreten. Im Norden kommen die vom saalezeitlichen Inlandeis aufgepreßten Stauchmoränen und dessen Schmelzwasserablagerungen hinzu. In weiten Teilen des Niederrheingebietes werden diese Schichten von äolischen Sedimenten überdeckt.

Bei den äolischen Bildungen, die bis zu 20 m mächtig die Terrassenlandschaft der Niederrheinischen Bucht weitflächig bedecken, unterscheidet man zwischen einem älteren, saalezeitlichen und einem jüngeren, weichselzeitlichen Löß bzw. Flugsand.

### 2.3.2 Die Münsterländer Oberkreidemulde

Morphologisch bildet die Münsterländer Oberkreidemulde (oder Münstersche bzw. Westfälische Bucht) eine weitflächige Verebnung, aus der sich im Zentrum als wichtigste Schichtstufen die Beckumer Berge und die Baumberge herausheben. Im Süden bildet die Mittelgebirgslandschaft des Bergischen Landes und Sauerlandes ihre Grenze. Im Osten hebt sie sich zur Paderborner Hochfläche heraus. Im Norden wird sie durch die Höhenzüge des Teutoburger Waldes und des Wiehengebirges vom Nordwestdeutschen Tiefland getrennt.

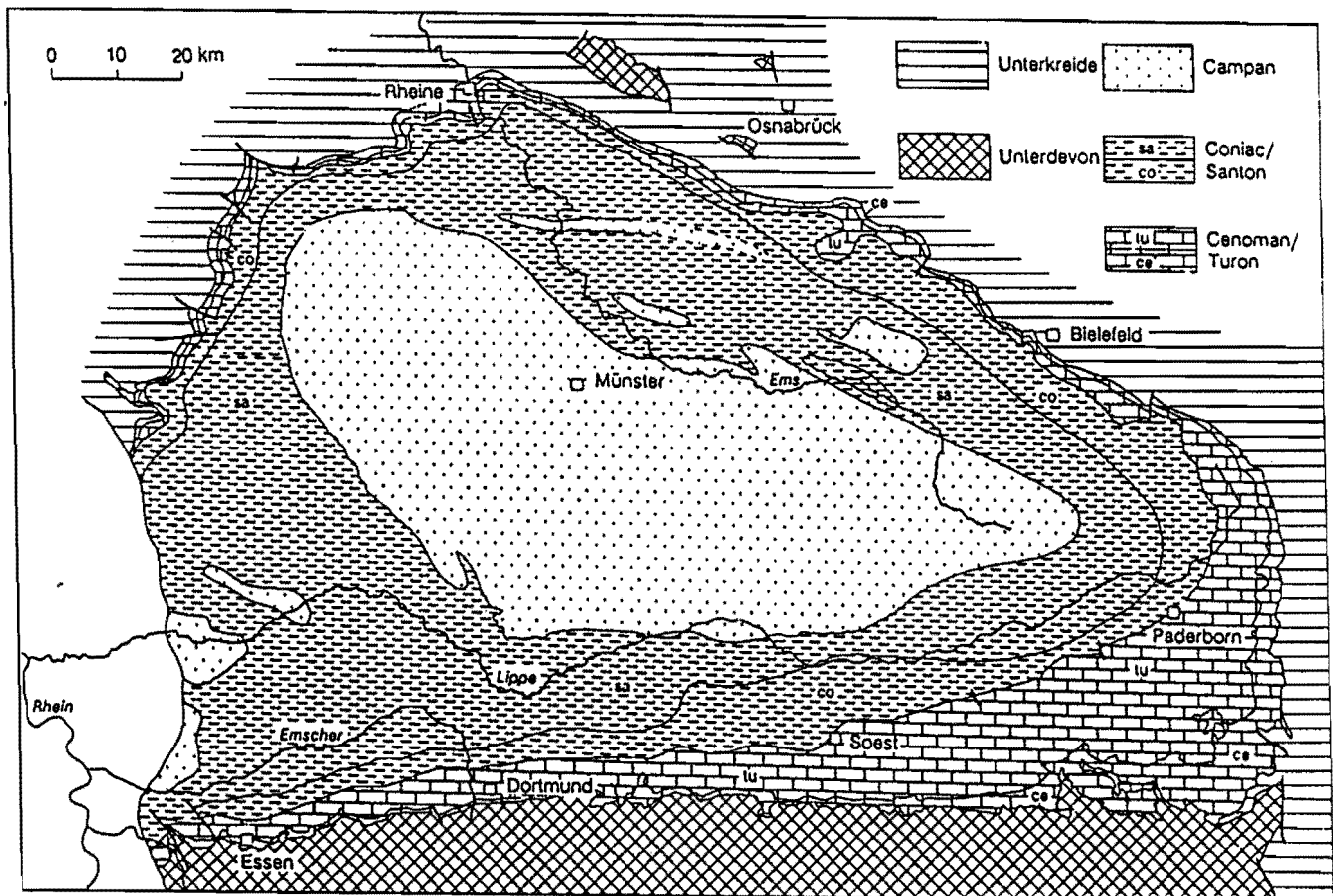


Abb. 3: Geologische Übersichtskarte der Münsterländer Oberkreidemulde (ohne Quartärbedeckung) (ARNOLD, 1964)



Der Morphologie entspricht der geologische Bau. Die Münsterländer Oberkreidemulde bildet eine breite Schüssel aus Oberkreidesedimenten, die nach Westen und Nordwesten geöffnet ist. Die Südflanke der Mulde steigt sehr flach nach Süden an. Am Haarstrang und in der östlich anschließenden Paderborner Hochfläche überlagern nur wenige Grad nach Norden einfallende Kreideschichten das variszisch gefaltete Oberkarbon des Ruhrgebietes und des nördlichen Sauerlandes diskordant. Auf dem Nord- und Nordostflügel stehen die Oberkreideschichten steil, teilweise sogar nach Süden überkippt. Hier bilden die Osning-Überschiebung am Südrand der Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle und ihre westlichen Ausläufer die geologische Grenze des Beckens. Nach Westen ist der Abschluß der Münsterländer Kreidemulde durch die östlichen Randbrüche der Niederrheinischen Bucht gegeben.

Unter einer heute noch nahezu geschlossenen quartären Bedeckung sind im wesentlichen Sandsteine und Mergel und Kalksteine des unteren Cenomans bis Campans am Aufbau des Münsterschen Beckens beteiligt. Im Norden erreichen sie eine Mächtigkeit bis über 2000 m. Im Südwesten des Beckens ist ihre Schichtenfolge wegen primär geringerer Sedimentationsraten und primärer Schichtlücken auf weniger als 500 m reduziert. In den zentralen Teilen der Münsterländer Oberkreidemulde sind die jüngsten Schichten des Campans in den Baumbergen und Beckumer Bergen erschlossen.

Auskunft über den Aufbau des Fundaments der Münsterländer Kreidemulde geben der Bergbau des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenreviers, Tiefbohrungen und geophysikalische Untersuchungen.

## Geologische Entwicklung, Stratigraphie

Die postvariszisch sedimentäre Überlieferung beginnt in der Münsterschen Bucht erst mit dem allgemeinen Meeresspiegelanstieg während der obersten **Unterkreide** und der damit verbundenen Transgression des Kreide-Meeres über den Nordrand der Rheinischen Masse. Das Meer drang aus nordwestlicher und nördlicher Richtung über das gefaltete und eingeebnete Karbon nach Süden vor.

Zur **Cenoman**-Zeit hatte das Oberkreide-Meer den heutigen Südrand der Münsterschen Bucht in südlicher Richtung überschritten. Hier ist in den südwestlichen Aufschlußgebieten des Ruhr-Reviers (Mülheim, Essen) das ganze Cenoman als Grünsand entwickelt (Essener Grünsand). Nach Nordosten treten zunächst in seinen höheren und weiterhin auch in seinen tieferen Profiltteilen die Grünsande zurück. Entlang dem Teutoburger Wald besteht das ganze Cenoman aus überwiegend Mergeln, Mergelkalken (Plänerkalke) und reinen Kalksteinen, die in küstenferneren aber wenig tiefen Meeresbereichen entstanden.

Auch im **Turon** finden sich in der südlichen Münsterländer Oberkreidemulde noch zweimal Grünsandstein-Lagen (Bochumer und Soester Grünsand) als küstennahe Bildungen zwischen sonst zuerst mergeligen und dann überwiegend kalkigen Gesteinen.

An die Wende vom Turon zum **Coniac** fällt in der Münsterländischen Oberkreide eine allgemeine Umstellung der Sedimentation und ein fazieller Wechsel von den Plänerkalksteinen zu einförmigen grauen Tonmergeln (Emscher Mergel). Letztere repräsentieren das ganze Coniac und das Untersanton. Im Südwesten und Westen

weist die tonig-mergelige Fazies des Coniac und unteren Santons einen geringen Feinsandgehalt auf.

An der Wende zum **Santon** erreichte die Oberkreide-Transgression ihren Höhepunkt. Zunehmende Bodenunruhen führten zu Reliefunterschieden und damit zu Faziesdifferenzierungen. Im Beckentiefsten blieb es bei der Bildung dunkler, eintönig ausgebildeter Tonmergel und Mergelsteine. Im Süden und Südwesten der Münsterländer Kreidebucht ist das Mittel- und Obersanton dagegen durch glaukonitische, schwach karbonatische Feinsandsteine und Kalksandsteine (Recklinghäuser Sandmergel) bzw. durch heute noch weitgehend unverfestigte fossilreiche Fein- und Mittelsande (Halturner Sand) vertreten.

Anstehendes **Campan** ist wegen der inzwischen erfolgten Abtragung heute auf den Zentralteil der Münsterschen Bucht beschränkt.

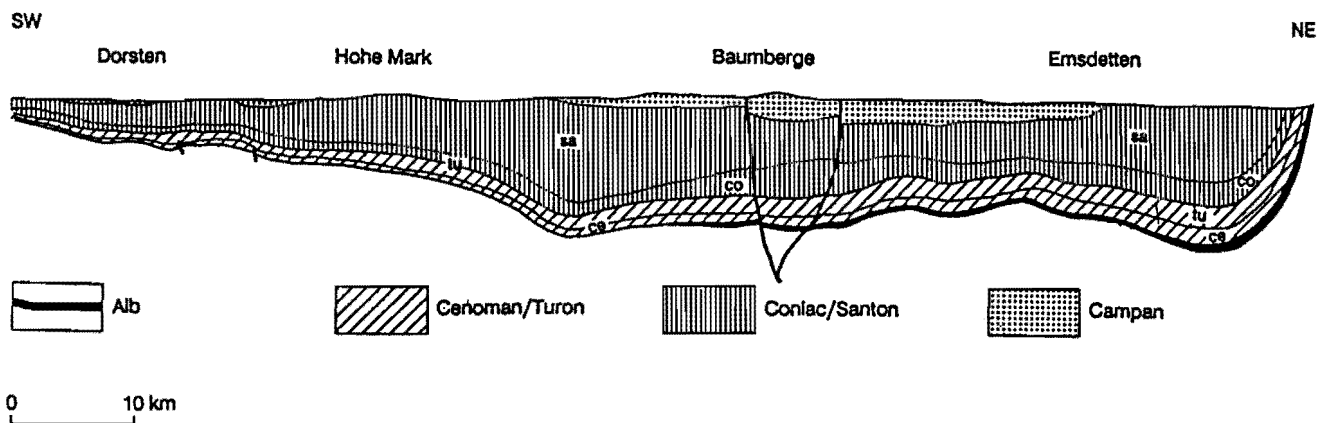


Abb. 4: Geologisches Profil durch die Münsterländer Oberkreidemulde (ARNOLD, 1964)

### 2.3.3 Die Hessische Senke und die Rhön

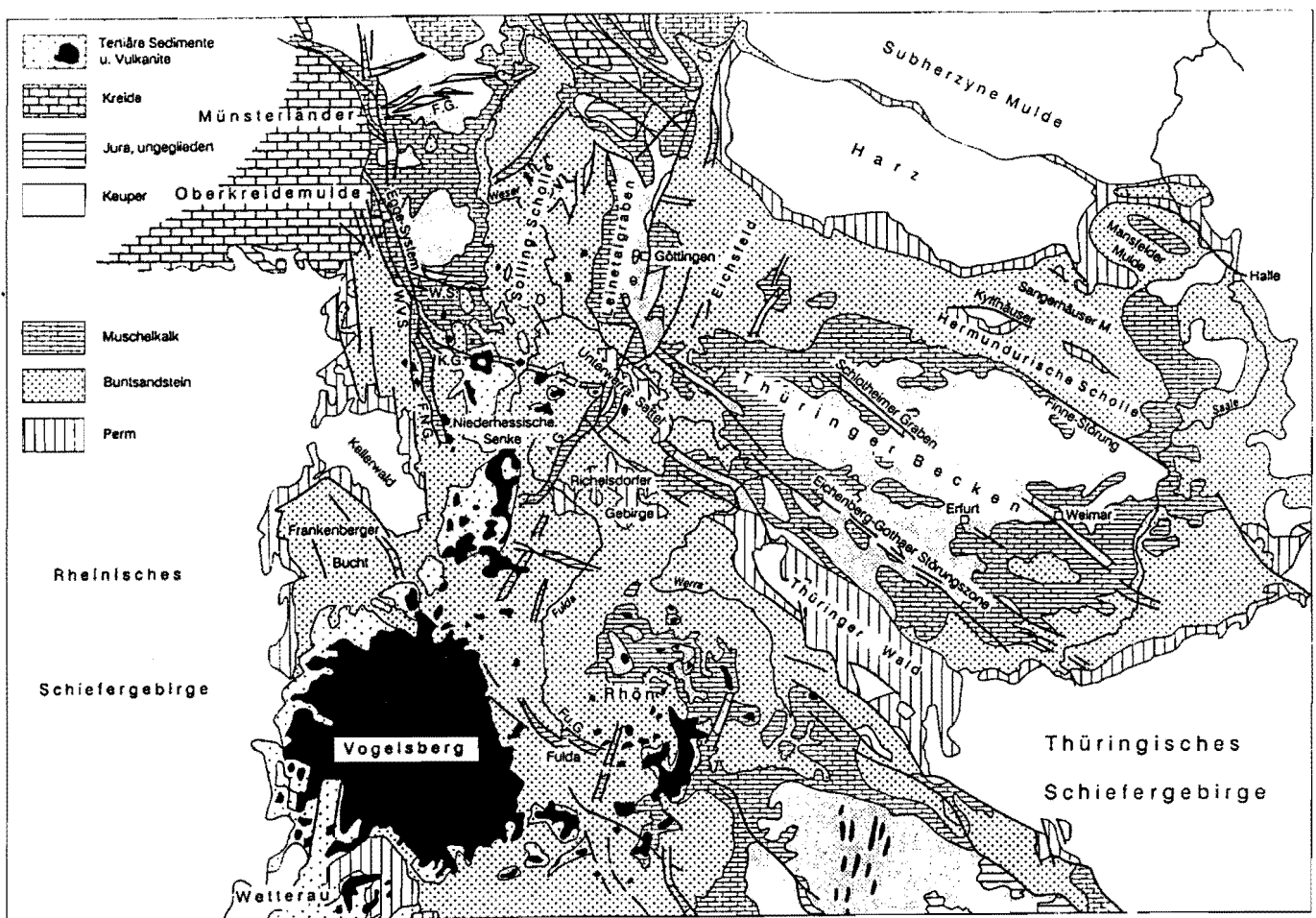
Die Hessische Senke verläuft in annähernd nordsüdlicher Richtung zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge und der nördlich angrenzenden Münsterländer Oberkreidemulde im Westen und dem Harz, dem Thüringer Becken und den nördlichen Ausläufern des Thüringer Waldes im Osten.

Morphologisch tritt sie heute eher als Bergland in Erscheinung. Geologisch läßt sich dagegen ihr Senkencharakter an der Mächtigkeitentwicklung vieler nachvariszischer Schichtfolgen nachweisen. Insgesamt über 2500 m permische und mesozoische sowie känozoische Sedimente wurden zumindest in ihrem nördlichen Abschnitt abgelagert. Dieser nördliche Teil der Hessischen Senke scheint präpermisch angelegt worden zu sein, denn sowohl im östlichen Rheinischen Schiefergebirge als auch im Harz fallen die variszischen Faltenachsen in ihre Richtung ein. Während des Unter- und Mitteljuras und während des mittleren Oligozäns hatte die Senke als Verbindungsstraße zwischen dem Nordwestdeutschen und dem Süddeutschen Meer große paläogeographische Bedeutung.

