
Seismische Untersuchungen zur geotektonischen Entwicklung des deutschen Nordsee-Beckens

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität
vorgelegt von

Sven Willert-Arndt



Referent: Prof. Dr. Wolfgang Rabbel
Korreferent: Prof. Dr. Hans-Jürgen Götze
Tag der mündlichen Prüfung: 22. Januar 2009
Zum Druck genehmigt: 26. januar 2009

Der Dekan

Es scheint ein erstrebenswertes und wohl erreichbares Ziel der experimentellen Seismik, jede Zacke, jede Welle der Seismogramme zu erklären und für die Entwirrung der Beschaffenheit der Erdrinde dienstbar zu machen.

*Emil Wiechert
Göttingen (1926)*

Zusammenfassung

Die geologische Entwicklungsgeschichte im Norddeutschen Becken wird von einer Vielzahl von Prozessen, wie der Subsidenz, der Tektonik und der Salztetonek beeinflusst. Sofern man Aussagen über die Einflüsse einzelner Prozesse machen möchte, ist die Trennung zwischen Effekten, die auf Salztetonek oder auf regionaler Tektonik beruhen, von besonderer Bedeutung. Der Schwerpunkt liegt in der Interpretation von Seismogrammsektionen und seismischen Geschwindigkeitsmodellen, die von der TGS NOPEC, Norwegen, zur Verfügung gestellt wurden. Diese für die Erdölindustrie gewonnenen Daten wurden aufwendig prozessiert und als Zeitsektionen zur Verfügung gestellt. Da die zu erwartenden großen seismischen Geschwindigkeitsunterschiede zwischen Salzen und sonstigen Sedimenten in der Zeitsektion zu Abbildungen führen, die stark von der räumlichen Lage der Reflexionselemente abweichen, ist eine Umwandlung der Zeitsektionen in Tiefensektionen ratsam. Die Umwandlung der gestapelten Zeitsektionen in tiefenmigrierte Profile erfolgt mit einem in der vorliegenden Arbeit entwickelten auf der Eikonalgleichung basierenden Wellenfeldinverter. Der Wellenfeldinverter wird zunächst auf der Grundlage der Strahlenseismik hergeleitet, implementiert und an synthetischen Modellen verifiziert.

Die Tiefenmigration der Zeitsektionen ermöglicht eine strukturelle Interpretation des Untergrunds der deutschen Nordsee hinsichtlich der Interaktion von Regionaltektonik und Salztetonek. Die Analyse zeigt, dass Modelle, die auf tektonischen Ereignissen als Auflöser basieren, gegenüber Modellen, die sich auf Dichteinversion und Auftrieb gründen, zu bevorzugen sind. Anders als z.B. im Golf von Mexico scheint sich in der Nordseeregion nicht die Extensionstektonik, sondern Kompressionstektonik für den Salzaufstieg verantwortlich zu zeichnen. Weiterhin deutet die größere Ausdehnung von Salzdiapiren im unmittelbaren Umfeld der Gräben (Zentralgraben und Horngraben) darauf hin, dass diese über einen signifikanten Teil der geologischen Entwicklung des Beckens ausgeprägte Schwächezonen darstellen.

Ein Auswertung der Verteilung seismischer Intervallgeschwindigkeiten, die mit dem Horizontverlauf relevanter geologischer Einheiten aus dem Zechstein, der Kreide, dem Paläogen und Neogen verschnitten und mittels eines gesteinsphysikalischen Ansatzes von Tiefeneffekten bereinigt wurden, zeigt eine räumlich-zeitliche Korrelation. Zwischen den verschiedenen Regionen beobachtete Geschwindigkeitsabweichungen lassen sich mit unterschiedlichen Werten des Porendrucks erklären. Negative Geschwindigkeitsanomalien deuten dabei auf Regionen, in denen ein Porenraum-

überdruck vorherrscht. In Regionen, die starker tektonischer Belastung ausgesetzt sind, wie den Gräben, kann dieser Überdruck abgebaut werden. Entsprechend sind die Geschwindigkeiten dort größer.

