

3 Randbedingungen für die Modellerstellung

In diesem Kapitel werden die zur Modellerstellung benutzten Randbedingungen vorgestellt. Die Abbildungen 2 und 3 geben einen ersten Überblick über die verwendeten Daten. Die gemessene Bouguer-

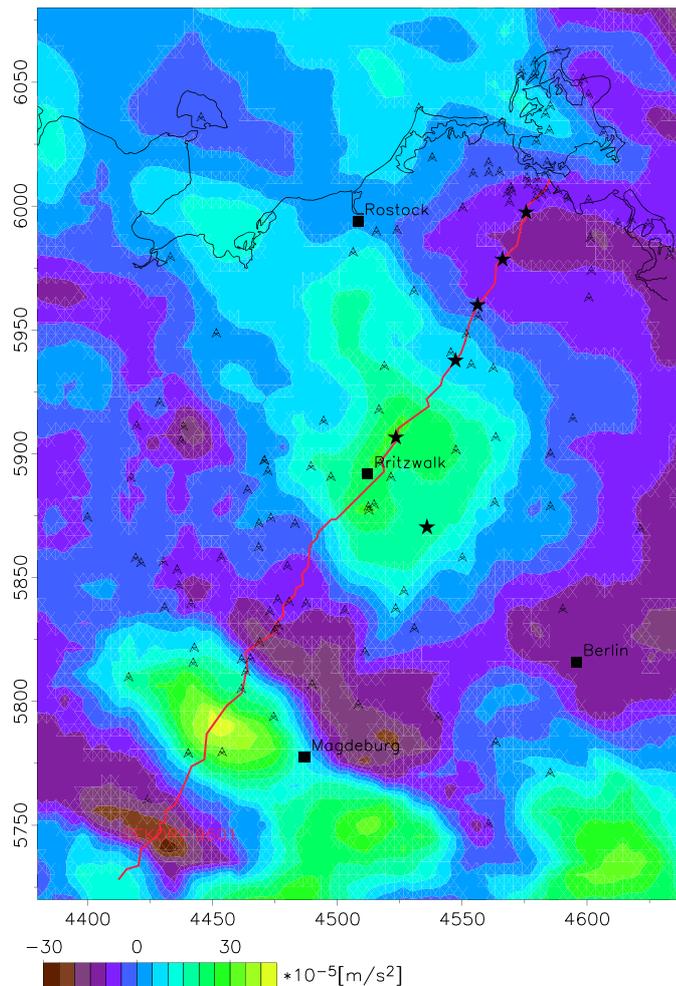


Abbildung 2: Untersuchungsgebiet mit der gemessenen Bouguerschwere in $10^{-5} [m/s^2]$ und einige zur Modellierung genutzten Daten. Die Koordinaten sind im Gauß-Krüger-System in km dargestellt. Von Nordosten bis Südwesten führt die seismische BASIN 9601 Linie, DEKORPBASINRESEACHGROUP (1999), durch das Gebiet. Die Sterne kennzeichnen 1-dimensionale Weitwinkelseismikprofile nach BEILECKE et al. (1998), die Dreiecke die Positionen von Bohrungen nach HOTH et al. (1993).

schwere des Untersuchungsgebietes wird in Abbildung 2 in Einheiten von $10^{-5} [m/s^2]$ dargestellt. Sie wird in den Abschnitten 4.1 und 4.3 mittels Analyse des Powerspektrums und durch Eulerdekonvolution direkt und in Abschnitt 5 durch dreidimensionale Dichtemodellierung indirekt interpretiert. Von Südwest nach Nordost verläuft das Reflexionsseismikprofil Dekorp 9601, aus DEKORPBASINRESEACHGROUP (1999), durch das Untersuchungsgebiet. Die erstellten Modelle lehnen sich im großen Maße an die durch

Randbedingungen für die Modellerstellung

Interpretation des Profils gewonnenen Strukturen an, ab Abschnitt 3.2.3 und folgende. Die Sterne kennzeichnen 1-dimensionale Weitwinkelseismikprofile nach BEILECKE et al. (1998) und erlauben die Betrachtung von Relationen zwischen Dichte und Wellengeschwindigkeit im Gestein und die Korrelation von Geschwindigkeitsänderung und Grenzschichten zwischen geologischen Körpern, ab Abschnitt 3.2.4. Die Zeichen, ähnlich einem großen A, markieren die Positionen von Bohrungen, nach HOTH et al. (1993) und unveröffentlichte Bohrungen der Gommern AG. Das in die Modelle integrierte Modell des Nordostdeutschen Sedimentbeckens von SCHECK (1997) wurde an die stratigrafische Einteilung und Dichtezuordnung der Bohrungen angeglichen, ab Abschnitt 3.1.1. In der Abbildung 3 ist die gemessene

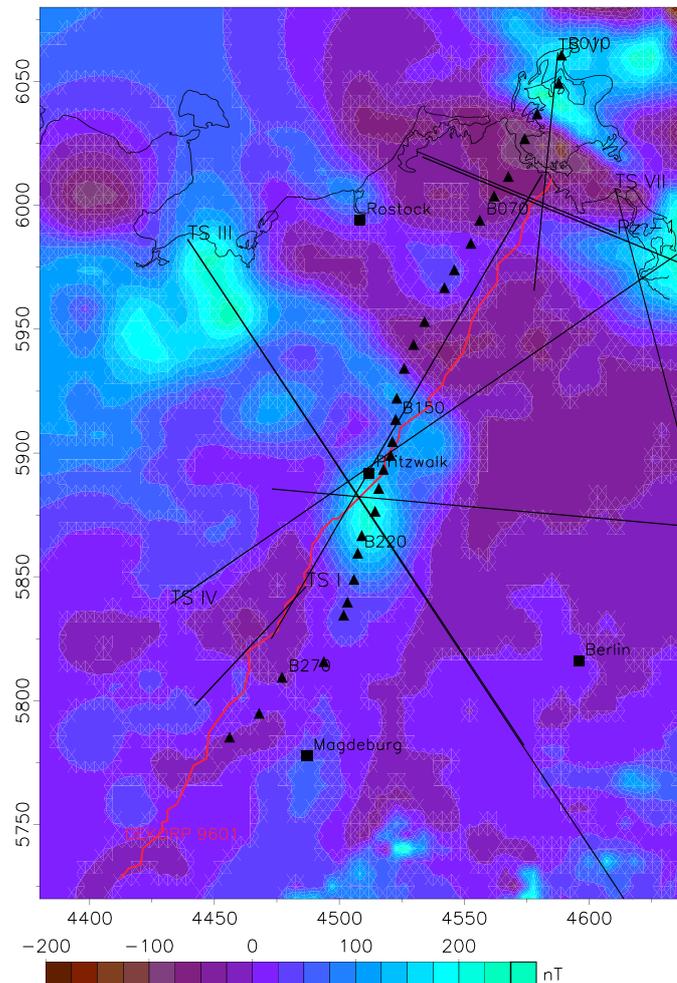


Abbildung 3: Untersuchungsgebiet mit der gemessenen Magnetik in nT und einige zur Modellierung genutzten Daten. Die Koordinaten sind im Gauß-Krüger-System in km dargestellt. Die zusätzlichen Informationen sind die magnetotellurischen Messstationen, durch Dreiecke symbolisiert nach (HOFFMANN et al. (1998)) und weitere seismische Profile, neben dem BASIN 9601-Profil, von Korrelationsmethoden gebrochener Wellen (KMgW) und Erdbebenwechselwellenregistrierungen (Semlja) von LANGE (1973).

Magnetik in nT aufgetragen. Entlang des DEKORP Profils BASIN 9601 liegen die durch Dreiecke symbolisierten magnetotellurischen Messstationen. Die Interpretation der magnetotellurischen Messwerte

durch HOFFMANN et al. (1998), siehe Abschnitt 3.2.6, liefert den Ansatz einer zweiten Modellvorstellung der Krustenstrukturen. Die weiteren seismischen Profile, neben dem Profil BASIN 9601, der Korrelationsmethode gebrochener Wellen (KMgW) und Erdbebenwechselwellenregistrierungen (Semlja) von LANGE (1973) werden in Abschnitt 5.4 zum Vergleich mit den erstellten Modellen benutzt. Die Randbedingungen, die bei der Modellerstellung berücksichtigt wurden, werden in den folgenden Abschnitten in geologische und geophysikalische Randbedingungen unterteilt. Die Modelle werden u. a. durch geologischen Vorstellungen und Interpretationen initiiert und begründet, die aber den geophysikalischen Randbedingungen genügen müssen.

3.1 Geologische Randbedingungen

In diesem Abschnitt wird die Geologie des Untersuchungsgebietes angesprochen. Da ein Modell des Sedimentbeckens von SCHECK (1997) in die Schweremodelle integriert wurde, wird die Sedimentfüllung und stratigrafische Einteilung des Modells vorgestellt. Weiterhin werden die den Schichten des Beckens zugeordneten Dichtewerte und die Bohrungen, mit denen die Schichten des Beckens nachträglich korreliert wurden, aufgelistet. Als letztes werden geologische Vorstellungen über die Strukturen der unter dem Sedimentbecken lagernden Kruste aufgeführt.

3.1.1 Das Sedimentbecken

Das Norddeutsche Becken ist ein intrakontinentales Becken und entstand ab jüngstem Karbon und ältesten Perm, also spät- bis postvariszisch, auf prämesozoisch konsolidierter, kontinentaler Lithosphäre, BACHMANN & GROSSE (1989), ZIEGLER (1990) und SCHECK (1997). Das Modelliergebiet, das Nordostdeutsche Becken (NEDB), hat eine horizontale Ausdehnung von etwa 230 mal 330 km und reicht in Nordsüd-Richtung von Rügen bis in die subherzyne Senke und in Ostwest-Richtung von Berlin bis an die Grenze des Landes Niedersachsens. Die Abbildung 4 zeigt die Lage des zu modellierenden Gebietes in Nordeuropa mit Bezug zu regionalen Strukturelementen. Im Norden wird das Untersuchungsgebiet durch die Kaledonische Deformationsfront (CDF) und im Süden durch das Elbe-Störungssystem begrenzt. Im Osten schließt sich der Polnische Trog (PT) und im Westen das Nordwestliche Deutsche Becken (NWDB) an das Nordostdeutsche Becken an.

