

5 Vorwärtsmodellierung

In diesen Abschnitt werden Modelle der geologischen Strukturen des Untersuchungsgebietes Nordost-deutsches Becken vorgestellt, deren berechnete Schwere durch interaktive Änderung der Geometrie der geologischen Strukturen und der Dichteverteilung an die gemessene Schwereanomalie angepasst wurde. Die dreidimensionale Dichtemodellierung wurde in Abschnitt 2 vorgestellt. Grundlage der Modelle sind die geologischen und geophysikalischen Informationen, sogenannte Randbedingungen, die in den Kapiteln 3 und 4 bereits beschrieben wurden.

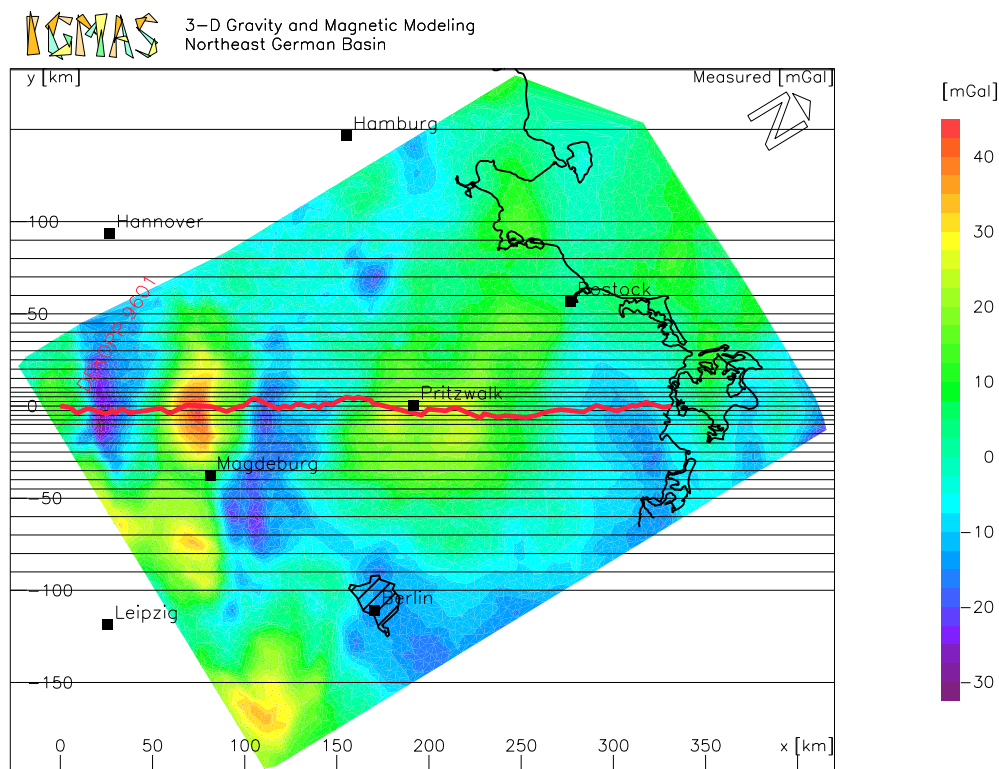


Abbildung 25: Lage des Untersuchungsgebietes und Einteilung der Modellierenebenen. Die horizontalen SW - NO verlaufenden Linien stellen die Ebenen der Modelle dar, auf denen die geologischen Strukturen verändert werden können. Zugleich sind sie die Profilschnitte des gemessenen und der 3-dimensional berechneten Schwerefelder. Das parallel zu den Ebenen liegende BASIN 9601 Seismikprofil wird auf die Ebene = 0 km projiziert. Aufgetragen ist die Bouguerschwere in mGal.

Diese Randbedingungen geben eine erste zu modellierende Struktur für die Modelle vor. Das Sedimentbecken nach SCHECK (1997) wurde nach Anpassungen an Bohrungen in die Modelle integriert. Die Weitwinkelseismik und das BASIN 9601 Seismikprofil lösten die Krustenstrukturen weiter auf. Die Weitwinkelseismik ermöglicht außerdem eine Überprüfung der Dichteverteilung in der Tiefe. Die Eulerdekonvolution und die Powerspektralanalyse geben Hinweise auf die Tiefenlage der Gesteinskörper, die die Anomalie verursachen. In Abbildung 10 sind ein Teil der Randbedingungen, das Linedrawing des BASIN 9601 Profils und die Geschwindigkeits-Tiefendiagramme der Weitwinkelseismik, für die Mo-

dellstrukturen eingetragen. Die Schweredaten wurden in Kapitel 3.2.1 vorgestellt. Ausgangsbasis der folgenden Modellierungen war das von SCHECK et al. (1999) erstellte Modell. Abbildung 25 zeigt die Einteilung des Untersuchungsgebietes durch die einzelnen Modellebenen, die parallelen Linien, welche die Bouguerschwere schneiden. Alle Modelle bestehen aus 43 parallel SW - NO verlaufenden vertikalen Ebenen, auf denen die geologischen Strukturen verändert werden können. Zugleich sind sie die Profilschnitte der gemessenen und der 3-dimensional berechneten Schwerefelder. Auf die Schwereprofilschnitte werden alle Messstationen in 1 km Entfernung projiziert. Die Hauptkonstruktionsebene ist die Ebene $y = 0$ km, auf die das BASIN 9601 Seismikprofil projiziert wurde. Ober- und unterhalb dieser Ebene liegen je 21 parallele Ebenen. Die ersten vier Ebenen auf der unteren Seite haben einen Abstand von 2,5 km. Die folgenden acht Ebenen besitzen einen Abstand von 5 km und die anschließenden fünf Ebenen einen von 10 km. Die letzten vier der einundzwanzig Ebenen besitzen unterschiedliche Distanzen, beginnend mit 50, 181.3, 668.7 und 545.4 km. Die Ebenen auf der oberen Seite sind entsprechend angeordnet. Da der Fokus bei der Modellerstellung auf der Pritzwalkanomale entlang des BASIN 9601 Profils liegt, konnte für die Randzonen der Modelle im Nordosten und Südosten eine sich von innen nach außen verringende Auflösung gewählt werden, um die Datenmenge zu begrenzen. Die geometrische Ausdehnung der Modelle (3000*2700 km) ist um ein vielfaches größer als die des zu modellierenden Schwerefeldes, um Randeffekte bei der Berechnung des modellierten Potentialfeldes zu vermeiden. Die Modelle werden dann mit den Ergebnissen der KMgW- und Semljaseismik verglichen. Unter Berücksichtigung des seismischen Profils PQ2-009.1 werden die Modelle dann nach Nordosten erweitert.

5.1 Schwereffekt des Sedimentbeckens

Die Geometrie des Sedimentbeckens ist durch die Vorgabe des Modells nach SCHECK et al. (1999) und durch die Anpassung an die Bohrungen von HOTH et al. (1993) relativ gut bestimmt. Eine erste Berechnung des Schwereffektes des Beckens unter der Verwendung der Dichten für das Sedimentbecken nach BARRIO-ALVERS et al. (1998) ist in Abbildung 26 zu sehen. Die Abbildung teilt sich in eine

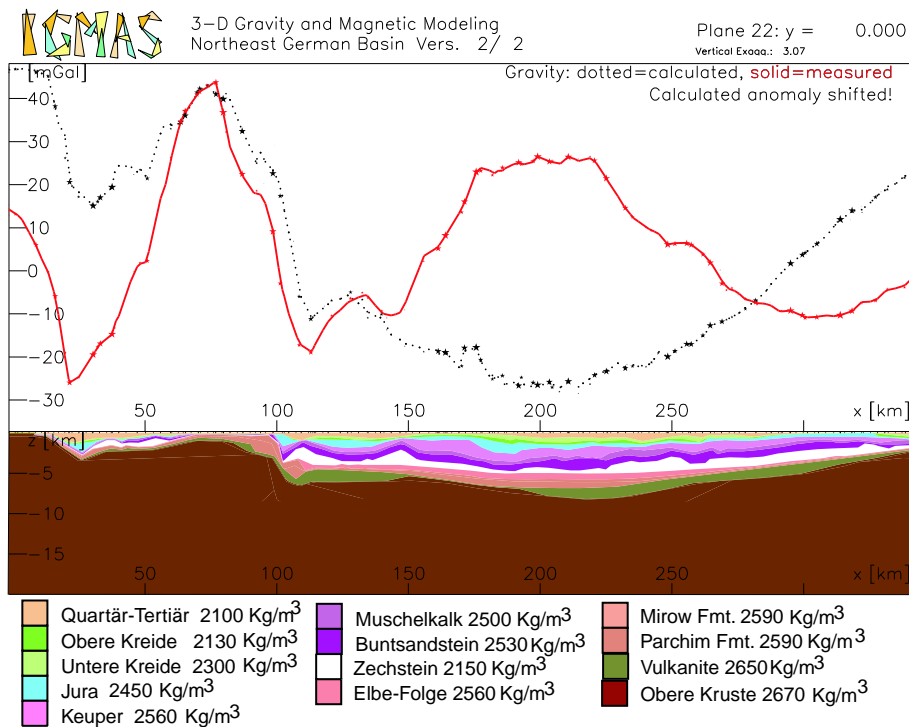


Abbildung 26: Schwereffekt des Sedimentbeckens. Nur die Schichten im Sedimentbecken haben eine zugeordnete Dichte, siehe oben. Das umgebende Gestein besitzt die Referenzdichte von 2670 Kg/m^3 . Die gestrichelte Linie stellt die berechnete Schwere und die durchgezogene Linie die gemessene Schwere dar.

obere und untere Hälfte. In der oberen Hälfte ist mit durchgezogener Linie die gemessene Bouguer-schwere in Einheiten von $10^{-5} (m/s^2)$, auch mGal genannt, aufgetragen. Die gepunktete Linie ist ein Profilschnitt aus dem 3-dimensional berechneten Modellschwerefeld des Untersuchungsgebietes. Der untere Teil des Bildes zeigt die geologischen Strukturen des Modelles. Alle folgenden Modellschnitte entsprechen der Modellebene = 0 km, siehe Abbildung 26, und laufen vom Harzrand im Südwesten in die Ostsee über Rügen nach Nordosten. Die unterliegende Kruste in diesem Modell wird einheitlich auf die Referenzdichte von 2670 kg/m^3 gesetzt. Als Ergebnis wird eine negative Anomalie über dem Zentrum des Sedimentbeckens berechnet, gestrichelte Linie. Ab $x = \text{ca. } 250 \text{ km}$ in nordöstlicher Richtung steigen die berechneten Schwerewerte wieder an, verursacht durch die abnehmende Mächtigkeit des Beckens. In südwestlicher Richtung prägen die unter dem Sedimentbecken liegenden Schichten die berechnete Schwerekurve. Die Anomalien des Abbruchs von Gardelegen und der Flechtinger Scholle sind klar umrissen. Die folgende subherzynische Senke und das Harzvorland werden angedeutet. Einen

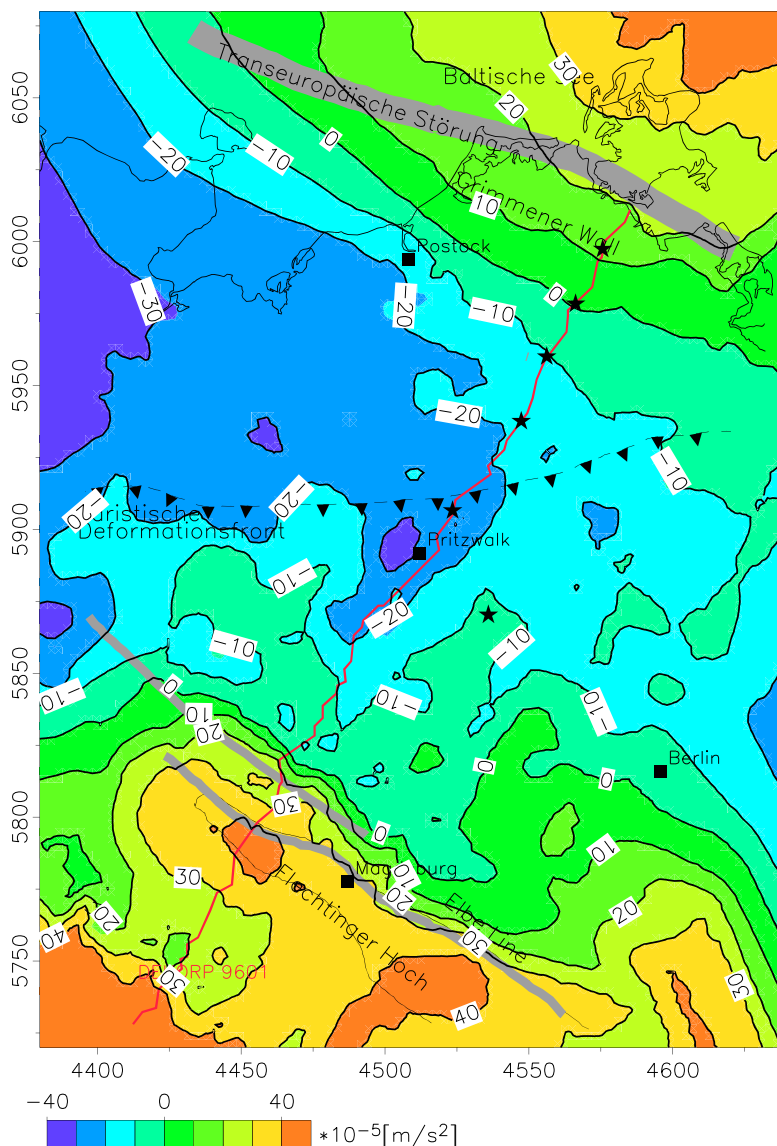


Abbildung 27: Schwereeffekt des Sedimentbeckens. Die Nordwest - Südost streichende negative Anomalie kennzeichnet die Lage des Sedimentbeckens. Die Dichte des Nebengesteins beträgt 2670 kg/m^3 .

Überblick über den Schwereeffekt dieses einfachen Modells gibt Abbildung 27. Anhand der berechneten Nordwest - Südost streichenden negativen Anomalie kann die Lage des Sedimentbeckens erkannt werden. Die Differenz zwischen der berechneten Schwere des Sedimentbeckens und der gemessenen Schwere wird in Abbildung 28 dargestellt. Dieses Schwerefeld muss alleine durch die Krusten- und Mantelstrukturen ohne Sedimentbecken erzeugt werden. Durch die negative Anomalie des Beckens ist z. B. der Differenzbetrag über Pritzwalk wesentlich größer als die reale gemessene Schwere. Da sich die berechnete Schwere dieses einfachen Modells den Schwereanomalien im Südwesten und Nordosten

teilweise annähert und die Moholage durch das seismische BASIN 9601 Profil bestimmt ist, ist dies ein Hinweis auf eine dichte geologische Struktur unter dem Sedimentbecken.

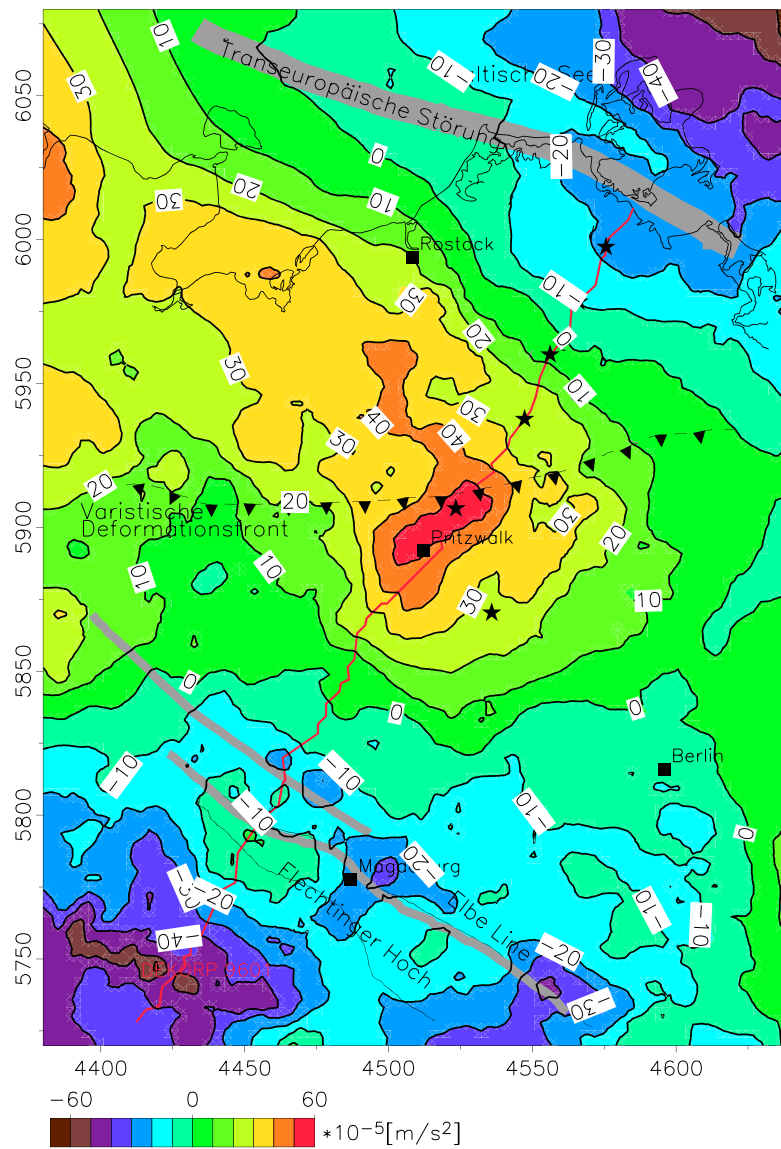


Abbildung 28: Differenzfeld des berechneten Schwerefeldes des Sedimentbeckens und der gemessenen Bouguerschwere. Auffällig ist das Schwerehoch bei Pritzwalk im Vergleich zu der berechneten Schwere des Sedimentbeckens in Abbildung 27. Es wird wahrscheinlich durch dichte geologische Strukturen zwischen Becken und Mantel erzeugt.