Abstract

The geological evolution of the North German Basin System is caused by a variety of processes, such as subsidence, tectonics and salt tectonics. If the influence of the particular processes shall be considered, the separation of effects due to salt tectonics or regional tectonics is crucial. Emphasis were put on the interpretation of seismic sections and seismic velocity models, which were provided by TGS NOPEC, Norway. These data, which were collected for oil exploration purposes, were extensively processed and provided in the form of time sections. Since the expected large seismic velocity differences between salts and other sediments will cause time section images to deviate significantly from the real positions of the reflectors, a conversion of time sections into depth sections is advisable. This conversion of the stacked time sections into depth-migrated profiles is performed by means of a wave-field inverter based on the eikonal equation, which is developed in this thesis. The wave-field inverter is derived on the basis of seismic ray theory, implemented and verified by application to synthetic models.

The depth migration of the time sections allows for a structural interpretation of the German North Sea Basin subsurface with respect to the interaction of regional and salt tectonics. The analysis shows that models for salt tectonic based on tectonic events as triggers for salt diapirism should be preferred over models involving density inversion and buoyancy processes. Contrary to the situation found, e.g., in the gulf of Mexico, in the North Sea region it seems to be compressional, not extensional, tectonics which is responsible for salt diapirism. Furthermore the larger extension of salt diapirs in the immediate vicinity of the graben structures (Central Graben and Horn Graben) indicates that these have represented zones of weakness over a significant portion of the geological evolution of the basin.

Seismic interval velocities along the horizon of relevant geological units (Zechstein, Cretaceous, Paleogene and Neogene) were corrected for depth effects based on a petrophysical model and clearly show a spatial-temporal correlation. Velocity deviations observed among the different regions can be explained by different values of pore pressure. Negative velocity anomalies indicate regions of overpressurized pore-spaces. In areas subject to strong tectonic or salt tectonic stress, such as grabens, this overpressure can be released, leading to higher observed velocities.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	v
Einleitung	xi
I. Strahlenbasierte Tiefenmigration seismischer Zeitsektionen	1
1. Einleitung	3
2. Strahlentheoretische Grundlagen der Tiefenmigration	7
2.1. Die Image-Ray Migration	7
2.2. Das Eikonal	7
2.3. Das Eikonal als Hochfrequenznäherung der Wellengleichung	8
2.4. Anwendbarkeit der Eikonalgleichung in der Seismik	9
2.5. Das Konzept von Strahlen	10
2.6. Bestimmung von Strahlenscharen im Ortsraum aus einem Startparameter-Zeit-Raum	14
3. Implementation der Lösungsverfahren	19
3.1. Numerische Lösung der Anfangswertprobleme	20
3.2. Anforderungen an die zugrunde liegenden Geschwindigkeitsmodelle	21
3.3. Raytracer	22
3.4. Wellenfrontinverter	23
3.5. Tiefenmigration mit dem Wellenfrontinverter	25
4. Überprüfung des Rekonstruktionsverfahrens mittels numerischer Experimente	27
4.1. Model a: Lineares Geschwindigkeitsfeld	29
4.1.1. Modellaufbau	29
4.1.2. Modellumsetzung	30
4.1.3. Ergebnisse	31
4.1.4. Interpretation und Diskussion	31
4.2. Model b: 3-Schicht-Modell mit Hochgeschwindigkeitskörper	34
4.2.1. Modellaufbau	34
4.2.2. Modellumsetzung	34
4.2.3. Ergebnisse	35

4.2.4.	Interpretation und Diskussion	38
4.3.	Modell c: Salzstruktur	38
4.3.1.	Modellaufbau	38
4.3.2.	Modellumsetzung	38
4.3.3.	Ergebnisse	39
4.3.4.	Interpretation und Diskussion	39
5.	Tiefenmigration seismischer Zeitsektionen aus der Nordsee	43
5.1.	Datengrundlage	43
5.2.	Fehlerabschätzung	44
5.3.	Datenauswahl	46
5.4.	Profil g19	46
5.5.	Profil g28	51
5.5.1.	Interpretation und Diskussion	52
6.	Diskussion	57
II.	Interpretation seismischer Daten aus dem deutschen Gebiet der Nordsee	59
1.	Einleitung	61
1.1.	Salzkinematische Modelle	61
1.2.	Das deutsche Nordseegebiet	63
1.3.	Zielsetzungen	65
2.	Der regionalgeologische Rahmen	67
3.	Methoden und Datenbasis	69
3.1.	Datenbasis und Datenbearbeitung	69
3.2.	Geologische Zeitskala und Leithorizonte	69
3.3.	Seismische Interpretation der Salzentwicklung	70
3.3.1.	Model a	71
3.3.2.	Model b	72
4.	Beobachtung und Interpretation	73
4.1.	Überblick	73
4.2.	Entwicklung der Salzstrukturen	73
4.2.1.	Profil A	74
4.2.2.	Profil B	76
4.2.3.	Profil C	77
4.2.4.	Profil D	77

