

2 Geologischer Überblick

2.1 Lage des Untersuchungsgebietes

Das Nordostdeutsche Becken (NEDB) ist Bestandteil der Westeuropäischen Plattform (KATZUNG & EHMKE 1993), welche sich zwischen der Osteuropäischen Plattform im Norden und Osten sowie dem Alpen-Karpatenbogen im Süden befindet (Abb. 2.1). Die im folgenden dargestellten Untersuchungen wurden im Bereich des Mitteleuropäischen Beckens (MEB; ZIEG-

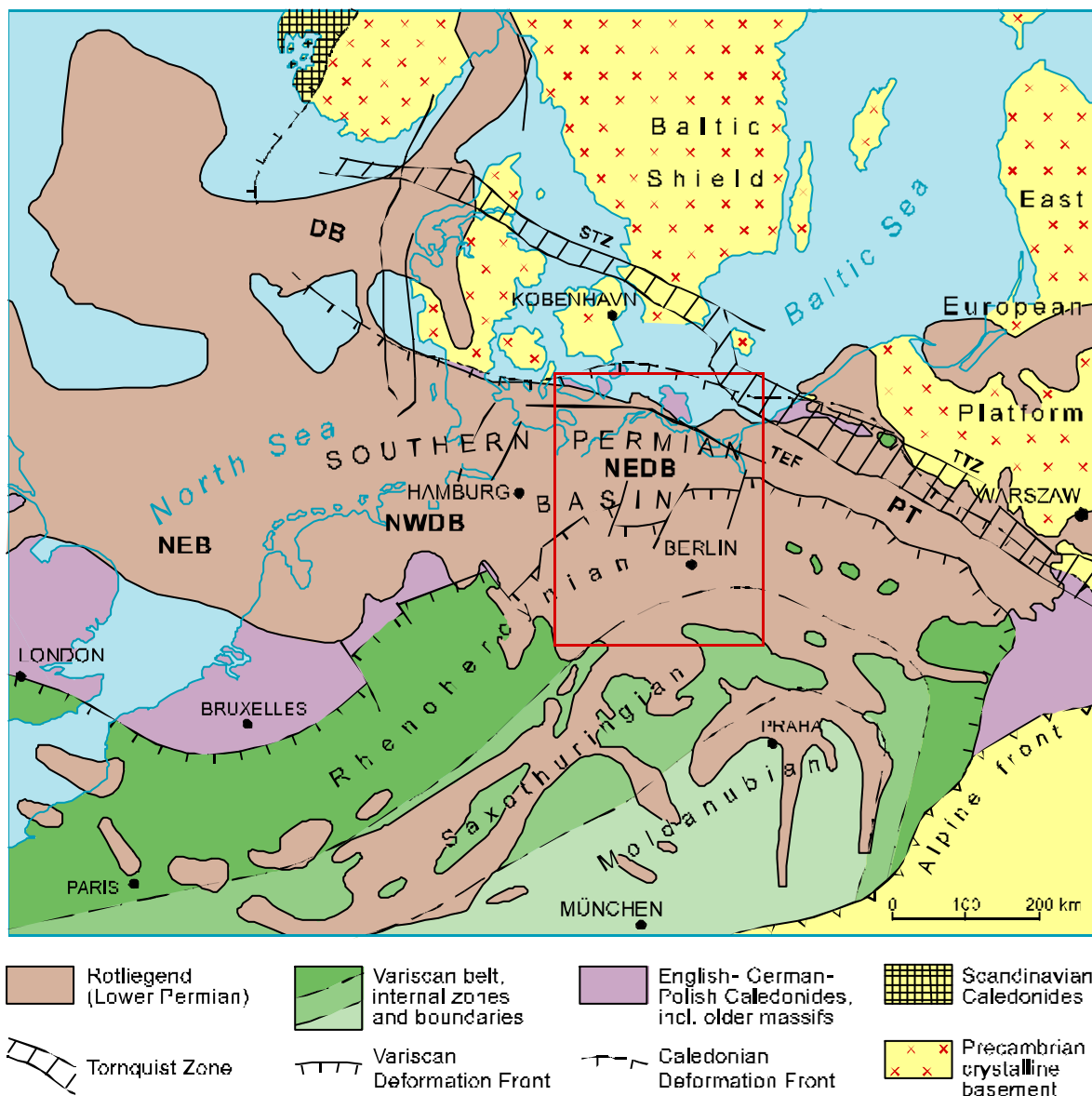


Abb.2-1: Verbreitung des Rotliegend und tektonische Hauptelemente des Zentraleuropäischen Grundgebirges (nach ZIEGLER 1990, BERTELSEN 1992a, PLEIN 1993, BENECK et al. 1996, BRECHT 1999). Die Lage des Arbeitsgebietes ist durch ein rotes Rechteck gekennzeichnet.

NWDB = Nordwestdeutsches Becken	NEDB = Nordostdeutsches Becken
DB = Dänisches Becken	PT = Polnischer Trog
TTZ = Tornquist-Teisseyre-Zone	STZ = Sorgenfrei-Tornquist-Zone
TEF = Transeuropäische Störung	NEB = Niederländisch-Englisches Becken