5.2 Modell mit High Density Body (HDB)

Das erste Modell wird von einer Interpretation des BASIN 9601 Profils von BAYER et al. (1999) abgeleitet. Dazu wurden unter anderem erste Schweremodellierungen, BAYER et al. (1999), und Ergebnisse der Weitwinkelseismik von BEILECKE et al. (1998) verwendet. In der Abbildung 29 befinden sich südlich des Sedimentbeckens, nach der Interpretation von BAYER et al. (1999), auf der variszisch deformierte Kruste (VDC) südwärts geneigte Reflektoren, die eine listrische Störungszone (THZ) anzeigen. Der Zechstein (Z) scheint als ein größerer Entkoppelungshorizont zwischen Prä- und Postzechsteinsedimenten zu wirken. Unter der Störungszone (THZ) ist die Moho (MH), in ca. 30 km Tiefe, mit einer relativ steilen Flanke im Süden aufgewölbt und senkt sich im Norden leicht ab. Die Morphologie dieser Aufwölbung könnte nach BAYER et al. (1999) ein Indiz für die Verbiegung der Kruste während der Inversion in der späten Kreide bis zum Tertiär sein. Ein interkrustales Reflexionsband (ICR) kann vom Süden bis unter das Becken verfolgt werden. Es endet kurz vor der Aufwölbung der sehr dichten unteren Kruste (HDLC) unterhalb des Beckens. Die Existenz der HDLC wird nach BAYER et al. (1999) unter anderem durch die Ergebnisse der Weitwinkelseismik von BEILECKE et al. (1998) gefestigt.

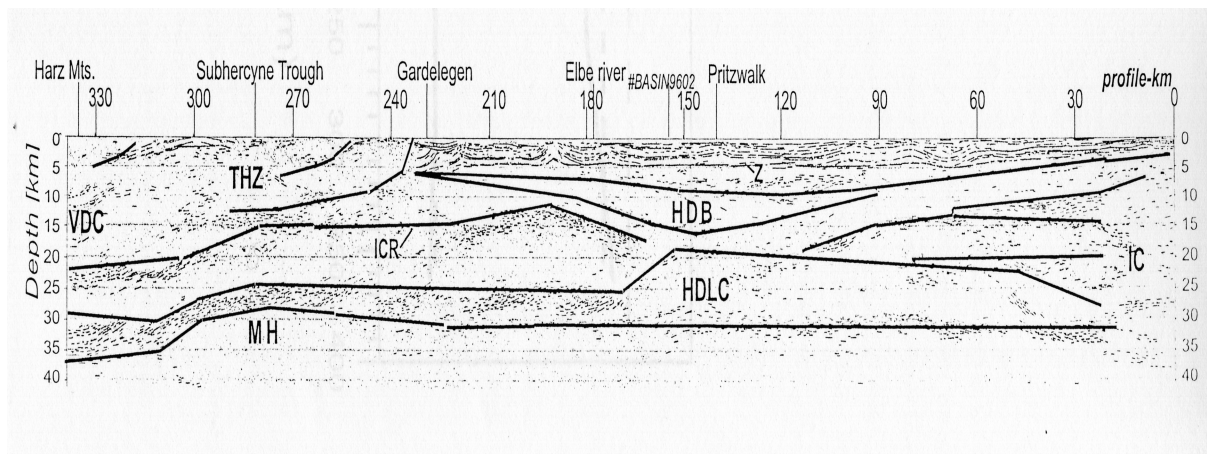


Abbildung 29: Krustenstrukturen entlang des BASIN 9601 Profil nach BAYER et al. (1999). Mit Z : Basis des Zechsteinreflektors, VDC : Variszische deformierte Kruste, THZ : Faltungszone, MH : Moho, ICR : Interkrustale Reflexionsband, HDB : Körper mit hoher Dichte, HDLC : Untere Kruste mit hoher Dichte und IC : intermediäre Kruste.

Der unter dem Becken liegenden Struktur (HDB) muss eine hohe Dichte zugewiesen werden, da mit der HDLC, trotz der steilen Aufwölbung und dem Abfall mit geringer Neigung zum Norden hin, die Schwereanomalie von Pritzwalk nicht modelliert werden kann. Der Körper mit hoher Dichte (HDB) wird also durch die Erfordernisse der Schweremodellierung nötig und durch das Linedrawing nur angedeutet. In Kapitel 4.1 wurde durch eine Powerspektralanalyse über die Pritzwalkanomalie ein Störkörper in einer Tiefe von ca. 8 km gefunden. Das weist daraufhin, dass ein dichter Körper direkt unter dem Sedimentbecken liegen kann. Die Ergebnisse aus der Eulerdekonvolution, Kapitel 4.3, lassen solche eine Interpretation auch zu, siehe Abbildung 31. Die Modellierung der Pritzwalkanomalie kann mit der HDLC oder der Moho auch deshalb nicht gelingen, da sie größere Wellenlängen als die Anomalie besitzen. Sie müssten dann wesentlich höher als die durch die Reflexionsseismik bestimmte Position liegen,

um die Amplitude der Anomalie erzeugen zu können. Eine höhere Lage der HDLC oder der Moho steht aber direkt im Widerspruch zu den seismischen Ergebnissen. Dabei kann aber nicht bestimmt werden, ob die positive Schwereanomalie durch Potentialüberlagerung von Massen in verschiedenen, aber begrenzten Tiefen erzeugt wird, oder nur durch einen Massenblock. Daher bleibt die Frage bestehen, ob nur ein geologisches Ereignis oder eine Folge von Ereignissen für die Pritzwalkanomalie verantwortlich ist. Nach HOFFMANN & FRANKE (1997) könnte die Anomalie auch die Reste eines aus Bruchstücken ozeanischer und/oder Inselbogen-Kruste widerspiegeln, sowie als ein aus ostavalonischer kontinentaler Kruste bestehender Akkretionskeil gedeutet werden. Weiter nördlich nimmt die Dicke der HDLC immer stärker, bis zum baltischen Schild, ab. Nach BAYER et al. (1999) zeigt das BASIN 9601 Profil, dass der Übergang der HDLC in den baltischen Schild unterhalb des Nordostdeutschen Beckens passiert. Die Strukturen weisen einen deutlich Übergang in eine intermediäre Kruste (IC) südlich von Rügen auf. Aus

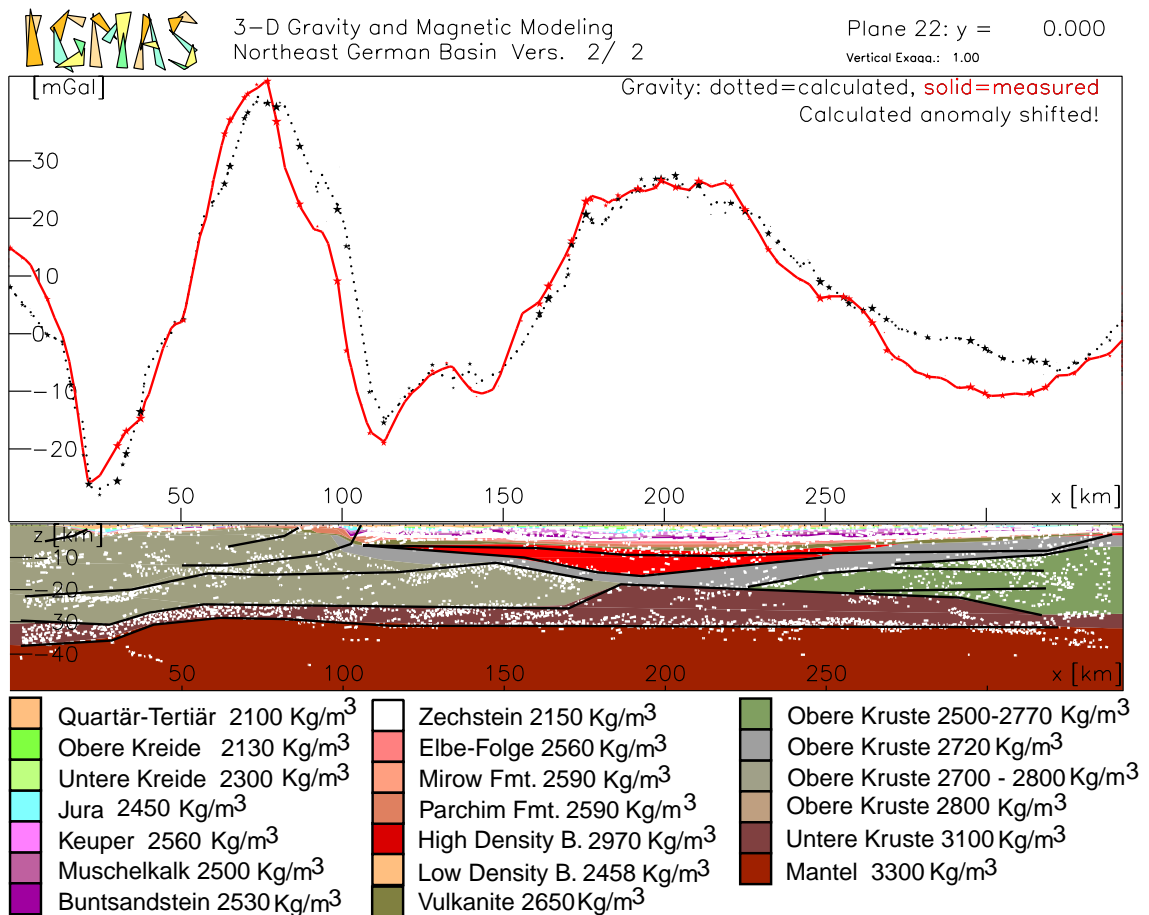


Abbildung 30: Schnitt des Modelles mit High Density Body (HDB), mit Linedrawing des BASIN 9601 Profil, nach der DEKORPBASINRESEACHGROUP (1999), mit überlagerter Interpretation nach BAYER et al. (1999). In der oberen Hälfte ist die gemessene Bouguerschwere mit durchgezogener Linie und die aus dem Modell berechnete Schwere mit gestrichelter Linie eingezeichnet (ohne Überhöhung).

den oben genannten Bedingungen wurde das folgende dreidimensionale Modell in Abbildung 30, welches sich unter anderem auf erste Modellierungen von SCHECK et al. (1999) stützt und in BAYER et al.

(1999) weiterentwickelt wurde, erstellt und die daraus resultierende Schwere berechnet. Die folgenden Bilder zeigen das Modell mit Variationen in der Geologie und verschiedenen Randbedingungen, an die es angepasst wurde. Das Profil des Modells wird ohne Überhöhung in Abbildung 30 entlang des Linedrawing des BASIN 9601 Profils mit überlagerter Interpretation nach BAYER et al. (1999) gezeigt. Eine genaue Beschreibung des Schwerefeldes wurde in Kapitel 3.2.1 gegeben, daher wird das Profil kurz von links nach rechts beschrieben. Es zieht sich von Südwest von km 0 nach Nordost bis km 330. Startend bei km 0 sieht man die abfallende Flanke des Schwerehochs des Oberharzes hinüber gleitend in das lokale Schwereminimum des Subherzogen Beckens. Das folgende Schweremaximum ist das Flechtlinger Hoch, welches vom Stendaler Schweretief abgelöst wird. Weiter im Nordosten folgt das Pritzwalker Schwerehoch in der Altmarksenke und darauf das Tief von Rostock-Gramzow. Auf der Abbildung sind die Strukturen des Sedimentbeckens nicht gut zu erkennen, daher werden die nachfolgenden Bilder zur besseren Visualisierung stark überhöht dargestellt. Dies führt leider zu stark verzerrten geologischen Strukturen, die oft einen falschen Eindruck von der geologischen Situation bewirken.

In Abbildung 30 sind in dem Modell sechs geologische Komplexe grob zu erkennen. Im Bereich von 0 - ca. 100 km der x - Achse und in einer Tiefe von ca. 30 und zum Zentrum hin, auf ca. 25 km steigend, befinden sich Segmente der Kruste mit Dichten von $2800 - 2700 \text{ Kg/m}^3$. Diese Segmente werden im Modell, mit individueller Dichtezuordnung, obere Kruste genannt. In Abbildung 32 sind die Strukturen durch die Überhöhung deutlicher zu erkennen. Weitere Einheiten sind das Sedimentbecken mit Dichten von $2100 - 2650 \text{ Kg/m}^3$, der darunter liegende sehr dichte Körper mit 2970 Kg/m^3 und die sogenannte untere Kruste mit einer Dichte von 3100 Kg/m^3 . Vergleicht man die Tiefe der Oberfläche des sehr dichten Körpers und die Tiefe seiner untersten Ausdehnung mit den Ergebnissen der Powerspektralanalyse, so fallen diese beiden Grenzschichten mit den ermittelten Quelltiefern von ca. 7,5 und ca. 15 km zusammen. Dies bestätigt den Gesteinswechsel. Die untersten Einheiten im Modell sind der durch die Seismik klar abgegrenzte Mantel mit einer Dichte von 3100 Kg/m^3 und die obere Kruste ab km 250 auf der x- Achse in einer mittleren Tiefe von ca. 12 bis 25 km mit 2770 Kg/m^3 . Eine verbesserte Schweremodellierung wird durch Einführung eines Körpers mit einer Dichte von 2458 Kg/m^3 erreicht, siehe Abbildung 31. Der neue Körper, Low Density Body (LDB), ist geometrisch an die Interpretation von BAYER et al. (1999), dem Linedrawing nach DEKORPBASINRESEACHGROUP (1999) und der Weitwinkelseismik von BEILECKE et al. (1998) angepasst und verbessert die Schweremodellierung um ca. 10 mGal.

Nach BAYER et al. (1999) könnte sich zwischen den Profilkilometern 0 - 30 intermediäre Kruste (IC) befinden. KRAUSS (1994) schlug vor, dass das südliche Gebiet von Rügen, entlang der dort vermuteten Transeuropäischen Störung (TEF), Teil des durch Rift verursachten Vulkanismus im Unterkarbon war. Oder das Gebiet könnte, nach BERTHELSEN (1992a), die nördliche Grenze des permischen Beckens definieren. Der eingeführte Körper könnte daher vielleicht, aufgrund der geringen Dichte, ein Überrest eines Sedimentbeckens sein. Insgesamt steht die Struktur des Gebietes unter Diskussion mit vielfältigen geologischen Vorstellungen, die in MCCANN & KRAWCZYK (2001) komprimiert dargestellt werden. Eine andere Alternative wäre nach KRAWCZYK et al. (1999) ein Akkretionskeil, der sich von Nordosten nach Südwesten unter das Sedimentbecken erstreckt. Abbildung 9 zeigt den Akkretionskeil mit dem Linedrawing des BASIN 9601 Profils und der Erweiterung durch das Profils PQ2-009.1. Für das Modell mit dem High Density Body (HDB) wird in Abbildung 32 der eingefügte Akkretionskeil gezeigt.

Eulerdekonvolution: Die Lösungen der Eulerdekonvolution aus Kapitel 4.3 sind in Abbildung 31 eingetragen. Die verschiedenen Strukturindizes (SI) sind wie folgt dargestellt: SI= -1 als Dreiecke, SI = -2

als Quadrat und SI = -3 als Kreis.

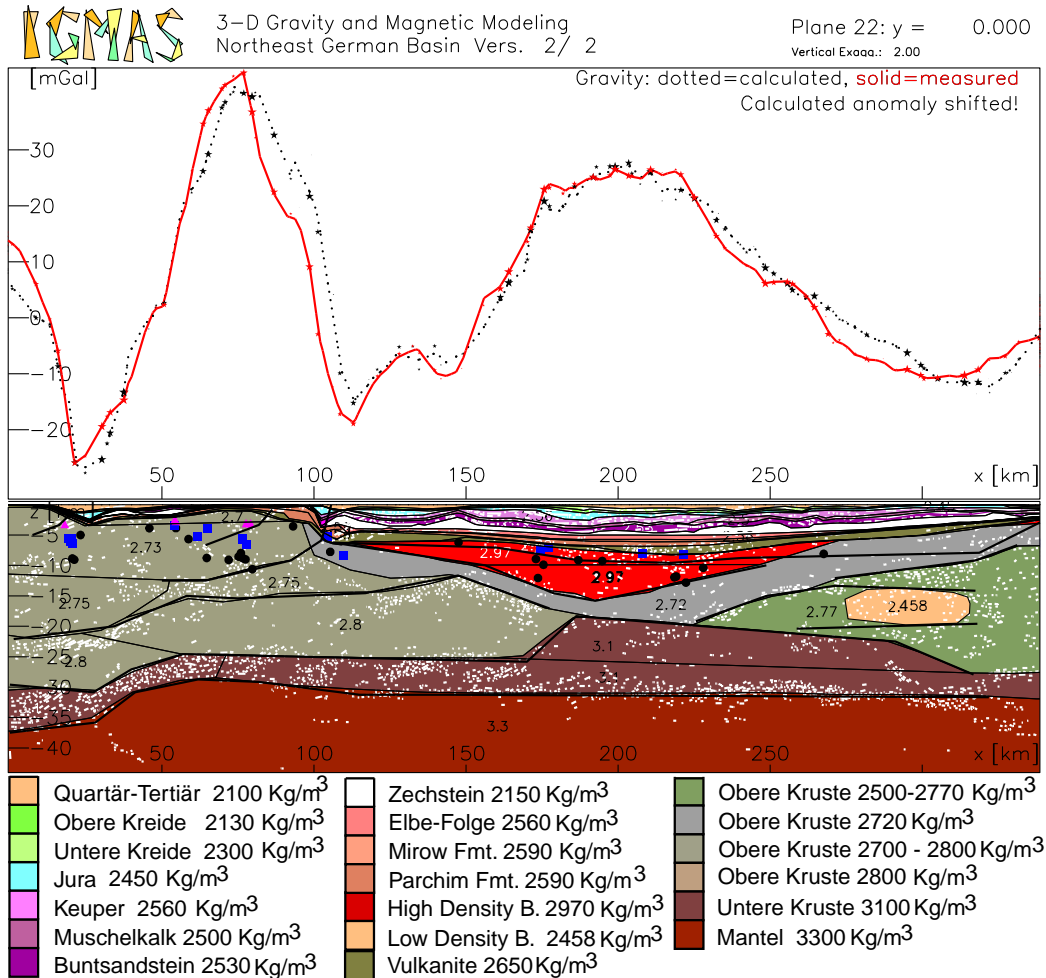


Abbildung 31: Das HDB Modell mit den Lösungen der Eulerdekonvolution. Modellschnitt mit BASIN 9601 Linedrawing, nach DEKORPBASINRESEACHGROUP (1999), geologischer Strukturinterpretation nach BAYER et al. (1999) und zusätzlich eingeführtem Schwerekörper (ocker) zur Modellierung der rechten Flanke des NEDB, zum Vergleich siehe Abb. 30. Die Lösungen der Eulerdekonvolution für verschiedene Strukturindize (SI), siehe Abschnitt 2, sind wie folgt dargestellt: SI= -1 : rotes Dreieck; SI= -2 : blaues Quadrat; SI= -3 : schwarzer Kreis.