Tektonisch ist der nördliche Abschnitt der Hessischen Senke heute durch zwei große Bruchsysteme gekennzeichnet, die seinen östlichen und seinen westlichen Rand begleiten. Es sind dies der Leinetalgraben und Altmorschen-Lichtenauer Graben im Osten bzw. Südosten (<sup>1</sup>Leine-Lineament) und das Egge-Bruchsystem und seine südliche Verlängerung im Westen (<sup>2</sup>Egge-Lineament). Zwischen diesen beiden auch bereits im Verlauf der geologischen Entwicklung der nördlichen Hessischen Senke paläogeographisch wirksamen Lineamenten liegt die Solling-Scholle. Nach Süden konvergieren Leine-Lineament und Egge-Lineament im nördlichen Vorfeld des Vo-

gelsberges. Dessen Lavadecken verhüllen weite Flächen des Mittelabschnittes der Hessischen Senke. In der südlich anschließenden Wetterau sind bereits die nördlichen Ausläufer des Oberrheingrabens und seiner östlichen Begleitstörungen strukturbestimmend. Östlich des Vogelsberges gehört die Rhön schon einer anderen tektonischen Einheit, der Süddeutschen Großscholle, an.

Der tiefere Untergrund der Hessischen Senke ist Teil der Rhenoherynischen Zone der mitteleuropäischen Varisziden.



A.G. = Altmorschener Grabenzone, F.G. = Falkenhagener Graben, F.N.G. = Fritzlar-Naumburger Grabenzone, Fu.G. = Fuldaer Graben, K.G. = Kasseler Grabenzone, W.S. = Warburger Störungszone, W.V.S. = Wolfhagen-Volkmarer Störungszone

Abb. 5: Geologische Übersichtskarte der Hessischen Senke und des Thüringer Beckens

## Geologische Entwicklung, Stratigraphie

Von der Weser-Senke aus erfolgte in der **Zechstein**-Zeit eine weiträumige marine Transgression bis in das heutige Oberrheingebiet. Die Faziesverteilung der beiden ersten Zechstein-Zyklen, der Werra-Serie und der Staßfurt-Serie, dokumentiert noch eine Vergitterung des alten variszisch angelegten Strukturplans mit diesem neuen NNE-SSW gerichteten Strukturmuster der Hessischen Senke. Später beherrschten dann die N-S verlaufenden Faziesgrenzen das paläogeographische Bild.

Im Verlauf der **Trias** stellte sich im Bereich der Hessischen Senke eine endgültige Verbindung zwischen dem norddeutschen und dem süddeutschen Sedimentationsgebiet ein.

Sedimente der mittleren und oberen Trias und des unteren **Juras** sind in der Hessischen Senke infolge späterer Abtragung nur sehr lückenhaft überliefert. Der Senkungscharakter der Hessischen Senke bestand jedoch fort, wenn auch in modifizierter Form. Mit Sicherheit existierte während des Muschelkalks, im Unterjura und Teilen des Mitteljuras eine marine Verbindung zwischen den Epikontinentalmeeren Nord- und Süddeutschlands.

Bereits im Verlauf des Mitteljuras schloß sich die Hessische Senke wieder. Gleichzeitig mit der Bildung des Niedersächsischen Beckens im Norden unterlag sie einer großräumigen Hebung. Mit ihr war die Bildung der Mehrzahl der heute in der Hessischen Senke sichtbaren tektonische Bruchzonen verbunden.

Erst wieder der Verlauf der Küstenlinie des mittleren **Oligozäns** markiert ein großräumiges Senkungsfeld im Gebiet der heutigen Hessischen Senke und eine wieder wichtige marine Nord-Süd-Verbindung zwischen Nordsee und Oberrheingebiet.

Auch nachfolgende limnische und fluviatile Regressionssedimente des oberen Oligozäns und des **Miozäns** bevorzugten diesen Raum noch als Akkumulationsgebiet, wenn auch lebhaftere tektonische Bewegungen entlang jungkimmerisch vorgegebener Bruchmuster zu z. T. erheblichen faziellen Unterschieden und Schichtausfällen führten. Insgesamt wurden in Nordhessen zwischen Mitteleozän und Mittelmiozän bis zu 300 m Sedimente abgelagert.

Bereits vor der vulkanischen Aktivität im Mittel- und Obermiozän begann eine verstärkte bis in das **Quartär** anhaltende Erosion, die die ursprünglich großflächige tertiäre Sedimentdecke weitgehend wieder beseitigte. Zahlreiche Subrosionssenken und Erdfälle im nördlichen Teil der Hessischen Senke und im Werra-Fulda-Gebiet zeugen von der unterirdischen Auslaugung der Salinargesteine des Zechsteins und zum Teil auch des Oberen Buntsandsteins.

#### **2.3.4 Das Thüringer Becken**

Zwischen dem Harz im Norden und dem Thüringer Wald und dem Thüringischen Schiefergebirge im Südwesten und Südosten bildet das Thüringer Becken eine flachschüsselförmige Einsenkung des Deckgebirges des nördlichen Saxothuringikums. Nach Nordwesten wird es durch die Buntsandstein-Aufwölbung der Eichsfeld-Scholle vom Leinetalgraben getrennt. Nach Nordosten setzt sich das ausgedehnte Buntsandsteingebiet der Hermundurischen Scholle zwischen Harz und Nordwestsächsischem Porphyrgbiet fort, zunehmend verhüllt durch tertiäre und quartäre Sedimente.

Mehr oder weniger weit durchhaltende herzynisch streichende Störungszonen gliedern das Thüringische Becken in eine Reihe schmal flachwellig gefalteter Schollen.

Die im Thüringer Becken aufgeschlossene nachvariszische Schichtenfolge umfaßt im wesentlichen Zechstein und Trias-Gesteine. Ihre größte Mächtigkeit erreichen sie im Nordosten mit ca. 2200 m. Teilweise treten mächtige oberkarbonische und unterpermische Rotsedimente im Liegenden des Zechsteins auf.

### **Geologische Entwicklung, Stratigraphie**

Die geologische Entwicklung des Deckgebirgsstockwerks begann im Thüringer Becken mit der **Transgression des Zechsteins**. Sedimente des Zechsteins treten am Südwest- und Südostrand sowie am Kyffhäuser und entlang dem Harzsüdrand in schmalen Streifen zutage und sind auch im Beckeninneren aus Bohrungen bekannt. Auch die Ausbildung der **Trias-Sedimente**, die den größten Teil des Thüringer Beckens aufbauen, unterscheidet sich nicht von derjenigen Norddeutschlands oder auch Süddeutschlands. Die von dort bekannten Gliederungen lassen sich auch im Thüringer Becken anwenden.

Die klassischen, faziell stark aufzugliedernden Sedimente des **Buntsandsteins** sind fluviatile und limnische Bildungen eines Wechsels von Überflutung und Trockenfallen.

Der Untere **Muschelkalk** besteht im ganzen Thüringer Gebiet sehr einheitlich aus Mergelkalken mit Einschaltungen von massiven Kalkbankzonen. Im Mittleren Muschelkalk machten sich starke epirogene Bewegungen durch Zunahme der Mächtig-



keit und Bildung mächtiger Sulfat- und Steinsalzlager im zentralen Bereich des Thüringer Beckens bemerkbar. Im Bereich der westlich gelegenen Eichsfeld-Schwelle und im ostthüringischen Randgebiet überwiegen dagegen weniger mächtige Dolomite und Ton- und Mergelsteine.

**Keuper**-Sedimente treten nur im zentralen Teil des Thüringer Beckens in geschlossener Verbreitung auf.

Rhät ist nur örtlich erhalten, und auch **Jura** ist im Thüringer Becken nur mit wenigen Teilprofilen des Unterjuras in der Eichenberg-Gothaer-Saalfelder Störungszone und im Netra-Graben bekannt. Nach wechselnder Ton-Sand-Sedimentation im unteren Unterjura ist der höhere Unterjura als Posidonienschiefer und zuoberst auch merklich kalkig ausgebildet.

In einem Grabeneinbruch des Ohmgebirges ist marines **Cenoman** als Rest eines ehemals weite Teile des Thüringer Beckens überdeckenden Oberkreide-Meeres erhalten. Es umfaßt an der Basis Glaukonitsande, darüber vorwiegend Plänerkalke.

Das **Pliozän** und frühe **Pleistozän** ist geprägt durch epirogen bedingte fluviale Erosion und erste präglaziale Aufschotterungen (Zersatzgrob- und Ältere und Jüngere Grobschotter). In die Zeit nach dem Rückzug des bis in das zentrale Thüringer Keuperbecken vorgestoßenen Elster-Eises fällt die Bildung der mehrfach zu gliedernden Mittelterrassenschotter und der Niederterrassenschotter entlang den heutigen Flußtälern sowie des Älteren und Jüngeren Löß.

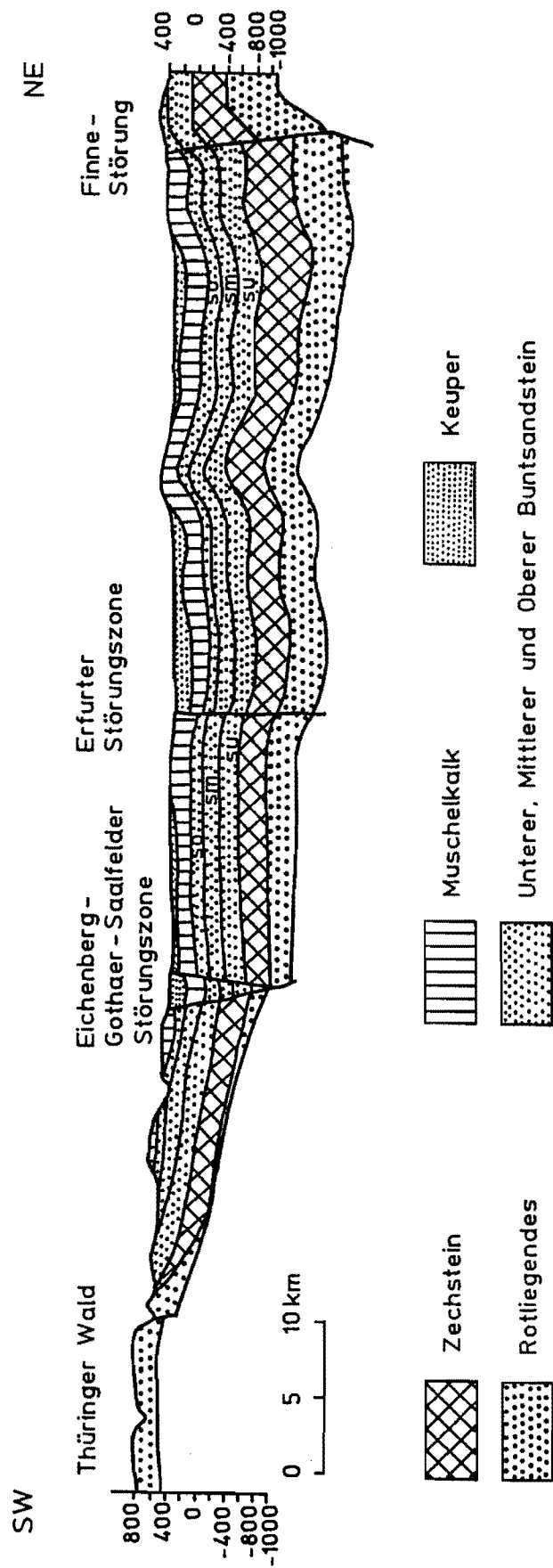


Abb. 6: Geologisches Profil durch das Thüringer Becken (HOPPE & SEIDEL, 1974)

### 2.3.5 Der Oberrheingraben

Der Oberrheingraben erstreckt sich als NNE-SSW (rheinisch) streichender junger tektonischer Einbruch vom Südrand des Taunus bis zum Schweizer Jura bei Basel. Er ist etwa 300 km lang und durchschnittlich 35 - 40 km breit.

Im tektonischen Gesamtbild Westeuropas bildet der Oberrheingraben ein Teilstück einer von der Nordsee bis zum Mittelmeer reichenden, mehrfach abgesetzten und sich gabelnden überregionalen Bruchzone. Nach Norden findet er seine in der Senkungszone der Wetterau etwas nach Osten versetzte Fortsetzung in der Hessischen Senke. Im Süden verspringt die Bruchzone des Oberrheingrabens im Schweizer Jura ein Stück nach Westen. Dann bilden der Bresse-Graben und der Rhônegraben seine Fortsetzung bis zum Mittelmeer.

Die auf voller Breite mit Tertiär und Quartär aufgefüllte Senke des Oberrheingrabens wird an beiden Flanken von Grundgebirgsrümpfen des Innenvorvariszikums und deren permo-mesozoischer Bedeckung begrenzt. Dazu gehören im Westen die Vogesen, das Pfälzer Bergland und die Haardt, im Osten der Schwarzwald, der Kraichgau und der Odenwald. In den Vogesen und im Schwarzwald ist das begleitende Grundgebirge am stärksten hervorgehoben.

Im Graben selbst liegt das prätertiäre Fundament gegenüber seinen Entsprechungen auf den Grabenschultern bis zu 4500 m tiefer. Die Randverwerfungen, an denen der Hauptversatz stattgefunden hat, streichen im Süden NNE-SSW, im nördlichen Teil biegen sie teilweise bis in die N-S-Richtung um.

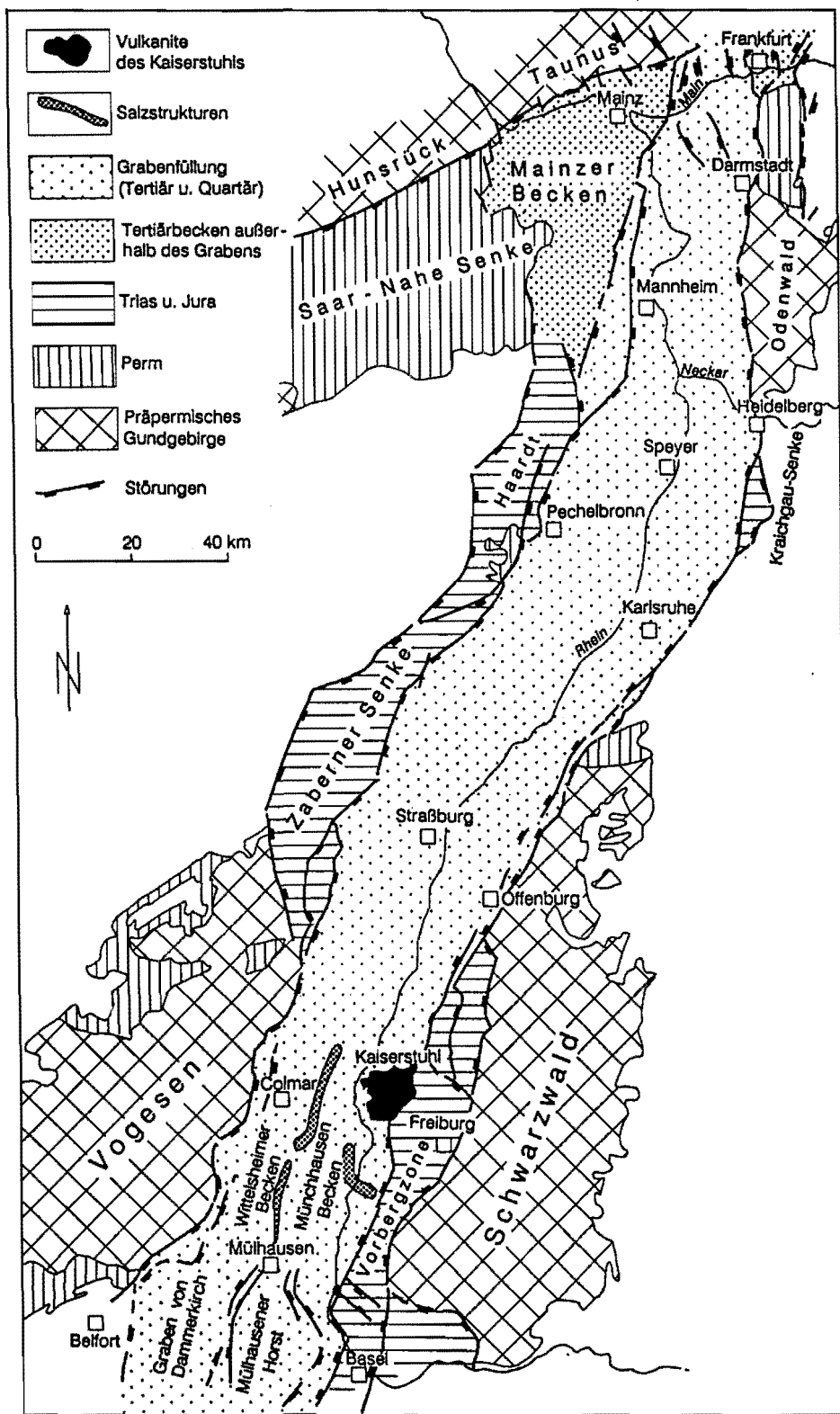


Abb. 7: Tektonische Übersichtskarte des Oberrhein-Grabens und seiner Randbereiche

Der **Einbruch des Oberrheingrabens** begann im Eozän. Zu den Ablagerungen des Alttertiäres gehören die vorwiegend marin-brackischen Lymnäen-Mergel, die Pechelbronner Schichten und die mit der völligen Überflutung im Mitteloligozän einsetzende Graue Schichtenfolge. Im südlichen und mittleren Abschnitt des Grabens erreichen sie bis 3000 m Mächtigkeit.