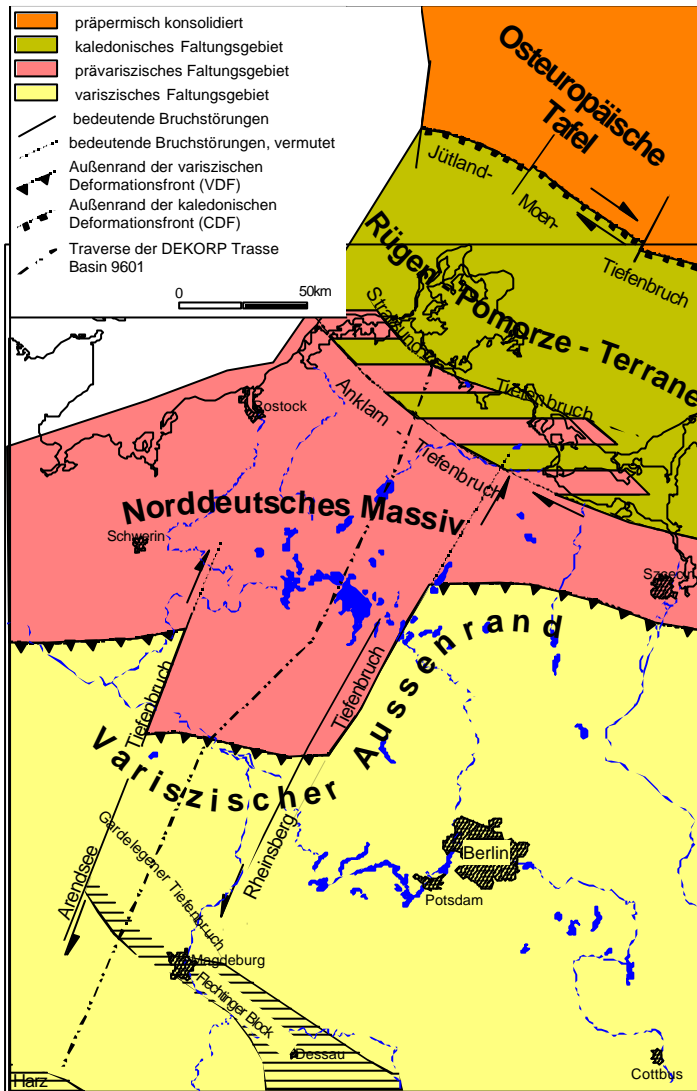


Abb. 2-2: Tektonische Felderung des Grundgebirges des NEDB nach HOFFMANN (1989), HOFFMANN et al. (1997) und WEIHE (1997)

durch die Altmarkschwelle und deren nördliche Verlängerung bis zur Ostholsteinischen Plattform gebildet wird (GAST et al. 1998). Die fazielle und strukturelle Ausbildung dieser beiden Becken unterscheidet sich in mehreren Punkten. So ist das NEDB in seiner Anlage deutlich älter als das NWDB.

Im rezenten Strukturbild fällt auf, dass im NWDB vor allem Salzsättel und Salzstöcke dominieren, während im NEDB vor allem Salzkissen vorherrschen. Das NWDB reicht bis in die südliche Nordsee und unterscheidet sich vom angrenzenden niederländisch-englischen Teilbecken durch sein deutlich höheres Alter und die erhöhten Sedimentmächtigkeiten. Das hier bearbeitete Probenmaterial stammt aus den jungpaläozoischen und mesozoischen Gesteinen des NEDB.

LER 1990) durchgeführt. Das MEB, welches von anderen Autoren auch als Mitteleuropäische Senke bezeichnet wird (u.a. KATZUNG 1975, 1993, 1995, WALTER 1992) und sich in seiner ESE - WNW Richtung von England bis nach Polen über eine Länge von etwa 1600 km und einer Breite von 200 - 500 km erstreckt (PLEIN 1993), kann nach GAST et al. (1998) in vier größere Teilbecken untergliedert werden (Abb. 2-1).

Der Polnische Trog ist hierbei von der Beckenentwicklung und Faziesverteilung am eigenständigsten ausgebildet (KARNOWSKI 1994, 1999). Die Abgrenzung des Polnischen Trogs gegen das westlich anschließende NEDB erfolgt durch eine ausgeprägte Schwelle, von welcher ein großer Teil der in beiden Becken akkumulierten Sedimente stammt (GAST et al. 1998). Das NE- und NW-Deutsche Teilbecken werden durch eine weniger deutliche Schwelle getrennt, welche

2.2 Entwicklung des Präpermischen Grundgebirges des NEDB

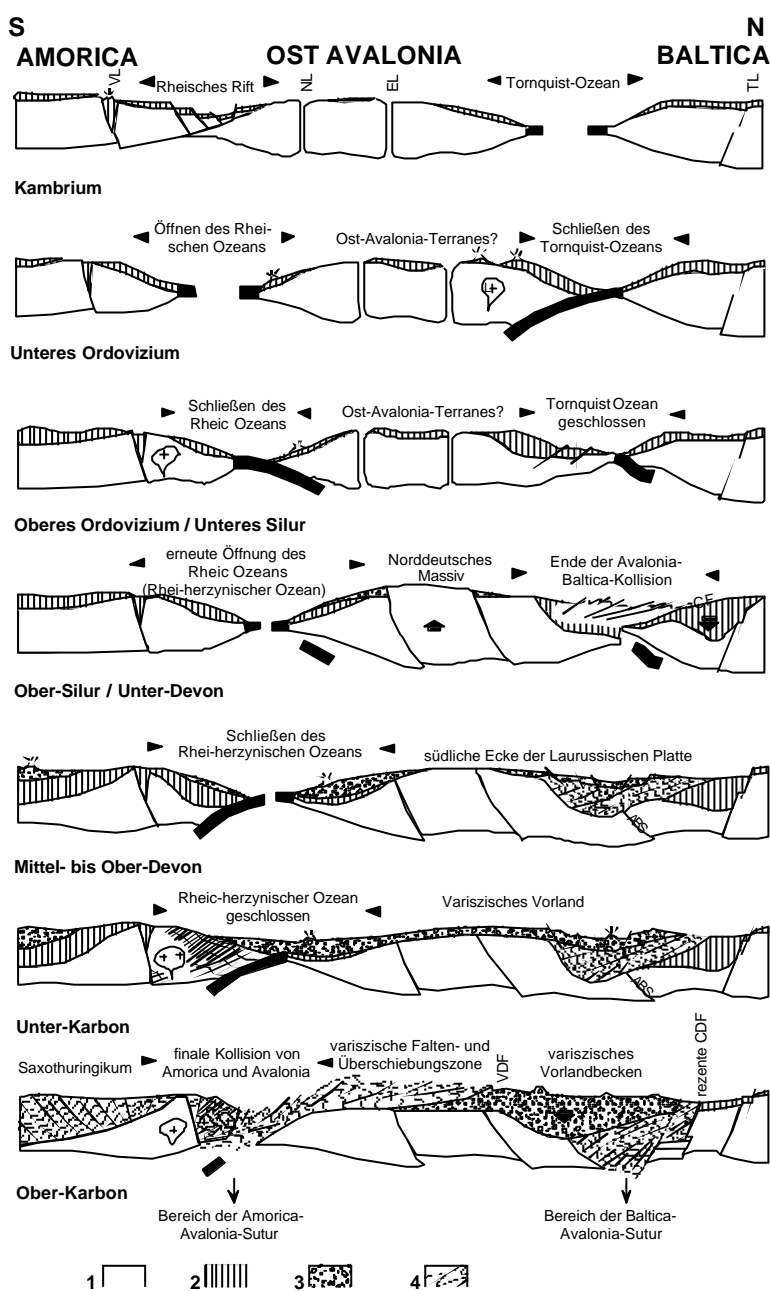


Abb. 2-3: Schematische Darstellung der paläozoischen Plattentektonik NE-Deutschlands (nach FRANKE et al. 1996) – unmaßstäblich