Alle Lösungen, die innerhalb einer Entfernung von 1.0 km vom Profil liegen, sind auf dieses projiziert worden. Da die Lösungen unter dem Zechsteinhorizont des Sedimentbeckens liegen, ist die Wahrscheinlichkeit starker Veränderung der Geometriestrukturen innerhalb der 1.0 km, im Vergleich zu dem Teil des Beckens mit starker Halokinese, gering. Die Lösungen zeichnen teilweise die Linedrawings des Seismikprofils gut nach, wobei aber zu beachten ist, dass die meisten Lösungen für den Strukturindex -3 gefunden wurden. Die Lösungen für SI = -3 ziehen sich von dem Subherzynen Becken bis km 270 hin und dies in einen Tiefenbereich von 4 bis 14 km. Einige wenige Lösungen für den SI = 1 liegen unter dem

Subherzynyen Schweretief und dem Flechtinger Hoch. Dies gilt auch für die Lösungen für den $SI = -2$, die in einer größeren Anzahl vorhanden sind. Für den $SI = 2$ existieren zudem auch einige wenige Lösungen unter dem Pritzwalker Hoch, in einer Tiefe von ca. 5 - 9 km. Wie schon in Kapitel 4.3 erwähnt, sind die Lösungen für die Strukturindize 1 und 2, im Sedimentbecken, sehr unwahrscheinlich, da die Bohrungen in dieser Tiefe keine dünnen, flachen und sehr dichte Körper erbohrten. Da mit zunehmender Tiefe das Schwerefeld eines jeden Körpers sich immer mehr dem einer einzelnen Punktmasse gleicht, empfiehlt HOFFMANN (1999) wegen der starken Tiefenabhängigkeit des SI , immer die Mittelpunktstiefe, d. h. $SI = -3$, zu bestimmen, wenn keine zusätzlichen Randbedingungen für den Störkörper bekannt sind. Dies trifft in diesem Fall für den sehr dichten Körper (HDB) zu. Die Lösungen für den $SI = -3$ sind im HDB gehäuft und umschreiben, wie das Linedrawing, die Oberfläche des HDB Körpers.

Weitwinkelseismik: In Abbildung 32 ist das Linedrawing des BASIN 9601 Profil und die Weitwinkelseismik von BEILECKE et al. (1998) als Randbedingungen auf die Modellstrukturen aufgetragen. Die Übergänge der seismischen Geschwindigkeiten der Weitwinkelseismik korrelieren im allgemeinen gut mit den Schichtgrenzen der Körper unterhalb des Sedimentbeckens. Innerhalb des Sedimentbeckens stimmt nur die Basis des Zechsteines mit einem Geschwindigkeitswechsel überein. Die Geschwindigkeiten für den Zechstein haben dabei eine Spannweite von 3.4 bis 3.6 km/s. BEILECKE et al. (1998) ermittelte für das Sedimentbecken nur 2 - 3 Geschwindigkeitsänderungen pro Profil, die Schichtauflösung der Weitwinkelseismik für das Sedimentbecken ist also nicht so fein. Beginnend mit dem HDB Körper, der von drei Weitwinkelseismikprofilen geschnitten wird, ist zu sehen, dass die Profile bei $x = 185$ km und 210 km genau bei den Schichtgrenzen einen Geschwindigkeitswechsel haben. Sie weisen dem Körper eine Wellengeschwindigkeit im Gestein von 6.0 und 6.4 km/s zu. Bei dem dritten Profil, $x = 249$ km, treffen Schicht- und Geschwindigkeitswechsel nicht ganz aufeinander. Die Geschwindigkeitsänderung tritt kurz unterhalb der Schichtgrenze ein, so dass hier dem Körper zwei Geschwindigkeiten zugeordnet werden: 5.7 und 6.2 km/s. Die untere Kruste wird von allen sechs Weitwinkelseismikprofilen tangiert, wobei die Profile bei $x = 210$ und 250 km/s an der Schichtgrenze auch einen Übergang besitzen und zwar von 6.7 auf 6.9 km/s und 6.7 auf 7.1 km/s. Das Profil bei 210 km hat zusätzlich einen Übergang in der unteren Kruste in der Tiefe von 27 km auf eine Geschwindigkeit von 7.2 km/s. Bei den Profilen $x = 185$, 270 und 290 km befinden sich die Geschwindigkeitsübergänge um wenige km über oder unter der Grenzschicht. Der Übergang des Profils bei $x = 320$ liegt ca. 5 km über der Schichtgrenze. Die letzten vier Profile weisen den Gesteinen der Unteren Kruste eine Bandbreite der seismischen Geschwindigkeit von 6.7 bis 7.2 km/s zu. Insgesamt enden alle Profile knapp unterhalb der Moho mit Geschwindigkeiten von 6.8 bis 7.2 km/s. Dieser Übergang wird sehr gut durch die Weitwinkelseismik und auch durch das Linedrawing des BASIN 9601 Profils beschrieben. Aber nicht immer stimmen Linedrawing und Geschwindigkeitsänderungen der Weitwinkelseismik überein. Die Wellengeschwindigkeiten im Akkretionskeil, Abbildung 32, überspannen ein Intervall von 6.0 - 6.7 km/s. Die Schichtgrenzen des Keils werden durch Geschwindigkeitsänderungen markiert. Da sich die Wellengeschwindigkeiten auch im Keil von 6.0 - 6.4 auf 6.7 km/s ändern, kann dies ein Hinweis auf eine mögliche Schichtung oder eine veränderte Kompaktion des Akkretionskeils sein. Auch der in Abbildung 29 eingezeichnete Low Density Body (LDB), mit der Dichte 2458 kg/m^3 , wurde so angepasst, dass seine Grenzschichten möglichst mit dem Linedrawing und den Geschwindigkeitsübergängen der Weitwinkelseismik übereinstimmen. Aus der Weitwinkelseismik ergeben sich Wellengeschwindigkeiten von 6.6 bis 6.7 km/s in dem Gestein des Körpers.

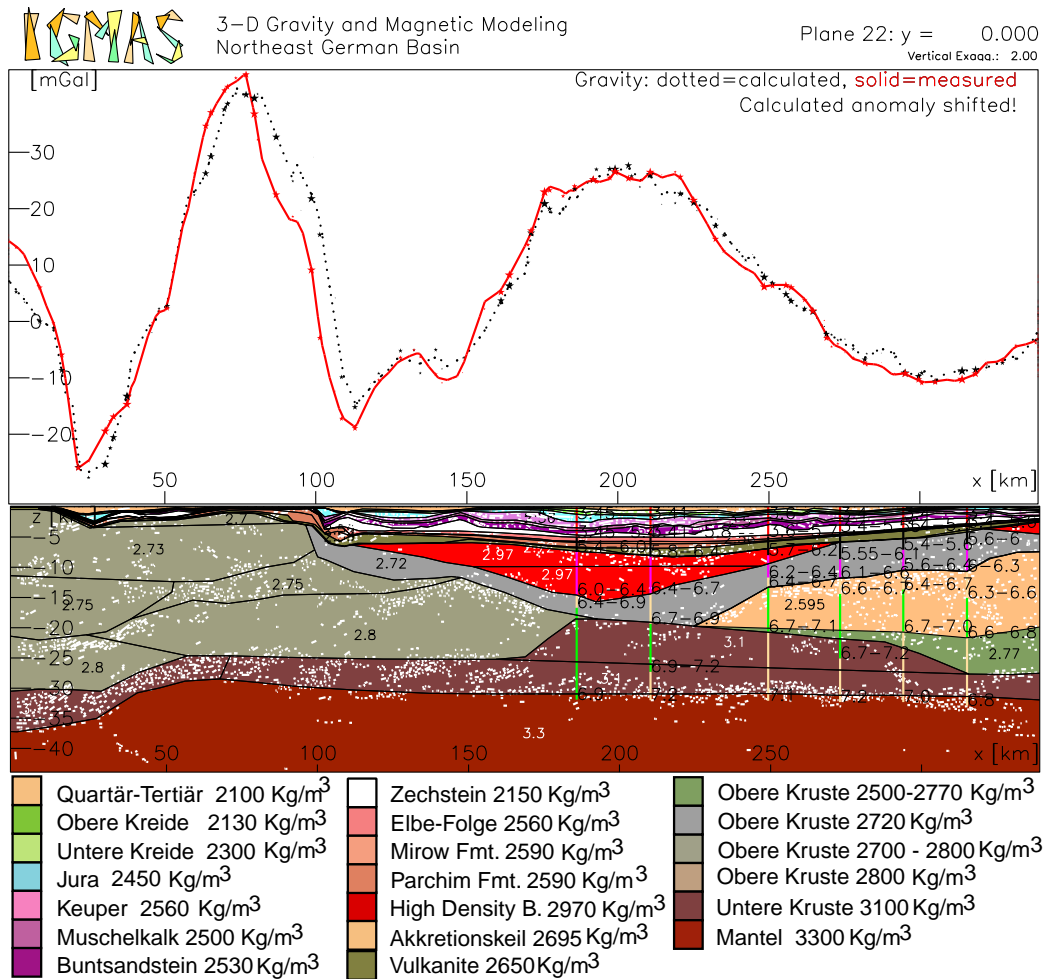


Abbildung 32: Schnitt des Modells mit High Density Body, mit Linedrawing des BASIN 9601 Profil, aus DEKORPBASINRESEACHGROUP (1999), und Weitwinkelseismik nach BEILECKE et al. (1998), mit Geschwindigkeitsangaben in km/s. Die Dichten sind in g/cm^3 eingetragen.

5.2.1 Dichten und Wellengeschwindigkeiten im Modell mit HDB

Seismische Geschwindigkeits-Dichte-Relationen im Sedimentbecken: In diesem Abschnitt wird auf die im Modell verwendeten Dichten eingegangen. Zwei geophysikalische Randbedingungen für die Dichten der Gesteine des Modells sind die von BEILECKE et al. (1998) durch Weitwinkelseismik ermittelten Geschwindigkeiten der Wellenausbreitung und die gemessene und durch das Modell berechnete Schwerewirkung des Gesteins. Die ortsfesten 1-dimensionalen Weitwinkelseismikprofile von BEILECKE et al. (1998) weisen den lokal bestimmten Wellengeschwindigkeiten Tiefen zu, siehe Abbildung 10 und für das einzelne Profil siehe Abbildung 32. Für jedes Weitwinkelseismikprofil zeigt die Abbildung 33 die Zuordnung der Wellengeschwindigkeit mit der in der jeweiligen Tiefe angetroffenen Modelldichte des Schweremodells mit High Density Body (HDB) und dem Akkretionskeil. Es wird also immer dann ein neuer Punkt im Diagramm generiert, wenn sich die Wellengeschwindigkeit oder die Modelldichte ändert.

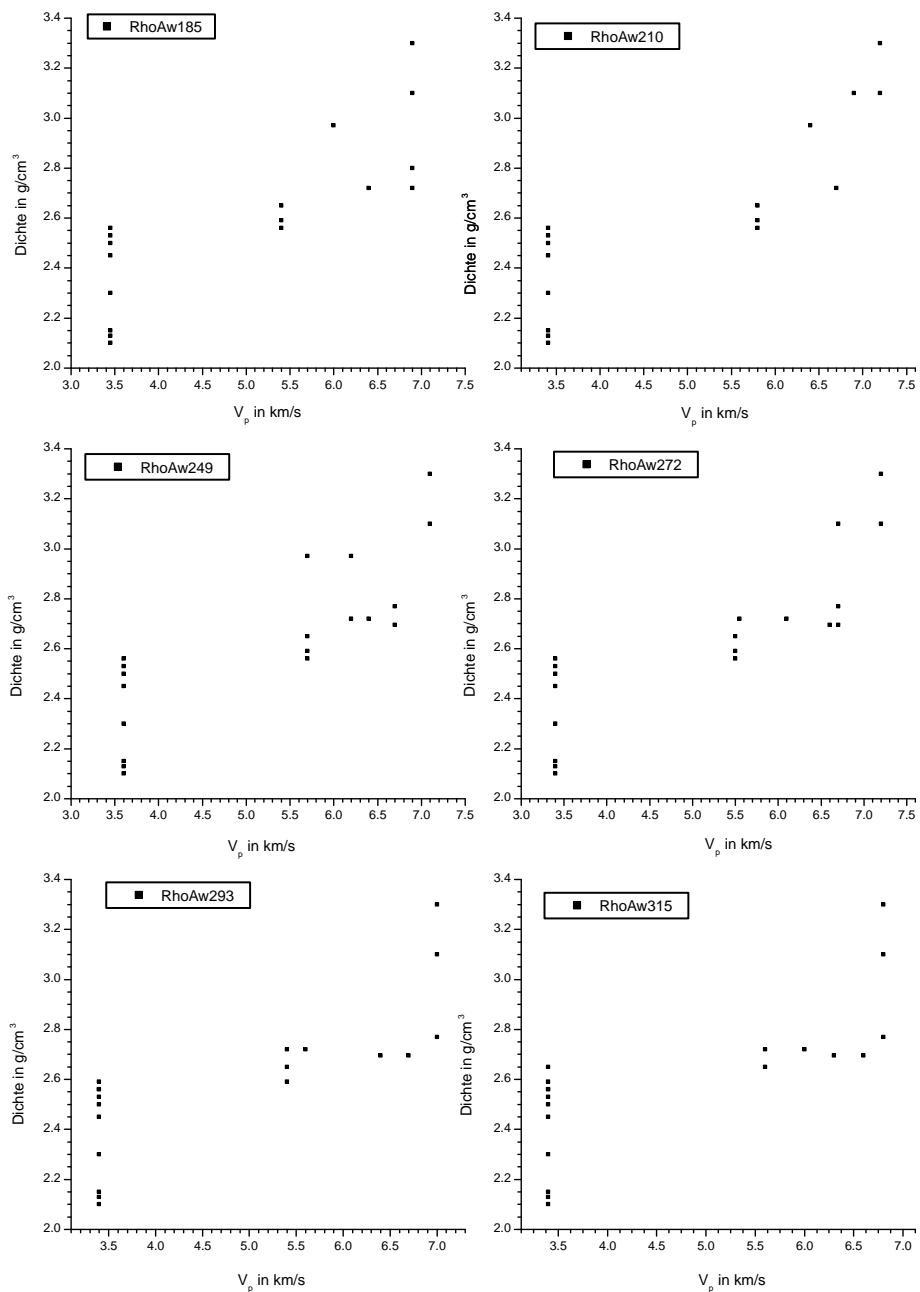


Abbildung 33: Dichten des Modells mit HDB und mit Akkretionskeil sind in g/cm^3 über die Wellengeschwindigkeiten der Weitwinkelseismikprofile, nach BEILECKE et al. (1998), in km/s aufgetragen. Die Profile sind gekennzeichnet durch die km Angabe der x-Achse des Modells, siehe Abbildung 32.

Die Profile sind durch die km Angabe der X-Achse des Modells, siehe zur Überprüfung z. B. Abbildung 32, eindeutig gekennzeichnet. Die Abbildungen für das Schweremodell mit LDB sind im Anhang.

Die Diagramme verdeutlichen, dass die gesamten Postzechsteinsedimente, mit einer Spannbreite der Dichten von 2100 bis 2560 kg/m^3 , durch nur eine Wellengeschwindigkeit in der Größenordnung von 3,4 bis 3,6 km/s beschrieben werden. Den Präzechsteinschichten des Beckens, mit Dichten von 2590 bis 2650 kg/m^3 , wird auch nur eine Wellengeschwindigkeit zwischen 5,4 bis 5,8 km/s zugeordnet. Der Geschwindigkeitssprung erfolgt bei allen Profilen beim Übergang vom Zechstein in die Präzechsteinsedimente. Verglichen mit Abbildung 12 ergibt sich folgendes für die Zuordnung von Wellengeschwindigkeiten V_p zu Dichten: Die Dichtewerte der Postzechsteinsedimente liegen zwischen Gleichung (e) und (b), das ist Gleichung 26 von GEBRANDE (1982) für Plutonite und Gleichung 32 von CONRAD et al. (1994) für Sedimente. Da Gleichung (e) für Plutonite aufgestellt wurde, ist sie für die Betrachtung der Sedimente nicht geeignet. Unter Berücksichtigung des Fehlers liegt die Ausgleichsgerade von NAFE & DRAKE (1963), die Linie (a), Gleichung 21, im Wertebereich bei ca. 2250 kg/m^3 . Die höheren Gesteinsdichten von 2560 kg/m^3 werden besser durch Gleichung 32 beschrieben. Für die Präzechsteinschichten führt der Geschwindigkeitssprung auf über 5,4 km/s dazu, dass die Gleichung 32 Dichten von über 3500 kg/m^3 ergibt. Die Beziehung von CONRAD et al. (1994) kann also nur Sedimenten mit niedrigen Wellengeschwindigkeiten Dichten zu weisen. Dagegen liegen die anderen Beziehungen, die für die Sedimente gelten, NAFE & DRAKE (1963) Gleichung 21 und CONRAD et al. (1994) Gleichung 34, für alle Gesteine, unter Berücksichtigung des Fehlers im Wertebereich von 2560 bis 2650 kg/m^3 . Die Zuordnung der Dichten zu den stratigrafischen Schichten ist in der Tabelle 2 im Kapitel 3.1.1 übersichtlich dargestellt. Trotz der groben Auflösung des Sedimentbeckens durch die Weitwinkelseismik, können die für die Modellierung verwendeten Dichten den empirisch aufgestellten Dichte-Wellengeschwindigkeitsrelationen zugeordnet werden. Die Sedimente des Beckens werden durch die Größenordnungen der durch die Weitwinkelseismik bestimmten Wellengeschwindigkeiten klar in zwei Schichten geteilt. Die gewählten Dichten für das Sedimentbecken und die gefundenen Wellengeschwindigkeiten sind hinreichend über die oben genannten Dichte- Geschwindigkeits-Relationen zugeordnet.