Oberoligozän und das im nördlichen Grabenbereich mit über 1500 m besonders mächtig entwickelte Miozän und Pliozän sind zunächst noch marin oder brackisch, später limnisch-fluviatil. Die Schichtenfolge schließt ab mit überwiegend fluviatilen Bildungen des Rheins und seiner seitlichen Zuflüsse.

Bezüglich ihrer Senkungsbewegungen bildete die eingebrochene Grabenzone keine einheitliche Scholle. Die Hauptsenkung lag anfangs im Süden. Vom Mitteloligozän an verlagert sie sich in den Nordteil des Grabens. Die Gesamtmächtigkeit der tertiären Ablagerungen beträgt von Süden nach Norden im jeweils Trogtiefsten zwischen 1800 und 3000 m. Regionale Mächtigkeits- und Faziesänderungen deuten aber auf eine mehrfache Verlagerung der Achse des Haupttroges hin. Die Bewegungen folgten an Brüchen syndimentär und führten zur Bildung eines komplizierten Schollenmosaiks. Nachläufer der Grabenabsenkung sind bis heute anhaltende Vertikalbewegungen und eine seismische Aktivität.

In direktem Zusammenhang mit der Grabenbildung standen vulkanische Ereignisse. Sie erreichten ihren Höhepunkt in der Förderung olivin-nephelinitischer Magmen im Vulkangebiet des Kaiserstuhls vor dem Ostrand der südlichen Oberrheintal-Ebene.

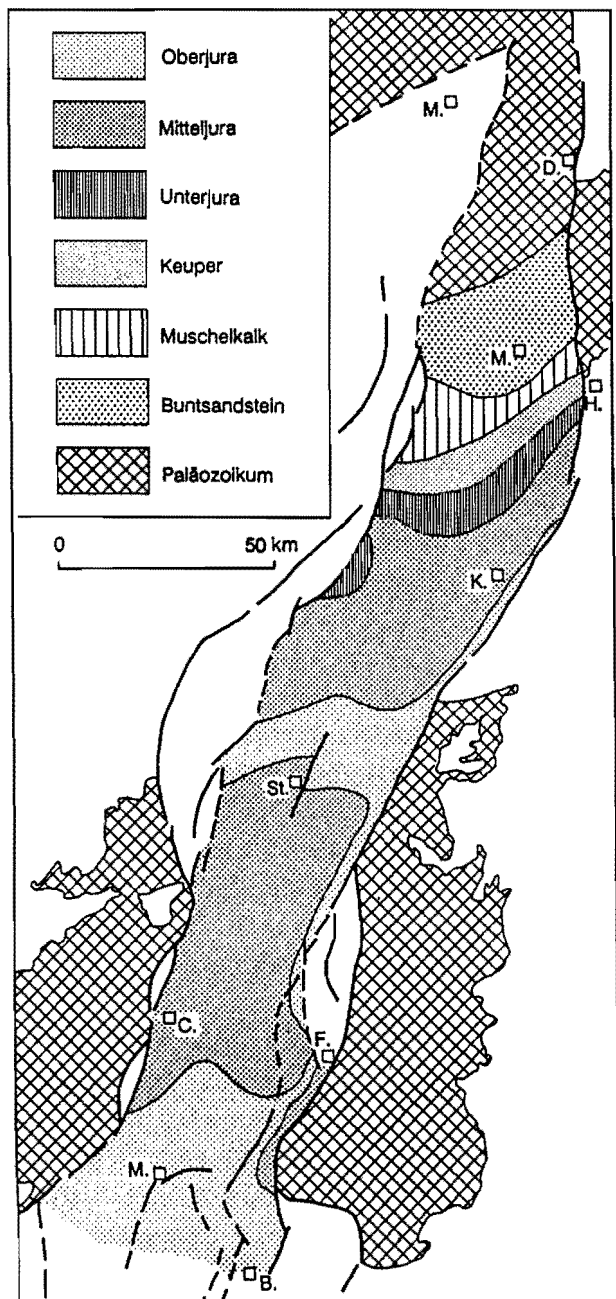


Abb. 8: Das Liegende der Tertiärfüllung des Oberrheingrabens (PFLUG, 1982)

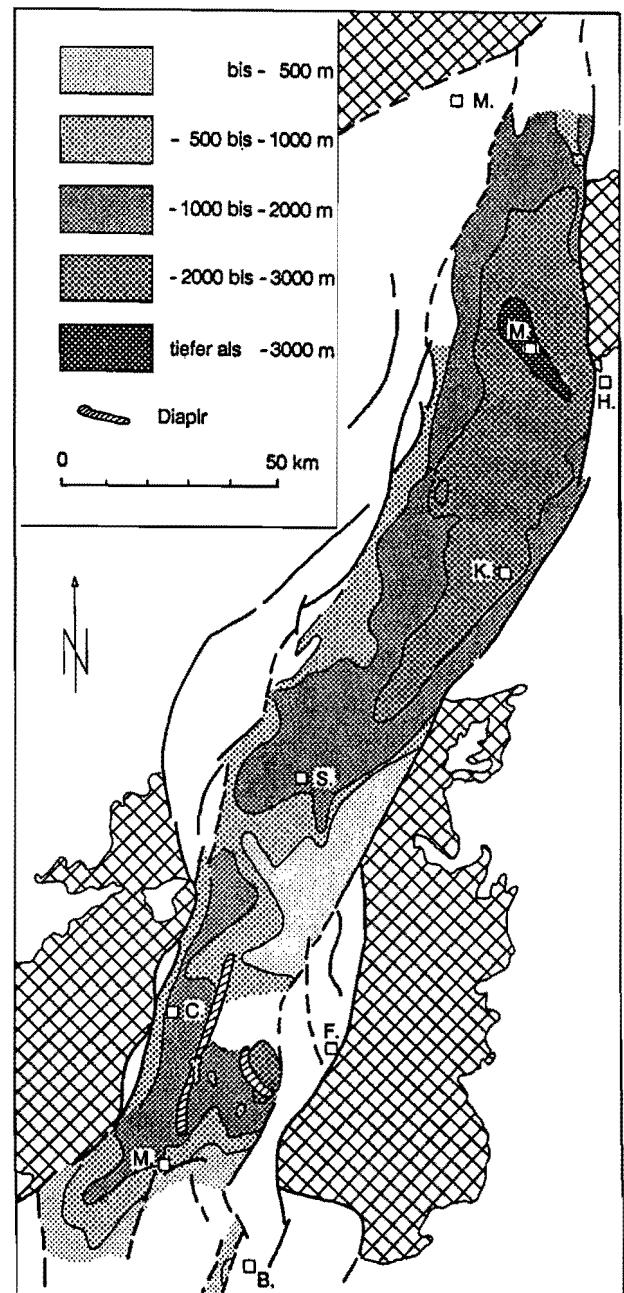


Abb. 9: Tiefenlinien der Tertiärbasis des Oberrheingrabens, bezogen auf NN (PFLUG, 1982)

### 2.3.6 Die Süddeutsche Schichtstufenlandschaft

Trias- und Jura-Ablagerungen beherrschen das Gebiet zwischen Schwarzwald und Böhmischem Massiv und dem Molasse-Becken im Alpenvorland. Sie liegen der Süddeutschen Großscholle auf, einem Krustenabschnitt, der in seiner jüngeren geologischen Geschichte eine gewisse Einheit darstellte.

Der heutige tektonische Zuschnitt der Süddeutschen Großscholle ist der eines nahezu gleichseitigen Dreiecks. Den Westrand bildet die östliche Randstörung des Oberrheingrabens. Im Norden sind bei teilweiser Überdeckung durch die tertiären Vulkanite des Vogelsberges die Gräben der Hessischen Senke ihre sichtbare Grenze. Nach Nordosten setzt sich das mesozoische Deckgebirge der Süddeutschen Scholle durch ein System von NW-SE streichenden Großstörungen gegen das Grundgebirge des Böhmisches Massivs ab. Die Fränkische Linie bildet die Grenze zum Thüringer Wald, Frankenwald und Fichtelgebirge, die Pfahlstörung und der Donaurandabbruch zum Moldanubischen Kristallin des Bayerischen Waldes. Als geographischer Südrand der Süddeutschen Großscholle gilt die Grenze zwischen der ungefalteten Außeralpinen und der gefalteten Subalpinen Molasse vor dem Alpennordrand.

Das **Grundgebirgsstockwerk** der Süddeutschen Scholle gehört der Saxothuringischen und der Moldanubischen Zone des mitteleuropäischen Variszikums an. Es ist im Odenwald, Spessart und Schwarzwald direkt erschlossen. Jenseits der östlichen Randstörungen ist das Grundgebirgsstockwerk im Thüringer Wald und Frankenwald, im Fichtelgebirge und im Oberpfälzer und Bayerischen Wald seit Ende des Juras herausgehoben.

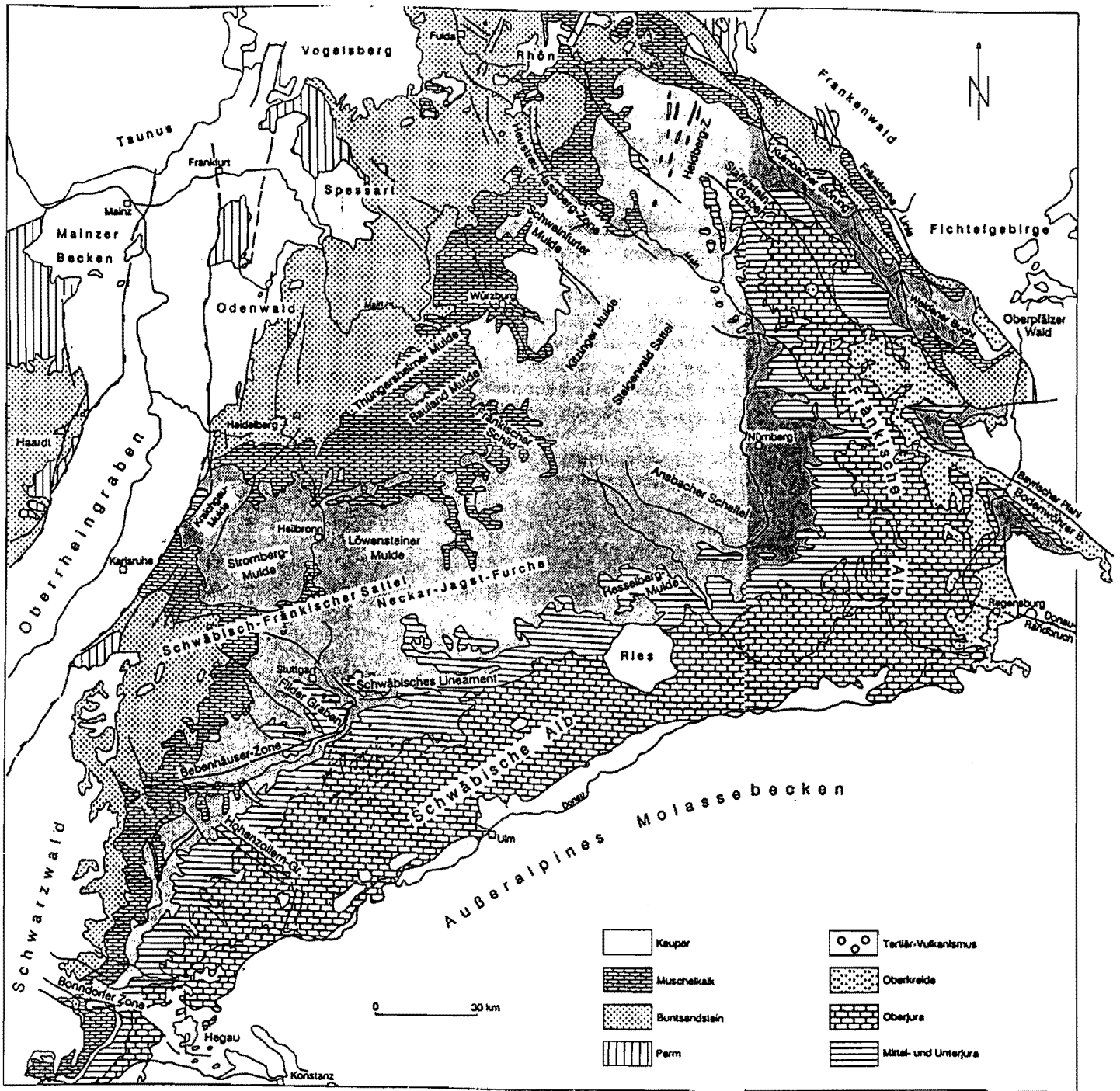


Abb. 10: Geologische Übersichtskarte des Süddeutschen Schichtstufenlandes



Seit dem **Perm** hat sich der variszische Sockel der Süddeutschen Großscholle in seiner Struktur kaum verändert. Die Verbreitung von Rotliegend-Sedimenten ist auf einzelne Senken zwischen größeren sedimentfreien Schwellen beschränkt. Im Zechstein erfolgte im Norden die erste marine Eindeckung des variszischen Untergrundes. Während der Trias kam es zu weit verbreiteter Ablagerung von hauptsächlich fluviatilen Buntsandstein-Sedimenten, flachmarinem Muschelkalk und lagunären Keuper-Schichten. Alle Anzeichen eines stabilen, tektonisch ruhigen Ablagerungsraumes sind für diese Zeit gegeben. Der Jura ist in der Süddeutschen Großscholle wie auch sonst in West- und Mitteleuropa durch flachmarine Ingressionen gekennzeichnet. Bezeichnende Sedimente sind dunkle Tonsteine und Mergel im Unterjura, Tonsteine, teilweise Sandsteine und Oolithe im Mitteljura sowie Flachwasser-Kalksteine im Oberjura. Mit dem Rückzug des Meeres am Ende der Jura-Zeit begann die Festlands- und Landschaftsentwicklung Süddeutschlands. Sie war zunächst gekennzeichnet durch eine leichte Verkippung seiner Deckgebirgsschichten im Rahmen der Heraushebung des Rheinischen Schildes und im Osten durch ihre Zerlegung in einzelne tektonische Schollen.

Die Kreide und das Känozoikum waren für die Süddeutsche Großscholle weitgehend Zeiten tiefgreifender Abtragung der bis dahin ca. 1500 m mächtigen Deckgebirgsschichten bis auf die Trias. In den Hebungsgebieten des Schwarzwaldes, des Odenwaldes, des Spessarts sowie auch jenseits des Ostrandes der Scholle wurde der variszische Sockel freigelegt. Nur im Osten kam es in der Oberkreide noch einmal kurzzeitig zu mariner Sedimentation. Im Süden reichte das Sedimentationsgebiet der oligozänen und miozänen Molasse-Ablagerungen nicht wesentlich über ihre heutige Verbreitungsgrenze hinaus.

Vom Schwarzwald und Odenwald/Spessart fallen deren mesozoische Deckschichten flach gegen Osten bzw. Südosten ein. Wegen dieser Lagerungsform und wegen der unterschiedlichen Erosionsanfälligkeit ihrer einzelnen Schichtglieder hat sich im Verlauf des Känozoikums eine für Schwaben und Franken sehr charakteristische **Schichtstufenlandschaft** entwickelt.

Markanteste Schichtstufenbildner sind der Hauptbuntsandstein, verschiedene Sandsteinhorizonte des Keupers und besonders die mächtigen Kalke des Oberjuras an den Stufenrändern der Schwäbischen und Fränkischen Alb. Die Schichtstufen haben sich seit dem Tertiär von Westen und Nordwesten nach Osten bzw. Südosten verschoben. Ihr heutiger Verlauf im Kartenbild entspricht der strukturellen Gliederung der Süddeutschen Scholle in flache Mulden und Sättel, Furchen und Schilde. Ein bemerkenswertes Ereignis der jüngsten Entwicklungsetappe der Süddeutschen Scholle ist ein vorwiegend jungtertiärer Vulkanismus.