Die lithologische Stratigrafie der Füllung des Nordostdeutschen Beckens beginnt mit permokarbonen Vulkaniten, BENEK et al. (1996). Die vulkanische Aktivität hat sich nach BENEK et al. (1996) vom Stefan bis ins späte Rotliegend erstreckt. Dabei dominierten die Ignimbrite und Rhyolithe (70%) gegenüber den Andesiten (26%) und Basalten mit kogenetischen Doleriten(4%). Auf den Vulkaniten lagerten sich Rotliegendensedimente aus mächtigen klastischen Serien eines Playasees mit NW-SE Achse ab, HOTH et al. (1993), SCHNEIDER & GEBHARDT (1993) und SCHRÖDER et al. (1995). Mit der Transgression im Zechstein begann die Ablagerung einer mächtigen Evaporit-Abfolge, die postsedimentär stark mobilisiert wurde, SCHWAB (1985). Die triassischen Sedimente sind kontinentale Redbed-Ablagerungen, ein von fluviatilen Systemen umrandeter Playa-See, des Buntsandsteins und gehen graduell nach oben in die marinen Karbonate und Evaporite des Muschelkalks über, SCHWAB (1985) und HOTH et al. (1993). Im Keuper ist eine allgemeine Verflachung mit Übergang zu kontinentalen Redbeds und Ablagerungen eines Playa-Environments zu beobachten, SCHWAB (1985) und HOTH et al. (1993). Durch die Transgression

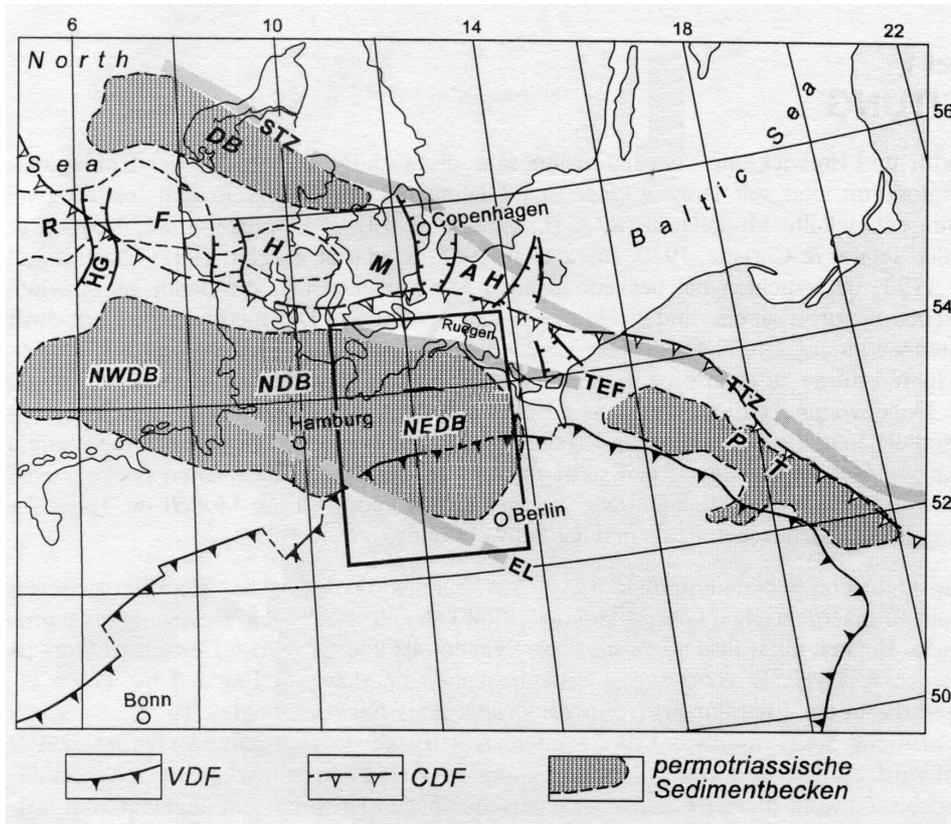


Abbildung 4: Die Lage des Nordostdeutschen Beckens (NEDB) in Nordeuropa ist durch das Rechteck markiert. Die verschiedenen permotriassischen Sedimentbecken grenzen an die TTZ an. Sie liegen mit ihrem WNW - ESE Trend ihrer Achsen parallel zu der TEF. (NDB: Norddeutsches Becken, NWDB: Nordwestdeutsches Becken, DB: Dänisches Becken, PT: Polnischer Trog, TTZ: Tornquist-Teisseyre Zone, STZ: Sorgenfrei-Tornquist Zone, CDF: Kaledonische Deformationsfront, VDF: Variszische Deformationsfront, RFH: Ringkøbing-Fünen Hoch, MAH: Moen-Arkona Hoch, HG: Horn-Graben, TEF: Transeuropäische Störung, EL: Elbe-Linie, nach SCHECK (1997).

im Unterjura kehrten marine Bedingungen ein, auf die im mittleren und späteren Jura ein Rückzug des Meeres aus weiten Teilen Nordwesteuropas folgte, SCHWAB (1985) und ZIEGLER (1990). Während Ablagerungen aus dem Lias noch großräumig vorhanden sind, fehlen die Sedimente aus Dogger und Malm im nördlichen Beckenbereich. Im südlichen Beckenbereich dagegen ist der Jura durch tonige Feinklastika aus dem Lias, deltaischen Sanden aus dem Dogger und marinen Kalk- und Mergelsteinen aus dem Malm vertreten, HOTH et al. (1993). In der Unterkreide sind die Sedimente nach ZIEGLER (1990) eine Übergangsfazies zwischen deltaischen Grobklastika aus dem polnischen Trog im Osten des Nordostdeutschen Beckens und marinen Tonen aus dem Nordwestdeutschen Beckens im Westen. Die Oberkreide besteht überwiegend aus Schreibkreide mit Feuersteinen und aus kreidiger Kreide, entstanden durch die Oberkreidetransgression. Abgeschlossen wird die Beckenfüllung durch brackisch-marinen Ton-Silt Ablagerungen des Tertiärs und überlagernden Geschiebemergel und Sanden des Quartärs, SCHWAB (1985), WALTER (1992) und HOTH et al. (1993). Die oben erwähnten Beckensedimente sind in zwei tektonische

Stockwerke unterteilt. Im oberen Stockwerk ist das Mesozoikum und Känozoikum durch mobilisiertes Zechsteinsalz stark halokinetisch überprägt und deformiert worden. Das untere Stockwerk ist eine relativ ungestörte Rotliegend-Folge. In den basalen Schichten des Rotliegenden sind keine deutlichen Extensionsstrukturen entdeckt worden. Die Rotliegendebasis fällt durchgehend ohne große störungsbedingten Versatz nach Süden ab, FRANKE et al. (1996) und MCCANN (1996).

Die oben genannte Beckenfüllung teilte SCHECK (1997) in geologische Einheiten, wie in Tabelle 1 aufgezeigt, ein und erstellte die Geometrie des Beckens durch die Interpolation von Mächtigkeits- und Tiefendaten. Das Modellsedimentbecken von SCHECK (1997) wurde nach der Einbindung in IGMAS,

Ära	System	Serie	Subgruppen & Formationen	Alter (10 ⁶ a)	Dauer	
Känozoikum	<i>Quartär</i>	<i>und Tertiär</i>		65-0	65*10 ⁶ a	
Mesozoikum	Kreide	<i>Oberkreide</i>		97-65	32*10 ⁶ a	
		<i>Unterkreide</i>		146-97	49*10 ⁶ a	
	<i>Jura</i>		208-146	62*10 ⁶ a		
	Trias	<i>Keuper</i>		232-208	24*10 ⁶ a	
		<i>Muschelkalk</i>		240-232	8*10 ⁶ a	
<i>Buntsandstein</i>		251-240	11*10 ⁶ a			
Paläozoikum	Perm	<i>Zechstein</i>		258-251	7*10 ⁶ a	
		Rotliegendes	<i>Elbe-Subgruppe</i>		262-258	4*10 ⁶ a
			<i>Havel-Subgruppe: Mirow-Formation</i>		264-262	2*10 ⁶ a
			<i>Parchim-Formation und sedimentäres Autun</i>		266-264	2+?*10 ⁶ a
	<i>Permo- karbonen Vulkanite</i>		300?	?		
	<i>Präperm ungegliedert</i>		»300			

Tabelle 1: Geologische Einheiten (kursiv) des Sedimentbeckenmodells. Altersangaben für Perm und Trias nach MENNING (1995) und für Jura, Kreide und Känozoikum nach HARLAND et al. (1989).

an Bohrungen nach HOTH et al. (1993) und der Gommern AG angepasst. Die geologischen Einteilung des Sedimentbeckenmodells ist von SCHECK (1997), wie in Tabelle 1 aufgeführt, übernommen worden. Eine ähnliche Einteilung des Sedimentbeckens erfolgte durch KOPF (1967), mit dem Unterschied, das Quartär und Tertiär in drei Einheiten, Quartär, Neogen und Paläogen, unterschieden, die Obere- und Untere Kreide zur Kreide zusammengefasst und das Rotliegende mit den Permo-karbonen Vulkaniten zu Permosiles vereinheitlicht wurde. Die Einteilung durch KOPF (1967) besitzt nur in der Quartär und Tertiär - Einheit eine bessere Auflösung, ansonsten ist sie gleich oder geringer.

3.1.2 Zuordnung der Dichten im Sedimentbecken

KOPF (1967) unterteilt die Dichteverticalgradienten des Sedimentbeckens in fünf Stufen. Daher sind die zwölf geologischen Einheiten mit zugeordneten Dichtewerte ausreichend um den gravimetrischen Effekt des Sedimentbeckens zu modellieren. In Tabelle 2 sind die verschiedenen Dichteansätze von BARRIO-

Randbedingungen für die Modellerstellung

ALVERS et al. (1998), INSELMANN (1985) und KOPF (1967) aufgelistet worden, wobei die Dichten von BARRIO-ALVERS et al. (1998) aus den Dichten von INSELMANN (1985) und KOPF (1967) gewonnen und für die Modellierung benutzt wurden. Die Dichten von INSELMANN (1985) sind aus Untersuchungen aus dem Westen des Norddeutschen Beckens durch Dichte-Logs (FDC = Compensated Density-Log von Schlumberger und CDL = Compensated Density-Log von Dresser-Atlas) ermittelt worden. Es wurden Messungen in 88 Bohrungen in Norddeutschland westlich der Weser, 66 Bohrungen östlich der Weser, 8 Bohrungen in Schleswig-Holstein und 38 Bohrungen in der Nordsee getätigt. Der Dichteansatz von KOPF (1967) für das Norddeutsche-Polnische Becken gilt nur für das Gebiet des Norddeutschen Beckens in der ehemaligen DDR.

Stratigrafie	Dichten in g/cm^3		
	Barrio-Alvers	Inselmann	Kopf
Quartär + Tertiär	2.1	2.0 - 2.2	2.05
Oberkreide	2.13	2.3 - 2.6	2.12/2.44/2.56/2.63/2.68
Unterkreide	2.3	-	2.12/2.44/2.56/2.63/2.68
Jura	2.45	2.1 - 2.5	2.12/2.44/2.56/2.63/2.68
Keuper	2.56	2.7	2.12/2.44/2.56/2.63/2.68
Muschelkalk	2.5	2.0-2.05/2.65-2.8	2.63
Buntsandstein	2.53	2.5-2.7	2.33/2.54/2.63/2.67/2.69
Zechstein	2.15	2.0-2.05/2.75	2.25
Elbe-Folge	2.56	2.5-2.75	2.55/2.61/2.66/2.68/2.69
Mirow-Formation	2.59	2.5-2.75	2.55/2.61/2.66/2.68/2.69
Parchim-Formation	2.59	2.5-2.75	2.55/2.61/2.66/2.68/2.69
Vulkanite	2.65	2.5-2.75	2.55/2.61/2.66/2.68/2.69

Tabelle 2: Auflistung verschiedener Dichteansätze für die stratigrafischen Einheiten des Norddeutschen Sedimentbeckens nach BARRIO-ALVERS et al. (1998), INSELMANN (1985) und KOPF (1967). Bei KOPF (1967) sind teilweise 5 Dichten für eine Schicht genannt worden. Dies sind Intervallblockdichten, d. h. die erste Dichte gilt für die Schicht in einer Tiefe von 0 - 1000 m, die zweite für 1000 - 2000 m, ..., bis 5000 m.