Seismische Geschwindigkeits-Dichte-Relationen in der Kruste: Die aus der Kruste des Modells gewonnenen Dichten sind über die von BEILECKE et al. (1998) gefundenen Wellengeschwindigkeiten aller Weitwinkelseismikprofile in Abbildung 34 und 35 aufgetragen. Die Abbildungen für das Modell mit LDB befinden sich im Anhang. Zusätzlich sind in Abbildung 34 die in Kapitel 3.2.4 aufgeführten Gleichungen für die Dichte- Wellengeschwindigkeits-Relationen, welche für Krustengesteine unter Normalbedingungen gelten, eingetragen. Dies sind (a) Gleichung 27 für Vulkanite, (c) Gleichung 26 für Plutonite, (e) Gleichung 28 für Metamorphite von GEBRANDE (1982), (b) Gleichung 34 gilt für alle Gesteine von CONRAD et al. (1994) und (d) Gleichung 22 plus Gleichung 23 für Magmatite und Metamorphite von SOBOLEV & BABEYKO (1994). Die Gerade AG ist die lineare Ausgleichsgerade aller aufgetragenen Punkte. Die linearen Ausgleichsgeraden für die verschiedenen Gesteine liegen innerhalb des langgestreckten Punktehaufens. Die Abbildung 34 verdeutlicht zwei Punkte: 1. Die zugeordneten Modelldichten und Wellengeschwindigkeiten der Kruste befinden sich innerhalb der Wertebereiche der verschiedenen Ausgleichsfunktionen. 2. Eine eindeutige Zuordnung der Werte zu einer bestimmten Ausgleichsfunktion und damit einer Gesteinsart, ist schwer möglich. Für eine ungefähre Zuordnung werden daher weiterhin geologische Vorstellungen benötigt. Abbildung 35 ist im Prinzip gleich der Abbildung 34, nur sind die Ausgleichsfunktionen druckabhängig. Die Ausgleichsgerade AG wurde wie in

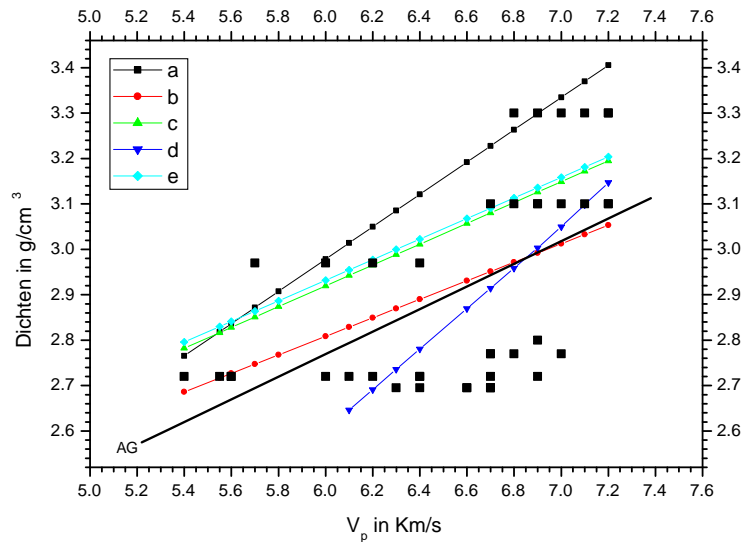


Abbildung 34: Dichte-Wellengeschwindigkeits-Relationen des Modells mit HDB und Akkretionskeil. Die Dichten der Kruste des Modells mit HDB und Akkretionskeil sind in g/cm^3 über die Wellengeschwindigkeiten der Weitwinkelseismikroprofile von BEILECKE et al. (1998) in km/s aufgetragen. AG ist die Ausgleichsgerade aller Punkte. Die anderen Geraden sind die Dichte-Wellengeschwindigkeits-Relationen, welche für Krustengesteine unter Normalbedingungen gelten. Dies sind a) Gl. 27 für Vulkanite, c) Gl. 26 für Plutonite, e) Gl. 28 für Metamorphite von GEBRANDE (1982), b) Gl. 34, gilt für alle Gesteine, von CONRAD et al. (1994) und d) Gl. 22 plus Gl. 23 für Magmatite und Metamorphite von SOBOLEV & BABEYKO (1994).

Abbildung 34 aus den Modellwerten berechnet. Die Geraden (f), (g) und (h) sind die Gleichung 29, Gleichung 30 und Gleichung 31 von GEBRANDE (1982), die die Wellengeschwindigkeiten in Plutoniten und Metamorphiten bei Drücken von 0.2 GPa, 0.6 GPa und 1.0 GPa beschreiben. Nach CHRISTENSEN & MOONEY (1995) sind die nicht linearen Geschwindigkeitsrelationen (i), (j), (k) und (l) für die Tiefen 10, 20, 30 und 40 km nach Gleichung 25 für den Kruste-Mantel-Kontrast berechnet worden. Die Ausgleichsfunktionen decken einen kleineren Wertebereich mit einem geringeren Fehler, siehe Kapitel 3.2.4, ab. Die dem sehr dichten Körper (HDB) zugeordneten Geschwindigkeiten von 6,2 und 6,4 km/s für eine Dichte von $2970 kg/m^3$ passen relativ gut in den Wertebereich der Funktionen. Auch die Wertepaare für den Akkretionskeil mit Geschwindigkeiten von 6.0 - 6.7 km/s bei einer Dichte von $2696 kg/m^3$ werden von den Ausgleichsfunktionen abgedeckt. Nur die beiden Werte für den eingeführten LDB, siehe Anhang, liegen etwas abseits bei (6,6 km/s / $2458 kg/m^3$) und (6,7 km/s / $2458 kg/m^3$). Mit den druckabhängigen Ausgleichsfunktionen ist es noch schwerer die Dichte- Geschwindigkeitswerte des Körpers mit $2458 kg/m^3$ bei Wellengeschwindigkeiten von 6,6 und 6,7 km/s schlüssig zu erklären. Die Dichte des LDB könnte vielleicht auf ein permisches Becken, BERTHELSEN (1992b), oder auf die Reste eines Beckens des Oberkarbon, KRAUSS (1994), zurück zu führen sein. Unter der Betrachtung der Geschwindigkeits- Dichte-Relationen liegt die Annahme von intermediärer Kruste, BAYER et al. (1999), näher. Dafür ist die modellierte Dichte aber etwas zu klein.

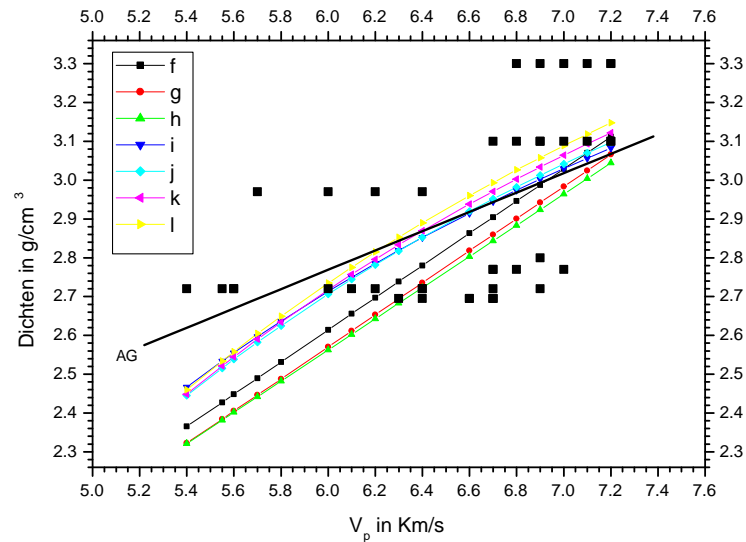


Abbildung 35: Druckabhängige Dichte-Wellengeschwindigkeits-Relationen des Modells mit HDB und Akkretionskeil. Die druckabhängigen Dichten der Kruste des Modells mit HDB und Akkretionskeil sind in g/cm^3 über die Wellengeschwindigkeiten der Weitwinkelseismikprofile von BEILECKE et al. (1998) in km/s aufgetragen. AG ist die Ausgleichsgerade aller Punkte. Die Geraden (f), (g) und (h) sind die Gl. 29, Gl. 30 und Gl. 31 von GEBRANDE (1982), die die Wellengeschwindigkeiten in Plutoniten und Metamorphiten bei Drücken von 0.2 GPa, 0.6 GPa und 1.0 GPa beschreiben. Die nicht linearen Geschwindigkeits-Relationen (i), (j), (k) und (l) für die Tiefen 10, 20, 30 und 40 km nach Gl. 25 von CHRISTENSEN & MOONEY (1995) für den Kruste-Mantel-Kontrast beinhalten die Druckveränderung.

5.2.2 Ergebnisse des Modells mit HDB

Die resultierenden Ergebnisse von der Schwermodellierung des Modells mit High Density Body (HDB) sind in Abbildung 36 zu sehen. Es ist das Modell mit dem LDB, welches aber die gemessene Schwere des Untersuchungsgebietes nur um 1% besser anpasst als das Modell mit Akkretionskeil. Da die Unterschiede so gering sind, wird nicht gesondert darauf eingegangen, sondern nur bei wesentlichen Unterschieden. Abbildung 36 zeigt die berechnete Bouguerschwere aus den geometrischen Strukturen des 1. Modells in $10^{-5}(m/s^2)$, zum Vergleich siehe die gemessene Bouguerschwere in Abbildung 6. Ein-gezeichnet sind tektonische Elemente, sowie das BASIN 9601 Profil und die durch Sterne markierten Positionen der Weitwinkelseismik. Abbildung 37 zeigt das Residualfeld, d. h. die Differenz zwischen berechneter und gemessener Bouguerschwere in $10^{-5}(m/s^2)$. Da die modellierte Schwere von der Gemessenen abgezogen wird, zeigen negative Werte die überschwingende lokale Amplitude des modellierten Feldes und positive die zu kleinen Werte an. Eine perfekte Anpassung wäre erreicht, wenn alle Werte auf Null stehen würden. Der überwiegende Teil der Residualwerte in Abbildung 37 liegt im Wertebereich von $-5 * 10^{-5}(m/s^2)$ bis $5 * 10^{-5}(m/s^2)$. Das gemessenen Feld ist also im allgemeinen gut durch das modellierte approximiert, der von IGMAS berechnete Korrelationskoeffizient zwischen gemessenen und berechneten Gesamtfeld liegt bei 0.84. Wenige größere Abweichungen befinden sich unterhalb des südwestlichen Anfangs des BASIN 9601 Profils, entlang der Elbe-Linie und an der Transeuropäischen Störung. Dabei ist zu beachten, dass die maximalen Abweichungen am Modellrand liegen und

teilweise, wie zum Beispiel an der Elbe-Line, die Abweichungen zwischen den Profilschnitten liegen. D. h. das Modell wird auf den Profilschnitten verändert und die Punkte der Strukturen werden von Ebene zu Ebene trianguliert, die Feldveränderungen zwischen den Ebenen können nicht modelliert werden. Je größer also der Abstand der, parallel zum BASIN 9601 Profil liegenden, Profilebenen wird, desto kleiner ist die Möglichkeit schnelle Veränderungen zu modellieren. Die berechnete Schwere des aufgestellten Modells approximiert die gemessene Bouguerschwere in der Fläche relativ gut. Die Dichten und Schichten des Sedimentbeckens konnten aufgrund vorhandener Modelle, Bohrungen und Dichtebestimmungen, bestimmt und vereinfacht werden. Die Weitwinkelseismik löst aber im Sedimentbecken nur die Basis des Zechsteines, mit einem Wechsel der Wellengeschwindigkeit, gut auf. Die Strukturen der Kruste und der Moho werden dagegen differenzierter von der Weitwinkelseismik und der Reflexionsseismik (DEKORP) aufgelöst. Die Moho liegt im Durchschnitt in einer Tiefe von 31 km, fällt aber unter dem Subherzynischen Becken auf ca. 35 km ab. Einzig die, von der Schwermodellierung geforderten, sehr dichten Körper (HDB) und Körper mit sehr geringer Dichte (LDB), werden von der Reflexionsseismik nicht sehr deutlich beschrieben. Der Akkretionskeil wird nach KRAWCZYK et al. (1999) und MCCANN & KRAWCZYK (2001) von der Reflexionsseismik beschrieben. Die Grenzflächen der drei Körper sind gut an die Weitwinkelseismik angepasst. Weitere Hinweise auf den sehr dichten Körper liefern die Ergebnisse der Eulerdekonvolution und der Powerspektralanalyse. Die Eulerdekonvolution und Powerspektralanalyse liefern aber keinen Hinweis auf den Körper mit geringer Dichte (LDB) oder den Akkretionskeil. Die ermittelten Wellengeschwindigkeiten und die Dichte des HDB stimmen im Rahmen der Geschwindigkeits-Dichte-Ausgleichsfunktionen gut überein, nur die geringe Dichte und hohe Wellengeschwindigkeit des LDB sind nicht ganz stimmig.

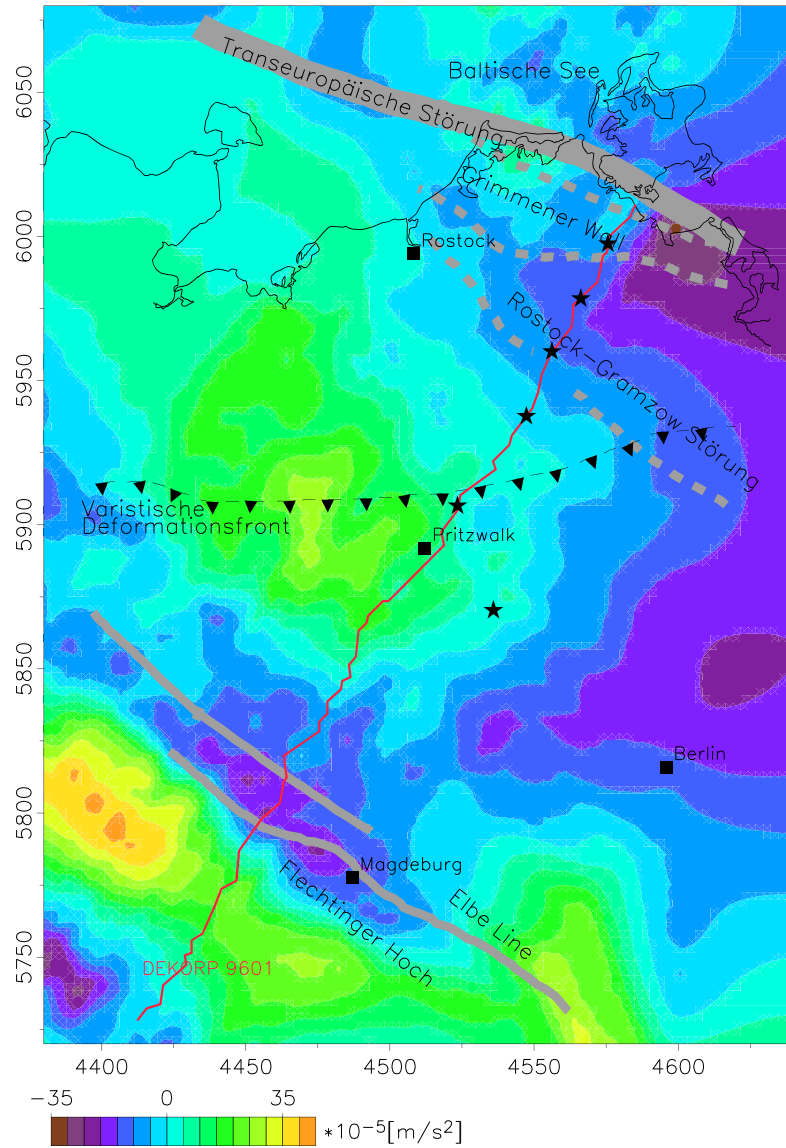


Abbildung 36: Berechnete Schwere aus den modellierten geologischen Strukturen des Modells mit High Density Body in $10^{-5} \text{ (m/s}^2)$. Zusätzlich sind tektonische Elemente, der Verlauf des BASIN 9601 Profils und die Positionen der Weitwinkelseismik (Sterne) eingetragen.

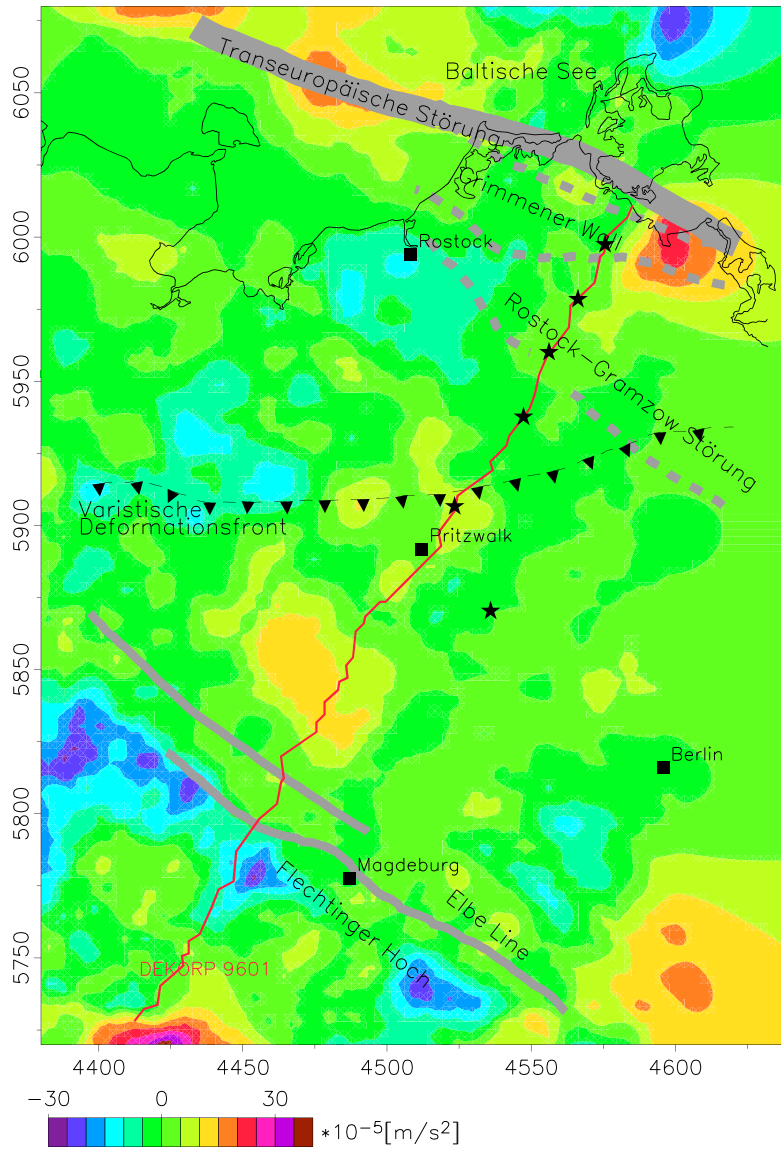


Abbildung 37: Residualfeld der berechneten Schwere der modellierten geologischen Strukturen und der gemessenen Bougwerschwere, in Einheiten von $10^{-5} \text{ (m/s}^2)$.