### **Geologische Entwicklung, Stratigraphie**

Im obersten Perm drang das **Zechstein-Meer** über die Hessische Senke gegen Süden vor und überdeckte in Süddeutschland große Teile des früheren saxothuringischen Bereichs. Es kam zur Bildung von Dolomiten, die mit Tonen und Mergeln wechsellagern. Landwärts schließen sich die Dolomite zu einem einheitlichen Karbonatkomplex zusammen. In zentralen Beckenteilen haben Tiefbohrungen bis über 200 m marine Zechstein-Ablagerungen durchteuft, im Coburger Becken über 100 m Steinsalz. Im Odenwald sind bei Heidelberg bis 5 m Dolomite und rote und grünliche Tone des Zechsteins übertage aufgeschlossen.

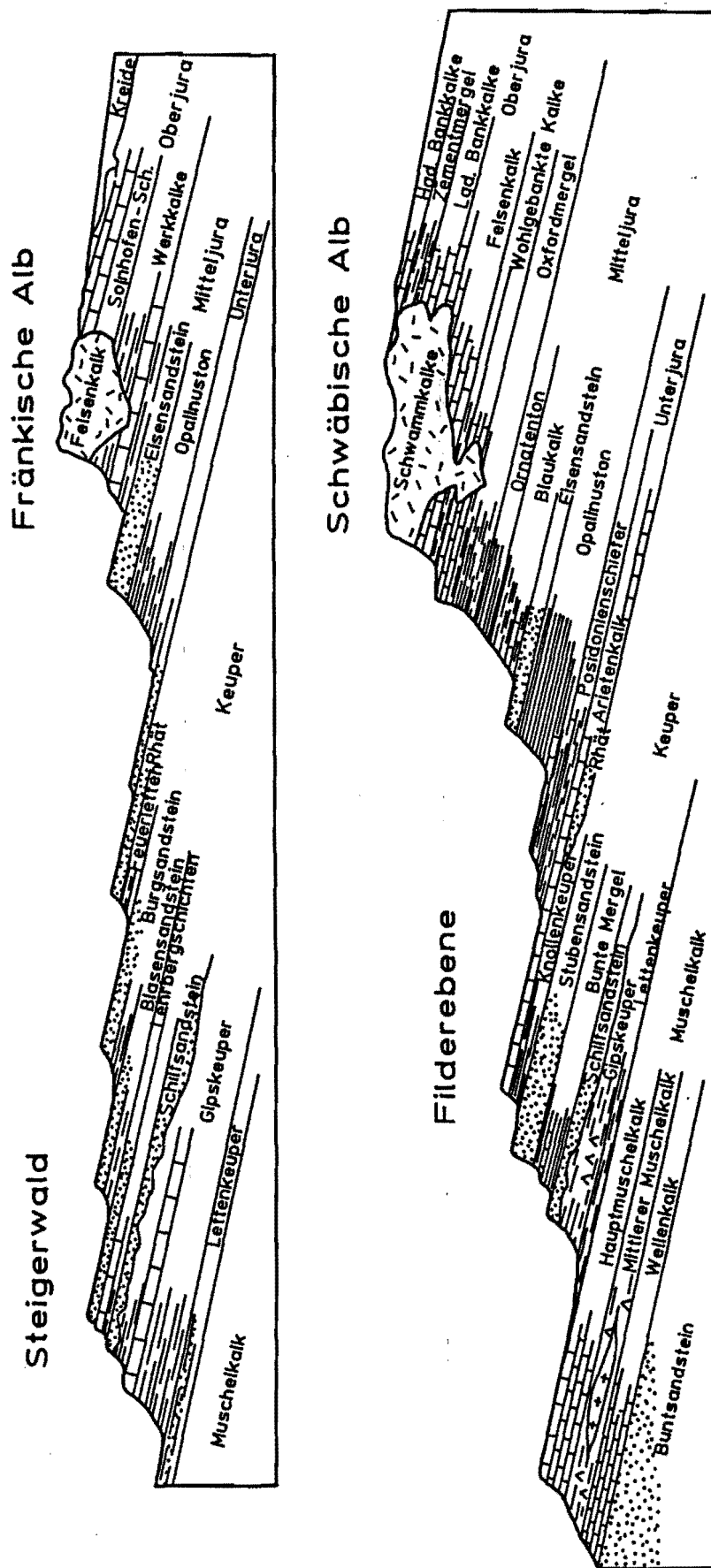


Abb. 11: Lithologie und Stratigraphie der Trias und des Jura im Süddeutschen Schichtstufenland

Südlich der Linie Ettlingen-Nürnberg-Kulmbach vollzieht sich der Wechsel vom marinen Zechstein in eine dem Rotliegenden oder auch unteren Buntsandstein ähnliche kontinentale Fazies.

Im **Buntsandstein** bestand das flache, wieder festländische Sedimentbecken Süddeutschlands zunächst fort. Dabei dehnte sich der Ablagerungsraum immer weiter nach Südsüdwesten und Südosten aus. Das Verbreitungsgebiet der basisnahen Bröckelschiefer, das sind dunkelrotbraune, zum Teil feinsandige Tonsteine mit gelegentlich eingeschalteten dünnen Dolomitbänken, hält sich noch eng an die Grenzen des Zechsteins. Danach kamen helle gelbliche Sandsteine, z. T. als Tigersandstein mit dunklen Flecken von Eisenmanganoxid, aber auch rötliche Sandsteine zur Ablagerung.

Das Meer des **Muschelkalks** war ein flaches Nebenmeer der Tethys mit nur eingeschränkter Verbindung zum offenen Ozean. Im Osten bog die Küstenlinie vor dem Böhmischem Massiv nach Norden. Dieses lieferte auch klastische Sedimente. Im Südosten lag im Bereich des heutigen außeralpinen Molasse-Beckens ein ebenfalls kristallines Hebungsgebiet, das Vindelizische Land. Gegen Westen dehnte sich das Muschelkalk-Meer bis in den Ostteil des späteren Pariser Beckens aus.

Im Mittleren Muschelkalk war die Verbindung zum offenen Meer noch stärker eingeschränkt. In einer zentralen, von Schweinfurt am Main über Heilbronn zum Baseler Hochrhein verlaufenden Rinne kam es zur Eindampfung und Abscheidung salinärer Gesteine wie Anhydrit, Gips und Steinsalz. Letzteres kann bis etwa 50 m Mächtigkeit erreichen und hat im Gebiet um Heilbronn wirtschaftliche Bedeutung. Im Fränkischen Bruchschollenland wird ostwärts eine rasch zunehmende Versandung der Schichten beobachtet.

Der Obere Muschelkalk oder Hauptmuschelkalk stellt eine regelmäßige Wechselfolge von Kalkbänken und Mergelzwischenlagen dar. Im unteren Teil sind die Kalksteine als Trochitenkalke ausgebildet. Gegen den Rand des Ablagerungsraumes und nach oben werden die Kalke mit zunehmender Verflachung des Beckens durch Dolomite, randnah auch wieder durch Sandsteine ersetzt.

Der Untere Keuper ist in Süddeutschland noch überwiegend marin ausgebildet. Er besteht hauptsächlich aus grauen und grünlichen Tonsteinen und Dolomitbänken. Eingelagerte Sandsteinbänke enthalten zusammengeschwemmte Pflanzenreste, die sich teilweise in kleinen Flözen unreiner Kohlen konzentrieren.

Im Mittleren Keuper gliedert sich das Becken in ein Binnenmeer und Lagunen mit brackigen und salinaren Verhältnissen. An der Basis kam es zu Abscheidung von Gips, danach zur Ablagerung von bunten Tonsteinen und Steinmergelbänken. Der sich anschließende Schilfsandstein besteht aus grünlichen und rötlichen feinkörnigen Sandsteinen und sandigen glimmerführenden Tonsteinen. Er sedimentierte in breiten Rinnen eines weit verzweigten nordstämmigen Deltasystems. In vielen Steinbrüchen wurde er als Werkstein abgebaut.

Über dem Schilfsandstein folgen verschiedenfarbige mergelige Tone. Ihnen sind Sandsteinschüttungen aus dem Gebiet des Böhmisches Massivs und aus dem Vindelizischen Land eingelagert. Am weitesten drang der Stubensandstein (Burgsandstein) in das Becken vor. Der Mittlere Keuper endet in Süddeutschland mit den roten Knollenmergeln (Feuerletten). Es sind kalkhaltige, stark quellfähige und damit heute stark rutschgefährdete Tonsteine mit Einlagerungen von Karbonatkonkretionen.

Das Rhät (Oberer Keuper) bildet die fazielle Überleitung der Trias zum Jura. Nach mariner Ingression aus nördlicher Richtung kam es zur Ablagerung von zunächst

wenigmächtigen feinkörnig-kieseligen oder feinkörnig-tonigen Rhätsandsteinen und darüber dunkleren sandigen Tonschiefern. Nur am Ostrand der Süddeutschen Großscholle ist der Obere Keuper wie auch der basale Jura zunächst noch in festländisch sandiger Ausbildung vertreten.

Die paläogeographischen Verhältnisse des **Juras** waren durch eine offene Meeresverbindung des Süddeutschen Jura-Beckens zum Pariser Becken und über die Hessische Straße zum norddeutschen Raum gekennzeichnet. Im Süden bestand zunächst noch das Vindelizische Land. Im Laufe des Mitteljuras änderte sich dieses Bild. Die Verbindung nach Norden durch die Hessische Straße wurde unterbrochen und die Vindelizische Schwelle überflutet. Das süddeutsche Oberjura-Meer wurde damit zu einem Randmeer der Tethys.

Vorwiegend dunkle Tone und Tonmergel und untergeordnet fossilreiche Kalksteinbänke kamen im **Unterjura** zur Ablagerung, der deshalb in Süddeutschland als Schwarzer Jura bezeichnet wird.

Der **Mitteljura** oder Braune Jura beginnt in Süddeutschland mit der mächtigen Stufe des Opalinus-Tons. In der Frankenalb und östlichen Schwäbischen Alb wird dieser von feinkörnigen Braunjura-Sandsteinen mit Eisenoolith-Flözen überlagert. Letztere besaßen früher erhebliche wirtschaftliche Bedeutung.

Im **Oberjura** oder Weißen Jura bildeten sich im flachen Meer des nunmehr ganz überfluteten Vindelizischen Landes in erster Linie gebankte Kalk- und Mergelsteine. Im mittleren und oberen Weißen Jura zeigt eine massig ausgebildete Schwammkalkfazies große Verbreitung. Hinzu kommen Korallenkalke, Kalkoolithe und Dolomite. Die Schwammkolonien bildeten flache Rasen oder kuppelartige Erhebungen am Meeresboden. Ihr Wachstum begann z. T. bereits im Weißen Jura  $\alpha$ . Seinen Höhe-

punkt erreichte es hier im oberen Weißen Jura  $\delta$  und Weißjura  $\epsilon$  mit der Bildung von weit verbreiteten Schwamm-Stromatolith-Massenkalken und dazwischen gebankten Kalken und Mergelkalken.

Das **Tertiär** war für die heutige Gestaltung des süddeutschen Landschaftsbildes von maßgebender Bedeutung. Marine Ablagerungen treten nördlich der Donau weitgehend zurück.

Als terrestrische Tertiärbildungen auf den Hochgebieten sind vor allem tonige Verwitterungsrückstände zu nennen, die sich in geschützter Lage meist in Karstspalten des Muschelkalks und vor allem der Weißjura-Kalke der Schwäbischen Alb erhalten haben.

Vor dem Obermiozän führte allitische Verwitterung auf den Weißjura-Kalken zur Bildung von Roterde und in diesem Zusammenhang auch zur Entstehung von Bohnerzen. Sämtliche Stufen des Tertiärs bis ins Pliozän sind nachzuweisen. Der älteste vulkanische Ausbruch ereignete sich am Katzenbuckel im südlichen Odenwald. Mit einem Alter von etwa 65 Ma liegt seine Tätigkeit an der Grenze Kreide/Tertiär. In der Schwäbischen Alb herrschte im Urach-Kirchheimer Vulkangebiet vor 20 - 16 Ma im Miozän ein hochexplosiver Vulkanismus. Auf einer Fläche von 40 - 50 km im Durchmesser durchschlug er die Alb an über 300 Stellen und förderte ausschließlich Tuffe. Im Hegau am Südwestrand der Schwäbischen Alb erfolgte die explosive Förderung von großen Mengen vulkanischer Tuffe und anschließend die Bildung basaltischer Gesteine und das Aufdringen phonolithischer Quellkuppen im Mittel- und Obermiozän.

Die heutige süddeutsche **Schichtstufenlandschaft** umfaßt vier große morphologische Stufen und die entsprechenden Stufenflächen. Die erste Stufe ist die des

<sup>1)</sup>Buntsandsteins über den Abtragungsflächen des Grundgebirges von Schwarzwald, Odenwald und Spessart. Die zugehörige Stufenfläche liegt teils im Mittleren und teils im Oberen Buntsandstein. Der zweite Stufenrand ist derjenige des <sup>2)</sup>Muschelkalks. Er wird im Maingebiet vom Unteren Muschelkalk, weiter südlich vom Hauptmuschelkalk gebildet und hat nur eine mäßige Höhe. Ihm folgt eine Stufenfläche aus Muschelkalk und Lettenkeuper. Diese wird nach Südosten und Osten von der <sup>3)</sup>Keupersandstein-Stufe der Stuttgarter und Waldenburger Berge, der Frankenhöhe und des Steigerwaldes bis zu den Haßbergen begrenzt. Die Keuperstufenfläche darüber trägt auch noch Lias. Als vierte und ausgeprägteste Schichtstufe ist die <sup>4)</sup>Schwäbische und Fränkische Alb aus Weißjura-Kalken aufgebaut.

Die Stufenlandschaft war wahrscheinlich z. T. bereits im Alttertiär angelegt. Die einzelnen Stufen lagen aber jeweils weiter nordwestlich bzw. westlich als heute.

Nach dem Obermiozän begann die Entwicklung des rezenten Flußnetzes. Im obersten Miozän bis Pliozän entstand die Ur-Donau, der neben den Alb-Zuflüssen zunächst auch noch die Aare und der Oberrhein tributär waren.

Ein Kaltzeit-Warmzeit-Wechsel des **Pleistozäns**, der zur wiederholten Vergletscherung der Alpen und zeitweise auch des südlichen Schwarzwaldes führte, bewirkte im periglazialen Süddeutschland zusammen mit einer anhaltenden tektonischen Hebung eine starke Eintiefung der Flüsse und die Anlage mehrfach gegliederter Terrassensysteme. In der Alb entstanden durch rückschreitende Erosion canyonartig steile Taleinschnitte. Die Höhlenfüllungen der Frankenalb sind reich vor allem an jungpleistozänen Wirbeltierresten.



Die flächenhafte Abtragung wurde während der pleistozänen Kaltzeiten durch weitreichende Solifluktionvorgänge intensiviert. Löß-Ablagerungen bedecken heute weite Flächen, unter anderem im Kraichgau, auf den Gäuflächen und auf der Filderebene.

## 2.3.7 Eigenschaften und Verhalten der Gesteine

### 2.3.7.1 Schichtgesteine des Mesozoikums

**Dickbankige harte Sandsteine**, z. B. des Buntsandsteins (Solling, Main- und Neckargebiet, Trierer Raum), können bei Anwendung von Sprengarbeit kaum steiler als  $45^\circ$  bis  $60^\circ$  geböscht werden. Im Einflußbereich der Hangzerreißung ist eine Abflachung auf eine generelle Böschungsneigung bis 1 : 1,5 ( $34^\circ$ ) zu empfehlen. Diese Erfahrungen wurden besonders beim Bau der Deutschen Bundesbahn-Neubaustrecke Hannover-Würzburg gemacht.

Die Sandsteinfolgen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins in Hessen (Sandsteine der Gelnhausen-Folge, Volpriehausener, Detfurther und Hardegseiner Sandstein) können  $45^\circ$  bis maximal  $50^\circ$  geböscht werden. Die kritische Schichtneigung beträgt ca.  $18^\circ$ . Nach neueren Erfahrungen treten jedoch auch in diesen Sandsteinabfolgen einzelne Schichtflächen mit abgeminderter Scherfestigkeit auf, was die kritische Schichtneigung auf  $10^\circ$  bis  $12^\circ$  abfallen läßt. Sandsteine mit tonig-ferritischem und damit nicht frostbestndigem Bindemittel verwittern rasch und sollten nicht steiler als 1 : 1,25 ( $39^\circ$ ) bis 1 : 1,5 ( $34^\circ$ ) geböscht werden.

Die **Wechselfolgen** des Unteren und Mittleren Buntsandsteins werden gewöhnlich 1 : 1,25 (39°) bis 1 : 1,5 (34°) geböscht; bei geringem Tonsteinanteil und günstigem Schichtfallen auch bis 1 : 1. Die kritische Schichtneigung beträgt etwa 10°. Zwischengeschaltete mächtigere Sandsteinbänke können, wenn sie frostbeständig sind, herausgearbeitet werden.