3.1.3 Bohrungen

Weitere Randbedingungen, die die Geometrie des Sedimentbeckenmodell bestimmen, sind Informationen aus umfangreiche Bohrungen im Nordostdeutschen Becken aus dem Zeitraum von 1962 bis 1990 die zur Kohlenwasserstoffexploration abgeteuft wurden, HOTH et al. (1993) und unveröffentlichte Bohrungen der Gommern AG. Die Bohrungen erreichten unter anderem Tiefen von 7030 m mit der Bohrung E-Parchim, die als tiefsten Horizont Namur (Oberkarbon) antraf und 8008 m mit E-Mirow, hier wurde Assel-Vulkanit (Oberkarbon) erbohrt. Die geologischen Einheiten der Bohrungen wurden auch hier nach Tabelle 1 eingeteilt und nur um den Eintrag Präperm ergänzt. Eine Liste der Bohrungen ist im Anhang verzeichnet. Die folgende Abbildung 5 ist ein Beispiel für die Einbindung der Bohrungen ist das Sedimentbecken des Gesamtmodells. Zu sehen ist die Bohrung Schwaan 1/1976 ca. 1,2 km nordwestlich der Stadt Schwaan mit einer Endteufe von 5786 m (R:4506327,2 H:5979726,6). In dem unteren Teil der Abbildung 5 ist links von der Bohrung die Tiefe in Kilometern aufgetragen. Die Abbildung ist eine Vergrößerung einer Modellebene des Gesamtmodells, Sedimentbecken plus Krustenstrukturen. Die Mächtigkeiten der geologischen Einheiten des Beckens sind an die Einheiten der Bohrung sind entsprechend der Tabelle 3 angepasst worden: Durch die Vereinfachungen der Stratigrafie des Sedimentbeckens

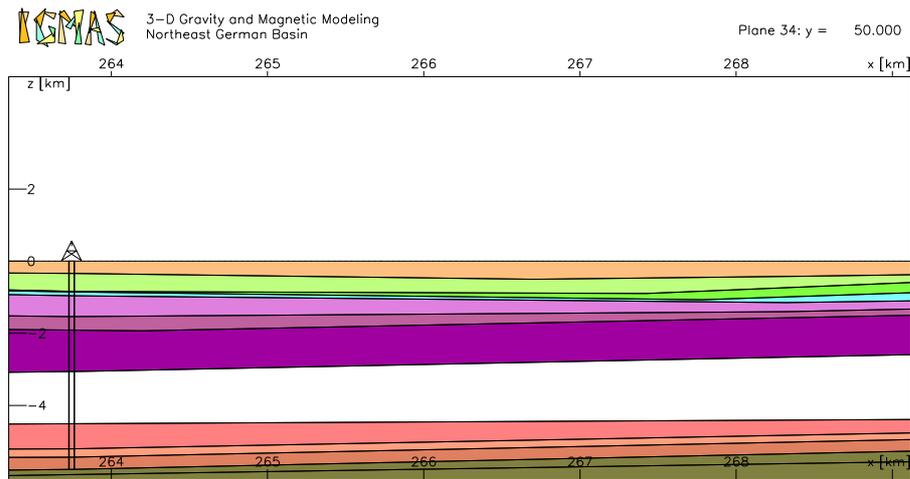


Abbildung 5: Das Sedimentbeckenmodell angepasst an die Bohrung Schwaan 1/1976, HOTH et al. (1993), mit einer Endteufe von 5786 m. Die erbohrten Schichten sind nach Tabelle 1 eingeteilt.

und der Bohrungen für die Schweremodellerstellung treten bei der Geologie einige kleinere Unstimmigkeiten auf, die aber die Ergebnisse der Schweremodellierung nicht beeinflussen. Sie sollen aber zum Abschluß an diesem Beispiel kurz erwähnt werden. Zu beachten ist, dass die Bohrung 16.2 m über Normalnull, das Modell aber erst ab Normalnull beginnt. Auch gibt es eine kleine Unstimmigkeit in der Stratigrafie. Die Parchim Formation zum Beispiel unterteilt sich in Wirklichkeit von 5.4428 bis 5.7698 km in die Parchim Formation von 5.4428 bis 5.5958 km und bis 5.7698 km in Sakmara-Kungur aus dem Saxon-Autun. Da eine höhere Auflösung für die gravimetrische Modellierung keine Änderung oder merkbare Verbesserung der Anpassung ergibt und sich die nicht erwähnten Schichten sich nur von der Parchim Formation im Tonstein statt Konglomerat unterscheidet, wird hier auf eine differenzierte Darstellung verzichtet. Die im Modell verwendeten 42 Ebenen haben größtenteils Abstände von 2.5 bis 15

Stratigrafie	Tiefen der Schichten in km
Quartär und Tertiär	NN bis 0.35
Oberkreide	0.84
Unterkreide	0.86
Jura	0.96
Keuper	1.55
Muschelkalk	1.9
Buntsandstein	3.06
Zechstein	4.5
Elbe-Folge	5.21
Mirow-Formation	5.44
Parchim-Formation	5.77

Tabelle 3: Tiefen und Stratigrafie der Sedimentschichten der Bohrung Schwaan 1/1976 nach HOTH et al. (1993).

km, wegen der starken Halokinese im Nordostdeutschen Becken werden deshalb für die Modellierung nur Bohrungen berücksichtigt, die in einer Entfernung von einem Kilometer von einer Ebene liegen, siehe Anhang. Durch dieses Vorgehen ist die Anpassung auf den Ebenen sehr gut, die nicht berücksichtigten Bohrungen können zum Vergleich mit den Modellstrukturen genutzt werden.

3.1.4 Präpermische Krustenstrukturen

Unter den permokarbonen Vulkaniten setzt sich die Kruste aus einem präpermischen, sedimentären Anteil und aus einem kristallinen Stockwerk zusammen, HOFFMANN et al. (1989). Im Norden überlappt das Nordostdeutsche Becken den Baltischen Schild, eine präkambrische Terranen Collage, BERTHELSSEN (1992b). Während des kaledonischen Orogenzyklus wurde der avalonische Mikrokontinent an den präkambrischen Fennoskandinavischen- Baltischen Kraton vermutlich durch schräge Konvergenz (oblique convergence) und Kollision angelagert und formt das südliche Basement, MEISSNER et al. (1994). Avalonia besteht hauptsächlich aus ursprünglich zu Gondwana gehörendem vorkaledonischem Basement, TORSVIK et al. (1993), welches durch eine periodische Folge von kambrischen bis karbonischen Sedimenten überlagert ist, BENEK et al. (1996). Weitgespreizte magmatische Aktivität begleitete die ausklingende Faltung der europäischen Varisziden während des späten Stephans, LORENZ & NICHOLLS (1984), und lagerte dicke vulkanische Folgen ab, ZIEGLER (1990). Die Zusammensetzung dieser vulkanischen Gesteine und ihre Krustenkontamination zeigt eine thermische Destabilität der Lithosphäre an, BENEK et al. (1996). Ausdehnungstektonik und Rift verursachter Vulkanismus im späten Karbon bis frühem Perm, ZIEGLER (1990) und BENEK et al. (1996), führten zur Bildung initialer pull-apart Becken zwischen dem Tornquistsystem im Norden und dem Elbe Störungssystem im Süden. Die tektonische Entwicklung des Nordostdeutsches Beckens wird stark diskutiert. Zum Beispiel wird von BACHMANN & GROSSE (1989) und BACHMANN & HOFFMANN (1995) Rifting, Manteldiapirismus und Underplating vorgeschlagen. BACHMANN & HOFFMANN (1997) rechnen mit einer Intrusion eines Manteldiapirs, der sich in der magnetischen, gravimetrischen und magnetotellurischen Pritzwalk-Anomalie manifestiert. Gleichzeitig kam es nach BACHMANN & HOFFMANN (1997), zu einer großflächigen magmatischen Unterplattung in der unteren Kruste des Beckens, die sich in einer generellen Erhöhung der Schwere, sowie

einem im allgemeinen markanten, breiten Reflexionsband der Moho äußert. Eine weitere Möglichkeit ist eine einfache mechanische Scherung mit einer krustendurchschlagender Ablösung die im Mantel wurzelt, entweder im Süden nach BRINK et al. (1990) oder im Norden nach BERTHELSEN (1992b). Vorgeschlagen wird, dass sich das Nordostdeutsche Becken ab dem späten Karbon/frühen Perm auf prä-mesozoische konsolidierter, kontinentaler Lithosphäre bildete. Die Mohotiefe in dieser Region wird kontrovers diskutiert. Ein Mohohoch unter dem Beckenzentrum wird von BACHMANN & GROSSE (1989) vorgeschlagen, ein Mohotief dagegen von HOFFMANN et al. (1996) und ein kleines Mohorelief von BORMANN & BANKWITZ (1989). Nach der DEKORPBASINRESEACHGROUP (1999) ist die Moho unter dem Becken relativ flach und unter dem Südrand des Beckens existiert eine kleine Hochlage.

Genauso kontrovers wird die südwestliche Grenze von Baltika und die Existenz und Beschaffenheit der Transeuropäischen Störung (TEF), siehe Abbildung 4, diskutiert. Für TANNER & MEISSNER (1996) könnte die Elbe-Linie die südwestliche Grenze von dem Gebiet sein, welches durch das Andocken von Ostavallonia an Baltika beeinflusst wurde. Andererseits sehen zum Beispiel BLUNDELL (1992) und THYBO (1997) in der TEF die mögliche südliche Grenze von Baltika. MCCANN & KRAWCZYK (2001) interpretiert sie nur als eine lokale Störung bei Rügen. BACHMANN & HOFFMANN (1997) sprechen hier von der Strelasund und Anklam Störung. MCCANN & KRAWCZYK (2001) vermutet an dieser Lokalität die Suture von Ostavallonia und Baltika an der Basis eines kaledonischen Akkretionskeils.