5.3 Modell mit Intrusion

In diesem Kapitel wird ein Modell mit alternativer Geometrie vorgestellt. Das neue Modell versucht die Potentialfeldanomalien von Pritzwalk durch Intrusionen, die auch die Ursache des High Density Body im ersten Modell sein können, zu erklären. Dafür gibt es vielfältige geologische Vorstellungen, die im folgenden kurz dargestellt werden. Die Potentialfeldanomalien der Prignitz werden nach CONRAD (1980) möglicherweise durch spätvariszische basische Intrusionen, die im Randbereich des variszischen Tektogens/prävariszische Tafel intrudieren, verursacht. Der Massenüberschuß führt spätestens seit dem Oberkarbon zu isostatisch bedingter Absenkung, besonders intensiv in der Prignitz. Nach BACHMANN & GROSSE (1989) kommt es infolge intensiver Dehnungstektonik im Unterrotliegend zu basischen bis ultrabasischen Intrusionen in die Unterkruste und damit zu einer Anhebung der Moho auf etwa 24 km im Bereich der Pritzwalker Anomalie, die markant in der abgeleiteten Schwerekarte ihren Ausdruck findet. Nach HOFFMANN & STIEWE (1994) weisen die geophysikalischen Indikatoren auf die Intrusion ultrabasischen Mantelmaterials in die untere und mittlere Kruste hin. Im Zusammenhang mit diesen Intrusionen wurde die Moho, in einer Tiefe von 31 - 34 km, nach HOFFMANN & STIEWE (1994) teilweise zerstört, und es entstand eine „Pseudo-Moho“ mit einer Toplage von ca. 15 - 20 km.

Für HOFFMANN & STIEWE (1994) sind die lageidentischen Potentialfeldanomalien, die gravimetrische und magnetische Anomalie, von Pritzwalk nur durch die Existenz von magnetisch wirksamen Gesteinen, basischen bis ultrabasischen Charakters, in Tiefen > 10 km erklärbar; deren Quellen sich auch weitestgehend entsprechen. Dies fügt sich für HOFFMANN & STIEWE (1994) dann zusammen, wenn Intrusionen von Mantelmaterial in der Art eines Manteldiapirs in Tiefen oberhalb von 20 km angenommen werden. Aus den seismischen Ergebnissen des Kyritz 4 Profils könnte sich nach HOFFMANN & STIEWE (1994) die Oberkante einer derartigen Intrusion in ca. 15 - 20 km Tiefe befinden. Aus Magnetotellurikdaten, siehe Kapitel 3.2.2, entwickelten HOFFMANN et al. (1998) ein Modell, Abbildung 15, dessen Profil im kristallinen Basement einen Manteldiapir in einer Tiefe von ca. 18 km zeigt.

Die Pritzwalker Schwereanomalie wird unter Bezug auf die oben genannten geologischen Vorstellungen in dem neuen Modell mit Hilfe einer Intrusion modelliert. Wie schon im vorherigen Abschnitt angesprochen, reicht eine Mohoaufwölbung wie von BACHMANN & GROSSE (1989) vorgeschlagen, alleine nicht aus, um die Pritzwalker Anomalie modellieren zu können. Die Modellierung baut auf die geologischen Strukturen des ersten Modells auf. Durch die Neuerstellung des zweiten Modells ergaben sich wenige kleinere Änderungen für die obere Kruste in der Geometrie und Dichte. Diese Änderungen werden am besten sichtbar durch Vergleich der Abbildungen 32 und 40. Für das zweite Modell gelten natürlich auch die Analysen der geophysikalischen Potentialfelder die bei dem ersten Modell angewandt wurden. Die Powerspektralanalyse des Schwerefeldes ergab eine Schwerequelle knapp unterhalb des Sedimentbeckens in einer Tiefe von ca. 8 km. Dies beschreibt ungefähr die Lage des oberen Teils der Intrusion. Die Lage der modellierten Intrusion stimmt auch mit der von HOFFMANN & STIEWE (1994) vermuteten Oberkante des Manteldiapirs oberhalb einer Tiefe von 20 km überein. Die Tiefe des oberen Teils des Intrusionskörpers gleicht der Tiefe der zweiten Lösung der Powerspektralanalyse der magnetischen Anomalie von Pritzwalk. Die Grenzfläche des oberen Abschnittes der Intrusion und des Sedimentbeckens liegt in einer Tiefe von ca. 8 km verglichen mit ca. 7.5 km der ersten magnetischen Quelle. Die Grenzfläche zwischen den oberen und unteren Abschnitt der Intrusion liegt bei ca. 15 km. Dies könnte eine weitere Bestätigung für die Intrusion und deren Differenzierung in zwei Abschnitten mit unterschiedlichen Materialeigenschaften sein. Das Modell mit Akkretionskeil ist in Abbildung 38 ohne Überhöhung

entlang des BASIN 9601 Profils mit Linedrawing dargestellt. Es wurde versucht, den besten Kompromiss zwischen Anpassung der Intrusivkörpergeometrie und Modellierung der Schwere zu erreichen. Der Intrusivkörper wurde dabei in zwei Körper mit verschiedenen Dichten differenziert. Die Grenzschicht der Körper wurde an die Ergebnisse der Weitwinkelseismik von BEILECKE et al. (1998) angepasst, wie in Abbildung 39. Die Intrusion wird von den beiden Weitwinkelseismikprofilen bei $x = 185$ und 210 km geschnitten. Gut zu sehen ist, dass bei jedem Wechsel der Wellengeschwindigkeit unterhalb des Sedimentbeckens und innerhalb der Intrusion eine Dichteänderung stattfindet. Zu beachten ist, dass die Geschwindigkeiten, die das Profil bei $x = 185$ km den Dichten zuweist, in dem oberen Teil der Intrusion um $0,4$ km/s und im unteren um $0,3$ km/s kleiner ist als bei dem Profil $x = 210$ km. Diese Geschwindigkeitsverschiebungen in gleichen Schichten bei unterschiedlichen Profilen um $0,4$ km/s sind vertretbar. Sie können geringfügigen lateralen Änderungen geschuldet sein. Dem oberen Abschnitt der Intrusion wird eine Dichte von 2930 kg/m^3 zugeordnet und dem darunterliegenden eine Dichte von 3050 kg/m^3 .

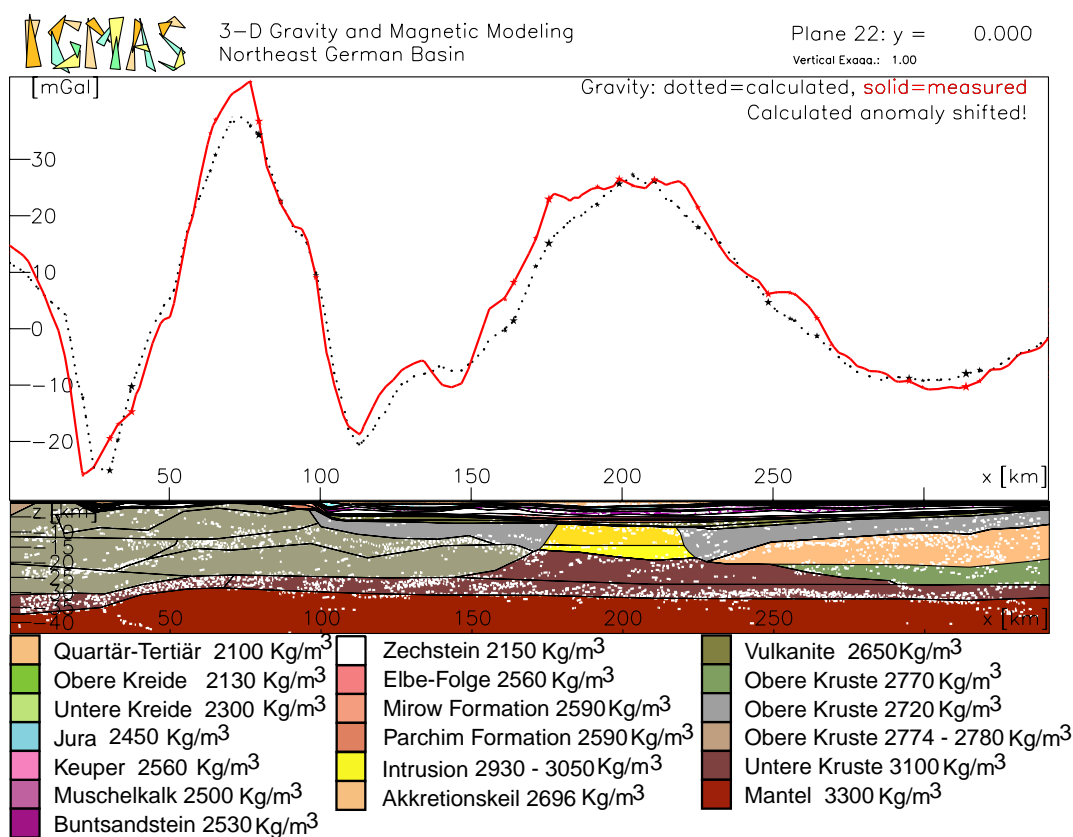


Abbildung 38: Schnitt des Modells mit Intrusion und Akkretionskeil. Mit Linedrawing des BASIN 9601 Profils und ohne Überhöhung.

In einer zweiten Modellvariante, siehe Abbildung 39, ist der im ersten Modell eingeführte Low Density Body (LDB) statt des Akkretionskeils, mit einer gering modifizierten Geometrie und Dichte $\rho = 2546 \text{ kg/m}^3$, an das BASIN 9601 Linedrawing und die Weitwinkelseismik angepasst. Die Schwereanpassung ist ähnlich gut wie mit Akkretionskeil.

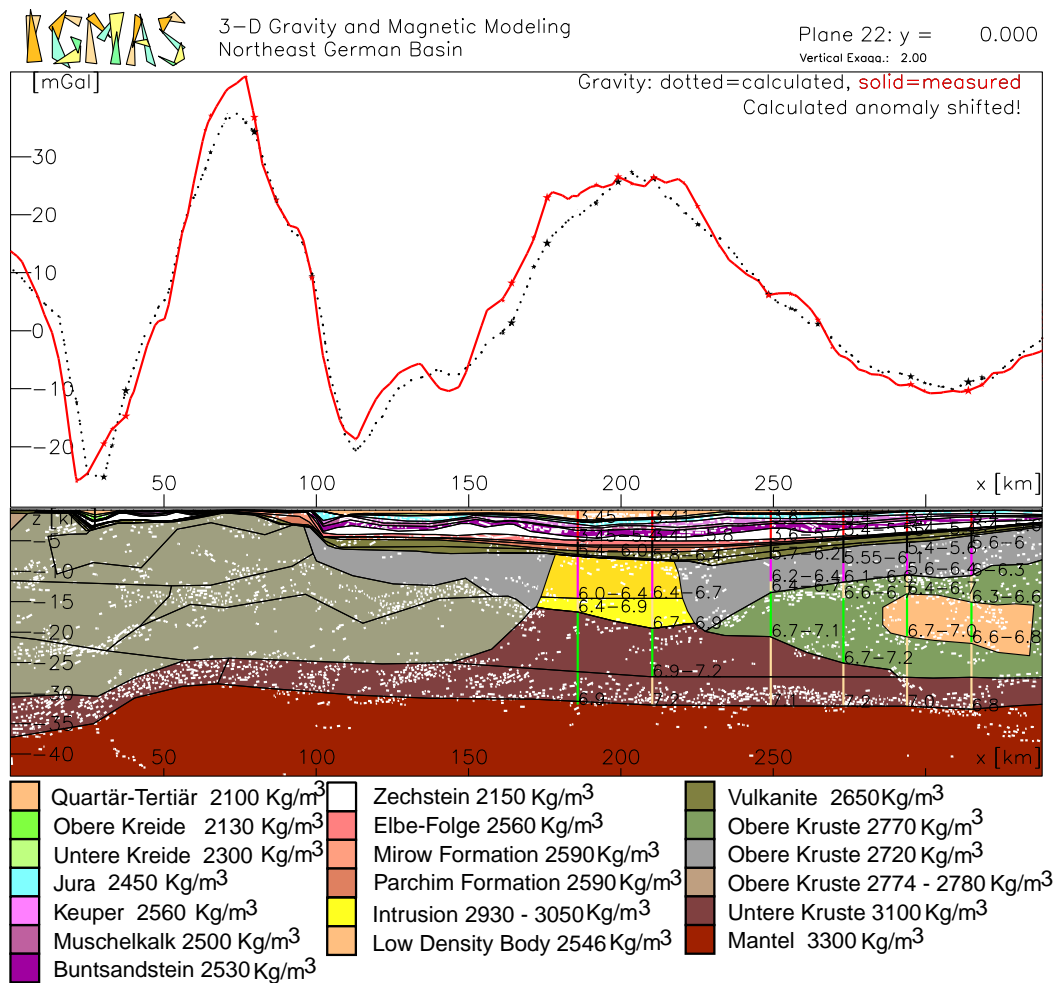


Abbildung 39: Schnitt des Modells mit Intrusion. Mit eingezeichnetem Linedrawing des BASIN 9601 Profils nach DEKORPBASINRESEACHGROUP (1999) und Weitwinkelseismik nach BEILECKE et al. (1998), mit Geschwindigkeitsangaben in km/s.

Die Lösungen der Eulerdekonvolution des gemessenen Bouguerschwerefeldes sind in Abbildung 40 für das zweite Modell eingezeichnet. Die Aussenflächen der Intrusion werden von den Lösungen des Strukturindex $SI = -3$ skizziert, was ein Hinweis auf die Existenz des modellierten Körpers sein kann. Die Unabhängigkeit der Lösungen der Eulerdekonvolution von dem Akkretionskeil oder dem LDB wird hier und im Vergleich mit Abbildung 31 deutlich. Keine der Lösungen weist auf einen der Körper hin. Ohne Akkretionskeil oder LDB weicht die berechnete Schwere ab dem Profilkilometer $x = 300$ stark von der gemessenen ab. Also muss, obgleich die Lösungen der Eulerdekonvolution nicht darauf hinweisen, eine

geologische Struktur zwischen Basis der Oberen Kruste und der Grenzschicht von Kruste und Mantel liegen.

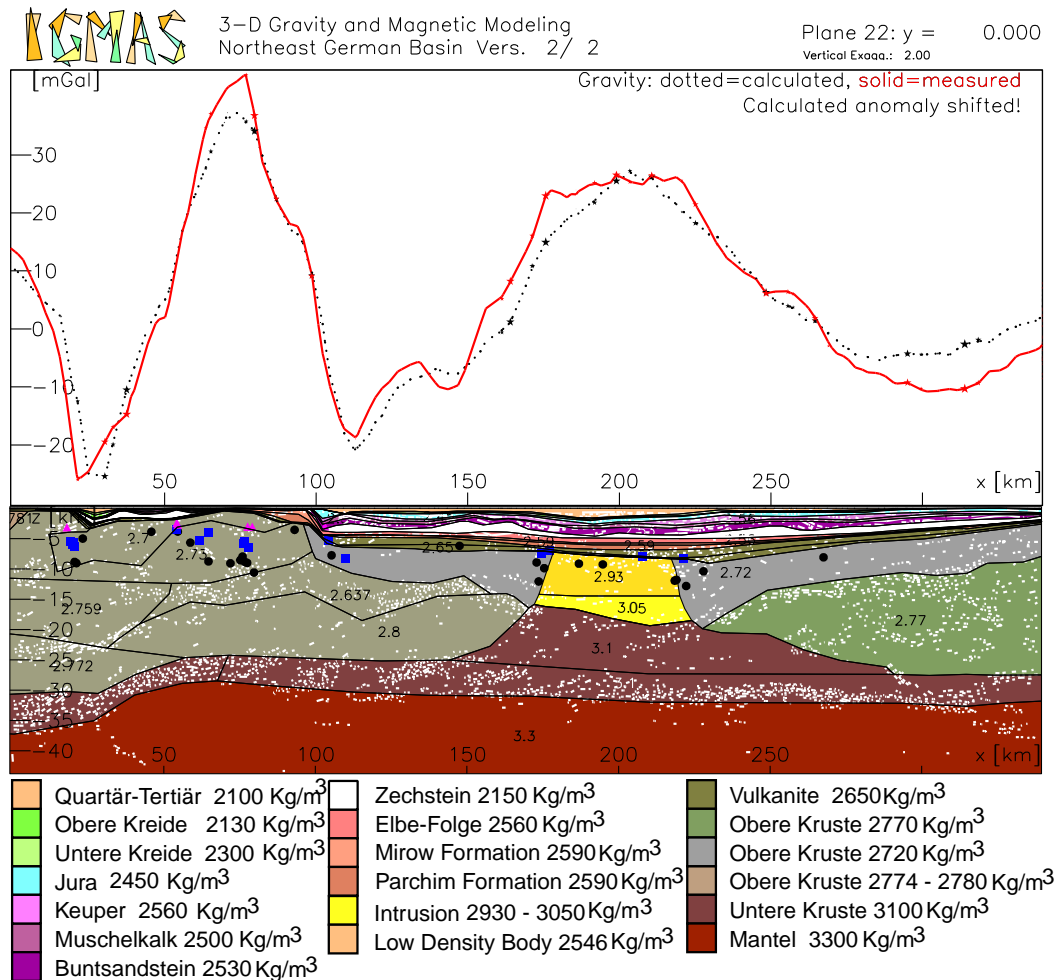


Abbildung 40: Modellschnitt mit BASIN 9601 Linedrawing ohne zusätzlich eingeführten Low Density Body, zum Vergleich des Schwereprofils siehe Abb. 39. Die Lösungen der Eulerdekonvolution für verschiedene Strukturindexe (SI), siehe Abschnitt 2, sind wie folgt dargestellt: SI= 1 : rotes Dreieck; SI= 2 : blaues Quadrat; SI= 3 : schwarzer Kreis.