4.3.	Regionale Verbreitung von touchdowns	79
4.4.	Synopse	79
5.	Zusammenfassung	91
III.	Analyse der seismischen Geschwindigkeiten in geologischen Einheiten des Nordseeuntergrunds	93
1.	Einleitung	95
2.	Material und Methoden	101
2.1.	Seismisches Geschwindigkeitsmodell	101
2.1.1.	Anreißen der seismischen Reflektoren	102
2.1.2.	Erzeugung des Geschwindigkeitsmodells für die Horizonte	103
2.1.3.	Modalanalyse der Datensätze	103
2.1.4.	Normierung der Schichtgeschwindigkeiten	105
3.	Datenbearbeitung	109
3.1.	Regressionsanalyse	109
3.1.1.	Perm - Zechstein A2	111
3.1.2.	Perm - Top Zechstein	116
3.1.3.	Mesozoikum - Obere Kreide	119
3.1.4.	Paläogen - Paläozän	122
3.1.5.	Paläogen - Eozän	124
3.1.6.	Paläogen - Oligozän	127
3.1.7.	Neogen - Mittleres Miozän	129
3.2.	Erzeugung der seismischen Geschwindigkeitskarten	132
3.3.	Seismische Geschwindigkeiten im Profilverlauf	135
4.	Interpretation und Diskussion	145
5.	Zusammenfassung	155
Anhang		157
A.	Akquisitionsparameter und Durchführung des Datenprozessings	159
B.	Zeitmigrierte Seismogrammsektionen mit Interpretation	161
C.	Deleted Scenes	167

Abbildungsverzeichnis	169
Tabellenverzeichnis	173
Literaturverzeichnis	175
Danksagung	179
Erklärung	181

Einleitung

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen des Projektes **CORTEC** (Correlation of basement structures and sedimentary basin tectonics) erstellt. Das Projekt war Teil des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) finanzierten Prioritätsprogrammes *Dynamik sedimentärer Systeme unter wechselnden Spannungsregimen am Beispiel des zentraleuropäischen Beckens* und fokussierte sich auf die Frage, ob interaktive Prozesse zwischen Basementstrukturen und jüngeren Sedimenten innerhalb des Norddeutschen Beckens vorliegen.

Der Schwerpunkt dieser Arbeit liegt dabei auf der Bearbeitung und Interpretation von Intervallgeschwindigkeiten und reflexionsseismischer Seismogrammsektionen aus dem Gebiet der deutschen Nordsee. Die Daten wurden dem Projekt von der TGS NOPEC, Norwegen, zur Verfügung gestellt. Die Arbeit gliedert sich in drei Bereiche.

Im ersten Teil dieser Arbeit wird ein Verfahren entwickelt, um aus einem in der Zeit parametrisierten Geschwindigkeitsmodell ein Geschwindigkeitsmodell im Ortsraum zu deduzieren. Die Übertragung des Geschwindigkeitsmodells in den Ortsraum ermöglicht weiterhin eine Tiefenmigration der zeitmigrierten Seismogrammsektionen. Die Entwicklung dieses Verfahrens ist eine notwendige Vorarbeit für die folgenden beiden Teile, in denen eine korrekte Tiefendarstellung sowohl der in den Seismogrammsektionen enthaltenen Amplitudeninformationen wie auch der Intervallgeschwindigkeiten erforderlich ist. Die Methode basiert auf der Strahlentheorie (der Eikonalgleichung) und den Grundlagen der von Hubral (1977) vorgestellten *image ray migration*.