3.2 Geophysikalische Randbedingungen

In diesem Abschnitt werden die in dieser Arbeit verwendeten geophysikalischen Randbedingungen vorgestellt. Zuerst werden die gravimetrischen und geomagnetischen Daten und ausgeprägte Anomalien angesprochen, um eine Übersicht der Anomalien des Untersuchungsgebietes, die in dieser Arbeit modelliert werden, zu geben. Die Messdaten von der Gesellschaft für Geowissenschaftliche Dienste m.b.H. (GGD Leipzig) sind vom GeoForschungsZentrum Potsdam, Aufgabenbereich, „Struktur und Evolution der Lithosphäre“ zur Verfügung gestellt worden. Dann folgt eine kurze Darstellung des reflexionsseismischen DEKORP-Profiles BASIN 9601 und dessen seewärtiger Verlängerung durch das Profil PQ2-009.1, DEKORPBASINRESEACHGROUP (1999). Zusätzlich zu den Seismikprofilen werden die Ergebnisse der Weitwinkelseismik von BEILECKE et al. (1998) aufgeführt und in Abhängigkeit dazu, in einem weiteren Abschnitt, die Geschwindigkeits- Dichte-Relationen im Gestein näher betrachtet. Zuletzt wird auf die Magnetotellurikergebnisse von HOFFMANN et al. (1998) eingegangen.

3.2.1 Gravimetrie

Die 22459 Schweredaten wurden aus verschiedenen Ergebnisberichten der Land-, Flachwasser- und Seebodengravimetrie von Seidemann (GGD Leipzig) kompiliert. Der Messpunktabstand betrug im allgemeinen 250 bis 500 m. Das Ergebnis der Kompilierung ist ein Bouguer- Schweregitter mit einem Gitterabstand von $s = 2000$ m im Potsdamer System mit einem Referenzschwerewert von $981274.00 \cdot 10^{-5} \frac{m}{s^2}$. Die Daten überdecken eine fast rechteckige Fläche mit den Eckpunkten, in Gauß-Krüger-Koordinaten, P1 (R4380000 H6080000), P2 (R4650000 H6080000), P3 (R4380000 H5720000) und P4 (R4650000 H5720000). Das Reduktionsniveau der Daten liegt auf Normalnull. Die Breitenreduktion wurde nach

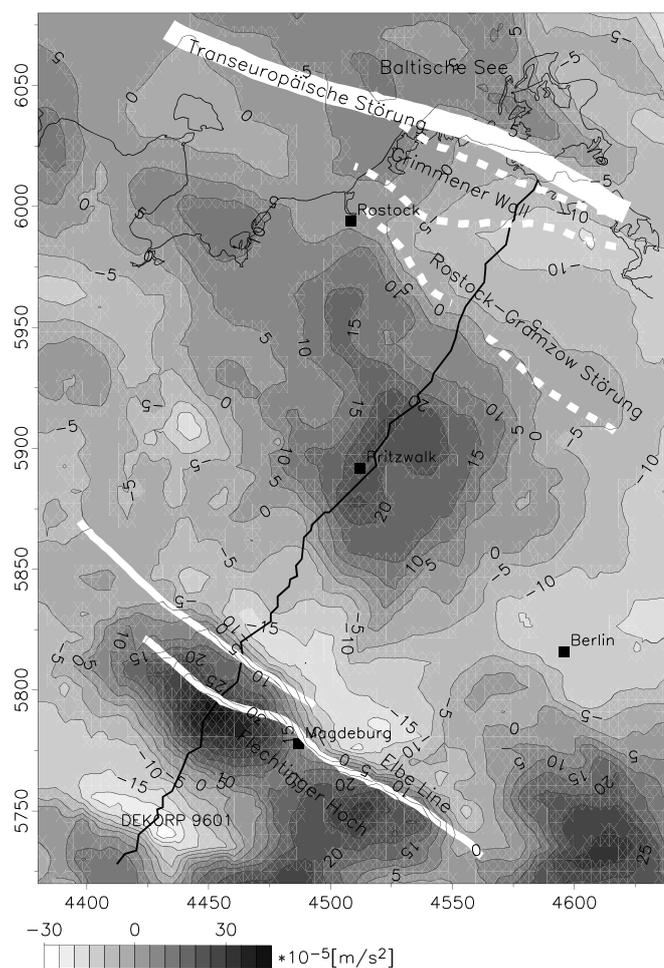


Abbildung 6: Gemessene Bougueranomalie des Untersuchungsgebietes Nordostdeutsches Becken mit eingezeichneten BASIN 9601 Profil, DEKORP-BASINRESEACHGROUP (1998), Elbe-Linie, Rostock-Gramzow-, Grimmener Wall Störung und vermuteter Transeuropäischer Störungszone (TEF).

HELMERT (1901) durchgeführt. Für die Bouguer- und die Freiluftreduktion wurden folgende Formeln verwendet: $\delta g_B = 0.04191 \cdot \rho \cdot H$ in $10^{-5} \frac{m}{s^2}$ mit $\rho = 2.010 \cdot \frac{kg}{m^3}$, (im Harz mit Oberflächendichte) und

$\delta g_F = 0.3086 * H$ in $10^{-5} \frac{m}{s^2}$. Bei der Geländekorrektur wurde die Nahreduktion in 0 bis 500m und die Fernreduktion in 500 bis 12000m durchgeführt. Der Fehler der Bougueranomalie ist kleiner als $0.1 * 10^{-5} \frac{m}{s^2}$. Für die Interpretation und Auswertung wurden in dieser Arbeit die Schweredaten im Untersuchungsgebiet auf 5249 Datenpaare ausgedünnt. Um die Daten aus dem alten Potsdamer System in das IGSN '71 - System zu überführen, wurde von den Originalwerten $14 * 10^{-5} \frac{m}{s^2}$ subtrahiert. Der maximale Wert im Modelliergebiet im Flechtinger Schwerehoch beträgt $42.5 * 10^{-5} \frac{m}{s^2}$. Das Schwereminimum liegt im Subherzynen Becken im Harzvorland und beträgt $-29.310^{-5} \frac{m}{s^2}$.

Im folgenden werden ausgeprägte Schwereanomalien im Untersuchungsgebiet anhand von Abbildung 6, von SW nach NE beschrieben. Im Südwesten sind die Ausläufer des Schwerehochs des Oberharzes zu erkennen. Nordöstlich folgt das Schweretief des Subherzynen Beckens, dessen Minimum bei ca. $-25 * 10^{-5} \frac{m}{s^2}$ liegt. Weiter im NE löst das Schwerehoch von Magdeburg, auch Schwerehoch von Flechtingen genannt, mit einem lokalen Maximum von ca. $40 * 10^{-5} \frac{m}{s^2}$ das Schweretief des Subherzynen Beckens ab. Am südöstlichen Rand des Modelliergebietes ist ein Schwerehoch mit ca. $30 * 10^{-5} \frac{m}{s^2}$ lokalisiert. Zwischen dem Flechtinger Hoch und Pritzwalk und erreichen zwei Schweretiefs Werte von ca. -15 bis $-25 * 10^{-5} \frac{m}{s^2}$. In der Altmarksenke im Zentrum des Modelliergebietes liegt das Schwerehoch des Pritzwalkblockes mit einem Schweremaximum von bis zu $30 * 10^{-5} \frac{m}{s^2}$. Es ist etwas langgestreckt, und ein kleiner Ausläufer des Schwerehochs führt in NNW - Richtung, mit einem kleinen Hoch bei Wismar mit ca. $15 * 10^{-5} \frac{m}{s^2}$. Zwischen der Rostock-Gramzow Störung und dem Grimmener Wall befindet sich ein von ESE nach WNW gestrecktes Schweretief mit Werten von -15 bis $-5 * 10^{-5} \frac{m}{s^2}$. Darauf folgt das Grimmener Hoch mit $10 * 10^{-5} \frac{m}{s^2}$ parallel zur Transeuropäischen Störung.

3.2.2 Magnetik

Die 18960 Daten der Geomagnetik mit einem Messpunktabstand zwischen 250 bis 500 m sind aus verschiedenen Ergebnisberichten der Land- und Seemagnetik von Seidemann (GGD Leipzig) kompiliert worden. Sie liegen als Gitter der Totalintensität mit einem Gitterabstand von 2000 m vor und überdecken dabei fast ein Rechteck mit den Eckpunkten P1 (R4400000 H6080000), P2 (R4650000 H6080000), P3 (R4400000 H5720000) und P4 (R4650000 H5720000). Die magnetische Totalintensität (ΔT) bezieht sich auf den Bezugsniveaupunkt (BNP) am Observatorium Niemegk $\Delta T = 0$ nT in der Epoche 1973.5. Der Fehler der Messwerte der magnetischen Totalintensität ΔT ist kleiner als 5 nT. Die Daten im westlichen Randstreifen (zwischen GK 4380000 und stufenweise bis GK 4420000) sind mit der Gesamtmatrix nicht kompatibel, so dass in diesem Streifen eine Datenlücke blieb. Insgesamt wird in dieser Arbeit ein ausgedünnter Datensatz von 4495 Wertepaaren für die Interpretation und Auswertung genutzt.

Das Maximum im Modelliergebiet mit einem Wert von 264.58 nT liegt am Nordwestrand von Rügen oberhalb der Transeuropäischen Störung, Abbildung 7. Das Minimum mit -204.25 nT befindet sich in der nordöstlichen Spitze des Modelliergebietes. Im direkten Vergleich zwischen den Daten der Geomagnetik und der Gravimetrie, Abbildung 6, fällt die lokale Übereinstimmung der Anomalie Maxima von Geomagnetik und Gravimetrie in Pritzwalk auf. Die Anomalie der Magnetik mit ca. 200 nT befindet sich aber etwas südlicher von Pritzwalk als die Gravimetrie-anomalie und ist enger begrenzt. Desweiteren gibt es eine Übereinstimmung der Anomalien in Rügen, wobei das lokale Maximum der Magnetik eine stärkere Ausprägung als das der Gravimetrie besitzt. Südlich von diesem Hoch liegt ein lokales Minimum

Randbedingungen für die Modellerstellung

der Magnetik, wobei die Transeuropäische Störung eine Grenze zwischen nördlichem magnetischem Maximum und südlichen Minimum bildet. Ein abrupter Wechsel der Gesteinsmagnetisierung. Weiter fällt auf, dass die Anomalien der Gravimetrie und der Magnetik entlang des Flechtinger Höhenzuges und der Elbe-Linie nicht korrelieren. Während hier ausgeprägte Schweremaxima und Minima vorliegen, pendeln die Werte der Magnetik um einen Mittelwert von 0 nT, abgesehen von 4 sehr eng begrenzten Magnetikmaxima im Südosten des Modelliergebietes. Der größte Wert, den eine der Anomalien erreicht, liegt bei ca. 250 nT. Eine weitere Korrelation zwischen Gravimetrie und Magnetik befindet sich nordwestlich von Pritzwalk. Im Gegensatz zur Gravimetrieanomalie ist diese Magnetikanomalie flächenmäßig stärker ausgedehnt als die Pritzwalkanomalie und erreicht einen maximalen Wert von ca. 200 nT. Als letztes ist noch die fast kreisförmige magnetische Anomalie in der nordwestlichen Ecke des Modelliergebietes bei Oldenburg in Schleswig-Holstein mit ca. -100 nT zu erwähnen.