5.3.1 Dichten und Wellengeschwindigkeiten im Modell

In diesem Abschnitt werden wie in Kapitel 5.2.1 die Relationen zwischen ermittelten Geschwindigkeiten der Weitwinkelseismik nach BEILECKE et al. (1998) und den im Modell verwendeten Dichten betrachtet, dieses mal aber mit LDB. Für jedes einzelne 1-dimensionale Weitwinkelseismikprofil wurden in Abbildung 41 die verwendeten Modellschweren den von BEILECKE et al. (1998) ermittelten Wellengeschwindigkeiten zugeordnet. Da die Strukturen und Dichten im Sedimentbecken für das zweite Modell nicht geändert wurden, gilt alles, was im Abschnitt 5.2.1 über die Geschwindigkeits-Dichte-Relationen im Se-

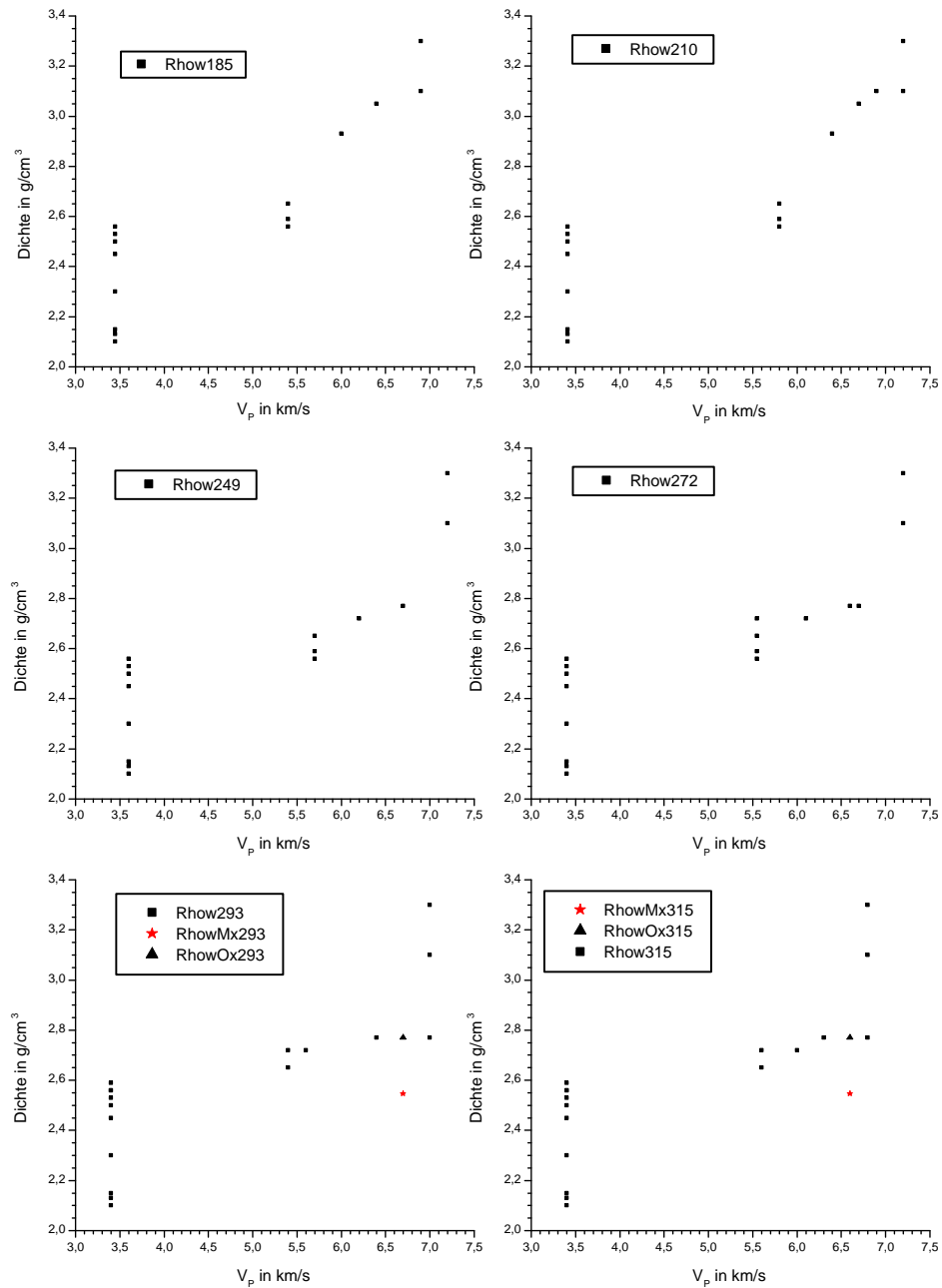


Abbildung 41: Dichten des Modells mit Intrusion sind in g/cm^3 über die Wellengeschwindigkeiten der Weitwinkelseismikprofile von BEILECKE et al. (1998) in km/s aufgetragen. Die Profile sind gekennzeichnet durch die km Angabe der X-Achse des Modells, siehe Abbildung 39, wobei der Stern für die Dichteverteilung mit Low Density Body (LDB) und das Dreieck ohne Zusatzkörper steht.

dimentbecken für das erste Modell gesagt wurde, auch für das Sedimentbecken des zweiten Modells. In der Abbildung 41 sind die Werte um Wellengeschwindigkeiten von 3,5 km/s, die Geschwindigkeiten für die Postzechsteinsedimente und dem Zechstein, gleich den Werten in der Abbildung 33. Die Werte für die Präzechsteinsedimente sind gleich, nur besitzen auch einige Krustengesteine ähnliche Wellengeschwindigkeiten, so dass in der Abbildung die Präzechsteinsedimente nicht so klar von den Werten der Krustengesteine unterschieden werden können. Nur für die Gesteine der Kruste verändern sich einige Geschwindigkeits-Dichte Zuordnungen. Im allgemeinen ist die Streuung der Werte im zweiten Modell etwas geringer als im ersten Modell. Zum Beispiel sind die Dichtewerte für den LDB, durch Sterne gekennzeichnet, nun um 88 kg/m^3 größer, siehe Abbildung 41 und Profil Rhow293 und Rhow315.

Seismische Geschwindigkeits-Dichte-Relationen in der Kruste: In Abbildung 42 und 43 sind, wie in Abbildung 34 und 35, nur die Dichten der Kruste über die Wellengeschwindigkeiten der Weitwinkel-seismikprofile von BEILECKE et al. (1998) aufgetragen. In Abbildung 42 sind die verschiedenen Funktio-

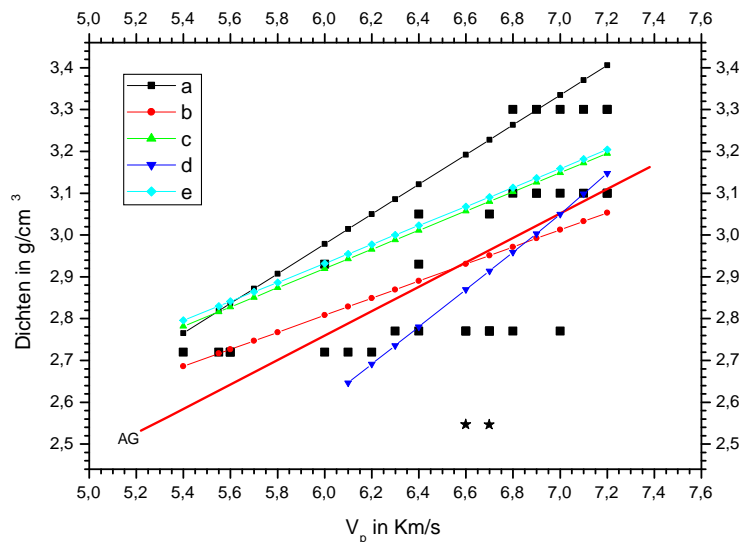


Abbildung 42: Dichte-Wellengeschwindigkeits-Relation des Modells mit Intrusion. Aufgetragen sind die Dichten der Kruste des Modells in g/cm^3 , über die Wellengeschwindigkeiten der Weitwinkel-seismikprofile von BEILECKE et al. (1998) in km/s. Die Sterne stehen für die Dichteverteilung mit LDB. AG ist die Ausgleichsgerade aller Punkte. Die anderen Geraden sind die Dichte-Wellengeschwindigkeits-Relationen, welche für Krustengesteine unter Normalbedingungen gelten. Dies sind a) Gl. 27 für Vulkanite, c) Gl. 26 für Plutonite, e) Gl. 28 für Metamorphite von GEBRANDE (1982), b) Gl. 34 ,gilt für alle Gesteine, von CONRAD et al. (1994) und d) Gl. 22 plus Gl. 23 für Magmatite und Metamorphite von SOBOLEV & BABEYKO (1994).

nen der Dichte-Wellengeschwindigkeits-Relation unter Normalbedingungen eingetragen. Dies sind (a): Gleichung 27 für Vulkanite, (c): Gleichung 26 für Plutonite, (e): Gleichung 28 für Metamorphite von GEBRANDE (1982), (b): Gleichung 34 gilt für alle Gesteine von CONRAD et al. (1994) und (d): Gleichung 22 und Gleichung 23 für Magmatite und Metamorphite von SOBOLEV & BABEYKO (1994). Die Gerade AG ist die lineare Ausgleichsgerade aller aufgetragenen Punkte. In Abbildung 43 sind stattdessen die druckabhängigen Funktionen wie in Abbildung 35 eingetragen. Die Geraden (f), (g) und (h) sind die Glei-

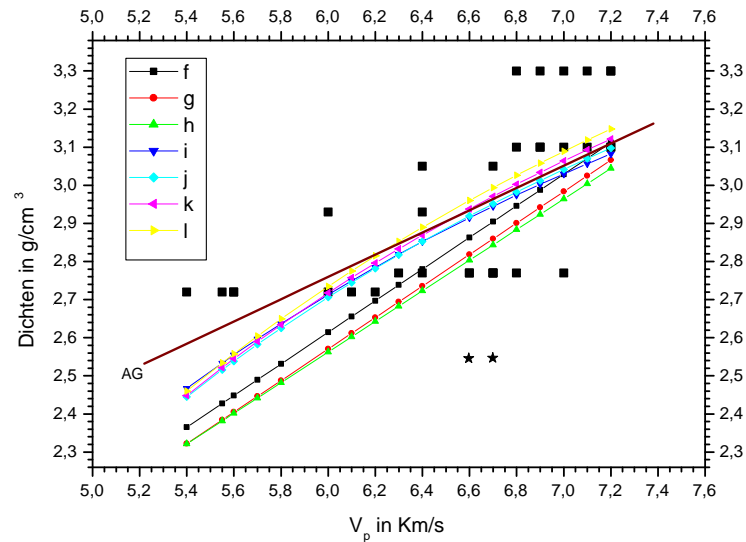


Abbildung 43: Druckabhängige Dichte-Wellengeschwindigkeits-Relation des Modells mit Intrusion. Aufgetragen sind die Dichten der Kruste des Modells in g/cm^3 , über die Wellengeschwindigkeiten der Weitwinkelseismikroprofil von BEILECKE et al. (1998) in km/s. Die Sterne stehen für die Dichteverteilung mit LDB. AG ist die Ausgleichsgerade aller Punkte. Die Geraden (f), (g) und (h) sind die Gl. 29, Gl. 30 und Gl. 31 von GEBRANDE (1982), die die Wellengeschwindigkeiten in Plutoniten und Metamorphiten bei Drücken von 0.2 GPa, 0.6 GPa und 1.0 GPa beschreiben. Die nicht linearen Geschwindigkeitsrelationen (i), (j), (k) und (l) für die Tiefen 10, 20, 30 und 40 km nach Gl. 25 von CHRISTENSEN & MOONEY (1995) für den Kruste-Mantel-Kontrast beinhalten die Druckveränderung.

chung 29, Gleichung 30 und Gleichung 31 von GEBRANDE (1982), die die Wellengeschwindigkeiten in Plutoniten und Metamorphiten bei Drücken von 0.2 GPa, 0.6 GPa und 1.0 GPa beschreiben. Nach CHRISTENSEN & MOONEY (1995) sind die nicht linearen Geschwindigkeitsrelationen (i), (j), (k) und (l) für die Tiefen 10, 20, 30 und 40 km nach Gleichung 25 für den Kruste-Mantel-Kontrast berechnet worden. Die Ausgleichsgerade AG wurde auch hier aus den Modellwerten berechnet. Insgesamt ist das Streuungsintervall der Werte geringer als in Abbildung 34 und 35. Wegen der großen Übereinstimmung der Abbildungen 34 mit 42 und 35 mit 43 gelten auch hier die Aussagen des vorherigen Abschnittes für die seismischen Geschwindigkeits-Dichte-Relationen der Kruste des ersten Modells. Die Werte des zweiten Modells liegen durch den engeren Streubereich sogar besser im Wertebereich der Ausgleichsfunktionen als die des ersten Modells. Es lassen sich also unterschiedliche geologische Modellvorstellungen nicht eindeutig durch die Verteilung ihrer Dichte-Wellengeschwindigkeits-Relationen differenzieren.

5.3.2 Ergebnisse des Modells mit Intrusion

In Abbildung 44 wird die aus dem zweiten Modell mit LDB berechnete Schwere in Einheiten von $10^{-5}(m/s^2)$ dargestellt. Zur besseren Anschauung der Abweichung der modellierten Schwere vom dem gemessenen Feld ist in Abbildung 45 das Residualfeld aufgetragen. Gut zu erkennen ist, dass der überwiegende Teil der Werte um Null zwischen $-5 * 10^{-5}(m/s^2)$ und $5 * 10^{-5}(m/s^2)$ liegt, einige wenige

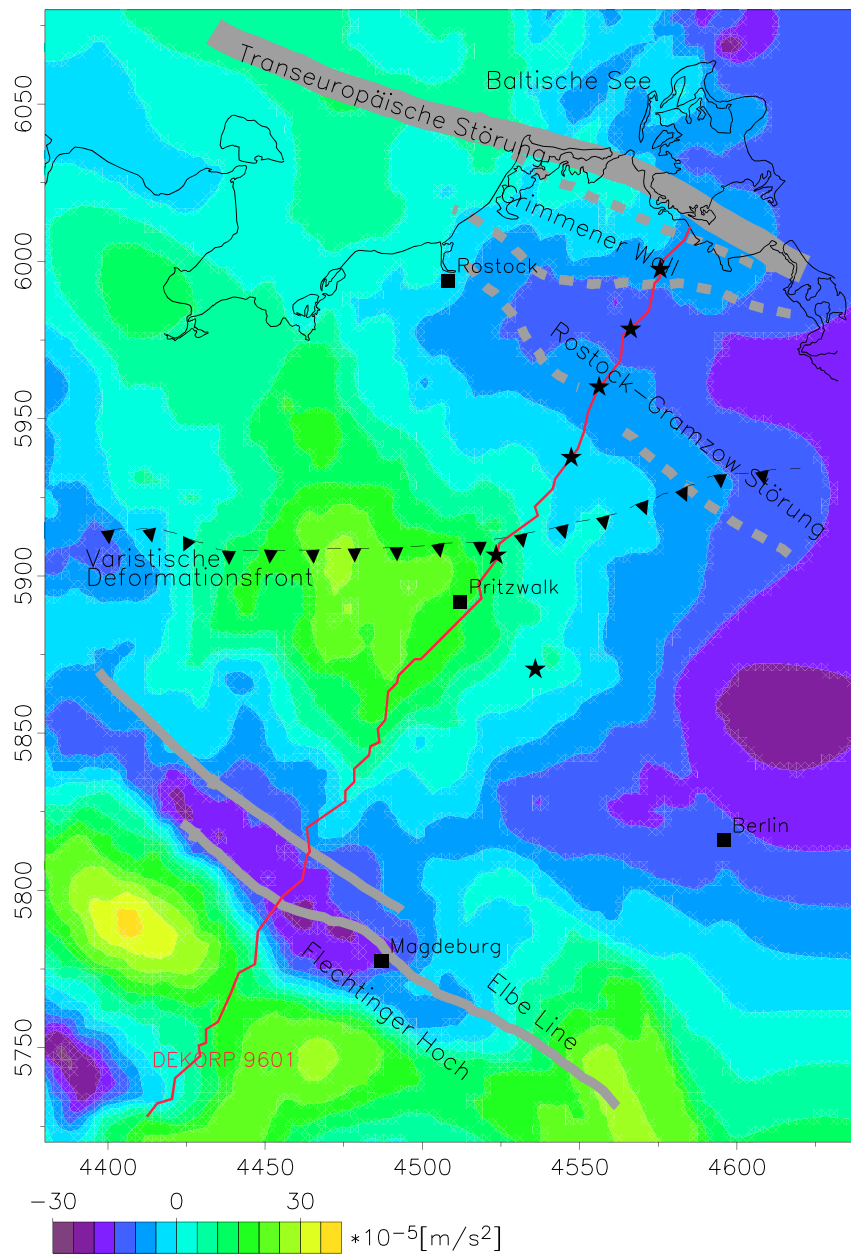


Abbildung 44: Übersichtskarte der berechneten Schwereanomalie aus den modellierten geologischen Strukturen des zweiten Modells, in $10^{-5} \text{ (m/s}^2)$. Mit eingezeichneten tektonischen Elementen, dem Verlauf des BASIN 9601 Profils und den Positionen der Weitwinkelseismik (Sterne).