**Tonsteine** des Röt werden allgemein 1 : 1,5 (34°) geböscht, bei stärker mergelig-dolomitischer Ausbildung auch 45° bis 50°. Hierbei ist aber mit Abwitterungserscheinungen zu rechnen.

Die **Röt/Muschelkalkgrenze** ist allgemein als rutschanfällig bekannt. Die Gesteine liegen in diesem Grenzbereich oft umgelagert und in völlig gestörter Lagerung vor. Die Böschungsneigungen müssen dann meist 1 : 2 (27°) angelegt werden. Oft sind zusätzliche Entwässerungsmaßnahmen nötig.

**Dünnbankige Kalksteine** des Unteren Muschelkalkes werden bei horizontaler Schichtlagerung 45° (z. T. 50°) geböscht. Die kritische Schichtneigung beträgt 10° bis 15°.

**Dickbankige Kalksteine** des Oberen Muschelkalkes werden bei horizontaler Schichtlagerung 50° bis 60°, z. T. 70° geböscht. Die kritische Schichtneigung beträgt ca. 15°.

Die **Ton- und Mergelsteine** des Muschelkalkes können allgemein 1 : 1,5 (34°), als Residualtone und in Störungszonen mit 1 : 2 (27°) geböscht werden. Die kritische Schichtneigung beträgt 10° bis 12°.

**Feinsandsteine** des Keupers sind etwa den Wechselfolgen des Buntsandsteins gleichzusetzen [1 : 1,25 bis 1 : 1,5 (39° - 34°)]. Die Tonsteine des Keupers sind mit

den Tonsteinen des Röts vergleichbar. Bei starker tektonischer Beanspruchung ist auf 1 : 2 (27°) abzuflachen.

In Süddeutschland zählen besonders die vertonten **Tonsteine** des Jura (Opalinuston, Dogger und Ornatenton, Dogger ζ) zu den Problemgebieten, in denen häufig mit Umlagerung und starker Rutschungsanfälligkeit gerechnet werden muß. Die Böschungsneigungen müssen dementsprechend flach [ $\leq 1 : 2$  (27°)] gehalten werden.

**Kalkstein** (Massenkalk oder Quaderkalk in horizontaler Lagerung) erlaubt Böschungsneigungen von 70° bis 80°. Bei tonigen Zwischenlagen ist eine Abflachung in Abhängigkeit von der Wechselschichtung und vom Schichtfallen erforderlich.

#### 2.3.7.2 Tertiäre und quartäre Gesteine

Tertiäre **Tone** werden allgemein 1 : 1,5 (34°) geböscht. Dabei treten immer wieder flache Rutschungen auf, die aber auch bei einem Böschungswinkel von 27° (1 : 2) nicht auszuschließen sind. In Gebieten mit leichter Rutschmorphologie und in Tonen mit (wasserführenden) Sandzwischenlagen bzw. quellfähigen Tonmineralen ist eine Abflachung auf 1 : 2 (27°) oder flacher angebracht. Notfalls sind Sondermaßnahmen erforderlich. Tertiäre **Feinsande** werden generell 1 : 1,8 bis 1 : 2 (27 - 29°) geböscht.

Eine geotechnische Aufgabe besonderer Art ist die Dimensionierung von **tiefen Tagebauböschungen**, wie sie z. B. im Rheinischen Braunkohlengebiet mit Böschungshöhen bis über 400 m anfallen. Die Gesamtböschungsneigungen, einschließlich Bermen, betragen bei horizontaler Lagerung der hier vorwiegend feinsandig ausgebildeten Tertiärfolge 1 : 2,5 bis 1 : 3 (22° - 18°). Neben der Kenntnis der Dauer des Freistehens der Böschung (Endböschungen, Tagebaurandböschungen,

Betriebsböschungen) und besonderen Lastfällen (z. B. Gerätestandsicherheit) muß vor allen Dingen geprüft werden, welche Schwächezonen in der geplanten Böschung (60° - 70° steile Großkluft- oder Verwerfungsflächen, Schichtflächen) als Bruchkörper in Betracht kommen und welche Scherfestigkeiten darauf angesetzt werden können. Auf Schichtflächen in Tonen ist, wie Rückrechnungen gezeigt haben, häufig nur noch eine Restscherfestigkeit von  $\varphi_R = 8 - 12^\circ$  wirksam, besonders wenn auf solchen Flächen bereits Horizontalbewegungen stattgefunden haben. Auch auf Klufflächen in Tonen muß mit stark abgeminderter Restscherfestigkeit gerechnet werden (Böschungen von Einschnitten können anders als bereits gebrochene Böschungen behandelt werden).

**Basalt** ist im unverwitterten bzw. wenig verwitterten Zustand und wenn keine tuffitischen Zwischenlagen vorliegen, ein gut standfestes Gestein, das Böschungsneigungen von  $\geq 45^\circ$  ermöglicht. Vorsicht geboten ist bei oft nur dünnen tuffitischen Zwischenlagen oder wenn am Böschungsfuß Tuffe oder andere tonige Liegendgesteine ausstreichen.

Zu den problematischen Aufgaben gehört die Anlage von Böschungen in vulkanischen Tuffen und Basaltblocklehmen.

**Vulkanische Tuffe** sind ein sehr heterogenes, veränderlich festes Gestein mit einer starken Streuung der Korngrößen. In niederschlagsarmen Klimazonen sind sie sehr standfest. Im angewitterten (vertonten) Zustand weisen jedoch die feinkörnigen, wechselnd tonigen Tuffe, wie auch die Tuffite, häufig hohe Anteile an quellfähigen Tonmineralen auf und sind dann sehr wasser- und verwitterungsempfindlich.

Außerdem ist in solchen Serien immer mit auf dünnen Lagen abgeminderter Scherfestigkeit zu rechnen. Die genannten Regelböschungen von 1 : 1,5 bis 1 : 2 (34° - 27°) sind dann häufig zu steil.

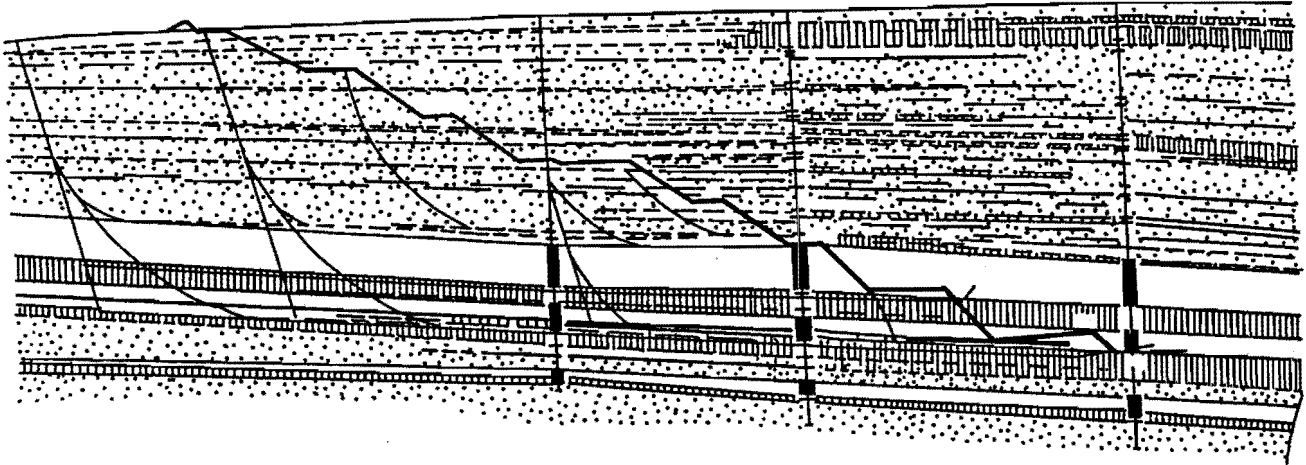


Abb. 12: Ausbildung einer Tagebauböschung im Rheinischen Braunkohlerevier nach wahrscheinlichen Gleitfugen und Standsicherheitsuntersuchungen (PIERSCHKE, 1985)

Das gleiche gilt für basaltischen Hangschutt und **Basaltblocklehm**, die bei hohen Wassergehalten und Sickerwassereinfluß als sehr rutschungsanfällig gelten.

Stellvertretend für Hangschutt- bzw. Solifluktionsschuttmassen aller vergleichbaren Gesteinsfolgen soll hier der Buntsandsteinhangschutt behandelt werden. Je nach Ausgangsgestein weisen diese gemischtkörnigen, häufig stark bindigen Böden unterschiedliche Standfestigkeit auf, die aber mit den Neigungsabgaben im wesentlichen abgedeckt sind. Wasserführende Horizonte sind durch Rigolen oder Steinpakungen zu sichern.

Tab. 1: Einteilung des Buntsandstein-Hangschutts nach bodenmechanischen bzw. ingenieurgeologischen Gesichtspunkten

Ausgangsgestein	Stratigraphische Einheit	Einteilung des Buntsandstein-Hangschutts
Sandstein, einzelne Tonsteinlagen (Tst < 10 %)	Teile der Solling-Folge (S), des Hardegsener Sandsteins (H, s), des Detfurthener Sandsteins (D, s) und des Volpriehausener Sandsteins (V, s)	sandig-kiesig-steiniger Mischboden bzw. Hangschutt (Ton- und Schluffanteil < 8 %)
sandsteinreiche Wechselfolge (Tst < 30 %)  tonsteinreiche Wechselfolge (Tst > 30 %)	Teile der S-Folge, der Basissandsteine und der Wechselfolgen (insbesondere H, st; D, st)  Teile der Wechselfolgen, insbesondere H, st; D, st; V, st; Salmünster-Folge (suSA)	schwach oder stark tonig-schluffiger, gemischtkörniger Sand- und Kiesboden mit Steinen bzw. schwach oder stark tonig-schluffiger, sandig-kiesiger Hangschutt mit Steinen (Ton- und Schluffanteil 8 - 20 % oder 20 - 40 %)
Tonstein, wenig Sandsteinlagen	Detfurth-Ton (D, t), Röt-Folge (Rö), Bröckelschiefer-Folge (suB)	bindige (feinkörnige) Mischböden bzw. tonig-schluffig-sandiger Hangschutt mit Ton- und Sandsteinbröckchen (Ton- und Schluffanteil > 40 %)

Eine gewisse Sonderstellung unter den Decklehmen nehmen **Löß und Lößlehm** ein.

Löß ist an sich gut standfest, ist aber empfindlich gegen ober- und unterirdische Erosion und bei mechanischer Beanspruchung auch wasserempfindlich. Die Böschungen werden allgemein 1 : 1,5 bis 1 : 1,8 (34° - 29°) gestellt, wobei schnelle Begrünung angebracht ist. In den Lößgebieten Osteuropas werden Lößböschungen möglichst steil gestellt mit Bermen zur Wasserableitung.

Tab. 2: Böschungswinkel in Lockergesteinen

Bodenart nach DIN 18196	Böschungshöhe [m]	Neigungsverhältnis	Böschungswinkel [°]
<b>Grobkörnige Böden</b>			
GW, GI, SW, SI	< 12 > 12	1 : 1,5 1 : 1,5 bis 1,7	34 34 - 30
GE, SE	< 12 > 12	1 : 1,7 1 : 1,5 bis 2,0	30 34 - 27
fS		1 : 2,0	27
<b>Feinkörnige Böden</b>			
UL, TL	< 6 > 6	1 : 1,5 1 : 1,5 bis 2,0	34 34 - 27
<b>Gemischtkörnige Böden</b>			
GU, GT	< 6 > 6	1 : 1,5 1 : 1,5 bis 2,0	34 34 - 27
GÜ, GǕ	< 12	1 : 1,25 bis 1,5	39 - 34
SU, ST	6 < 9	1 : 1,5 bis 1,8	34 - 30
SÜ, SǕ	9 < 12	1 : 1,8 bis 2,0	30 - 27
<b>Unterwasserböschungen in Baggerseen</b>			
G		1 : 1,5 bis 1 : 2	34 - 27
gS		1 : 3 bis 1 : 4	18 - 14
mS, fS		1 : 5 bis 1 : 8	11 - 7

### 2.3.7.3 Buntsandsteingebiete

In den Verbreitungsgebieten des **Unteren und Mittleren Buntsandsteins** sind Rutschungen verhältnismäßig selten. An Hängen mit talwärtigem Schichtfallen kommt es jedoch bei Unterschneidung der Schichtflächen durch Talerosion oder menschliche Eingriffe verhältnismäßig leicht zu Gleitungen. Die noch mehr oder weniger deutlich erkennbaren Ausbruchnischen, z. T. auch noch mit der vorgelagerten grabenartigen Vertiefung und den als flache Buckel im Gelände erkennbaren abgerutschten Massen sind an jungen, übersteilten Talhängen immer wieder anzutreffen. Besonders rutschungsanfällig sind tonsteinreiche Wechselfolgen mit plastifizierten oder glimmerbelegten Tonsteinlagen. Auch flache Rutschungen in den Deckschichten und z. T. auch in der Anwitterungszone treten im Verbreitungsgebiet des Buntsandsteins gelegentlich auf. Sie sind meist auf Wassereinwirkung und gegebenenfalls auf plastifizierte Ton(stein)lagen in der oberflächennahen Verwitterungszone zurückzuführen und können teilweise Flächen von mehreren Hektar einnehmen.

Häufiger als sonst im Buntsandstein sind Rutschungen auch im **Bereich der saxo-nischen Grabenbrüche** zu finden, an deren Rändern die Schichten vielfach stärker verstellt sind und in denen tektonisch gestörte und damit besonders rutschungsanfällige Schichten des Röts und des Keupers in das Niveau des Buntsandsteins eingesunken sind und entsprechend flache Hänge mit z. T. mächtigen Schutt- und Rutschmassen bilden. Die teilweise muldenförmigen Grabenstrukturen bieten sich z. T. geradezu als Gleitflächen an. Auch an den **Rändern von Subrosionskesseln oder -senken** über Zechsteinsalinar im tiefen Untergrund treten häufiger als sonst Schichtverstellungen und auch Rutschungen auf. Eine der bekanntesten dieser Art



dürfte die Rutschung beim Auffahren des Braunjäger Tunnels an der DB-Strecke Bebra-Göttingen im Jahre 1961 gewesen sein. Besonders rutschungsanfällig sind auch die tonigen Füllungen von fossilen Einbruchsschloten des tiefen Salinarkarstes. Wo solche verdeckten Schlotfüllungen mit Dämmen o. ä. belastet werden, können völlig unerwartet Rutschungen auftreten. Eine Sonderstellung in der Schichtenfolge des Buntsandsteins nehmen die bis über 100 m mächtigen Tonsteine des Röt (Oberer Buntsandstein) ein. Hier sind Rutschungen seltener als in den Sandstein-/Tonstein-Wechselfolgen des Mittleren und Unteren Buntsandsteins. An steileren Böschungen und Hängen sind es meist nur abgeflachte kleinflächige Schalenrutschungen. In unterschiedlich wasserwegsamem Schuttmaterial an Röthängen, wie z. B. Basaltblocklehm, können jedoch auch großflächige Rutschungen auftreten. In der oberfränkischen Rötfazies mit zahlreichen Sandsteineinschaltungen treten häufiger Rutschungen auf. Bevor wir uns weiter mit Rutschungen befassen, möchte ich diese klassifizieren.