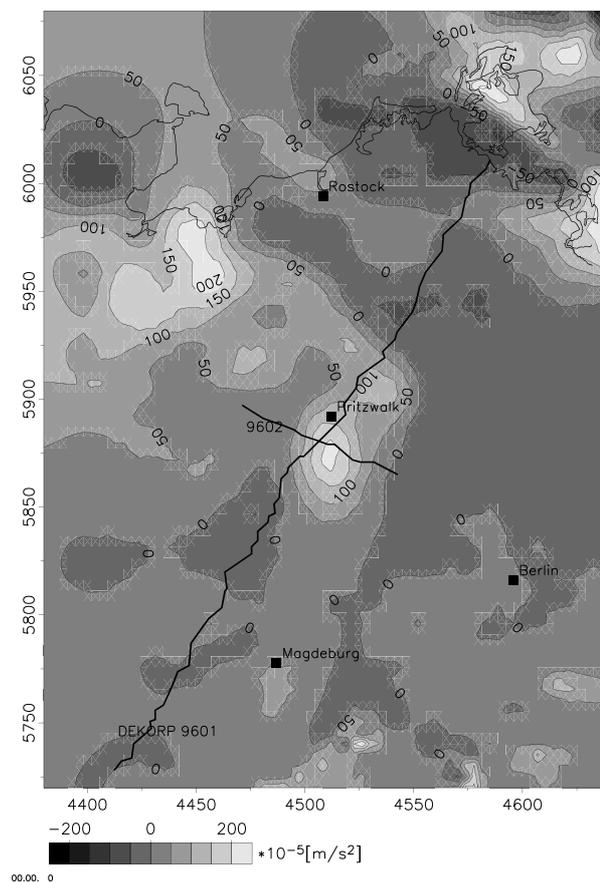


Abbildung 7: Gemessene magnetische Totalintensität des Untersuchungsgebietes bezogen auf den Bezugsniveaupunkt (BNP) am Observatorium Niemegk $\Delta T = 0$ in der Epoche 1973.5.

3.2.3 Reflexionsseismische DEKORP-Profil BASIN 9601 und PQ2-9.1

Seismikprofil BASIN 9601

Eine sehr wichtige Randbedingung für die in dieser Arbeit vorgestellten Modellierungen ist das nördliche Segment des DEKORP-Profiles BASIN 9601, welches das Untersuchungsgebiet diagonal von Südwest nach Nordost durchschneidet, siehe Abbildung 2. Das DEKORP Programm (Deutsches Kontinentales Reflexionsseismisches Programm) dient zur Erkundung der deutschen Krustenstruktur. Die DEKORP-BASIN Research Group bearbeitete das 330 Km lange Profil vom nördlichen Harzrand bis nach Rügen, siehe auch BEILECKE et al. (1998), DEKORPBASINRESEACHGROUP (1998), DEKORPBASINRESEACHGROUP (1999) und KRAWCZYK et al. (1999). Die Bearbeitung der reflexionsseismischen Daten

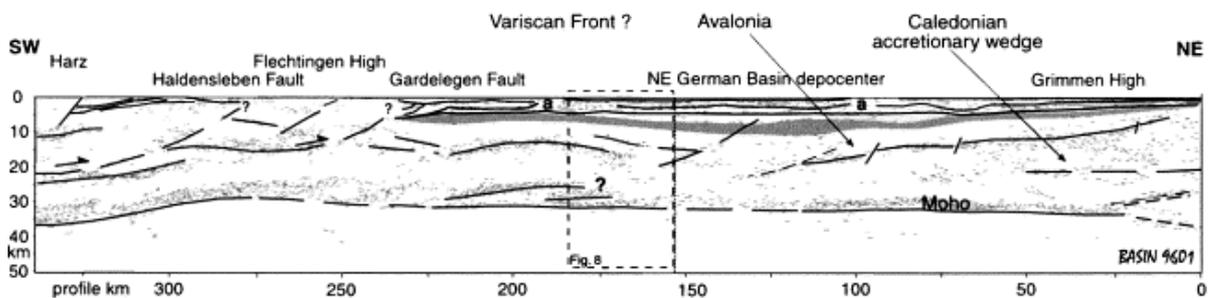


Abbildung 8: Seismisches Linedrawing des DEKORP-Profiles, BASIN 9601 nach KRAWCZYK et al. (1999), von Südwest nach Nordost, siehe Abbildung 2.

wurde durch das DEKORP Bearbeitungszentrum Clausthal und die Arbeitsgruppe DEKORP-BASIN '96 am GFZ Potsdam durchgeführt. Die Kombination der hochüberdeckenen Vibroseismik, welche die oberen Krustenstrukturen und überliegenden Schichten gut auflöst, und der Explosionsseismik, die eine kontinuierlichere Verfolgung der Moho ermöglicht, ist nach KRAWCZYK et al. (1999) ein ideales Werkzeug, um die ganze Kruste abzubilden. Abbildung 8 zeigt das Linedrawing des reflexionsseismischen Profils BASIN 9601, wie es auch über die GIS-Funktion von IGMAS in die Modelle integriert wurde, und die Interpretation von KRAWCZYK et al. (1999). Zu sehen sind der Umriss und die Füllung des permischen Beckens (NEGB), unterlagert von einer grauschraffierten möglicherweise vulkanischen permo-karbonischen Folge. Südwestlich geneigte weitgespreizte Reflektoren in der mittleren Kruste umreißen den kaledonischen Akkretionskeil an der nördlichen Beckengrenze. Dies läßt KRAWCZYK et al. (1999) vermuten, dass die fossile Plattengrenze zwischen Avalonia und Baltika möglicherweise genau so weit nach Norddeutschland reicht, wie das Depozentrum des Nordostdeutschen Beckens lokalisiert ist. Einen definitiven Beweis für die variszische Deformation können sie nach eigener Aussage nicht liefern. Nach KRAWCZYK et al. (1999) ist die insgesamt flach verlaufende Moho korrelierbar mit einem Bereich schwächerer Reflektivität unter dem Beckenzentrum. Für die Interpretation der linsenförmigen Struktur oberhalb der Moho, markiert durch das Fragezeichen in Abbildung 8, fehlen zusätzliche Informationen. KRAWCZYK et al. (1999) schlagen vor, dass ein Wechsel in der Mineralzusammensetzung der Kruste für die Reflexionen verantwortlich sein können. Da weder ein offensichtliches Rift-Becken noch eine scharf definierte Moho unter dem permischen nordöstlichen Deutschen Becken beobachtet wurde, spricht dies

gegen eine Krustendehnung (crustal stretching) als Kontrollmechanismus der Beckenbildung. Die durch die Seismik mehr diffus dargestellten Teile der Moho können nach BROWN (1991) durch massives magmatisches Unterplating der Krustenbasis verursacht werden. Auch könnte die gradierte Moho durch aufgestiegene metamorphe Eklogite verursacht worden sein, wie es für das Williston Becken von NELSON et al. (1993) und dem Ural von STEER et al. (1998), vorgeschlagen wurde.

Seismikprofil PQ2-009.1

Die Abbildung 9 zeigt das interpretierte Linedrawing des nördlichen Teils des BASIN 9601 Profils und deren marinen Fortsetzung durch das Profil PQ2-009.1 nach DEKORPBASINRESEACHGROUP (1999) und MCCANN & KRAWCZYK (2001). In Ergänzung zu Abbildung 8 wird hier der Verlauf eines kaledo-

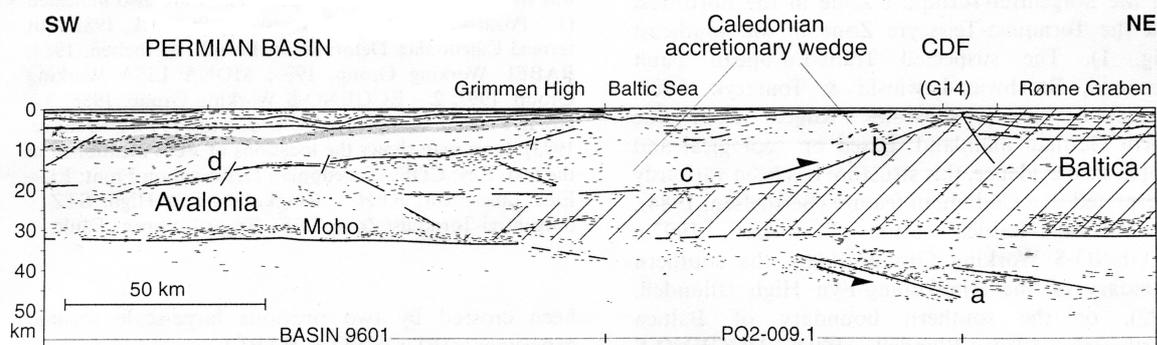


Abbildung 9: Neue Ergebnisse aus den zusammengefassten Seismikprofilen BASIN 9601 und PQ2-009.1 nach DEKORPBASINRESEACHGROUP (1999). Unter der Moho ähneln eine Serie von Nordost geneigten seismischen Reflektoren (a) denen, die vorher als die Hauptstruktur Kaledoniens interpretiert wurden, BABEL-WORKING-GROUP (1993) und MEISSNER et al. (1994). Südwest geneigte Reflektoren (b), mit moderater Amplitude, sind von der Oberfläche bis in ca. 10 km Tiefe südwestlich der Bohrung G 14 beobachtet worden. Sie dehnen sich unter den nördlichen Teil des Nordostdeutschen Beckens (c) aus. Diese Fläche wird interpretiert als die kaledonische Suture, DEKORPBASINRESEACHGROUP (1999). Südwestlich geneigte Reflektoren (d) stehen vielleicht in Verbindung mit späterer Faltung. Die baltische Kruste wird repräsentiert durch das diagonal schraffierte Gebiet.

nischen Akkretionskeil mit unterliegender baltischen Kruste gezeigt, beginnend von der Bohrung G14 im Nordosten bis unter das Nordostdeutsche Becken im Südwesten.

3.2.4 Weitwinkelseismik entlang BASIN 9601

Aus der Weitwinkelseismik können Geschwindigkeits-Tiefenverteilungen im Gestein berechnet werden, die für die Schwermodellierung auf verschiedene Arten nutzbar sind. Aus den Wellengeschwindigkeiten im Gestein könnte, wenn die Parameter Temperatur, Druck und Elastizitätsmodul bekannt wären, die Dichte des Gesteins berechnet und damit die Schwere modelliert werden. Da die Parameter nicht bekannt

sind, werden in dieser Arbeit die Modelldichten vorgegeben und dann mit Geschwindigkeits-Dichte-Relationen verschiedener Autoren verglichen, siehe im folgenden Abschnitt.