Der zweite Teil dieser Arbeit befasst sich mit der seismostratigrafischen Interpretation der hergestellten Seismogrammsektionen. Insbesondere wird dabei auf die Frage eingegangen, in welcher Beziehung die regionale Tektonik zur lokalen Salztekonik steht. Hierzu wird ein von Tektonik unabhängiges Entstehungsmodell für Salzdiapire, welches auf Dichteinversion beruht, mit Modellen verglichen, die auf tektonischen Auslösern basieren. Es wird dann weiter auf das bevorzugte Modell der durch kompressionale Tektonik initiierten Salztekonik eingegangen. Weiterhin wird eine Aufteilung der Region in Bereiche vorgenommen, die sich durch verschiedene strukturelle Merkmale deutlich unterscheiden. So sind Teile des deutschen Nordseeuntergrunds geprägt von starken Inversionsereignissen, während in anderen Regionen nur geringe postsedimentäre Kinematik ersichtlich ist. Die Unterteilung der Regionen korrespondiert dabei insbesondere mit dem Zentralraben, dem Horngraben und dem West-Schlewig-Block (oder der West-Schleswig-Plattform).

Im dritten Teil der Arbeit werden tiefenmigrierte Intervallgeschwindigkeiten dafür eingesetzt, um weitere Aussagen über Materialeigenschaften innerhalb geologischer Einheiten abzuleiten und diese mit den strukturellen Einheiten der oberen Kruste zu vergleichen. Zu diesem Zweck wird zunächst eine Methode auf der Basis eines gesteinsphysikalischen Sedimentmodells erarbeitet, die den sehr starken Effekt der Tiefenabhängigkeit seismischer Geschwindigkeiten eliminiert, der im wesentlichen auf Porenraumverringernungen basiert. Dieses Verfahren wird dann verwendet, um seismische Geschwindigkeitskarten in Bezug auf ein Referenzniveau zu erzeugen und zu interpretieren. Die sich dabei ergebenden regionalen Unterschiede, insbesondere zwischen der Region des sogenannten Penhandles im Nordwesten und dem sonstigen Gebiet deuten auf einen verschieden stark ausgeprägten Überdruck im Porenraum.

Teil I.

Strahlenbasierte Tiefenmigration seismischer Zeitsektionen

Spannende geowissenschaftliche Fragestellungen sind oftmals mit komplexen geologischen Strukturen im Untergrund verbunden. Eine Methode, die solche Strukturen im Untergrund abzubilden vermag, ist die Reflexionsseismik. In der Reflexionsseismik werden von einer geeigneten seismischen Quelle elastische Wellen ausgesendet, die im Untergrund an Reflektoren (teilweise) zurückgeworfen und dann von einem Empfängerarray aufgezeichnet werden. Das reflektierte Signal enthält dabei Informationen über den strukturellen Aufbau des Untergrundes. Die Signallaufzeit hängt dabei von der seismischen Geschwindigkeit im durchlaufenden Medium ab. Zudem bewirken Änderungen der seismischen Geschwindigkeiten, die nicht senkrecht zur Ausbreitungsrichtung der Signale erfolgen, eine räumliche Ablenkung des Signals.

Solche Strukturen definieren sich über Materialübergänge oder über Veränderungen von Materialzuständen (z.B. gebrochen/homogen an Bruchzonen und Verwerfungen, warm/kalt an Plumes, trocken/wassergesättigt an Sedimenten) die mehr oder minder kompliziert zueinander ausgerichtet sind. Mit unterschiedlichen Materialien oder Materialzuständen gehen allerdings zumeist auch ganz unterschiedliche physikalische Eigenschaften einher; beispielsweise an Salzstöcken, wo Salz und das umgebende Material stark verstellte geometrische Strukturen bilden und die Materialien hinsichtlich ihrer seismischen Geschwindigkeit sehr maßgebliche Unterschiede aufweisen.