1= tiefere Kruste, 2= Kambrium bis Silur, 3= Devon bis Karbon, 4= Falten- und Überschiebungsgürtel der Varisziden bzw. Kaledoniden;

VL= Vesser Lineament, NL= norddeutsches Lineament, EL= Elbe-Lineament, TL= Tornquist-Lineament,

ABS= vermutete Avalonia-Baltica-Sutur, CF= kaledonische Vorsenke, CDF= kaledonische Deformationsfront, VDF= variszische Deformationsfront, JMF= Jütland-Moen-Störung

Die Entwicklung der Kenntnis über den tieferen Untergrund in Norddeutschland erfolgte in mehreren Etappen. Die Arbeiten von FRANKE (1967), SCHMIDT et al. (1977) belegten am Nordrand des NEDB die Existenz eines kaledonisch gefalteten Stockwerks in Bohrungen auf der Insel Rügen. Weiterhin weisen die Gesteine der Bohrungen am Südrand des NEDB auf ein variszisches Alter des Grundgebirges hin. Präkambrisches Grundgebirge wurde außer z.B. im Harz (Ecker-Gneis) nirgends nachgewiesen, aber im Zentrum des Beckens (Ostelbisches Massiv; vgl. KATZUNG & EHMKE 1993) vermutet. Außerdem wurde gezeigt, dass Tiefenbrüche die Übergänge der verschiedenen Grundgebirgseinheiten im Süden und Norden markieren. Neue Tiefbohraufschlüsse und erste Ergebnisse von langzeitregistrierten reflexionsseismischen Profilen sowie neue geophysikalische Interpretationsmethoden führten Ende der 80-er Jahre zu einer Präzisierung der Modellvorstellungen (FRANKE et al. 1989, FRANKE 1990, HOFFMANN 1990, u.a.). HOFFMANN et al. (1997, 1998) nehmen von Süd nach Nord für den tieferen Untergrund

eine Dreiteilung in Variszische Außenzone, prävariszisches Vorland und das vermutlich unterlagernde präkambrische Norddeutsche Massiv vor. Nördlich schließt sich die kaledonische Faltungszone (Rügen-Pommern-Terrane) an (Abb. 2-2).

Die variszische Außenzone ist durch einen nordvergenten Überschiebungsbau mit Ausbildung mehrerer Überschiebungsflächen gekennzeichnet. Horizontalbewegungen an den Tiefenbrüchen führten zu einem sägeblattartigen Versatz der E - W orientierten variszischen Deformationsfront (VDF).

Die Grenze zwischen der Osteuropäischen Plattform (OEP) und der jüngeren, überwiegend aus paläo- und mesozoischen Gesteinen gebildeten Westeuropäischen Plattform wurde erstmals von TORNUST (1908) beschrieben. Im Zuge der seismischen Vermessung des tieferen Untergrundes kam es mehrfach zur Neuinterpretation der kaledonischen Deformationsfront (vgl. HOFFMANN et al. 1997, 1998). HOFFMANN et al. (1997) gehen davon aus, dass die Kaledoniden bis an die Anklam-Störung heranreichen, welche den Südast der Stralsund-Anklam-Störungszone (SAS) bildet. Somit stellt dieses Störungssystem die östliche Fortsetzung der im EUGENO-S1 Profil postulierten Transeuropäischen Störung TEF (BERTHELSEN 1992 a, b) dar und repräsentiert zudem die rezente Position der Avalonia-Baltica-Sutur (ABS) (FRANKE et al. 1996, HOFFMANN & FRANKE 1997). Demzufolge entspricht das Rügen-Pomorne-Terrane (Abb. 2-2) dem kaledonischen Deformationsgürtel der OEP. Eine zusammenfassende Darstellung der paläogeographischen Entwicklung des tieferen Untergrundes NE-Deutschlands findet sich bei FRANKE et al. (1996) und ist in Abb. 2-3 dargestellt.

2.3 Bildung des Mitteleuropäischen Beckens (MEB)

Das MEB ist ein komplex ausgebildetes intrakontinentales bzw. kratonisches Becken (BACHMANN & GROSSE 1989), welches sich hauptsächlich auf dem variszischen Vorlandbecken (Abb. 2-1, 2-3) entwickelte. Weitere Beispiele für diesen Beckentyp sind das Pariser, Michigan oder Illinois Becken, wobei diese strukturell einfacher gebaut sind. Über die Entstehung solcher intrakontinentalen Becken wurden in den letzten Jahren zahlreiche Modellvorstellungen diskutiert (ZIEGLER 1990). Eine Möglichkeit ist die Dehnung und Ausdünnung der Kruste sowie der subkrustalen Lithosphäre. Eine weitere Möglichkeit ist die thermisch induzierte „Aufdomung“ der Moho (Mohorovicic-Diskontinuität).

Nach BACHMANN & HOFFMANN (1994, 1995, 1997) lässt sich die Genese intrakontinentaler Becken grundsätzlich auf drei Modelle zurückführen:

- Reine Scherung (pure shear) nach MCKENZIE (1978); die Ausdehnung der Kruste erfolgt durch gleichmäßige Dehnung.
- Einfache Scherung (simple shear) nach WERNICKE (1981); die Ausdünnung der Kruste erfolgt mit Hilfe einer flachen, durch die Kruste und den oberen Mantel laufenden Scherzone.
- Diapirismus und Unterplattung; durch die Intrusion von basischem Mantelmaterial in Form von Diapiren oder flächenhaften Intrusionen (underplating) erfolgt eine Ausdünnung der Kruste (BACHMANN & HOFFMANN 1997).

Die Ausbildung des Mitteleuropäischen Beckens (MEB) erfolgte initial bereits im Stefan nach der variszischen Gebirgsbildung (vgl. PLEIN 1993). Das in die variszische Deformation teilweise einbezogene Vorlandbecken (Abb. 2-3) reagierte zumindest teilweise nicht nur mit Faltung, sondern ebenfalls mit Zerböckung (FRANKE et al. 1989, HOTH 1997). Aufgrund der Kollision von Laurasia mit Gondwana (Kollision der Eurasischen mit der Afrikanischen Platte) wurden in einem E - W-gerichteten Stressfeld Transtensionsbecken und Grabenstrukturen gebildet (BACHMANN & HOFFMANN 1995, 1997). Als Ursache der initialen Beckenbildung im Bereich des NE-Deutschen Teilbeckens wird vom Autor hierbei das Modell des Manteldiapirismus nach BACHMANN & HOFFMANN (1997) bevorzugt. So wird im Bereich eines Depozentrums des MEB (Havel-Müritz-Senke) die Intrusion eines Manteldiapirs vermutet, welcher sich durch die magnetische, magnetotellurische und gravimetrische Pritzwalk-Anomalie manifestiert. Zudem konnte im Bereich dieser Anomalie keine klar ausgebildete Moho identifiziert werden (DEKORP 1999). Eine flächenhafte Intrusion wird des weiteren aufgrund einer generell erhöhten Schwere postuliert (BACHMANN & HOFFMANN 1997). Dieser Manteldiapirismus führte zur Ausdünnung der Kruste und zur thermalen Heraushebung der Kruste im Bereich des Beckens vom Stefan bis zum Ober-Rotliegend I (vgl. BACHMANN & HOFFMANN 1997). Es erfolgte die Ablagerung mächtiger Vulkanitfolgen. Ab dem Ober-Rotliegend II folgte eine thermische Subsidenz und die Akkumulation der mächtigen Rotliegendensedimente.