Asequente Rutschung:

- längszylindrische Gleitflächen im homogenen Untergrund

Konsequente Rutschung:

- auf vorhandener hangabwärts geneigter Fläche

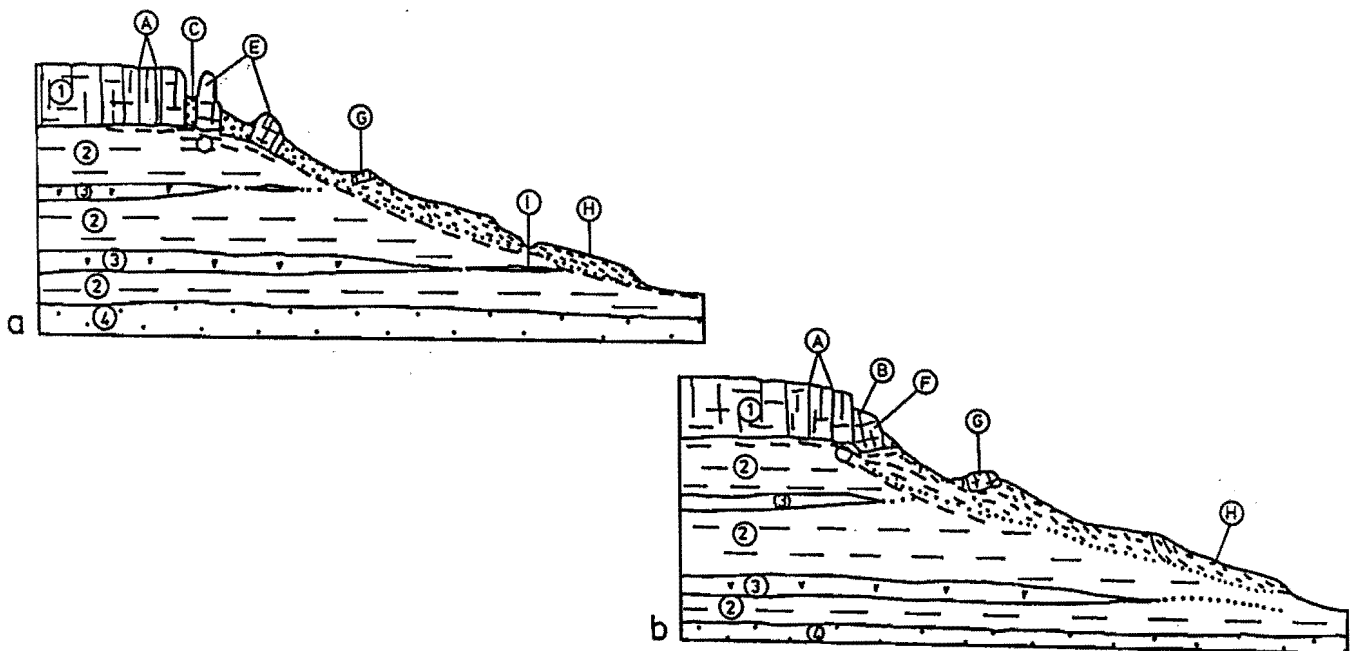
Insequente Rutschung:

- Gleitfläche verläuft im oberen Bereich quer zu den geologischen Strukturen (Kombinationstyp).

### 2.3.7.4 Grenze Röt/Muschelkalk und Mittlerer/Oberer Muschelkalk

Als besonders rutschungsanfällig gilt die Röt/Muschelkalkgrenze, wo klüftige, gut wasserwegsame Kalk- und Mergelsteine auf wasserstauenden Röttonsteinen aufliegen. Die gleiche Situation ist gegeben, wo harte, klüftige Basalte unmittelbar auf Röttonsteinen oder mit nur geringmächtigem Unteren Muschelkalk dazwischen liegen, wie dies z. B. in der Rhön häufig der Fall ist.

Die Rutschungen an der Röt/Muschelkalkgrenze sind besonders durch die Arbeiten von ACKERMANN in den 50er Jahren bekannt geworden. Die wasserstauende Röt/Muschelkalkgrenze wirkt als großflächiger Quellhorizont. Es kommt zu einer starken Vernässung der wasseranfalligen Röttonsteine sowohl an der Schichtgrenze als auch der Ton(steine) unterhalb der Ausstrichlinie.



A = Spaltenbildung und Anfangsbewegung; B = rotierte Felsblöcke; C = schichtartige Großspalten; D = plastifizierte Röttonsteine; E, F, G = abgeglittene Blöcke; H = tonig-mergeliger Gesteinsschutt aus Muschelkalk- und Rötmaterial

Abb. 13: Schematische Darstellung der Hangbewegungen an der Röt/Muschelkalkgrenze (JOHNSEN & KLENGEL, 1973)

Diese bewirkt Quellerscheinungen und eine Plastifizierung der offensichtlich regional und sektoral recht unterschiedlichen Anteile an Smectit und Corrensit enthaltenden Tonsteine und damit eine Abnahme der Scherfestigkeit. Die Hänge unterhalb der Ausstrichlinie verflachen; es kommt zu einer <sup>1)</sup>Übersteilung der oberen Hangbereiche, zu einer <sup>2)</sup>Verstärkung der Hangzerreißung und zu einer örtlichen <sup>3)</sup>Überlastung der Röttone, wobei sich schalenförmige Schubbrüche ausbilden, die sich zu Gleitflächen entwickeln können.

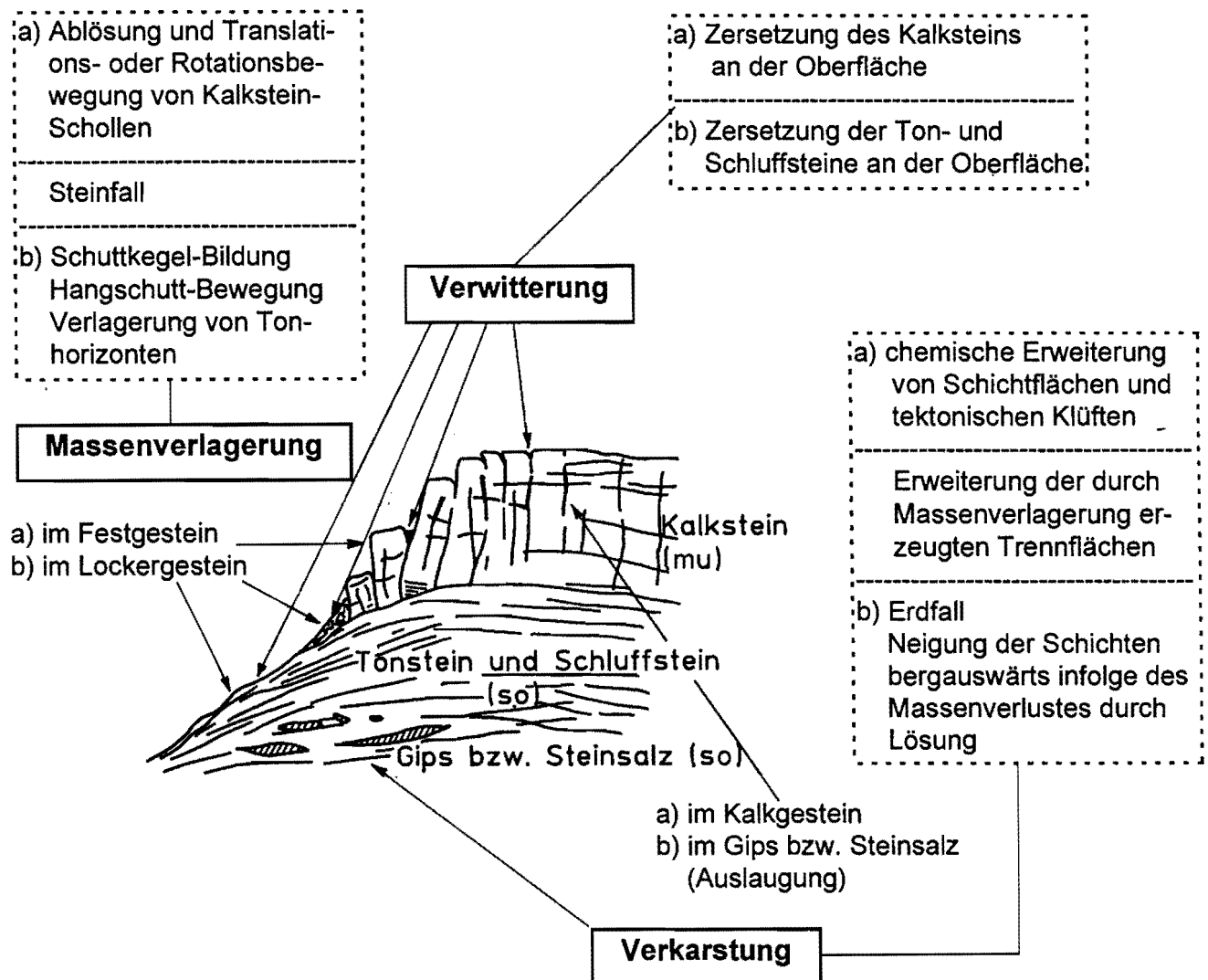


Abb. 14: Wirkung exogener Prozesse im Bereich der Röt/Muschelkalkgrenze in Thüringen

Die abgetrennten Muschelkalkschollen verlieren ihren Halt und driften auf mehr oder weniger tief in die Röttonsteine hinuntergreifenden Gleitflächen ab. Bei diesem Driften zerscheren und zerbrechen die anfänglich großblockigen Muschelkalkschollen immer stärker. Der im oberen Teil des Hanges grobblockige Kalksteinschutt wird nach unten immer kleinstückiger und ab der Rötgrenze zunehmend mit Ton(stein)material vermengt. Im unteren Teil des Hanges liegt ein tonig-mergeliger Gesteinsschutt vor, der sich wulstartig in fließender oder kriechender Bewegung befindet.

Bei den an der Röt/Muschelkalkgrenze vorliegenden Verhältnissen, und auch sonst bei ähnlichen geologischen Situationen, haben sich solche Rutschungen sicher zu allen geologischen Zeiten ereignet. Rezente Rutschungen, die ohne menschliche Eingriffe in Bewegung kommen, sind auch an der Röt/Muschelkalkgrenze verhältnismäßig selten und immer mit extremen Niederschlägen in Verbindung zu bringen. Die meisten Rutschungen dieser Art sind sicher an der Wende Pleistozän/Holozän bzw. im Atlantikum aufgetreten, doch zeigten viele dieser großen Massenverlagerungen auch heute noch niederschlagsabhängige Kriechbewegungen und zwar sowohl oben bei den Blockbewegungen als auch im Bereich der Rutschungszunge.

Rutschungen und Rutschschollen dieser Art, aber auch viele kleinere Rutschungen, sind an der Röt/Muschelkalkgrenze weit verbreitet und an den zahlreichen Abrißwänden oder -nischen und der unruhigen Morphologie bzw. den typischen Fußschollen erkennbar. Sie begleiten z. B. im nördlichen Hessen, in Süd-Niedersachsen und in Thüringen kilometerweit den Schichtstufenrand, wobei nach Norden zunehmend auch Auslaugungserscheinungen im Rötgips mit zur Rutschungsanfälligkeit dieser Schichten beitragen.



Die hier ausführlich beschriebenen Erscheinungen treten aber nicht nur an der Röt/Muschelkalk-Schichtgrenze auf, sondern überall, wo mächtigere, feste und wasserundurchlässige Gesteine auf wasserstauender Unterlage am Hang ausstreichen. Im Muschelkalk ist dies z. B. auch an der Grenze Mittlerer/Oberer Muschelkalk der Fall. Wo diese Schichtgrenze großflächig am Hang ausstreicht, wie z. B. im Gebiet der oberen Mosel, am Neckar und auch andernorts, treten ebenfalls zahlreiche, ähnlich ablaufende Großrutschungen auf. Eine der am gründlichsten untersuchten davon ist wohl der „wandernde Weinberg“ bei Nittel, Landkreis Saarburg, der beim Moselausbau Mitte der 60er Jahre wieder in Bewegung gekommen ist.

Morphologisch ausgeprägter sind die großscholligen Felsablösungen im **Oberen Muschelkalk Württembergs**, allen voran die bekannten Felsengärten bei Hessingheim, wo 1924 ein Felssturz ebenfalls viele Weinberge zerstört und die Talstraße verschüttet hat beschreibt einige solche Schollenablösungen an Talhängen des Oberen Muschelkalks, verstärkt durch Salz- oder Gipskarst im Mittleren Muschelkalk, bei dessen randlicher Auslaugung ein zerbrochenes und z. T. verstütztes Residualgebirge entsteht, mit einer entsprechend dem Gipshang talwärts geneigten Grenzfläche Mittlerer/Oberer Muschelkalk.

Im Gebiet des oberen Neckars wurde das Ausmaß der hier meist fossilen Massenverlagerungen an den Hängen des Neckartales erst beim Bau der Autobahn A23 im vollen Umfang erkannt. Ähnliche Massenverlagerungen werden auch vom Hochrheintal beschrieben.

Derartige Erscheinungen des Abgleitens harter, spröder und wasserführender Gesteine auf tonig-mergeliger Unterlage sind sehr weit verbreitet.

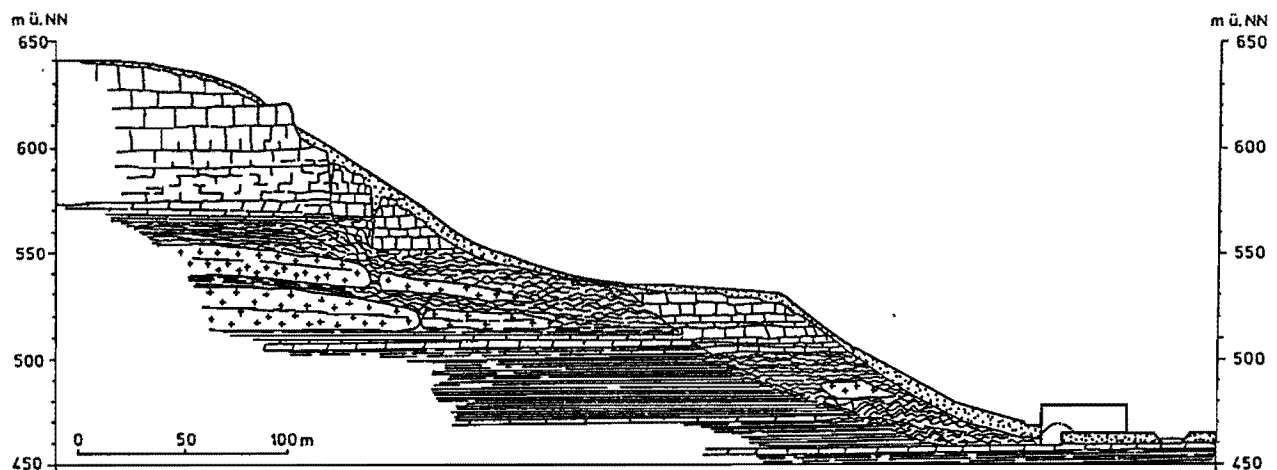


Abb. 16: Zerrüttung von Muschelkalkhängen infolge Gipsauslaugung und fossile Rutschscholle am oberen Neckar

(EISSELE & KOLBER, 1973)

### 2.3.7.5 Keuper

Einer der bekanntesten Rutschhorizonte Deutschlands dürfte wohl der württembergische **Knollenmergel** sein. Dieses höchste Schichtglied des Mittleren Keupers ist im Gebiet Stuttgart-Tübingen 25 bis 30 m mächtig und besteht im unverwitterten Zustand aus fast schichtungslosen Ton- und Mergelsteinen von halbfester bis fester Beschaffenheit. Mit zunehmender Verwitterung geht das Gestein in einen schluffigen Ton mit bis zu 45 % Tonanteil über, der sehr wasserempfindlich ist und ein hohes Schrumpf- und Schwellmaß aufweist. Die, soweit sie nicht bewaldet sind, meist verhältnismäßig flachen Hänge im Knollenmergel zeigen typische Rutschmorphologie und reagieren empfindlich auf rutschungsauslösende Faktoren, wie anhaltend starke

Niederschläge und Eingriffe in das Hanggleichgewicht (viskoses Verhalten auch temperaturabhängig).

Bei den Knollenmergelrutschungen handelt es sich je nach Mächtigkeit des Verwitterungsprofils um mehr oder weniger abgeflachte Rotationsrutschungen, die fast nie in den festen Knollenmergel hinuntergreifen. Mit zunehmender Durchnässung weicht der Boden auf und geht aus einer anfänglichen Schalenleitung in Erdfließen über, wodurch gleichzeitig wieder Raum für mehrfach rückschreitende, abgeflachte Rotationsrutschungen geschaffen wird.

Hauptursache besonders der größeren Knollenmergelrutschungen ist fast immer Wasser, das aus dem überlagernden Rätsandsteinen und Arietenkalksteinen des Lias oder über offene Gruben oder Gräben, aber auch durch tiefe Schrumpfrisse in den Boden eindringen kann.

KLOPP (1957) weist auf eine auffallende Zunahme der Häufigkeit von Knollenmergelrutschungen an unbewaldeten Süd- und Südwesthängen hin, wo er in niederschlagsarmen Sommermonaten Trockenrisse bis zu 20 cm Breite und 3 bis 6 m Tiefe festgestellt hat. Die rutschungshemmende Wirkung des Waldes ist offensichtlich in erster Linie darauf zurückzuführen, daß im schattigen Waldboden kaum eine solche Rissebildung auftritt.

Im Frankenland wird die Rutschungsanfälligkeit im oberen Keuper von dortigen **Feuerletten** übernommen, dem stratigraphischen Äquivalent des Knollenmergels.