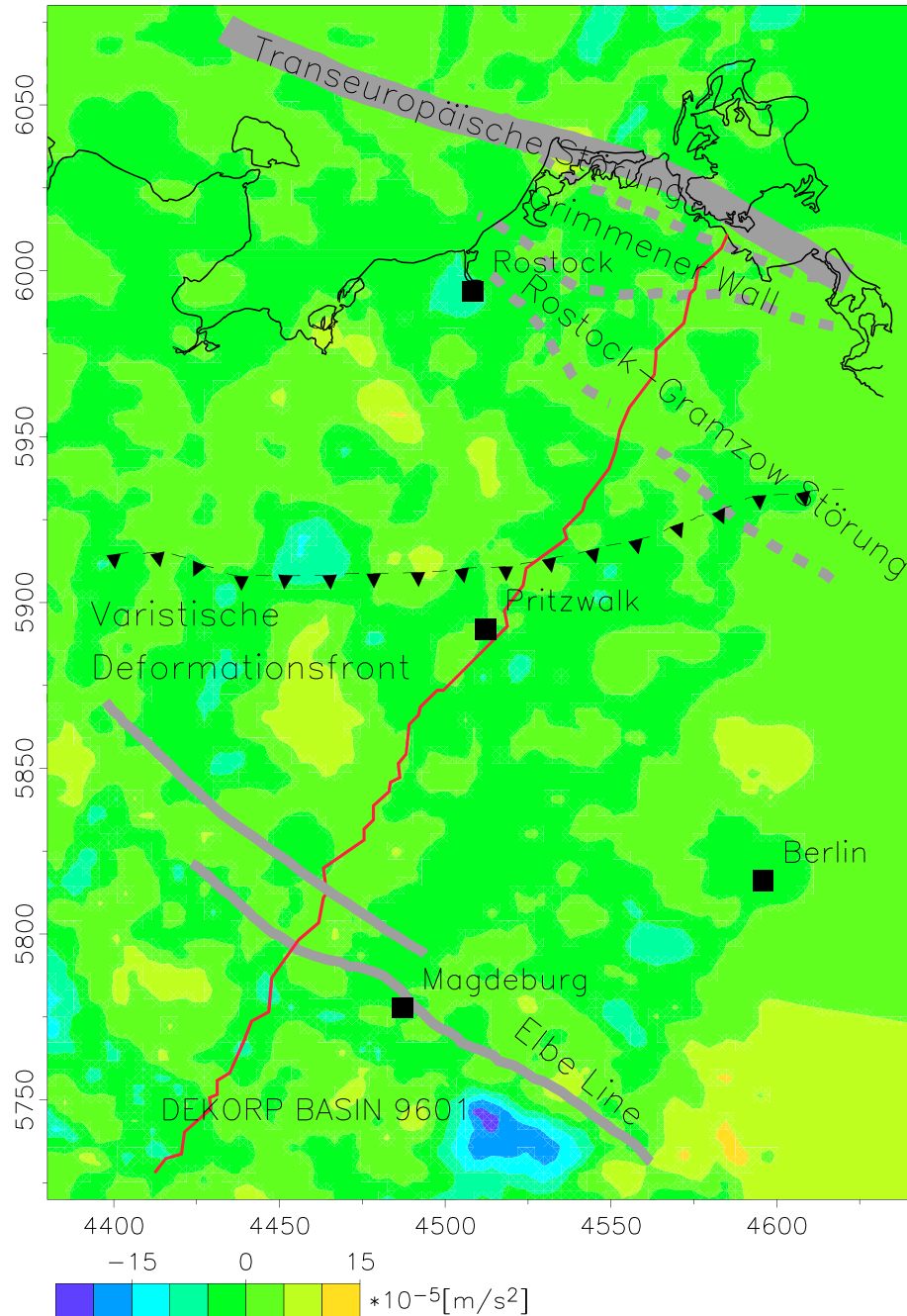


Abbildung 45: Residualfeld der berechneten Schwere der modellierten geologischen Strukturen des zweiten Modells und der gemessenen Bouguerschwere, in Einheiten von $10^{-5}(m/s^2)$. Mit eingezeichneten tektonischen Elementen und dem Verlauf des BASIN 9601 Profils.

Peaks erreichen Werte von etwas mehr als $-10 * 10^{-5} (m/s^2)$ und $10 * 10^{-5} (m/s^2)$. Die größten Abweichungen gibt es entlang der Elbe-Line und am südöstlichen Rand des Modells, die auf das Gesamtmodell bezogen vernachlässigbar sind. Die Statistikfunktion von IGMAS berechnete für das Modell mit Intrusion und LDB einen Korrelationskoeffizienten von 0.95 für die Anpassung des modellierten Gesamtfeldes an das gemessenen. Für die Variante mit Akkretionskeil statt des LDB beträgt der Koeffizient 0.94, die Anpassungen sind also fast gleich gut. Mit der geologischen Vorstellung einer Intrusion von Mantelmaterial in die untere und mittlere Kruste kann die gravimetrische Pritzwalkanomale gut modelliert werden. Die Geometrie der Intrusion wurde dabei so modelliert, dass sie mit den Ergebnissen der Powerspektralanalyse, der Eulerdekonvolution und den Geschwindigkeitsübergängen der Weitwinkelseismik übereinstimmt, siehe dazu Abbildung 40 und 39. Die gewählten Dichten für das Modell befinden sich auch im Wertebereich der Dichte-Geschwindigkeits-Relationen, siehe Kapitel 5.3.1. Das Modell wurde weiterhin an das Linedrawing des BASIN 9601 Seismikprofils angepasst. Die diffuser werdenden seismischen Reflexionen unter dem Beckenzentrum, nach DEKORPBASINRESEACHGROUP (1999), KRAWCZYK et al. (1999) und MCCANN & KRAWCZYK (2001), lassen Raum für Interpretationen. So könnte eine Intrusion, so wie von z. B. BACHMANN & HOFFMANN (1997) vorgeschlagen und in diesem Modell umgesetzt, die Pritzwalkanomale verursachen. Oder die Pritzwalkanomale wird möglicherweise nach KRAWCZYK et al. (1999) von der Kruste verursacht, deren petrologischen Eigenschaften nachträglich durch geologische Prozesse verändert wurde. Auch könnte die Schwerequelle in der Kruste während einer frühen Stufe der Beckenbildung durch Modifikation und Anreicherung von mafischen Komponenten aufgebaut worden sein, was eine Intrusion nicht ausschließt. Die Moho liegt, wie im ersten Modell, ungestört in einer Tiefe von ca. 31 km und fällt im südlich unter dem herzynischen Becken ab. Ob die Moho durch die Intrusionen teilweise zerstört worden ist, wie von HOFFMANN & STIEWE (1994) vermutet, oder sich kontinuierlich unter dem Untersuchungsgebiet erstreckt, ob neu formiert oder alt, kann von einer Schwermodellierung hier nicht beantwortet werden. Das Modell setzt nur voraus, dass in der Tiefenlage der Moho nur ein Dichtekontrast von $0,2 * 10^{-5} (m/s^2)$, an der Grenze der unteren Kruste und Mantel existiert. Das zweite Modell unterscheidet sich ansonsten nur in kleinen Änderungen in der Geometrie einiger Körper der unteren Kruste und geringfügige Dichteänderungen. Beides diene zur besseren Modellanpassung. Ein gutes Beispiel dafür ist der LDB. Er ist langgestreckter und mit $88 kg/m^3$ etwas dichter, siehe Abbildung 40, als im ersten Modell.

5.4 Vergleich mit Semlja- und KMgW-Profilen

Der Nordteils Ostdeutschlands wurde durch das umfangreiche KMgW- und Semlja Programm 1963 - 1971, siehe LANGE (1973), seismisch untersucht. Mit Semlja wird die Aufnahme und Interpretation von Erdbebenwechselwellen bezeichnet. Die KMgW-Methode steht für die Korrelationsmethode gebrochener Wellen oder auch Refraktionsseismik, bei der Mintropwellen genutzt werden. Projektierung, Auswertung und Interpretation der Messkampagne wird von LANGE (1973) detailliert beschrieben. Zum Vergleich mit den modellierten Strukturen und den seismischen Weitwinkel-Wellengeschwindigkeiten von BEILECKE et al. (1998) wird das Profil Ts I, von Strelasund bis Hörsingen, welches fast lageidentisch zum Basin 96 - und dem Weitwinkelseismikprofilen von BEILECKE et al. (1998) ist, genommen. Dadurch können die Ergebnisse der unterschiedlichen seismischen Methoden direkt miteinander verglichen werden. Mit Semlja wird die Aufnahme und Interpretation von Erdbebenwechselwellen bezeichnet. KMgW steht für die Korrelationsmethode gebrochener Wellen, bei der Mintropwellen genutzt werden. Projektierung, Auswertung und Interpretation der Daten wird von LANGE (1973) detailliert beschrieben. Das Profil Ts I wird auf die geologischen Strukturen der Schweremodelle in den Abbildungen 46 und 47 überblendet. Die zwei KMgW- und vier Semlja-Profile liegen horizontal auf den geologischen Strukturen der Modelle und den vertikalen mit Wellengeschwindigkeiten versehenen Weitwinkelprofilen. Die vier Semlja-Profile sind folgendermaßen gekennzeichnet: Z bezeichnet die Unterkante des Zechsteines mit einer zugeordneten primären Wellengeschwindigkeit im Gestein von $V_p = \text{ca. } 5.0 \text{ km/s}$. F1 beschreibt nach LANGE (1973) möglicherweise die Oberfläche des variszischen Grundgebirges mit einer Wellengeschwindigkeit von $V_p = \text{ca. } 5.35 \text{ km/s}$. F2 könnte mit einer zugeordneten Wellengeschwindigkeit von $V_p = \text{ca. } 5.65 \text{ km/s}$ vielleicht die Oberfläche des kaledonischen Grundgebirges darstellen und F3 die Oberfläche des präkambrischen Grundgebirges mit $V_p = \text{ca. } 6.5 \text{ km/s}$. Die Ergebnisse für die KMgW-Methode werden in den Abbildungen mit Kmgw und Kr bezeichnet. LANGE (1973) deutet den Geschwindigkeitshorizont Kmgw mit $V_p = \text{ca. } 6.0 \text{ km/s}$ als Oberfläche der konsolidierten Kruste, unabhängig vom Alter der Konsolidierung. Außerdem könnte dieser Horizont nach LANGE (1973), wie F1, im Rahmen der Fehlerabschätzung die Oberfläche des variszischen Grundgebirges sein. LANGE (1973) vermutet, dass die geologische Natur der tiefste seismische Grenzfläche Kr, mit $V_p = \text{ca. } 6.5 \text{ km/s}$, variiert. Sie könnte zum Teil als junge Metamorphosefront, aber auch zum Teil als Strukturgrenze eines älteren Kristallins bzw. als ältere Metamorphosefront aufgefasst werden.

In Abbildung 46 ist das Schweremodell mit High Density Body unter dem Sedimentbecken, dem Low Density Body, den Weitwinkelseismikprofilen und den KMgW- und Semlja-Profilen aufgetragen. Das Zechsteinprofil Z und die Zechsteinbasis im Modell stimmen gut überein. Die Geschwindigkeitsübergänge der Weitwinkelseismik vom Zechstein in den Präzechstein liegen mit Geschwindigkeiten von 5,4 bis 5,8 km/s immer über 5,0 km/s. Im allgemeinen sind die von LANGE (1973) bestimmten Geschwindigkeits-Tiefenwerte etwas kleiner bis gleichgroß wie die von BEILECKE et al. (1998) bestimmten Wertepaare.

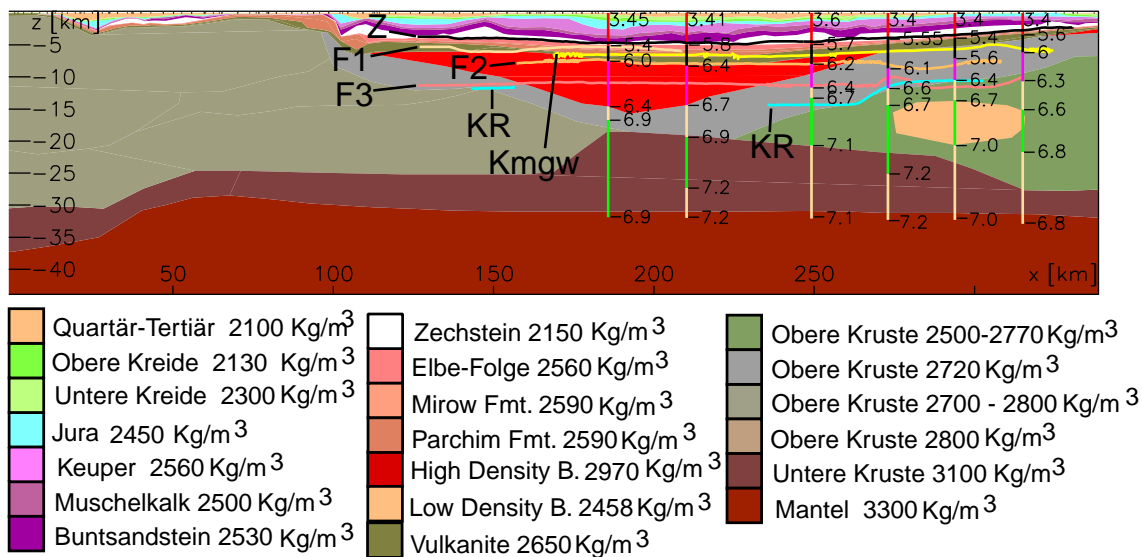


Abbildung 46: Gegenüberstellung der KMgW- und Semljaprofile von LANGE (1973) und den Weitwinkelseismikprofilen von BEILECKE et al. (1998) in dem Modell mit High Density Body und LDB. Mit den zugeordneten primären Wellengeschwindigkeiten V_p für Z = ca. 5.0 km/s, F1 = ca. 5.35 km/s, F2 = ca. 5.65 km/s, F3 = ca. 6.5 km/s, Kmgw = ca. 6.0 km/s und Kr = ca. 6.5 km/s. Auf die Profile wird im Text näher eingegangen.

Die Ausnahme bildet das F3-Profil, welches immer eine etwas höhere Geschwindigkeit besitzt. Das Profil F2 schneidet jedes Weitwinkelseismikprofil in einem Geschwindigkeitswechsel, das bedeutet, dass beide Autoren wahrscheinlich den gleichen Geschwindigkeitshorizont erfassten und nur aufgrund der unterschiedlichen seismischen Verfahren geringfügig abweichende Werte berechneten. Die Abweichungen der Werte der anderen Profile der drei seismischen Verfahren in der Geschwindigkeit und Position kann wahrscheinlich durch Rechenungenauigkeiten erklärt werden. Einzig das F3-Profil fällt nicht mit Geschwindigkeitsübergängen der Weitwinkelseismik im HDB zusammen. Daher gibt es auch im 2. Schweremodell in der Abbildung 47 keine Übereinstimmung mit dem Dichtewechsel in der modellierten Intrusion. Dafür beschreibt das rechte KR-Profil die Oberfläche des Akkretionskeils sehr gut. Nur stimmen die Interpretationen dieser Struktur, Akkretionskeil nach KRAWCZYK et al. (1999), oder Strukturgrenze eines älteren Kristallins oder einer älteren Metamorphosefront nach LANGE (1973), nicht überein. Die Interpretation von LANGE (1973) könnte eher für das Schweremodell mit High Density Body passen. Deutlich wird aber, dass die Reflexionshorizonte und deren Wellengeschwindigkeiten aus den KMgW- und Semljauntersuchungen, mit Ausnahme von F3, sehr gut mit denen der Weitwinkelseismik korrespondieren. Der Dichtekontrast von 210 bis 250 kg/m^3 beim Übergang vom Umgebungsgestein in die Intrusion oder in den High Density Body müsste eigentlich eine Auswirkung auf die Wellengeschwindigkeit des F3 Profils haben. Zur Verdeutlichung, der gut aufgelöste Übergang von der Kruste in den Mantel hat einen Kontrast von 200 kg/m^3 . Es muss also Ungenauigkeiten in der Weitwinkelseismik oder in der Semlja- und KMgW-Seismik beim Pritzwalkblock geben. Vielleicht sind aber auch alle drei Methoden beeinträchtigt, da zu beachten ist, dass auch im BASIN 9601 Profil hier nach Aussage der DEKORPBASINRESEACHGROUP (1999) nur schwache Reflektoren gefunden wurden.

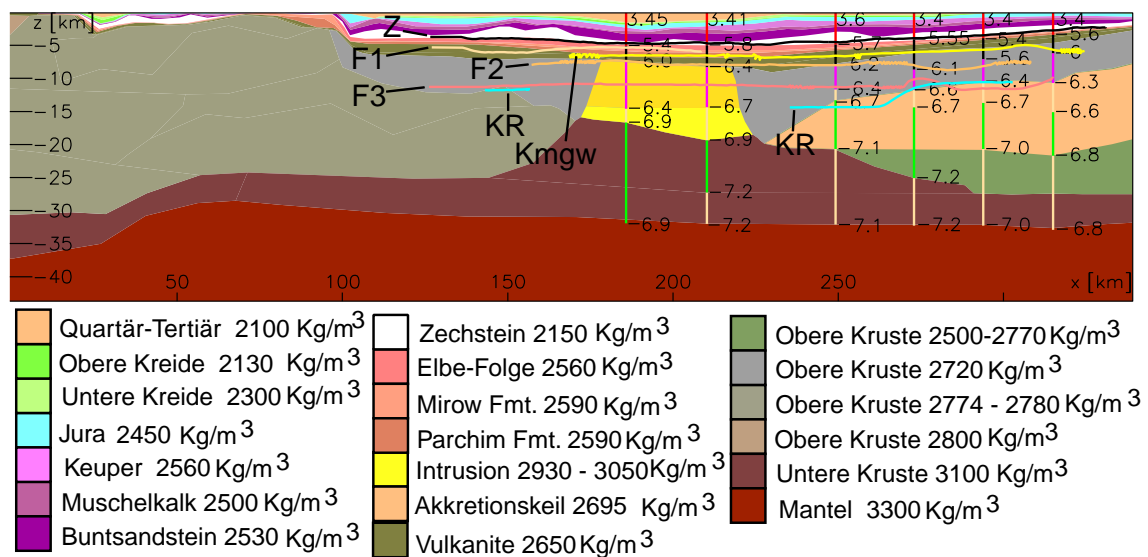


Abbildung 47: Gegenüberstellung der KMgW- und Semljaprofile von LANGE (1973) und den Weitwinkelseismikprofilen von BEILECKE et al. (1998) in dem Modell mit Intrusion und Akkretionskeil. Mit den zugeordneten primären Wellengeschwindigkeiten V_p für Z = ca. 5.0 km/s, F1 = ca. 5.35 km/s, F2 = ca. 5.65 km/s, F3 = ca. 6.5 km/s, Kmgw = ca. 6.0 km/s und Kr = ca. 6.5 km/s. Auf die Profile wird im Text näher eingegangen.