2.4 Entstehung und Strukturierung des NEDB

Die Entwicklung des NEDB wurde auf Grundlage der intensiven Bohrtätigkeit in den 60er Jahren auf dem Gebiet der ehemaligen DDR bereits von WIENHOLZ (1965) und MEINHOLD & REINHARDT (1967) umfassend beschrieben und diese Entwicklungskonzepte sind grundsätzlich bis heute gültig. REINHARDT (1993) modifizierte den geologischen und strukturellen Aufbau weiterhin auf Grundlage einer intensiv und flächendeckend durchgeführten seismischen Erkundung.

Ausgehend vom Karbon können im Norddeutschen Becken mehrere Entwicklungsphasen unterschieden werden, welche sich in entsprechenden thermischen Signaturen widerspiegeln. Eine Gliederung in die genannten Entwicklungsstadien wurde erstmals von NÖLDEKE & SCHWAB 1977; Abb. 2-4) veröffentlicht. Im Prinzip können vier bzw. fünf Hauptstadien unterschieden werden.

2.4.1 Frühstadium (Stefan – frühes Perm)

Die erste Entwicklungsphase, auch initiale Riftphase (SCHECK 1997) bzw. **Frühstadium** genannt, fand im Anschluss an die variszische Orogenese statt. Sie ist durch die permokarbonen Vulkanite und die Sedimente des Unter-Rotliegend sowie des unteren Ober-Rotliegend dokumentiert (BACHMANN & HOFFMANN 1997). Fast im gesamten Arbeitsgebiet sind permokarbonen Vulkanite erbohrt worden, wobei sich der Hauptteil entlang einer NE - SW-Achse mit zwei Maxima im Bereich des Rheinsberg-Lineaments im Osten und einem Maximum im Bereich der Elbe-Linie im Süden (Altmark) konzentriert (Abb. 2-5a).

Die Mächtigkeiten der Vulkanitfolgen erreichen über 2500 m südöstlich von Rügen. Nördlich der Wieker Störung (parallel dem Stralsund Tiefenbruch in Abb. 2-2) wurden keine permokarbenen Vulkanite erbohrt. Die Vulkanite setzen ebenfalls südlich des Zentralbereiches der heutigen Subherzynen Mulde aus (BRECHT 1999). BENEK et al. (1996) berechneten das Gesamtvolumen der Vulkanite auf 48.000 km³, von denen ca. 70 % SiO₂-reiche Ignimbrite und Rhyolite, 26 % Andesite und untergeordnet 4 % Basalte mit kogenetischen Doleriten sind. Nach HOTH et al. (1993b) und BENEK et al. (1996) lassen sich die Vulkanitserien fünf eruptiven Stadien zuordnen. Auf ein frühes Andesitstadium im Stefan folgten im frühen Rotliegend ein explosives Ignimbritstadium, ein postignimbritisches Eruptivstadium und ein Spätrhyolitstadium. Ein spätes Basaltstadium schloss die magmatischen Aktivitäten ab.

Die Sedimente des Unter-Rotliegend und des unteren Ober-Rotliegend (Parchim-Formation) lagern in zwei gestaffelt angeordneten Teilbecken (Abb. 2-5b), einer Westmecklenburgischen Senke im NW und der Havel-Müritz-Senke im SE (SCHECK 1997). Die östliche Begrenzung wird jeweils durch den NE - SW streichenden Rheinsberg-Tiefenbruch (Havel-Müritz-Senke) bzw. die Verlängerung des Arendsee-Tiefenbruchs markiert (vgl. Abb. 2-2). Getrennt werden beide Becken durch die Zentral-Mecklenburg-Schwelle (SCHECK 1997). Im Norden folgt die Stralsund-Senke, welche sich vom Bereich östlich der Insel Rügen in den polnischen Trog nach Osten fortsetzt. Es wurden vor allem fluviatile und äolische Bildungen über ca. 100 m mächtigen Fanglomeraten bzw. Konglomeraten (SCHNEIDER & GEBHARDT 1993) mit Gesamtmächtigkeiten bis zu 800 m akkumuliert (SCHECK 1997).

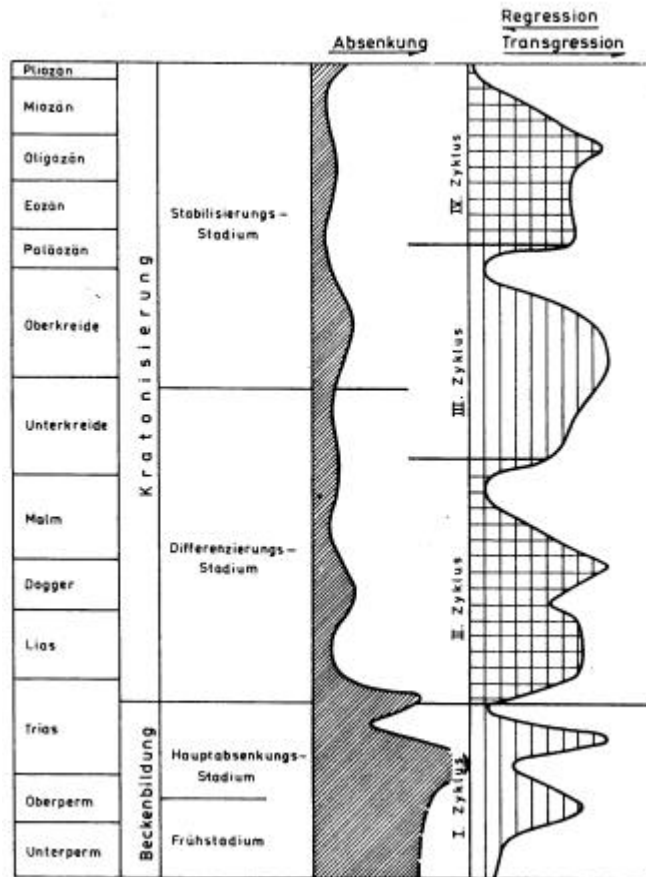


Abb. 2-4: Schema der Entwicklungsstadien der Norddeutsch - Polnischen Senke (NÖLDEKE & SCHWAB 1977)