In der Abbildung 10 sind $V(z)$ -Funktionen (Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen) der Weitwinkelseismik von BEILECKE et al. (1998) entsprechend ihrer Lokalität in das seismische Linedrawing des DEKORP-Profiles eingetragen worden, BAYER et al. (1999). Die $V(z)$ -Funktionen zeigen die eindimensionalen seismischen Geschwindigkeiten im Gestein in Relation zur Tiefe. Nach BEILECKE et al. (1998) können die

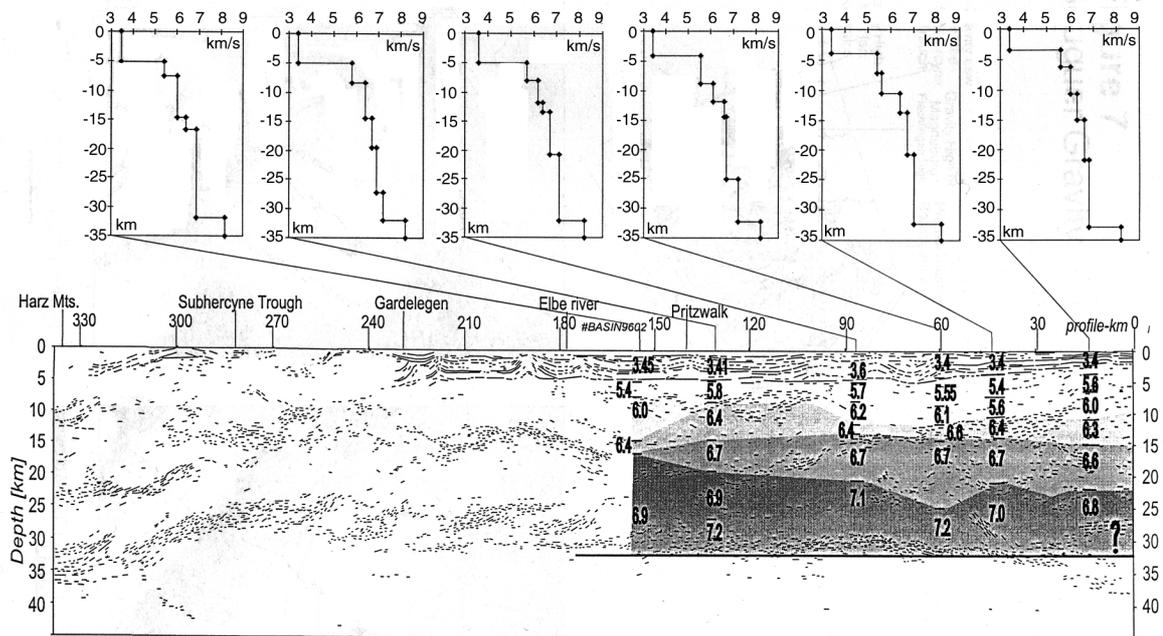


Abbildung 10: Seismisches Linedrawing des DEKORP-Profiles, BASIN 9601 von Südwest nach Nordost mit integrierten 1-dimensionalen Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen $V(z)$ nach BAYER et al. (1999).

Daten der Weitwinkelseismik als eine sehr gute Stütze für die Beurteilung der Krustenstruktur im Zentrum des Nordostdeutschen Beckens gelten, da sprunghafte Änderungen der Geschwindigkeit auf einen Wechsel der Gesteine hinweisen. Abbildung 11 zeigt die Verteilung der von BEILECKE et al. (1998) ermittelten seismischen Wellengeschwindigkeiten im Gestein in Abhängigkeit von der Tiefe. Auffällig in dieser Abbildung sind drei Punkte. Als erstes der Geschwindigkeitssprung von ca. 3.6 km/s auf ca. 5.4 km/s, der in einer Tiefe von ca. 5 km stattfindet. Die Zunahme der Geschwindigkeit wird hier durch die Veränderung der Gesteinsart verursacht. Eine Geschwindigkeitszunahme durch eine Änderung der petrologischen Eigenschaften des Gesteins ist hier unwahrscheinlich. Da die Änderung der petrologischen Eigenschaften durch Temperatur und Druck, abgesehen von Phasensprüngen, im allgemeinen kontinuierlich verläuft. Die Tiefe dieses Geschwindigkeitssprunges korreliert mit der Tiefe der erbohrten Zechsteinschicht im Becken, siehe auch Abbildung 5. Die nächste Auffälligkeit in Abbildung 11 ist die Verteilung gleicher Wellengeschwindigkeiten in unterschiedlichen Tiefenstufen. Zum Beispiel kommt die Geschwindigkeit 6.9 km/s in ca. 16.5 bis 32 km Tiefe vor. Berücksichtigt man nur Gleichung 18, siehe Abschnitt 3.2.5, kann von der gleichen Gesteinsart ausgegangen werden, da eine konstante Dichte auf

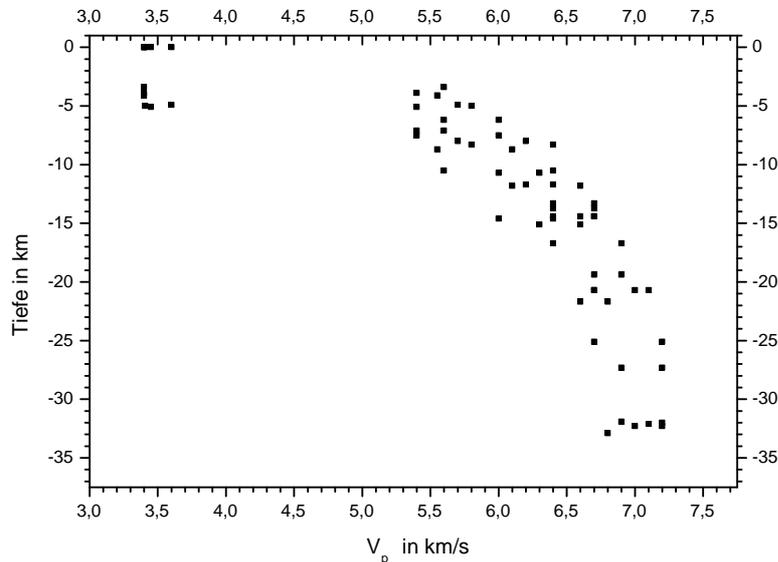


Abbildung 11: V_p - Tiefenverteilung nach BEILECKE et al. (1998). Die ermittelten Wellengeschwindigkeiten V_p in km/s aller 1-dimensionalen Weitwinkelseismikprofile sind nach der Tiefe aufgetragen. Auffällig ist ein Geschwindigkeitssprung in ca. 5 km Tiefe. Nähere Erläuterungen siehe Text.

das gleiche Gestein hinweist. Da sich aber mit größeren Tiefen der Druck und die Temperatur ändern, sollte ein Wechsel der Gesteinsart in Betracht gezogen werden. Der dritte Punkt ist die hyperbelförmige Tiefenzunahme bei steigenden Wellengeschwindigkeiten, die einem linearen Zusammenhang zwischen Tiefe und Wellengeschwindigkeit entgegensteht. Bis zu einer Tiefe von ca. 3.5 km schwanken die Wellengeschwindigkeiten um 3.4 -3.6 km/s, also wird bis zu dieser Tiefe kein Dichtekontrast und damit kein Schichtwechsel im Sedimentbecken durch die Weitwinkelseismik detektiert. Das bedeutet, dass die Weitwinkelseismik in geringen Tiefen keine gute Auflösung hat oder die Dichtekontraste hier einfach zu gering sind. Die Bohrung in Abbildung 5 hat zum Beispiel bis zum Erreichen der Tiefe von 3.5 km 5 verschiedene Schichten durchteuft.

3.2.5 Seismische Geschwindigkeits-Dichte-Relationen

In diesem Unterkapitel wird kurz auf die Geschwindigkeits-Dichte-Relation seismischer Wellen im Gestein eingegangen, um dann die Ausgleichsfunktionen der gemessenen Geschwindigkeits-Dichte-Relationen verschiedener Autoren vorzustellen, die unterschiedliche Gesteine und zum Teil unterschiedliche Druckbedingungen berücksichtigten. Die mit den Ausgleichsfunktionen und den V_p -Werten von BEILECKE et al. (1998) berechneten Funktionsgraphen werden zur Verifikation mit den Modelldichten genutzt.

Die seismischen Geschwindigkeiten, gewonnen aus der Weitwinkelseismik, ermöglichen die Berechnung von Dichte. Aus den Gleichungen für die Wellengeschwindigkeit der Primärwelle V_p und der Sekundär-

welle V_s

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (18)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (19)$$

$$\mu = E \cdot \frac{1}{2(1+\nu)} \quad (20)$$

mit ρ = Dichte, K = Kompressionsmodul, E = Elastizitätsmodul und ν = Poissonzahl, wird die direkte Verbindung von den Dichten und den Wellengeschwindigkeiten im Gestein und den Materialparametern der Gesteine deutlich. Die Gleichungen berücksichtigen aber nicht die realen Zustände in der Kruste. Die elastischen Eigenschaften von Gesteinen und die Ausbreitungsgeschwindigkeit von seismischen Wellen werden vor allem von den Eigenschaften der am Gesteinsaufbau beteiligten Mineralien bestimmt. Großen Einfluss haben dabei die Druck- und Temperaturbedingungen, der Volumenanteil, die räumliche Anordnung sowie die Bindungseigenschaften der Bestandteile. Auch verändern partielle Aufschmelzung und Füllung von Porenräumen und Risse die Gesteinseigenschaften. Zudem sind viele sedimentäre und metamorphe Gesteine elastisch anisotrop und erschweren daher die Erstellung einer mathematischen Beziehung zwischen Dichte und seismischer Geschwindigkeit.

Aus diesem Grund gibt es unterschiedliche Geschwindigkeits-Dichte-Relationen, die im folgenden vorgestellt werden. Aus den Vergleich mit Geschwindigkeits-Dichte Wertepaaren aus der Schwermodellierungen wird ab Abschnitt 5.2.1 überprüft, ob die Modellwerte realistisch sind. Zum zweiten soll geprüft werden, ob die Werte aus den Geschwindigkeits-Dichte-Relationen denen der Modelle entsprechen und einer bestimmten Gesteinsart zugeordnet werden können.

Die Nafe-Drake-Relation, nach NAFE & DRAKE (1963), basiert auf der Analyse mariner Sedimente und gilt für den Geschwindigkeitsbereich von 3.11 bis 7.0 km/s, oder entsprechend für einen Dichtebereich von 2230 bis 2850 kg/m^3 :

$$\rho = 0.16v_p + 1.73 \quad (21)$$

mit der Dichte ρ in kg/m^3 und longitudinaler Wellengeschwindigkeit v_p in $\frac{km}{s}$.