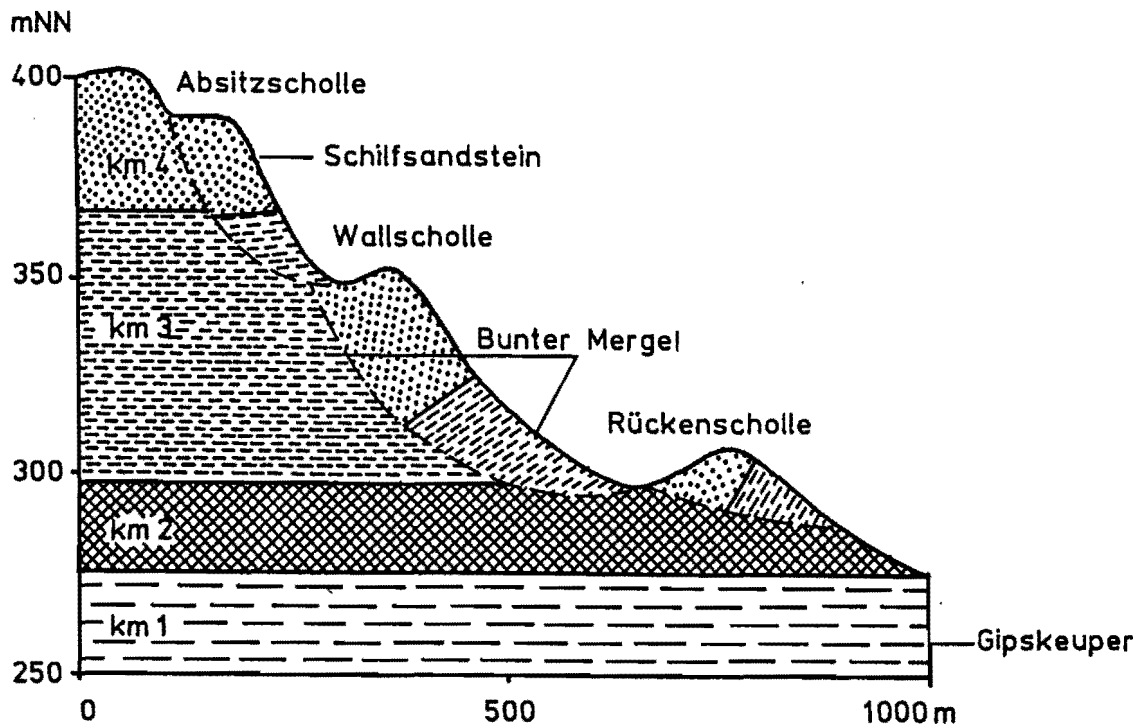


Abb. 17: Schollengleitungen an den Stufenhängen des Mittleren Keupers in Baden-Württemberg  
(EISENBRAUN & ROMMEL, 1986)

Auch in den übrigen Tonsteinhorizonten des süddeutschen Keupers treten, gebietsweise gehäuft, Rutschungen auf. Dies betrifft besonders die **Bunten Mergel** (km 3) mit dem überlagernden Schilfsandstein (km 4), wobei am Hangfuß teilweise noch der Gipskeuper (km 1) ausstreicht, dessen Gipshang häufig eine pseudotektonische Verstellung der Schichten zur Folge hat. Wo diese Schichtenfolge am Hang ausstreicht, liegen häufig großflächige, z. T. fossile Rutschungen vor. EISENBRAUN & ROMMEL (1986) sowie BLUME & REMMELE (1989) berichten über umfangreiche Rutschungen besonders an den nord- und nordostexponierten Hängen des Strombergs südwestlich von Heilbronn. Auch an der BAB A81 am Wildenberg nördlich des

AB-Kreuzes Weinsberg ist eine solche, nicht erkannte Großrutschung beim Autobahnbau wieder in Bewegung gekommen.

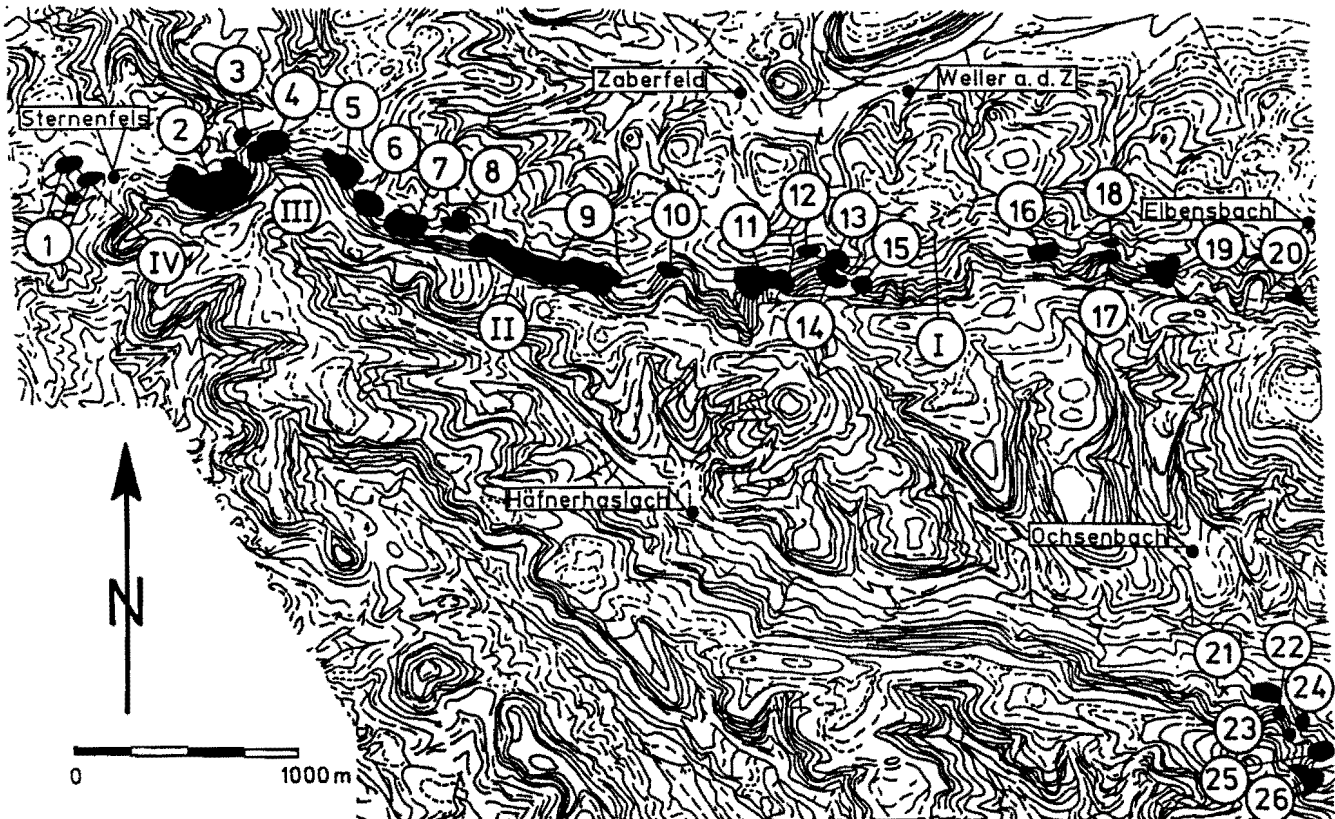


Abb. 18: Häufung von Rutschungen an den nord- und nordostexponierten Keuperhängen der Stromberg-Mulde  
(EISENBRAUN & ROMMEL, 1986)

In der Trierer Bucht stellt auch der **Luxemburger Sandstein** über Keupertonsteinen eine solche rutschungsanfällige Konstellation dar.

2.3.7.6 Jura/Kreide

Im Jura Süddeutschland sind mehr oder weniger alle mächtigen Tonsteinhorizonte, besonders aber der Opalinuston des Dogger  $\alpha$  und der Ornatenton des Dogger  $\zeta$  als rutschungsanfällig bekannt. In beiden Fällen liegen über den Tonsteinhorizonten gut wasserwegsame Sandsteine oder Kalksteine, die zu starker Durchfeuchtung der Oberzone der Tonsteine beitragen.

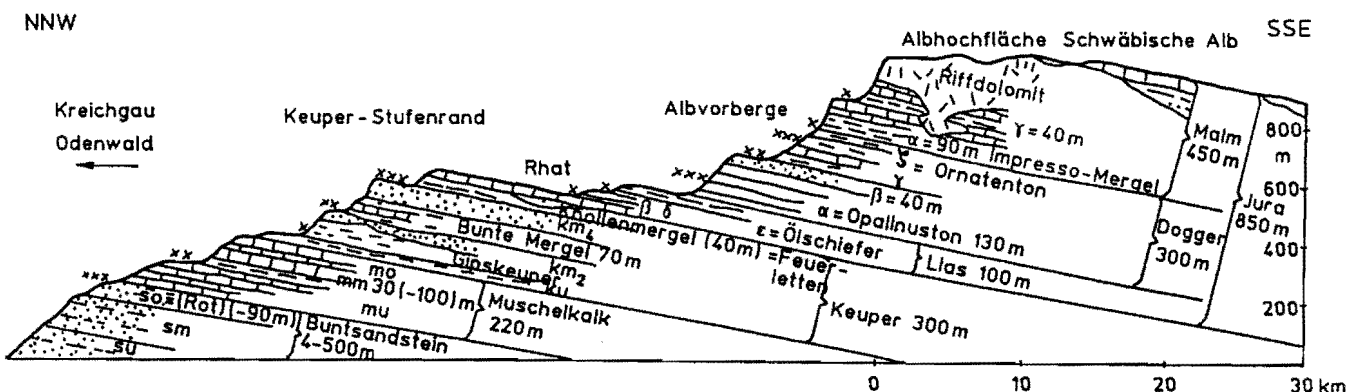


Abb. 19: Schematischer geologischer Schnitt durch das Schichtstufenland der Trias und des Juras Südwestdeutschlands mit den besonders rutschungsanfalligen Zonen, abgestuft nach Intensität x, xx, xxx (BACKHAUS, 1970)

Der in Württemberg 90 bis 130 m mächtige **Opalinuston** weist im unteren Teil meist flache, unruhige Geländeformen auf. Nach oben schalten sich Sandsteinbänke ein, die den Übergang zum Ornatensandstein (Dogger  $\beta$ ) bilden. Die Grenze Dogger  $\alpha/\beta$  ist ebenfalls wieder ein ausgeprägter Quellhorizont. Die Rutschungen treten bevorzugt an der Grenze Hangschutt/verwitterte Tonsteinoberfläche oder im Grenz-

bereich der Verwitterungszone auf. An steilen Hängen liegen auch tiefe und sehr tief reichende (> 20 m) Großrutschungen vor.

Die Tonhorizonte des Doggers bereiteten Mitte des 19. Jahrhunderts beim Bau des alten Donau-Main-Kanals (Ludwigskanal) südöstlich Nürnberg einige Schwierigkeiten. BIRZER (1976) beschreibt nicht nur Rutschungen in Dammstrecken, sondern auch die Entwicklung eines 20 m tiefen Einschnittprofils im Opalinuston bei Ölsbach, das 1846 bei der damaligen schonenden Abtragsarbeit mit 1 : 1,5 (34°) angelegt worden ist, in dem aber nach einigen Jahren immer wieder Kriechbewegungen und flache Rutschungen aufgetreten sind, die bis 1938 zu einer generellen Böschungsverflachung auf 1 : 1,8 (29°) und bis 1956 auf 1 : 2 (27°) geführt haben. Seitdem scheint die Böschung standfest zu sein. Ein derartiger, mehrfach aufgemessener Großversuch sollte Beispiel und Lehre sein.

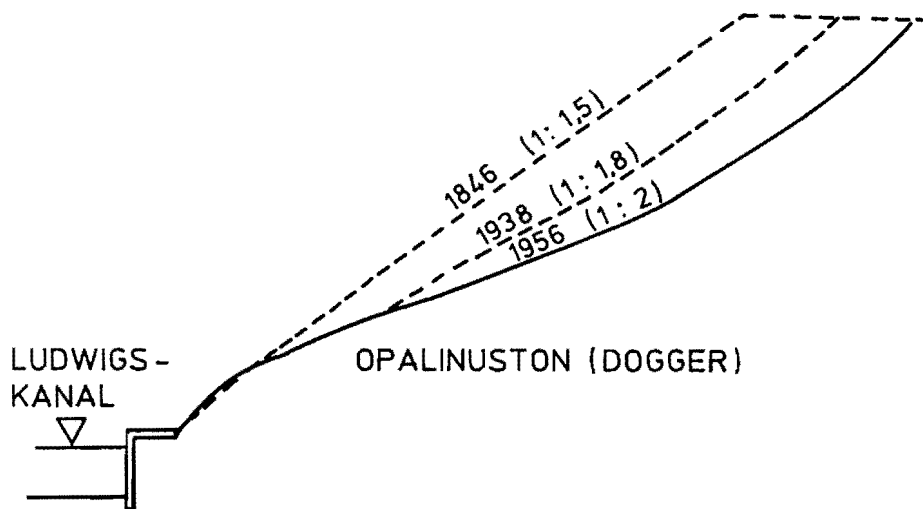


Abb. 20: Böschungsabflachung im Laufe der Jahrzehnte im Ölbacher

Im Dogger Württembergs treten auch sonst Rutschungen verbreitet auf. EINSELE (1961) beschreibt mehrere Rutschungen, die beim Bau der Bodensee-Fernwasserversorgung bei Spaichingen in den Deckschichten des Dogger  $\gamma$  aufgetreten sind. Im mittleren und südlichen Württemberg ist es dann vor allen Dingen der verbreitete Ausstrich des bis zu 30 m mächtigen **Ornatentons** (Dogger  $\zeta$ ), der zu zahlreichen Rutschungen geführt hat und die unruhige Morphologie der Hänge am Albtrauf entscheidend prägt. Bekannt geworden sind vor allen Dingen die Schwierigkeiten beim Bau der BAB A21 am Aichelberg bei Kirchheim/Teck in den Tonsteinen des Dogger  $\alpha$  und  $\zeta$ . Die Rutschungsgefährdung ist hier besonders in der Verwitterungs- und Anwitterungszone der Tonsteine gegeben, die an den Hängen 15 m tief reichen kann. Große Rutschungen dieser Art sind auch in Südwürttemberg, im Hohenzollerlernergebiet und im Wutachgebiet verbreitet.

Auch am Albtrauf treten in den bankigen Kalksteinen des Weißen Jura (Malm) vielerorts umfangreiche Schollenverkippen und Massenverlagerungen auf. Mit die bekanntesten sind die Höllenlöcher bei Urach, wo nicht nur gewaltige Felsablosungen vorliegen, sondern unten am Hang auch umfangreiche fossile Rutschmassen lagern. Diese vorwiegend aus mergeligem Kalksteinschutt bestehenden Rutschmassen sind heute meist recht stabil, anders als die stärker tonigen Schuttmassen stratigraphisch tieferer Jura-Horizonte.

In Norddeutschland sind ferner auch die **Tonsteine der Unteren Kreide** als sehr rutschungsanfällig bekannt. Beim Bau des Mittellandkanals sind an einigen Stellen erhebliche Probleme und auch Rutschungen größeren Ausmaßes aufgetreten. Nach KEMPER (1982) sind einzelne Abschnitte der Unterkreide-Tonsteine, z. B. die des Apt und Alb, besonders rutschungsanfällig.

ZARUBA & MENCL (1961, 1969) beschreiben zahlreiche Großrutschungen aus der Kreideformation an der Küste Südenglands und aus der Tschechoslowakei. Auch hier liegen mehrfach mächtige Kreidekalksteine oder -sandsteine auf undurchlässigen Tonsteinen.

### 2.3.7.7 Tertiär

Von den sehr unterschiedlich ausgebildeten Schichtgliedern des Tertiärs sind einige, nämlich besonders Wechsellagerungen von Tonen und Feinsanden, aber auch Mergeltonen mit Kalkmergelbänken als sehr rutschungsanfällig bekannt. Auch hier wirkt wieder das Wechselspiel wasserführender Lagen über toniger Unterlage, wobei die Lockergesteine des Tertiärs im Gegensatz zu den bisher behandelten Festgesteinen auch, oder besonders schon bei dünnbankiger Wechsellagerung reagieren. Außerdem enthalten zahlreiche dieser Tone recht hohe Anteile quellfähiger Tonminerale. Auch bei den Tertiärrutschungen muß zwischen flachen Rutschungen bis etwa 5 m Tiefe und tiefen bis sehr tiefen (ab 15 - 20 m) Rutschungen unterschieden werden.

Die **flachen Tertiärrutschungen** verlaufen größtenteils in den Deckschichten und in der Umlagerungs- bzw. Verwitterungszone und greifen, wenn überhaupt, nur flach in die anstehenden Schichten hinunter. Es handelt sich meist um abgeflachte Rotationsrutschungen oder kombinierte Rutschungen, z. T. auch Gleitungen, die häufig zu mehrfach rückschreitenden Rutschungen zusammengewachsen sind. Die Abflachung der Gleitfläche ist entweder darauf zurückzuführen, daß die <sup>1)</sup>Scherfestigkeiten in der Umlagerungszone wesentlich niedriger sind als in den tieferen



Schichten, oder die <sup>2)</sup>Gleitflächen folgen den obersten sich anbietenden Schichtflächen des Tertiärs.