2.4.2 Hauptabsenkungsstadium (frühes Perm - Keuper)

Diese Phase intensiver Beckensubsidenz, das **Hauptabsenkungsstadium** (NÖLDEKE & SCHWAB 1977, SCHECK 1997), ist durch zunächst bruchhafte, dann vorwiegend thermische Subsidenz gekennzeichnet (SCHECK 1997). Die Sedimente der Mirow-Formation lagern in

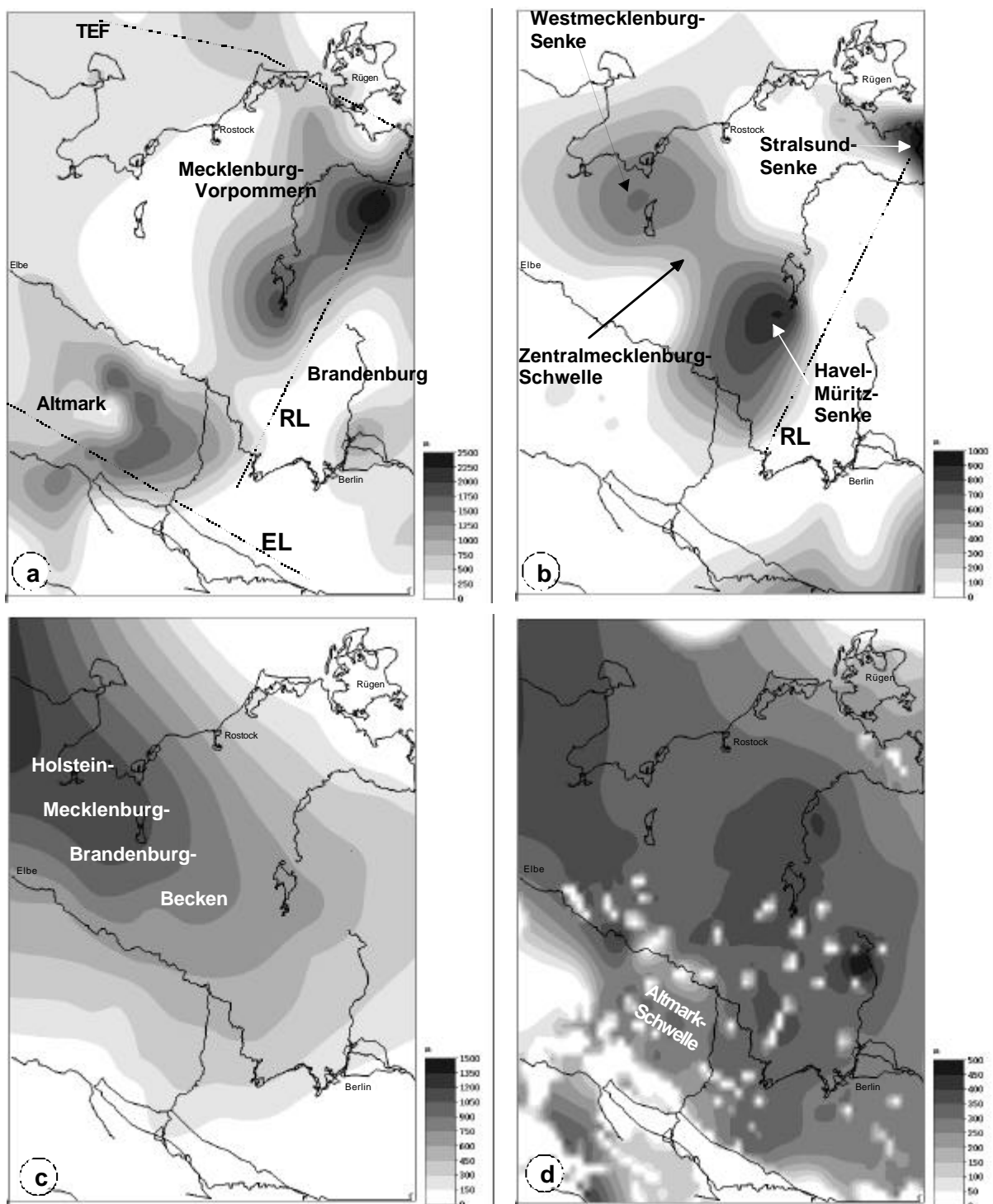


Abb. 2-5: Mächtigkeitsverteilung in m (aus SCHECK 1997) (a) permokarbone Vulkanite; (b) unteres Ober-Rotliegend; (c) oberes Ober-Rotliegend; (d) Muschelkalk; (e) Keuper; (f) Känozoikum; TEF= Transeuropäische Störung; EL= Elbe-Lineament; RL= Rheinsberger Lineament (Fortsetzung nächste Seite)