Bei Salzdiapiren liegt die Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Signale zwischen etwa 3000 und 6000 ms^{-1} – in den umgebenden Sedimenten aber ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit überschlägig nur halb so groß. Dieses ist bei einer Darstellung der Signale im Zeitbereich zu berücksichtigen. Hier führen starke Geschwindigkeitskontraste und ein ondulierender oder irregulärer Kontakt zwischen verschiedenen Schichten zu Abbildungen, die nicht lagerichtig sind, sondern, verglichen mit der wahren Geometrie, teilweise gestaucht oder gedehnt erscheinen können. Zudem können sich Strukturelemente nicht in der richtigen absoluten und relativen Lage zueinander befinden, da sie hinsichtlich der räumlichen wahren Position verschoben dargestellt werden. Eine Abschätzung der Geometrie ist dadurch nachhaltig erschwert. Insbesondere in solchen Regionen ist dann angeraten, eine computergestützte, quantitative Rekonstruktion der räumlichen Ablenkungen vorzunehmen.

Es existiert eine Vielzahl von Methoden, die entwickelt wurden, um aus den aufgenommenen seismischen Daten eine lagerichtige Abbildung des Untergrunds zu erzeugen. Bei der ganz überwiegenden Anzahl wird dafür ein interaktiv im Zuge der digitalen Datenverarbeitung erzeugtes Geschwindigkeitsmodell des Untergrundes benötigt, mit dem dann die Ablenkung des Signalwegs ermittelt werden kann. Weiterhin kann so bestimmt werden, wie lang ein Signalweg in einer Zeiteinheit ist. Solche Verfahren nennen sich Tiefenmigration und sind etablierte Standardverfahren.

Die meisten heute eingesetzten Verfahren zur Tiefenmigration basieren dabei auf der Auswertung (ungestapelter) Reflexionsdaten. Das erforderliche Geschwindigkeitsmodell des Untergrunds wird dabei manuell durch menschliche Interaktion erzeugt. Dabei hängt die Güte des Geschwindigkeitsmodells vom Bearbeiter und der Qualität seiner Bearbeitung ab. Ebenso wie das gewählte Migrationsverfahren hat das Geschwindigkeitsmodell einen ganz entscheidenden Einfluss auf die Darstellung der Seismogrammsektionen. Durch falsche Geschwindigkeitsmodelle können in Tiefensektionen zudem Abbildungsfehler entstehen, die sich stärker auswirken als in Zeitsektionen. Ebenso können bei der Tiefenmigration Artefakte oder Abbildungsfehler auftreten, die schwer zu identifizieren sind. Aus diesem Grund – und weil eine Vielzahl von Vergleichsdaten im Zeitbereich vorliegen – wird in der Erdölindustrie oftmals auf eine Tiefenmigration verzichtet.

Diese Studie entstand im Rahmen des CORTEC-Projektes. Dabei galt es, strukturelle Eigenschaften des Untergrunds unterhalb von Salzstrukturen zu erkunden. Es sollte ermittelt werden, ob Aufwölbungen unterhalb von Salzstöcken nur eine Folge der hohen Geschwindigkeiten im Salz sind (so genannte *velocity pullups*) oder ob echte Aufwölbungen im Untergrund vorliegen. Die Fragestellung verlangte damit nach Tiefensektionen. Zur Verfügung standen allerdings sehr hochwertige seismische Zeitsektionen und ein hochauflösendes Geschwindigkeitsmodell, die für die Erdölindustrie erzeugt wurden.

Um nicht nur qualitative Aussagen über die Aufwölbungen machen zu können, entstand der Anspruch, die Seismogrammsektionen mit dem Geschwindigkeitsfeld in Tiefensektionen zu wandeln. Dieser Ansatz ist deshalb vernünftig, weil der Signalverlauf ganz wesentlich vom Geschwindigkeitsmodell abhängt und damit auch rekonstruierbar sein sollte.

Es gibt derzeit keine implementierten Verfahren, die auf der Basis eines Geschwindigkeitsmodells im Zeit-Raum und gestapelten Zeitsektionen eine Tiefenmigration erzeugen können. Zwar existieren Verfahren wie das *Image-Ray-Verfahren* (Hubral, 1977), diese gehen aber von einem Geschwindigkeitsmodell im Ortsraum aus. In Yilmaz and Doherty (2000) findet sich ein Vorschlag, wie man eine Transformation eines Geschwindigkeitsfeldes durchführen kann, indem man manuell Geschwindigkeitsfelder verfeinert und die Anpassung beurteilt. Nach einem sehr zeitaufwendigen, literaturstimulierten Fehlgriff, der ein iteratives Raytracing mit dem Ziel der Geschwindig-

keitsfeldkonvergenz zum Ziel hatte, wurde diese Lücke dann mit dem in der vorliegenden Arbeit vorgestellten Wellenfrontinverter geschlossen.