5.5 Erweiterung der Modelle

In den bisherigen Abschnitten wurden die Modelle nur im landwärtigen Bereich des BASIN 9601 Profils gezeigt. Durch das Profil PQ2-009.1 wird das seismische Linedrawing nach Norden, siehe Abbildung 9, erweitert. Das Profil PQ2-009.1 wird von der in der Diskussion stehenden Transeuropäischen Störung (TEF), siehe Abbildung 4, in der Höhe des Grimmener Hochs geschnitten. MCCANN & KRAWCZYK (2001) geben einen breiten Überblick über die Diskussion der Beschaffenheit und Herkunft der Störungszone. BERTHELSEN (1992b) interpretierte sie als Suture von Avalonia und Baltica, während BLUNDELL (1992) sie als südliche Grenze des Ringkobing Fyn Hochs ansah. Viele Autoren, z. B. BLUNDELL (1992), HOFFMANN (1990) und THYBO (1997), interpretierten die TEF auch als südliche Grenze von Baltica. Im Gegensatz dazu, gibt es für MCCANN & KRAWCZYK (2001) keinen direkten Beweis für eine überregionale Transeuropäische Störungszone. Sie gehen von lokalen Strukturen aus und vermuten an der Lokalität der TEF bei Rügen die kaledonische Suture an der Basis des kaledonischen Akkretionskeils, siehe Abbildung 9.

In den folgenden Abbildungen werden die in den vorherigen Abschnitten vorgestellten Modelle nun mit nördlicher Erweiterung gezeigt. Abbildung 48 zeigt das Modell mit High Density Body und einen durch die Interpretation des Profils PQ2-009.1 von KRAWCZYK et al. (1999) angeregten, auf Baltica lagernden, Akkretionskeil. Baltica zieht sich von Norden bis zur Intrusion unter das Sedimentbecken hin. Da das verwendete Sedimentbeckenmodell von SCHECK (1997) unterhalb des Grimmener Hochs, bei Kilometer 350 der x-Achse, keinen dichten Körper oder eine Aufwölbung der dichten unteren Kruste als verursachende Quelle besitzt, modelliert ein knapp unterhalb des Beckens liegen kleiner Körper das loka-

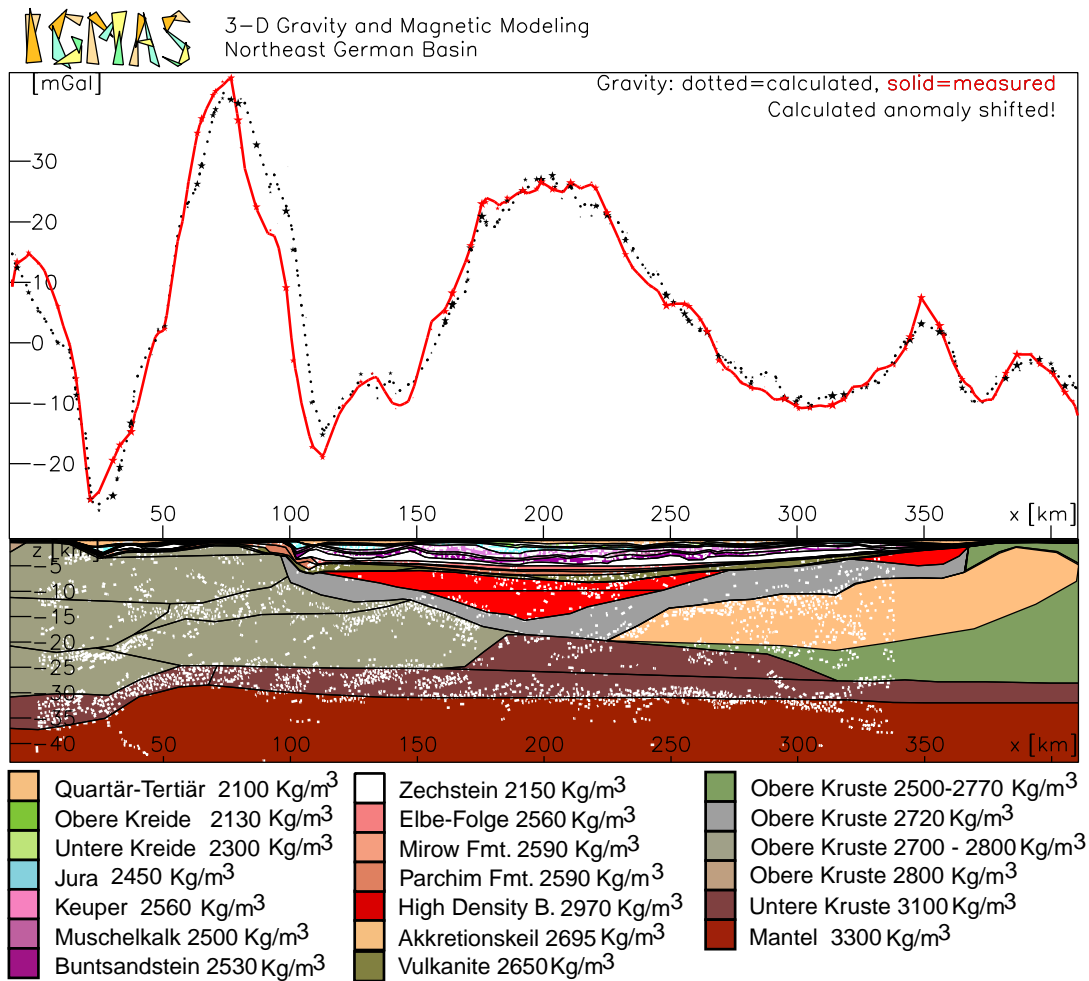


Abbildung 48: Nördliche Erweiterung des Modells mit High Density Body und Akkretionskeil siehe Abbildung 9 und eingezeichneten BASIN 9601 Linedrawing. Die Annahme des Akkretionskeils widerspricht der Vorstellung einer Transeuropäischen Störungszone, die räumlich ungefähr mit dem Grimmener Schwerehoch zusammen fällt.

le Schwerehoch. Dieser Körper in Abbildung 48 besitzt eine Dichte von 2970 kg/m^3 und kann, aufgrund der gleichen Dichte, vielleicht von derselben geologischen Herkunft sein wie der HDB unter Pritzwalk. In Abbildung 49 wird das zweite Modell mit Akkretionskeil und als Variation eine unter dem Grimmener Hoch aufgewölbten unteren Kruste gezeigt. Auch in diesem Modell ist die berechnete Schwere gut an die gemessene Schwere angepasst, aber mit einem etwas veränderten Sedimentbeckenmodell auf der Höhe des Grimmener Hochs. Die beiden gezeigten Modelle gehen davon aus, dass sich der Akkretionskeil nur bis knapp unter das Zentrum des Nordostdeutschen Becken ausdehnt. Ob zwischen der Elbe-Linie und dem Beckenzentrum weitere Spuren des Keils existieren oder nicht, können die Modelle nicht beantworten. Bei Berücksichtigung der Annahme von TANNER & MEISSNER (1996), dass die Elbe-Linie die südwestlichste Grenze von dem Gebiet sein könnte, welches durch das Andocken von Ostavallonia an Baltika beeinflusst wurde, muss das Pritzwalker Schwerehoch beachtet werden. Da die Lage und die

ungefähren Dichten des Sedimentbeckens und der Moho bestimmt sind, kann allein aus der Schwere auf eine Schwerequelle, die zwischen Becken und Moho liegen muss, geschlossen werden. Eine ähnlich

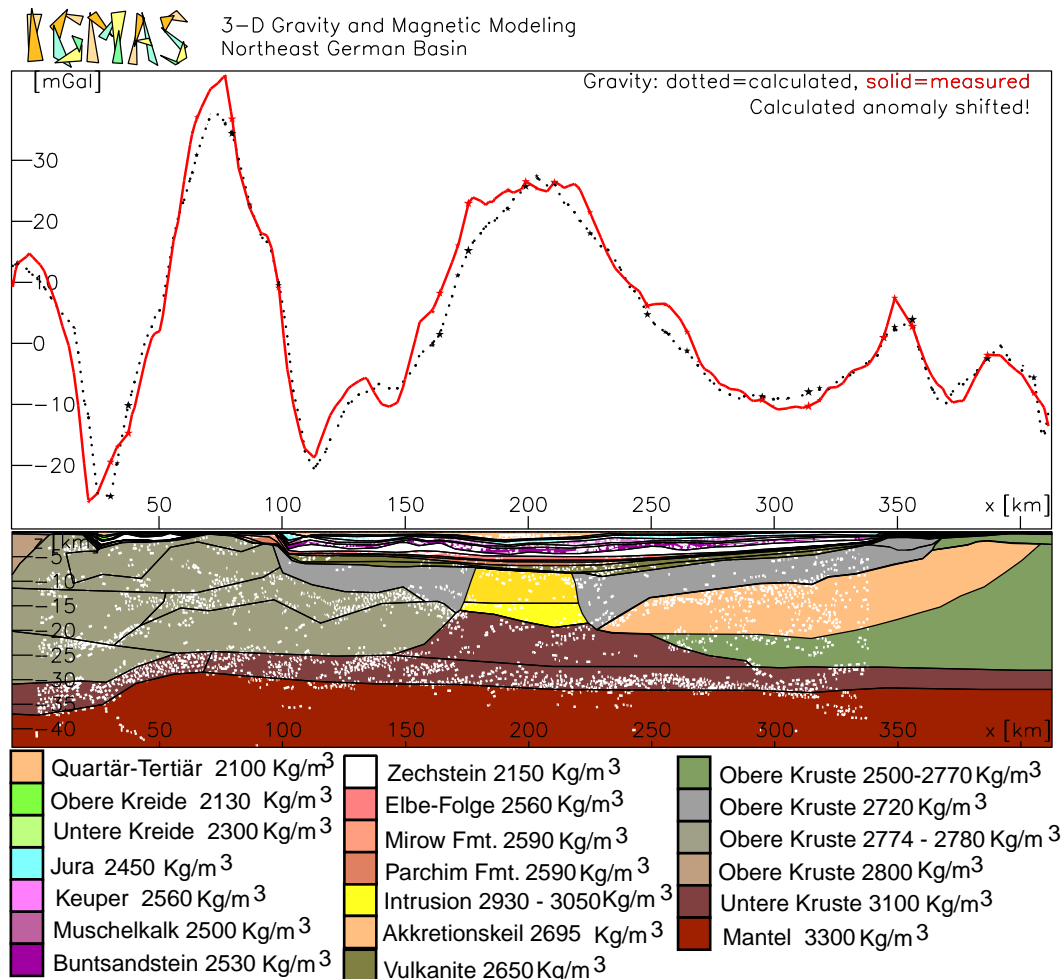


Abbildung 49: Nördliche Erweiterung des Modells mit Intrusion und Akkretionskeil siehe Abbildung 9 und eingezeichneten BASIN 9601 Linedrawing.

gute Anpassung der Schwere wird ohne Akkretionskeil mit Hilfe des im Abschnitt 5 erwähnten Low Density Body (LDB) in Abbildung 50 erreicht. Das Grimmener Hoch wurde hier durch die Variation der Dichte eines kleinen Teils der unteren Kruste von 2720 auf 2830 kg/m^3 modelliert. Dieses Beispiel zeigt auf, dass die Elbe-Linie die Grenzstruktur von Ostavonia und Baltika sein kann und dass die Vorstellung einer seitlichen Verschiebung entlang der TEF von z. B. BERTHELSEN (1992a) erfüllt wird. Die südlich von der Störung gelegene Kruste unterscheidet sich durch die Dichtevariation des LDB von dem nördlich gelegenen homogenen Dichteblock der unteren Kruste. Bildet die Elbe-Linie die Grenzstruktur, dann könnte die Intrusion in den Akkretionskeil nach dem Zusammenstoß von Avalonia und Baltika stattgefunden haben. Erfolgte die Intrusion davor, wäre dies ein gutes Argument für den High Density Body, der dann ein verbliebenes Reststück der Intrusion sein könnte. Diese Situationen würden sehr gut mit den von KRAWCZYK et al. (1999) formulierten Akkretionskeil übereinstimmen. Der Keil erklärt aber

nicht den magnetischen Gradienten der magnetischen Anomalie in Grimmen, siehe Abbildung 7, wenn von mehr oder weniger homogenen magnetischen Eigenschaften des Akkretionskeils und der baltischen Kruste ausgegangen wird. Mit der Vorstellung von BERTHELSEN (1992a) einer seitlichen Verschiebung

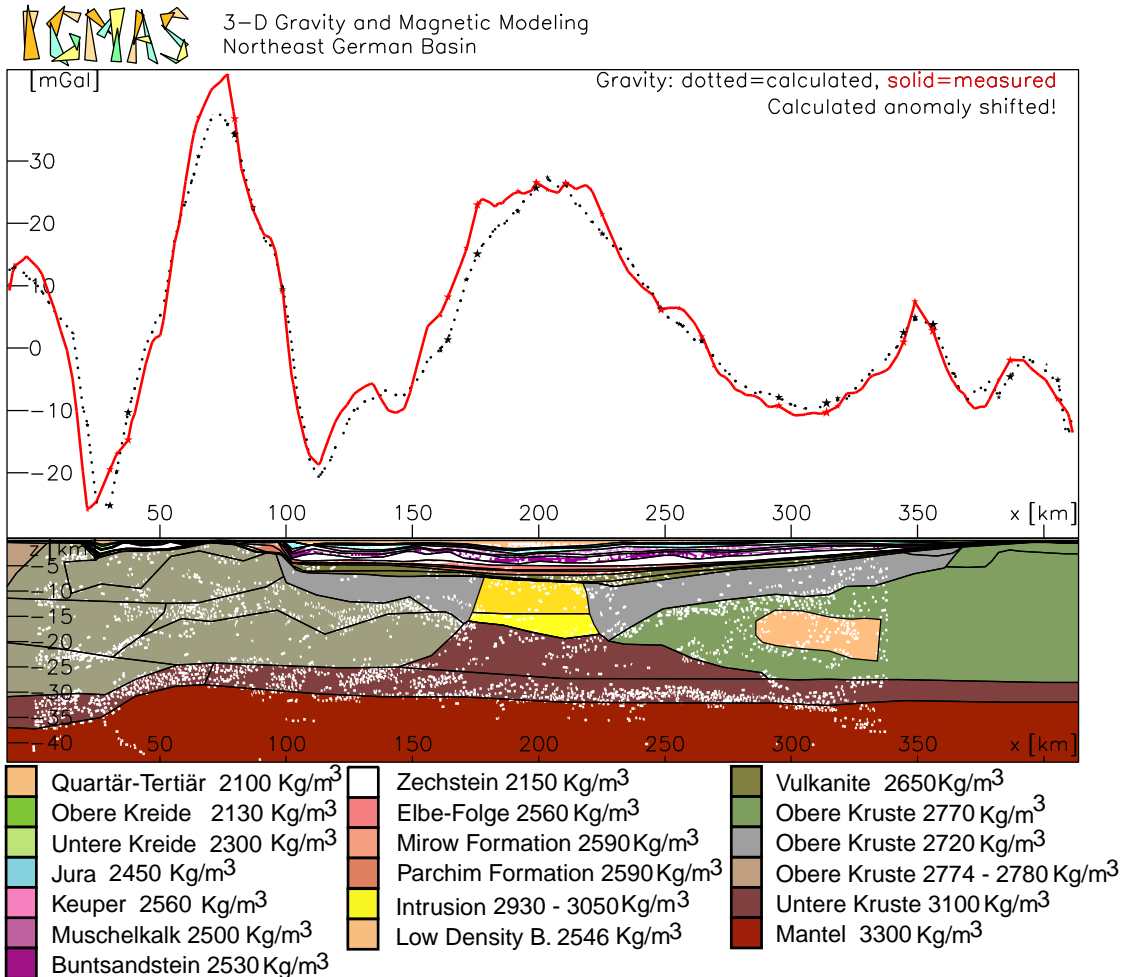


Abbildung 50: Nördliche Erweiterung des Modells mit Intrusion und Low Density Body und eingezeichneten BASIN 9601 Linedrawing. Dieses Dichtemodell widerspricht nicht der Vorstellung der TEF.

entlang der TEF könnte die magnetische Anomalie wahrscheinlich besser erklärt werden. In dieser Konstellation ist die Intrusion und der High Density Body unabhängig von der TEF. Gegen den High Density Body würde dann seine große Dichte von 2970 kg/m^3 sprechen, die ein absinken des Körpers in die Kruste erwarten lässt. Eine ausschließende Aussage über die Existenz der TEF und der nördlichen Grenze von Ostavallonia kann durch die Schwermodellierung nicht getroffen werden. Gibt man den Modellen mit Akkretionskeil den Vorzug, kann die TEF eher als eine lokale Struktur, wie von MCCANN & KRAWCZYK (2001) vorgeschlagen, interpretiert werden und die Grenze von Ostavallonia ist, wie in Abbildung 9 eingezeichnet, bestimmt. Werden die Modelle mit LDB präferiert, gibt die Schwermodellierung keine klaren Aussagen über die TEF und die Lage des nördlichen Randes Ostavallonia, ausgeschlossen wird aber ein Akkretionskeil. Die Modelle zeigen aber auf, dass die Pritzwalkanomalie durch einen High

Density Body oder einer Intrusion modelliert werden muss und das an der Lokalität der möglichen TEF entweder ein Akkretionskeil oder ein Low Density Body vorliegen kann.