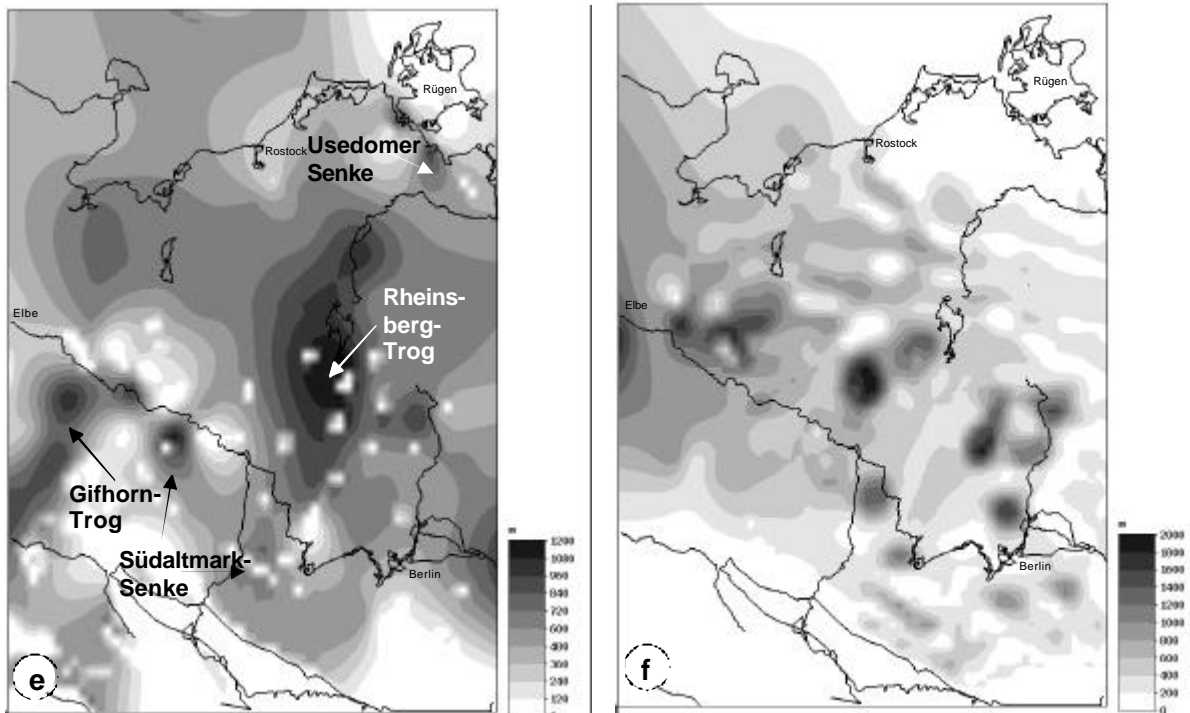


Abb. 2-5 (Fortsetzung von Seite 17): Mächtigkeitsverteilung in m (aus SCHECK 1997)
 (e) Keuper; (f) Känozoikum; TEF= Transeuropäische Störung; EL= Elbe-Lineament; RL= Rheinsberger Lineament

einer NW-SE orientierten Senke und haben ihr Depo-Zentrum direkt westlich der Westmecklenburg Senke (Abb. 2-5). Es kam im Verlaufe der Akkumulation der Mirow-Formation zur Vereinigung der zuvor existenten Teilbecken. Faziell folgten über fluviatilen Sandsteinen Playa-Sedimente im Hangenden. Im Bereich der Beckenränder gehen diese faziell in äolische und fluviatile Sedimente über (SCHNEIDER & GEBHARDT 1993). Die weitere Mächtigkeitsentwicklung im Bereich der Elbe-Folge (Abb. 2-5c) zeigt eine kontinuierliche Erweiterung des Sedimentationsraumes bei gleichbleibender Sedimentationsachse (SCHECK 1997). Faziell gehen die überwiegend fluviatilen Sedimente des südlichen Beckenrandes nordwärts in die Sedimente einer „evaporitoklastischen“ Tonebene über, welche sich meist aus roten Silt- und Tonsteinen sowie Evaporiten zusammensetzt.

Nach der Akkumulation des Rotliegend lagerten sich Sedimente von bis zu 7 evaporitischen marinen Hauptzyklen des Zechsteins ab. Aufgrund der späteren Salzabwanderung lassen sich für diese Schichten nur schwer Aussagen zur Beckenstruktur und Beckenentwicklung machen (SCHECK 1997).

In den „Red bed“-Ablagerungen des Buntsandsteins (BACHMANN 1998) herrscht noch das Strukturbild des späten Rotliegend vor (SCHECK 1997). Der Sedimentationsraum ist hauptsächlich nach N erweitert; akkumuliert werden bis zu 1200 m Sediment. Strukturell gewinnen NNE - SSW gerichtete Strukturen an Bedeutung, am Südrand des Beckens wird zudem erstmals die NNE - SSW-streichende Altmark-Schwelle erkennbar (SCHECK 1997). Während des Mittleren Buntsandsteins fanden auch die ersten kleineren halokinetischen Bewegungen im NDB statt (STRUNCK et al. 1998). Lithologisch wurden im Unteren Buntsandstein vor allem

feinklastische Ablagerungen eines Playa-Systems abgelagert, welche häufig trockenfiel und von fluviatilen Systemen umrandet war (SCHWAB 1988, AIGNER & BACHMANN 1992, BEUTLER 1995). Im Mittleren Buntsandstein herrschten Ablagerungen eines fluviatilen und lakustrinen Milieus vor, wohingegen der Obere Buntsandstein wiederum durch feinkörnige Ablagerungen eines Playa-Systems mit z.T. marinem Einfluss charakterisiert ist, dessen Beckenränder fluviatil dominiert sind. Im Beckenzentrum wurden Sedimente des Sabkha-Milieus abgelagert (SCHECK 1997).

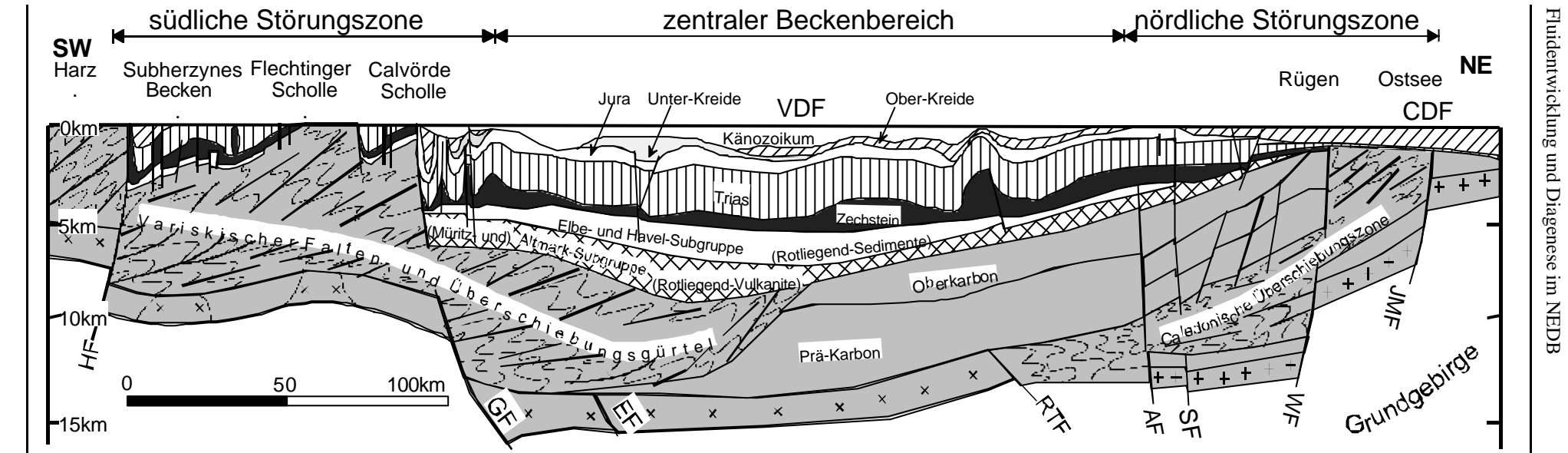
Die Mächtigkeiten des Muschelkalks schwanken zwischen 250 m an den Beckenrändern und 350 m im Beckenzentrum (SCHECK 1997). Im Gegensatz zum Buntsandstein sind zwei Depozentren zu erkennen (Abb. 2-5d). Ein Depozentrum weist eine NNE - SSW-Achse, ähnlich der Altmark-Schwelle auf.