Eine Dichte-Wellengeschwindigkeitsbeziehung für Magmatite und Metamorphite aus der Unterkruste des Urals erstellte Sobolev (pers. Mitt.) aus den Ergebnissen von SOBOLEV & BABEYKO (1994) für verschiedene Geschwindigkeitsintervalle.

$$\rho = 0.446v_p - 0.074, \text{ für } 6.05 \text{ km/s} \leq v_p \leq 6.95 \text{ km/s} \quad (22)$$

$$\rho = 0.487v_p - 0.359, \text{ für } 6.95 \text{ km/s} \leq v_p \leq 7.8 \text{ km/s} \quad (23)$$

CHRISTENSEN & MOONEY (1995) verwenden eine lineare Geschwindigkeits-Dichte-Relation, um die Dichten der Gesteine zu berechnen, und eine nichtlineare Relation für die Berechnung der Dichte bei einem Kruste-Mantel-Kontrast. Wegen der Berücksichtigung der Tiefe und der Temperatur sind für Tiefenintervalle von 10 km neue Parameter für die Relation berechnet worden. CHRISTENSEN & MOONEY (1995) erstellten eine lineare Ausgleichsgerade für alle Gesteinstypen und eine für alle Gesteine außer

Randbedingungen für die Modellerstellung

vulkanischen und monomineralischen. Es wurden global zusammengetragene Ergebnisse von Gesteinsanalysen zur Erstellung der Geschwindigkeits-Dichte-Relation verwendet. Für die lineare Relation

$$\rho = a + b \cdot V_p \quad (24)$$

wurden die Parameter in Tabelle 4 ermittelt.

Tiefe, km	a, kgm^{-3}	b, kgm^{-3}/kms^{-1}	$S(\rho, V_p)$, kgm^{-3}	r^2 , %
Alle Gesteine				
10	989.3	289.1	116.3	75
20	947.3	296.6	113.3	76
30	946.6	299.7	112.5	76
40	964.5	300.5	113.3	75
50	1078.3	299.0	120.3	71
Alle Gesteine außer Vulkanische und Monomineralische				
10	540.6	360.1	70.2	88
20	444.	375.4	62.8	91
30	381.2	388.0	57.8	92
40	333.4	398.8	53.8	93
50	257.1	431.4	49.1	94

Tabelle 4: Parameter a und b für die lineare Geschwindigkeits-Dichte-Relation, Gleichung 24, der longitudinalen Wellengeschwindigkeit V_p mit der Dichte ρ , dem Standardfehler $S(\rho, V_p)$ und dem Bestimmungskoeffizient r^2 nach CHRISTENSEN & MOONEY (1995).

Für die nichtlineare Relation

$$\rho = a + b/V_p \quad (25)$$

enthält Tabelle 5 die berechneten Parameter.

Tiefe, km	a, kgm^{-3}	b, kgm^{-3}/kms^{-1}	$S(\rho, V_p)$, kgm^{-3}	r^2 , %
10	4929	-13294	69.3	87
20	5055	-14094	62.2	90
30	5141	-14539	57.36	91
40	5212	-14863	53.63	92
50	5281	-15174	50.51	93

Tabelle 5: Parameter a und b für die nicht lineare Geschwindigkeits-Dichte-Relation, Gleichung 25, der longitudinalen Wellengeschwindigkeit V_p mit der Dichte ρ , dem Standardfehler $S(\rho, V_p)$ und dem Bestimmungskoeffizient r^2 nach CHRISTENSEN & MOONEY (1995).

In GEBRANDE (1982) wurden durch Analysen an Gesteinen verschiedener Lokationen lineare Dichte-Geschwindigkeits-Relationen für Plutonite, Vulkanite und Metamorphite unter Normalbedingungen unterschieden. Für die longitudinalen Wellengeschwindigkeiten V_p , in km/s , in Plutoniten wurde die Beziehung

$$V_p = -6.73 + 4.36\rho \pm 0.03 \quad (26)$$

für Vulkanite

$$V_p = -2.37 + 2.81\rho \pm 0.18 \quad (27)$$

und für Metamorphite

$$V_p = -6.93 + 4.41\rho \pm 0.37 \quad (28)$$

gefunden, wobei die Fehlergrenzen die Standardabweichungen sind. Außerdem wurden druckabhängig Dichte-Geschwindigkeits-Relationen, die für Plutonite und Metamorphite gelten, aufgestellt. Da nach GEBRANDE (1982) der Approximationsfehler der linearen Ausgleichsgeraden für P-Wellen nur geringfügig durch die Hinzunahme der Abhängigkeit von mittlerem Atomgewicht verbessert wird, sind die Gleichungen ohne diesen Term dargestellt. Für die Plutonite und Metamorphite wurden für drei Druckstufen folgende Gleichungen aufgestellt:

für 0.2 GPa :

$$V_p = (-0.30 + 2.41\rho \pm 0.23)kms^{-1} \quad (29)$$

für 0.6 GPa :

$$V_p = (-0.22 + 2.42\rho \pm 0.21)kms^{-1} \quad (30)$$

für 1.0 GPa :

$$V_p = (-0.38 + 2.49\rho \pm 0.22)kms^{-1} \quad (31)$$

CONRAD et al. (1994) erstellte die Relationen aus Gesteinsanalysen aus dem Erzgebirges. Dabei wurden die Relationen unter anderem in Sedimente, Magmatite + Orthometamorphite + Vulkanite und alle Proben durch folgende Gleichungen unterteilt:

für Sedimente:

$$\rho = \frac{V_p/1000 + 1.78}{0.001884} \quad (32)$$

für Magmatite, Orthometamorphite und Vulkanite:

$$\rho = \frac{V_p/1000 + 3.559}{0.003459} \quad (33)$$

für alle Proben:

$$\rho = \frac{V_p/1000 + 7.763}{0.004901} \quad (34)$$

Die Streuung S beträgt für die berechnete Dichte ρ der Sedimente $S = \pm 0.063kg \cdot m^{-3}$, der Magmatite $S = \pm 0.075kg \cdot m^{-3}$ und für alle Proben $S = \pm 0.112kg \cdot m^{-3}$.

In Abbildung 12 und 13 sind die oben vorgestellten Dichte-Wellengeschwindigkeitsrelationen, berechnet mit den V_p Werten von BEILECKE et al. (1998), eingetragen. Die Ausgleichsfunktionen unter Normalbedingungen sind in Abbildung 12 und die druckabhängigen Funktionen sind in Abbildung 13 aufgetragen.

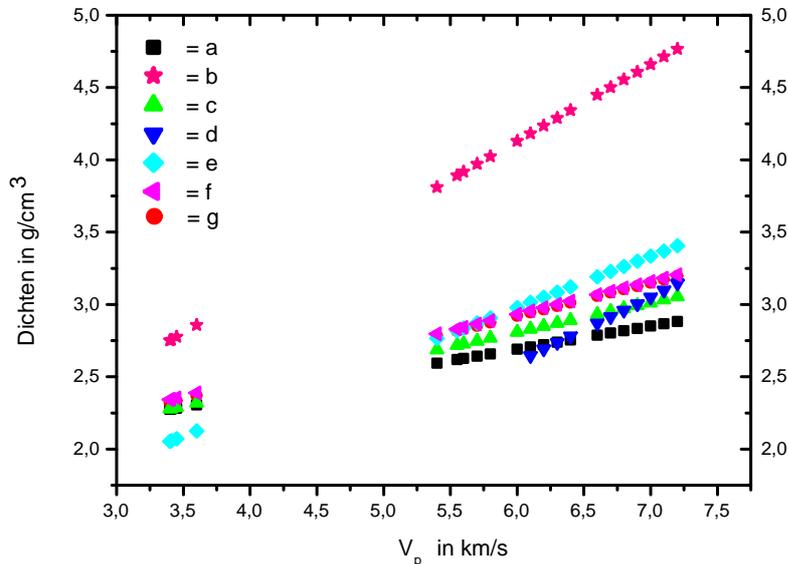


Abbildung 12: Die aufgetragenen Geraden sind mit den aus der Weitwinkelseismik von BEILECKE et al. (1998) ermittelten V_p Werten berechnet worden. (a) ist die Beziehung von NAFE & DRAKE (1963), Gl. 21. (d) berechnet sich aus den geschwindigkeitsabhängigen Gl. 22 und 23 von Sobolev für Magmatite und Metamorphite. (e), (f), und (g) wurden aus den Gl. 26, 27 und 28 nach GEBRANDE (1982) für Plutonite, Vulkanite und Metamorphite erstellt. Aus den Beziehungen von CONRAD et al. (1994) für Sedimente, Gl. 32, und allen Gesteinen, Gl. 34, sind die Geraden (b) und (c) abgeleitet worden.

Dabei entspricht die Kennzeichnung (a) in Abbildung 12 der Gleichung 21 von Nafe und Drake. (b) und (c) symbolisieren die Gleichung 32 und 34 die CONRAD et al. (1994) für Sedimente und alle Gesteine aufgestellt hat. (d) kennzeichnet die Ausgleichsfunktion von Sobolev für Magmatite und Metamorphite für unterschiedliche Geschwindigkeitsintervalle, Gleichung 22 und Gleichung 23. Die Gleichungen 26, 27, 28 von Gebrande für Vulkanite, Metamorphite und Plutonite werden von den Funktionen (e), (f) und (g) abgebildet. Auf die Anzeige der Fehler wurde verzichtet, da sich jede Funktionen innerhalb des Fehlerintervalls der anderen befindet. Nur (b), der Ausgleichsfunktion von CONRAD et al. (1994) für Sedimente, liegt bei höheren Geschwindigkeiten außerhalb der Fehlergrenzen der anderen Funktionen. Das kann damit erklärt werden, dass diese Geschwindigkeiten in Sedimenten nicht auftreten. Als Ergebnis kann festgehalten werden, dass, falls die modellierten Geschwindigkeits-Dichte Werte innerhalb der Fehlergrenzen der aufgestellten Relationen für Normalbedingungen liegen, keine Rückschlüsse auf die Gesteinsart gezogen werden können. Die Fehlerintervalle sind so groß, dass eine eindeutige Zuordnung der Werte zu einer Ausgleichsfunktion nicht möglich ist. In Abbildung 13 sind druckabhängige Geschwindigkeits-Dichte-Relationen eingetragen. GEBRANDE (1982) ermittelte die Ausgleichsfunktionen für Plutonite und Metamorphite für drei Druckstufen, (a) = 0.2 GPa, (b) = 0.6 GPa und (c) = 1.0 GPa, entsprechend den Gleichungen 29, 30 und 31. Dagegen unterschied CHRISTENSEN & MOONEY (1995) nicht in Druck-, sondern in Tiefenstufen. Die Funktionen (d), (e), (f) und (g) sind mit Gleichung 25 und den Parametern für 10, 20, 30 und 40 km Tiefe berechnet. Die Werte der sieben Geraden überdecken sich fast und liegen, wie bei den Ergebnissen für die Relationen für Normalbedingungen, innerhalb der Feh-