Der Wellenfrontinverter basiert auf der Eikonalgleichung und kann Geschwindigkeitsmodelle und Seismogrammsektionen aus dem Zeit-Raum in den Ortsraum übertragen. Der vorliegende Text leitet zunächst die Grundlagen für die zu diesem Zweck verwendeten Differentialgleichungen her und beschreibt dann kurz die Implementation. Anschließend wird das Verfahren an synthetischen Daten getestet und beurteilt. Der Text schließt mit einem auf Realdaten basierenden Beispiel und einer abschließenden Beurteilung des Systems.

2.1. Die Image-Ray Migration

Bevor nachfolgend die Entwicklung eines für die vorliegende Aufgabenstellung geeigneten Migrationsverfahrens gezeigt wird, soll kurz das Konzept der *image-ray-migration* vorgestellt werden, welches ursprünglich in Hubral (1977) beschrieben wurde. Es beschreibt die Tiefenmigration gestapelter Daten in einem bekannten Geschwindigkeitsmodell im Ortsraum.

2.2. Das Eikonale

Im Jahr 1895 veröffentlichte der Leipziger Mathematiker und Geodät Heinrich Bruns sein Werk "Das Eikonale" (Bruns, 1895), das eine umfassende mathematische Einführung in die Strahlenoptik enthält. In ihm wählt Bruns die Bezeichnung Eikonale für eine Funktion, die die Strecke zwischen Ausgangs- und Endpunkt eines Strahles in der Optik beschreibt. Der Begriff selber ist dabei abgeleitet vom altgriechischen Wort $\epsilon\iota\kappa\acute{\omega}\nu$ für Ikone, Bild oder Abbild.

Auch wenn die Benennung der Gleichung auf Bruns zurückgeführt wird, war er nicht der erste Entdecker der Funktion. Vermutlich hatte Heinrich Bruns aber, wie die meisten seiner Zeitgenossen, keinerlei Kenntnis davon, dass die Entwicklung der Eikonalgleichung damals bereits durchgeführt worden war. Etwas über fünfzig Jahre vorher – noch als Student – entwarf im Jahre 1824 der irische Mathematiker und Astronom Sir William Rowan Hamilton eine gleichwertige Formulierung (Hamiltons T-Funktion) in seiner Arbeit "On Caustics" (Hamilton, 1830, 1831, 1837). Hamiltons Schriften waren allerdings nicht allgemein zugänglich und seine Herleitung und Argumentation war deutlich abstrakter.

Die Leistung Hamiltons wurde daher erst einige Zeit nach der Veröffentlichung von Heinrich Bruns bekannt. Zu diesem Zeitpunkt aber hatte die prägnante Bezeichnung Eikonale die Fachliteratur der physikalischen Welt bereits maßgeblich durchdrungen und ist, zum Teil bis heute, mit der Person Heinrich Bruns fest verknüpft. Entsprechend wird bis zum heutigen Tag im Zusammenhang

mit der Funktion zumeist auf den Begriff des Eikonals zurückgegriffen. Zur eindeutigen Referenzierung auf die Funktion wird der Bezeichnung Eikonal, im Rückgriff auf den Autor, dessen Name gelegentlich voran- oder nachgestellt und somit in der Literatur oftmals synonym der Begriff des Bruns-Eikonals oder des Brunsschen Eikonals verwendet.

2.3. Das Eikonal als Hochfrequenznäherung der Wellengleichung

Nachfolgend soll die Eikonalgleichung als Hochfrequenzapproximation der akustischen Wellengleichung hergeleitet werden. Wir gehen aus von der akustischen Wellengleichung mit konstanter Dichte, dem Druck p , dem Ortsvektor \vec{x} , der ortsabhängigen Ausbreitungsgeschwindigkeit $c = c(\vec{x})$

$$\nabla^2 p = \frac{1}{c^2} \left(\frac{\partial}{\partial t} \right)^2 p. \quad (2.1)$$