Lokal erhöhte Mächtigkeiten weisen auf frühe Salzbewegungen hin (SCHECK 1997). Der Untere Muschelkalk im NEDB setzt sich aus flachmarinen Karbonaten und Tonen zusammen, während der Mittlere Muschelkalk sich aus Dolomiten, Anhydriten und Salzen aufbaut. Die Crinoiden- und Ceratiten führenden Kalke des Hauptmuschelkalks sind wieder vollmarin und stellen die maximale Transgression während der Trias dar (SCHWAB 1988, AIGNER & BACHMANN 1992). Diese zweite Entwicklungsphase (Hauptsubsidenzphase) endete etwa in der Oberen Trias (altkimmerisch).

2.4.3 Das Differenzierungsstadium (Keuper - Unterkreide)

Das **Differenzierungsstadium** wurde geprägt durch zunehmende Differenzierung des Sedimentationsraumes. Die Mächtigkeitskarte des Keupers (SCHECK 1997) zeigt geringe Akkumulationsraten im Beckenzentrum (<700 m). Erhöhte Mächtigkeiten bis zu 1200 m sind auf tektonisch bedingte Absenkungszentren, welche zumeist NNE - SSW streichen, beschränkt. Diese lokalen Mächtigkeitschwankungen werden häufig auf die Reaktivierung tiefer Bruchzonen und damit verbundenen Vertikalbewegungen zurückgeführt (NÖLDEKE & SCHWAB 1977). Als wichtigste Depozentren sind der Rheinsberg-Trog zwischen Rheinsberg- und Arendsee-Lineament sowie der Gifhorn-Trog zu nennen (Abb. 2-5e). Lokal erhöhte NW - SE streichende Mächtigkeiten im Bereich der Elbe (Altmark-Senke) werden auf die beginnende intensive Halokinese und die damit verbundenen Bewegungen des Post-Salinars zurückgeführt. Die Strukturentwicklung und Halokinese des NEDB ist bei WIENHOLZ (1965), MEINHOLD & REINHARDT (1967), BEUTLER (1995) und BENOX et al. (1997) umfassend dokumentiert und beschrieben.

Erste kleine Salzstöcke wie z.B. die von Dömnitz und Aulosen bildeten sich im Keuper und mit den altkimmerischen Bewegungen im Keuper kam das Salz fast überall in Bewegung (MEINHOLD & REINHARDT 1967). Faziell ist eine allgemeine Verflachung mit anschließender Dominanz von Sedimenten des Playa- Ablagerungsraums für den Keuper charakteristisch (AIGNER & BACHMANN 1992).



Fluidentwicklung und Diagenese im NEDB

- | | | |
|--------------------------------------|---------------------------|-------------------------------------|
| GF = Gardelegener Abbruch | HF = Harznordrand-Störung | RTF = Rostock-Teterow-Störung |
| AF = Anklam-Störung | SF = Stralsund-Störung | WF = Wiek-Störung |
| JMF = Jütland-Mön-Störung | EF = Unterelbe-Störung | VDF = variszische Deformationsfront |
| CDF = kaledonische Deformationsfront | | |

Abb. 2-6: Geologischer NE-SW-Schnitt durch das NEDB (nach FRANKE et al. 1996, HOFFMANN et al. 1997, GAST et al. 1998)

Im Jura erfolgte eine weitere strukturelle Differenzierung des Beckens, wobei als Ablagerungsraum die Südaltnark-Senke immer mehr an Bedeutung gewann. Während der tonig ausgebildete Lias noch im gesamten Becken verbreitet war, beschränkte sich die Verbreitung des mehr sandig ausgebildeten Doggers und des zumeist kalkigen Malms nur auf den südlichen Abschnitt des Beckens (SCHWAB 1988, SCHECK 1997). Mächtigkeitsmaxima von 1200 m weisen lokal auf hohe Subsidenzraten hin (SCHECK 1997). Die Salzbewegung erhielt im Malm einen erneuten Impuls (MEINHOLD & REINHARDT 1967). Das Salz bildete zum Teil Salzrücken, wie z.B. im Bereich der NW - SE-streichenden Salzstruktur von Altmersleben (im Bereich der Altmark-Senke) oder im Bereich einer NNE - SSW streichenden Struktur, welche von den Salzstöcken Aulosen, Rambow und Werle gebildet wird (MEINHOLD & REINHARDT 1967).

In der Unterkreide lagen die Mächtigkeiten im Bereich des NEDB zumeist unterhalb von 100 m. Nur im schmalen WNW - ESE gerichteten Bereich der Prignitz-Altmark-Westbrandenburg-Senke sind erhöhte Mächtigkeiten bis 1000 m bekannt (SCHECK 1997). Abgelagert wurden brackisch-limnische Sedimente gefolgt von marinen Tonmergeln (SCHWAB 1988).

Besonders geprägt wurde dieses Stadium durch ein tektonothermales, mittelkimmerisches Ereignis (CLAUER et al. 1996, WOLFGRAMM et al. 1998a). In dieser Zeit begann auch die Heraushebung des Harzes und der Schollen von Calvörde und Flechtingen. Im Bereich der nördlichen Nordsee kam es zu basaltischem Riftvulkanismus, der sich bis in den Süden des fenoskandischen Schildes nachweisen lässt (KOCKEL 1995).