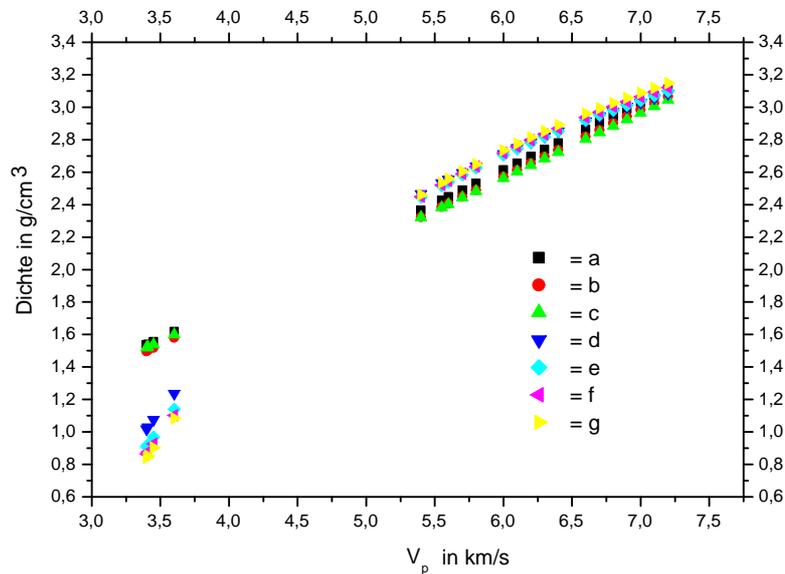


Abbildung 13: Druck- und tiefenabhängigen Geschwindigkeits-Dichte-Relationen berechnet aus V_p Werten der Weitwinkelseismik von BEILECKE et al. (1998). Die Ausgleichsfunktionen (a), (b) und (c) sind mit den Gleichungen 29, 30 und 31 von GEBRANDE (1982) für Plutonite und Metamorphite berechnet. Gleichung 29 gilt für einen Druck von 0.2 GPa, Gleichung 30 für 0.6 GPa und Gleichung 31 für 1.0 GPa. Nach CHRISTENSEN & MOONEY (1995) sind die nicht linearen Geschwindigkeitsrelationen (d), (e), (f) und (g) für die Tiefen 10, 20, 30 und 40 km nach Gl. 25 berechnet worden.

lerintervalle der jeweils anderen Funktion. Nur die Werte mit geringen Wellengeschwindigkeiten sind etwas gespreizt und liegen außerhalb, was damit erklärt werden kann, dass die geringen Geschwindigkeiten nicht in Tiefengesteine gemessen werden und daher die Gleichungen für diese Geschwindigkeiten nicht gelten. Deutlich wird dies durch die Dichtewerte im unteren Geschwindigkeitsbereich von 3.25 bis 3.75 km/s. Für diese Geschwindigkeiten werden Dichten von ca. 0.8 bis ca. 1.65 kg/m^3 berechnet, die für Tiefengesteine zu gering sind. Die Werte in Abbildung 13 liegen wesentlich dichter zusammen als in Abbildung 12. Sie befinden sich aber in den Fehlerintervallen der jeweils anderen Ausgleichsfunktion und auch im Fehlerintervall der Ausgleichsfunktionen unter Normalbedingungen. Deshalb ist auch hier eine eindeutige Zuordnung der modellierten Geschwindigkeits-Dichtewerte zu einer bestimmten Ausgleichsfunktion nicht möglich. Für die Modellerstellung bedeutet dies, dass den seismischen Wellengeschwindigkeiten im Gestein keine Gesteinsart eindeutig anhand von Geschwindigkeits-Dichte-Relationen zugeordnet werden kann, da die Fehlerintervalle der Ausgleichsfunktionen zu groß sind. Es kann aber überprüft werden, ob die durch Modellierung gewonnen Werte stark von den Laborwerten abweichen und damit unwahrscheinlich sind.

3.2.6 Magnetotellurik

In diesem Abschnitt wird das Magnetotellurikprofil Rügen - Magdeburg und die Auswertung nach HOFFMANN et al. (1998) gezeigt. Die Ergebnisse fließen in die Modellierung ein, siehe Abschnitt 5.3. Die Ma-

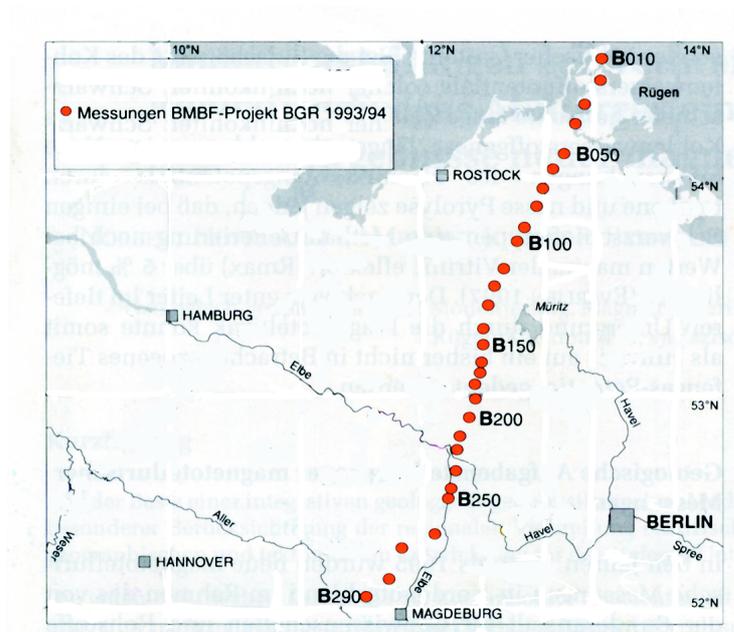


Abbildung 14: Lage der Magnetotellurik-Messpunkte des Profiles Rügen - Magdeburg, umgezeichnet nach HOFFMANN et al. (1998).

gnetotellurik basiert auf dem Prinzip der elektromagnetischen Induktion mit deren Hilfe die Leitfähigkeitsverteilung der Erdkruste bestimmt wird. Gemessen werden die natürlichen Fluktuationen (kurzperiodische Pulsationen und langperiodische Variationen) des elektromagnetischen Feldes der Erde. Diese Felder werden primär durch Stromsysteme in der Ionosphäre und der nahen Magnetosphäre induziert. Die Leitfähigkeitsverteilung wird über die Amplituden- und Phasenbeziehungen zwischen den senkrecht aufeinander stehenden Komponenten des elektrischen (E_x und E_y), des magnetischen (H_x und H_y) Feldes und der vertikalen Magnetfeldkomponente (H_z) berechnet. Die Gesteinsschichten können dann anhand der unterschiedlichen Leitfähigkeiten differenziert werden. In HOFFMANN et al. (1998) wird beschrieben, wie die magnetotellurische Zeitreihenregistrierung des Erdmagnetfeldes zur Tiefensonderung der Kruste genutzt wird. Zu beachten ist, dass wegen des Skin效ektes tieffrequente Felder in große Tiefen vorstoßen können und hochfrequente Felder nur oberflächennah existieren.

In Abbildung 14, verändert aus HOFFMANN et al. (1998), sind die in dieser Arbeit verwendeten magnetotellurischen Messpunkte eingetragen. Das Profil beginnt mit dem Messpunkt B010 im nördlichen Rügen und führt SSW über Pritzwalk nach Magdeburg bis zur Elbe und endet mit dem Punkt B290. Das Magnetotellurikprofil liegt fast parallel zum DEKORP-Profil. Mit Hilfe dieser Messungen entwickelten HOFFMANN et al. (1998) ein Modell für das Profil Rügen bis Magdeburg. In Abbildung 15 ist das Modell für den Profilverteil zwischen Messpunkt B150 und B220 aufgetragen. Die Abkürzungen haben folgende

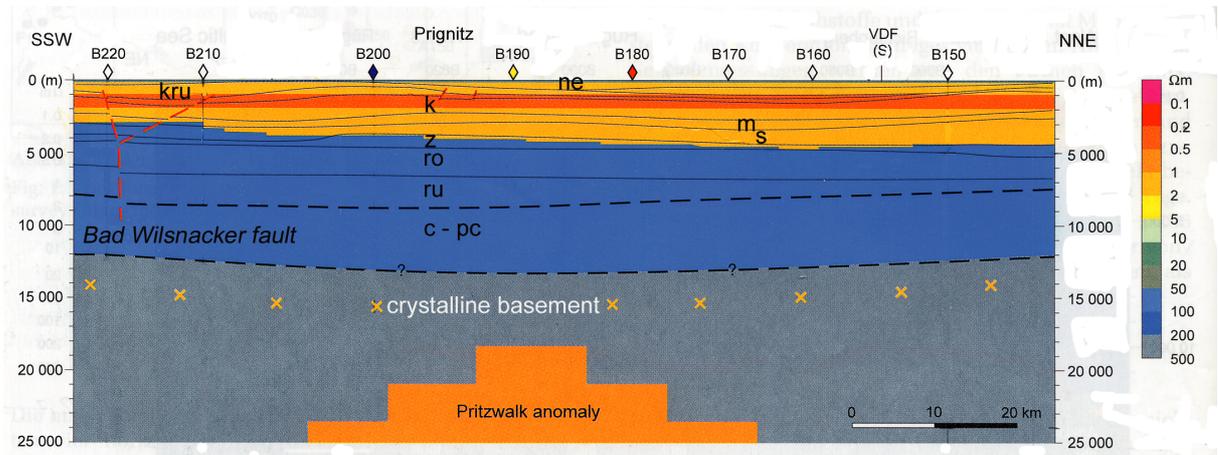


Abbildung 15: Magnetotellurisches Krustenstrukturmodell nach HOFFMANN et al. (1998) für das Profil Rügen bis Magdeburg, hier ab Messpunkt B150 bis B220. Die Schichtbezeichnungen werden im Text erläutert.

Bedeutung: VDF(S) - variszische Deformationsfront nach seismischen Indikationen, ne - Känozoikum, kro - Oberkreide, kru - Unterkreide, kr - Kreide, j - Jura, k - Keuper, m - Muschelkalk, s - Buntsandstein, z - Zechstein, ro - Oberrotliegend, ru - Unterrotliegend, p - Perm, cs - Oberkarbon, cd - Unterkarbon, c - Karbon, pc - Präkarbon (ungegliedert), d - Devon, o - Ordovizium und s-cb - Silur-Kambrium. Auffällig am Modell ist die fast horizontale, kaum gestörte Lagerung der Schichten, durchgehend bis zum kristallinen Basement, und ein von den Autoren vermuteter Manteldiapir, bezeichnet mit „Pritzwalk anomaly“. Begründet wird diese Annahme von HOFFMANN et al. (1998) damit, dass in diesem Profilabschnitt kein guter Leiter im Tiefenbereich zwischen Zechsteinbasis und vermuteter Kristallin-Oberfläche auftritt, aber in einer größeren Tiefe ($> 18\text{km}$). Außerdem sind in demselben Bereich starke Potentialfeldanomalien der Magnetik, siehe Abbildung 7, und der Gravimetrie, Abbildung 6, beobachtet worden, deren Quelle ein Manteldiapir sein kann, der in einer Schweremodellierung berücksichtigt werden müsste. In dem folgenden Abschnitt wird versucht, über Potentialfeldanalyse weitere Randbedingungen für die Modellerstellung zu gewinnen.