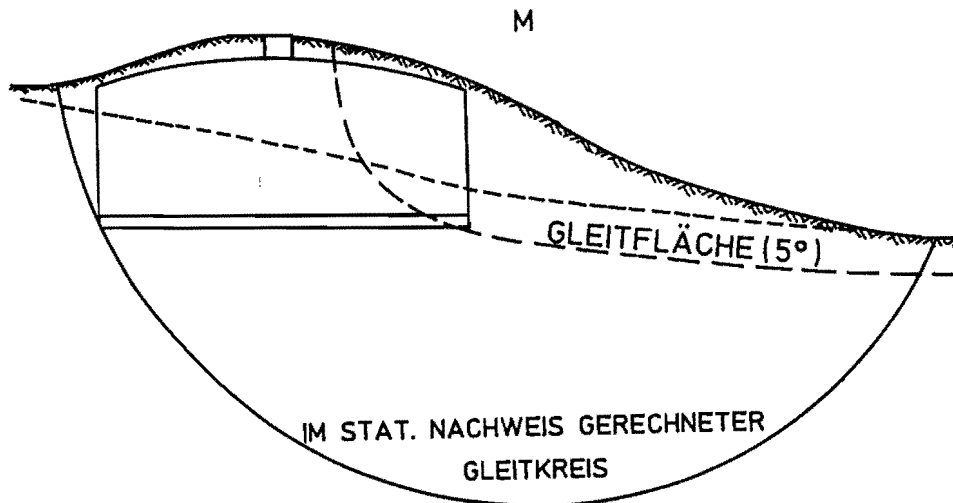


Abb. 22: Rutschung an einem in tertiären Tonen gegründeten Wasserhochbehälter. In der bodenmechanischen Standsicherheitsuntersuchung ursprünglich gerechneter tiefliegender Gleitkreis und aufgetretene flache Rutschung, deren Gleitfläche Schichtflächen in der Anwitterungszone folgt.

Solche flachen Rutschungen an Tertiärhängen sind in den verschiedensten Größenordnungen und Erscheinungsformen weit verbreitet und meist auch keine Erstrutschungen, sondern die Hänge sind überdeckt mit einer Vielzahl älterer Rutschungen, die aufgrund der insgesamt flachen Hangformen häufig nur von einem geübten Auge erkannt werden. Die Hangneigungen solcher Hänge betragen oft nur  $6^\circ$  bis  $10^\circ$ .

Meist genügen kleine Eingriffe in das Hanggleichgewicht und (oder) stärkere Niederschläge, um wieder Bewegungen auszulösen.

Besonders rutschungsanfällig sind auch hier mächtige, wasserwegsame Kalksteine auf toniger Unterlage, wie die miozänen Kalksteine des Rhein Hessischen Plateaus



über oligozänen Tonen. In den tonigen Umlagerungsmassen dieser flachen Tertiärhänge finden sich oft mehrere hundert Meter unterhalb noch abgeglittene Kalksteinblöcke und -schollen. Die beschriebenen Rutschungstypen sind aus fast allen Tertiärgebieten bekannt, wobei hier nur, um einige aufzuzählen, das Mainzer Becken, die Niederhessische Senke, aber auch der Ausstrich des Tertiärs zwischen Albsüdrand und Donau sowie am Rande des Westerwaldes und des Siebengebirges erwähnt werden sollen.

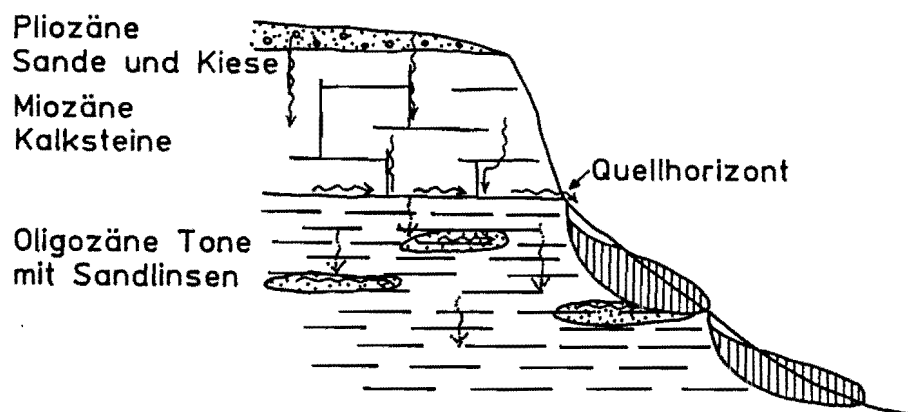
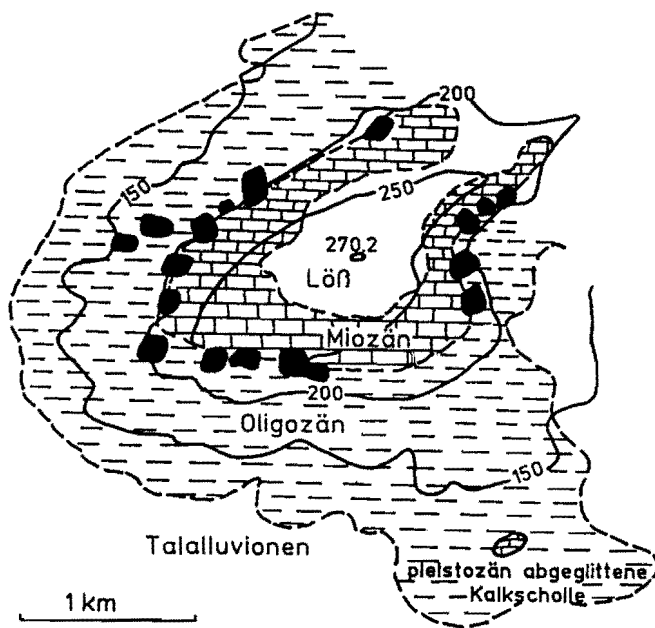


Abb. 23: Anordnung und Bewegungsschema der Rutschungen am Wißberg, Rheinhessisches Kalksteinplateau (KRAUTER & STEINGÖTTER, 1983)

Außer diesen weit verbreiteten Flachrutschungen treten im Tertiär auch immer wieder überraschend **tief reichende Rutschungen** auf. BEURER & PRINZ (1977) berichten von tiefen Entlastungsbrüchen auf Trenn- bzw. Schichtflächen im Tertiär des Vogelsbergvorlandes, die beim Bau der BAB A13 aufgetreten sind. Außer solchen Erstrutschungen infolge tiefreichender menschlicher Eingriffe sind in Tertiärhängen häufig auch tiefreichende alte Rutschungen verborgen, die z. T. noch rezent in Bewegung sind, oder aber durch junge Erosion oder menschliche Eingriffe wieder ausgelöst werden. SOMMER (1978) berichtet auch von einem Belastungsfall, wo durch Schüttung eines 12 m hohen BAB-Dammes an einem flachen Tertiärhang eine 15 bis 20 m tief reichende Rutschung ausgelöst worden ist. Besonders erwähnt werden müssen hier auch die teilweise sehr tiefgreifenden Rutschungen in Braunkohle-tagebauen.

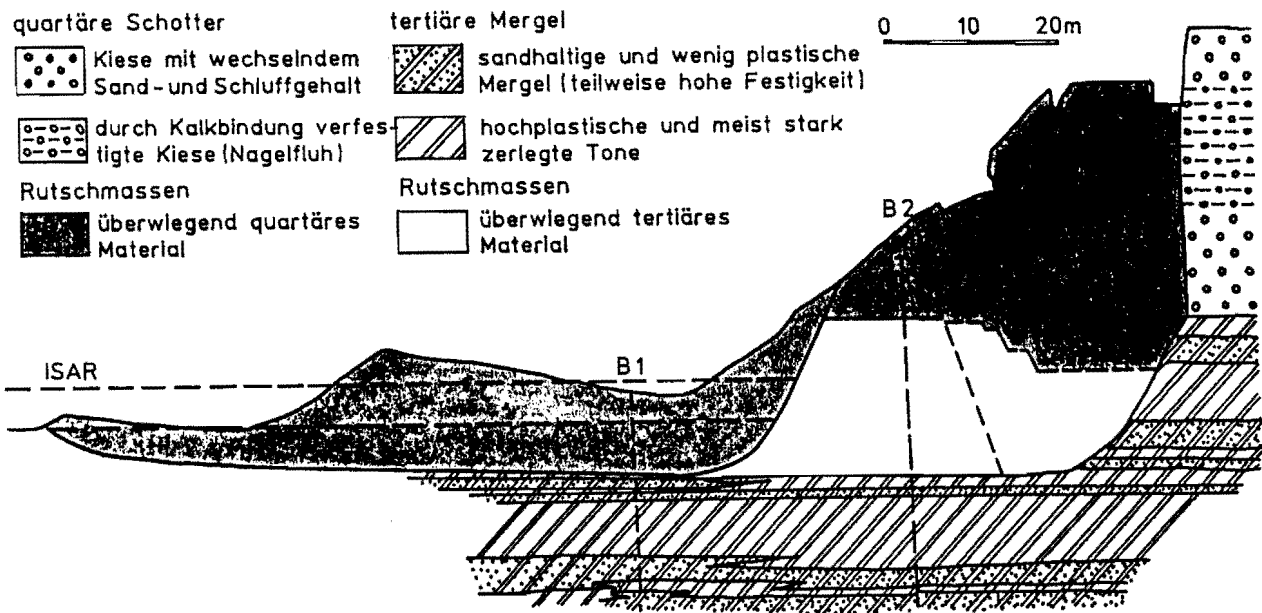


Abb. 24: Mechanismus der Großrutschungen an den Isarhängen bei München (BAUMANN, 1985)

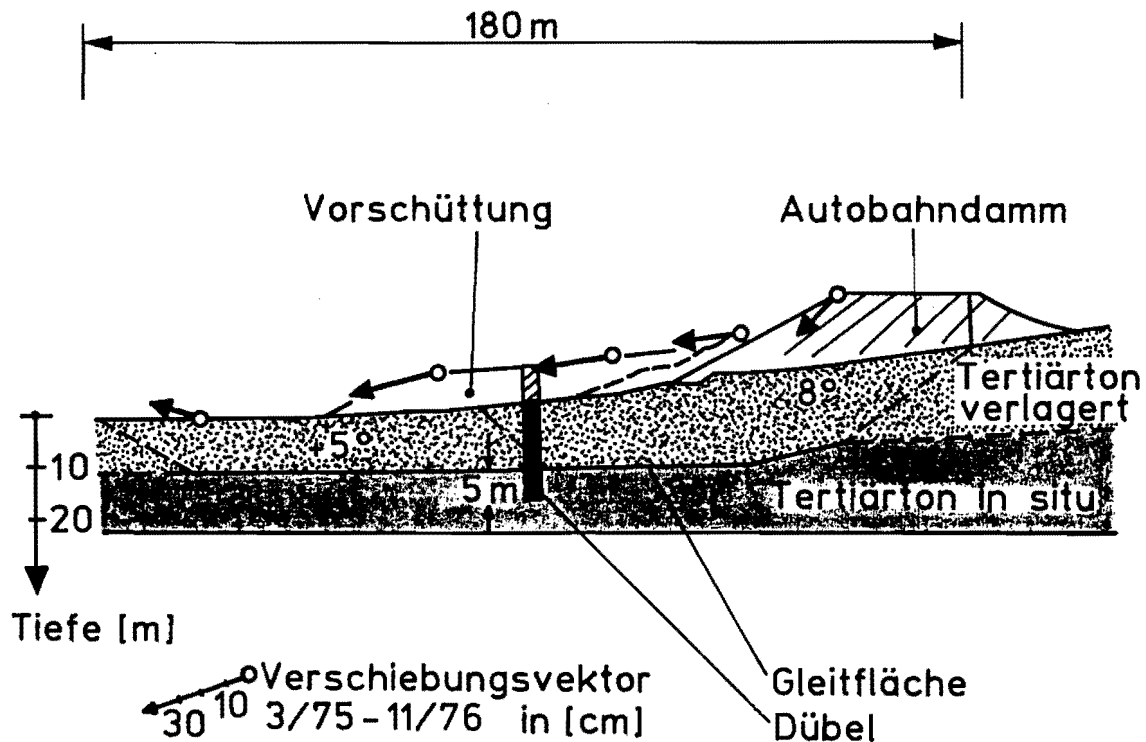


Abb. 25: Bewegungsmechanismus und Tiefenwirkung einer durch eine Dammschüttung ausgelösten Rutschung. Sanierung durch Verschüttung und Großdübel

(SOMMER, 1978)

Eine Sonderstellung in der Tertiärformation nehmen die **vulkanischen Gesteine** in Form von Basaltkuppen und -decken sowie Basalttuffen ein. Letzteres treten als Umrandung von Basaltschloten und als teilweise mehrfache Zwischenlagen in Basaltdecken auf. Wo die harten, wasserdurchlässigen Basalte auf toniger Unterlage am Hang ausstreichen, ist ebenfalls wieder die berüchtigte, schon mehrfach angesprochene geologische Voraussetzung für Hangrutschungen aller Größenordnungen gegeben. Als tonige Unterlage von Basalten kommen sowohl devonische Tonschiefer des Rheinischen Schiefergebirges als auch triassische sowie tertiäre Sedimente,

Tuffite und Tuffe in Betracht. Feinkörnige, vertonte vulkanische Tuffe und Tuffite sind im allgemeinen sehr wasser- und verwitterungsempfindlich, verlieren dann ihre Festigkeit und zerfallen bei mechanischer Beanspruchung. Diese Empfindlichkeit beruht in erster Linie auf den z. T. hohen Tongehalten (30 - 60 %) und den vielfach recht hohen Anteilen an quellfähigen Tonmineralen (60 - 90 %). Die Bruchscherfestigkeiten von sehr steifen bis halbfesten Tuffen und Tuffiten liegen im allgemeinen zwischen  $\varphi = 16^\circ$  und  $27^\circ$  mit Mittelwerten von  $\varphi = 20$  bis  $23^\circ$ ,  $c = 20 \text{ kN/m}^2$ . Zu beachten ist das ausgeprägte Restscherfestigkeitsverhalten mit  $\varphi_R = 8 - 12^\circ$  und in dünnen Lagen angereicherte erhöhte Ton- und Montmorillonit- bzw. Smectitgehalte.

Rutschungen von Basaltschollen auf toniger Unterlage und auch Rutschungen in mächtigen Tuffen oder tuffitischen Serien finden sich in allen Randgebieten von größeren Basaltvorkommen, seien es Einzelkuppen wie im Siebengebirge oder in größeren zusammenhängenden Basaltgebieten, wie dem Westerwald, dem Vogelsberg und der Hohen Rhön. Solche Rutschungen haben z. T. Ausmaße von mehreren 100 m und können in Einzelfällen sehr tief reichen. Es handelt sich meist um kombinierte Rutschungstypen mit steilen Abrissen im Basalt und oft langgestreckten ebenen Gleitbahnen auf tonige Unterlagen.

Das flach geneigte Vorland von solchen Basaltvorkommen ist häufig mit mächtigen **Basaltgeröllmassen und Basaltblocklehmen** bedeckt. Diese Schuttmassen sind ein sehr heterogen zusammengesetztes, grobkörniges Kies-Ton-Gemisch mit unterschiedlichen Geröll- und Blockanteilen und einem Ton- und Schluffgehalt von durchschnittlich 10 - 30 %. Ab etwa 15 - 20 % Feinkornanteil besteht bei grobkörnigen Mischböden kein Korn-auf-Korn Stützgerüst der Grobfraction mehr und die Böden verhalten sich bei Beanspruchung wie bindige (tonige) Bodenarten. Bei Basaltblock-

lehm kommt hinzu, daß der Feinkornanteil aus tonigem Basaltverwitterungslehm und tuffitischem Material besteht, das häufig hohe Anteile an quellfähigen Tonmineralen aufweist. Dies macht sich besonders bei der Scherfestigkeit der Basaltblocklehme bemerkbar. Diese Böden sind im erdfeuchten Zustand ohne Wassereinfluß gut standfest, neigen aber bei hohen Wassergehalten und Sickerwassereinfluß zum Kriechen und bei Wasserüberschuß auch zum Fließen, so daß in niederschlagsreichen Klimazonen von vornherein sehr flache Hangformen mit unruhiger Morphologie und z. T. noch Fließformen alter Blockströme verbreitet sind. Bei starker Durchnäsung und (oder) baulichen Eingriffen kommt es leicht zu Rutschungen.