2.4.4 Das Inversions- und Stabilisierungsstadium (Ober-Kreide - Känozoikum)

Durch die spätkretazische **Inversion** des NEDB im **Stabilisierungsstadium** erfolgte eine Umstrukturierung des Beckens und das aktuelle Strukturbild wurde deutlich (z.B. Abb. 2-6). In der Oberkreide wurden die meisten Salzstöcke reaktiviert (MEINHOLD & REINHARDT 1967). Das Fehlen der Oberkreide in Beckenrandbereichen belegt außerdem die Heraushebung der südlichen Schollen von Flechtingen und Calvörde (SCHECK 1997, SCHULZE 1964, SCHRETZENMAYER 1993) und die Heraushebung des südlichen Prignitz-Lausitzer Blocks sowie des nördlichen Grimmener Walls (KATZUNG & EHMKE 1993, SCHECK 1997). Die Mächtigkeiten in den Randsenken betragen bis zu 1900 m in den WNW-ESE streichenden Zonen der Südaltnark-Senke. Beispiele hierfür sind z.B. die Senken zwischen den Salzrücken von Kalbe-Mahlpfuhl und dem Gardelegener Abbruch oder zwischen den Salzrücken von Kalbe-Mahlpfuhl und Altmersleben-Berkau-Demker (BENOX et al. 1997). SCHECK (1997) untergliedert diese vierte Phase in eine Inversionsphase und eine Phase känozoischer Subsidenz. Die Phase der känozoischen Subsidenz ist geprägt durch zahlreiche Mächtigkeitsmaxima (Abb. 2-5f), welche sich auf mehrere Randsenken verteilen. Dabei sind die Mächtigkeiten in den Randsenken im südlichen Beckenbereich wesentlich höher als im Norden. Zudem nimmt die Mächtigkeit nach Westen zu, was eine Beeinflussung des Beckens durch das känozoische Nordseebecken widerspiegelt (SCHECK 1997, ZIEGLER 1990). Im Tertiär überwiegen brackige

bzw. marine Tone und Schluffe mit eingeschalteten Kohleflözen und im Quartär die glazialen Ablagerungen.

Die oben beschriebenen Entwicklungsstadien werden in weiteren Arbeiten ähnlich differenziert (BETZ et al. 1987, ZIEGLER 1989, BACHMANN & HOFFMANN 1993, 1997), die Hauptgliederung bleibt allerdings dabei erhalten. Hervorzuheben ist die Gliederung von STACKEBRAND (1997). Er bezeichnete das Differenzierungsstadium als „synalpidische Dehnungsetappe“ und gliedert das Stabilisierungsstadium in eine „synalpidische Einengungsetappe“ und „Remobilisierung“. Diese Gliederung erscheint vor allem deswegen als wichtig, weil sie den Reaktionsraum wirkender tektonothermalen Parameter über den Bereich des Beckens hinaus verlagert. Somit scheinen die im NEDB nachgewiesenen Fluidsysteme nicht ausschließlich beckeninduziert zu sein, sondern teilweise einem regional weitaus größeren prozeßbezogenen Bereich anzugehören, welcher im späteren Verlauf zudem durch die alpidische Orogenese beeinflusst wurde.

2.5 Die Rolle des Zechsteinsalzes für die Entwicklung des NEDB

Die mächtigen Salzsichten des Zechsteins spielen eine besondere Rolle bei der Entwicklung des NEDB. Salz ist im Vergleich zu anderen Gesteinen fast vollständig inpermeabel (10^{-10} D), es reagiert auf Beanspruchung mit plastischer Verformung und ist sehr gut wasserlöslich. Vor allem die erstgenannten Eigenschaften machen das Salz zu einer hervorragenden Barriere für Fluidmigration. Des weiteren ist Salz nahezu inkompressibel, so dass sich die Dichte mit zunehmendem Druck nicht verändert. Mit zunehmender Teufe reagieren Sedimente sonst mit diagenetisch bedingter Abnahme der Porositäten und Entwässerung. Die Dichte nimmt beispielsweise bei Sanden von ca. $1,9 \text{ g / cm}^3$ bis auf etwa $2,5 \text{ g/cm}^3$ zu (MILITZER et al. 1985). Demgegenüber hat Salz eine Dichte von etwa $2,2 \text{ g / cm}^3$ (MILITZER et al. 1985), welche sich mit zunehmender Teufe nicht verändert. Im Verlaufe der Versenkungsgeschichte wird also die Dichte der überlagernden Sedimente höher als die der Salze, welche dann einen Dichtenausgleich anstreben. Als Impuls für die resultierenden halokinetischen Bewegungen dienen in der Regel tektonische Ereignisse. So wird von verschiedenen Autoren (MEINHOLD & REINHARDT 1967, BENOX et al. 1997 SCHECK & BAYER 1999 u.a.) postuliert, dass Phasen erhöhter Salztektonik mit tektonischen Phasen korrelieren. MEINHOLD & REINHARDT (1967) sprechen zudem davon, dass im Bereich des NEDB eine entsprechende Sediment-Auflast zusätzlich als Auslöser der Bewegungen anzusehen ist. Das Salinar (Zechstein) koppelt zudem das Supra-Salinar (Post-Zechsteinschichten) vom Sub-Salinar (Prä-Zechsteinschichten) strukturell ab (z.B. BENOX et al. 1997, SCHECK & BAYER 1999). Allerdings wird bei BENOX et al. (1997) dokumentiert, dass zwischen den Störungszonen des Mesozoikums und des Rotliegend weitgehende Übereinstimmung besteht. Eine Zuordnung einzelner Teilbrüche ist aber z.B. im Bereich des Gardelegener Abbruchs (Abb. 2-6) sehr schwierig oder nicht möglich, da hier Gleitbewegungen des Suprasalinars auf dem Salinar während der Oberkreide stattgefunden haben (BENOX et al. 1997). WIENHOLZ (1965), MEINHOLD & REINHARDT (1967), BENOX et al. (1997) und SCHECK & BAYER (1999) beschreiben die Anordnung der Salzdiapire entlang von

Achsen. Dabei können im MEB zwei Hauptrichtungen unterschieden werden: Eine NNE bis N-gerichtete Salzachse, welche mit spätriassisch-jurassischen Extensionsstrukturen korreliert und eine WNW bis NW-gerichtete Salzachse, welche mit kretazischen Kompressionsstrukturen zu korrelieren ist (SCHECK & BAYER 1999). Beide Strukturen werden durch ein WNW-streichendes Lineament getrennt, dessen südöstliche Verlängerung in die Südrandstörung des Beckens verlängert werden kann (SCHECK & BAYER 1999). Zu vermuten ist, dass es mindestens zwei Phasen starken Salzaufstiegs gegeben hat: eine extensive im Keuper-Jura und eine kompressive während der Oberkreide und des Alttertiärs. Daneben können lokal durch Analyse der Salzstrukturen weitere halokinetische Impulse belegt werden, die allerdings nicht die oben beschriebene Intensität erreichten (vgl. WIENHOLZ 1965, MEINHOLD & REINHARDT 1967, BENOX et al. 1997).

Für die Fluidentwicklung spielte das Salz wahrscheinlich eine wichtige Rolle. Neben den bereits genannten Fakten ist aber noch zu berücksichtigen, dass das Salz in Bereichen einiger Salzdiapir-Randsenken vollständig abgewandert ist. Dies könnte einen großen Einfluss auf Fluidmigration und Fluiddrücke oberhalb und unterhalb des Salinars gehabt haben.