Gesucht ist ein zeitlich harmonischer Hochfrequenzansatz, für den eine frequenzunabhängige Amplitude $P(\vec{x})$ und die Laufzeitfunktion $\varphi(\vec{x})$ angenommen werden kann. Sie hat die Form

$$p(\vec{x}, t) = P(\vec{x}) e^{i\omega(t - \varphi(\vec{x}))}. \quad (2.2)$$

Wegen der vektoriellen Identität $\nabla \cdot a\vec{b} = \vec{b} \cdot \nabla a + a \cdot (\nabla \cdot \vec{b})$ ist auch

$$\begin{aligned} \nabla^2 p &= \nabla \cdot \nabla p \\ &= (i\omega(\nabla P + i\omega P \nabla \varphi) \cdot \nabla \varphi + (\nabla^2 P + i\omega \nabla \varphi \cdot \nabla P + i\omega P \nabla^2 \varphi)) e^{i\omega(t - \varphi(\vec{x}))}. \end{aligned} \quad (2.3)$$

Die Gleichung 2.2 kann demnach auch geschrieben werden als

$$-\omega^2 P \left((\nabla \varphi)^2 - \frac{1}{c^2} \right) + \omega (2i \nabla P \cdot \nabla \varphi + iP \nabla^2 \varphi) + \nabla^2 P = 0. \quad (2.4)$$

Eine Division durch $-\omega^2 P$ führt dann zu

$$\left((\nabla \varphi)^2 - \frac{1}{c^2} \right) - \frac{1}{\omega P} (2i \nabla P \cdot \nabla \varphi + iP \nabla^2 \varphi) - \frac{1}{\omega^2 P} (\nabla^2 P) = 0. \quad (2.5)$$

Gleichung 2.5 besteht aus drei Termen mit Faktoren, die abhängig von ω sind. Für sehr hohe Frequenzen ω ist der Faktor ω^{-1} des zweiten Terms dann klein und der Faktor ω^{-2} des dritten Terms noch kleiner. Da gleichzeitig weder die Laufzeit φ noch die Amplitude P frequenzabhängig sind, sind die Produkte des zweiten und dritten Terms für sehr hohe Frequenzen sehr klein gegenüber dem ersten Term und die Gleichung vereinfacht sich auf

$$(\nabla\varphi)^2 - \frac{1}{c^2} = 0, \quad (2.6)$$

beziehungsweise

$$(\nabla\varphi)^2 = \frac{1}{c^2}. \quad (2.7)$$

Eine Lösung der Eikonalgleichung φ ordnet jedem Punkt im Ortsraum die Laufzeit der Welle zu, die der Phasenverschiebung der Schwingung in Bezug zu einem Referenzpunkt entspricht. Linien gleicher Laufzeit lassen sich entsprechend als Wellenfronten interpretieren.

2.4. Anwendbarkeit der Eikonalgleichung in der Seismik

Wie in Kapitel 2.3 gezeigt wurde, basiert die Hochfrequenzapproximation auf der Annahme, dass es in Gleichung 2.5 zulässig ist, den zweiten und dritten Term zu unterdrücken. Damit dieses zu guten Ergebnissen führt, müssen diese sehr klein gegenüber dem ersten Term sein. Weiterhin muss die Annahme der Entkopplung von P- und S-Wellen zulässig sein, die wir bei der Herleitung vorausgesetzt haben.

Die Frage der Anwendbarkeit der Eikonalgleichung wurde bereits sehr umfangreich diskutiert (Officer, 1974; Červený, 2001; Beydoun and Ben-Menahem, 1985; Ben-Menahem and Beydoun, 1985). Folgende Aufstellung ist eine Zusammenfassung der dort erörterten Bedingungen. Wir beschreiben ein seismisches Signal über die Wellenlänge λ und die Kreisfrequenz ω . Weiterhin sind v_p die P-Wellen-Geschwindigkeit, v_s die S-Wellen-Geschwindigkeit und ρ die Dichte:

- Für die Entkopplung von P- und S-Wellen gelten die folgende Voraussetzungen:

$$\lambda \ll \lambda_{min} \quad (2.8)$$

$$\lambda_{min} = \left(\left| \frac{v_p}{\nabla v_p} \right|, \left| \frac{v_s}{\nabla v_s} \right|, \left| \frac{\rho}{\nabla \rho} \right| \right) \quad (2.9)$$

- Hinsichtlich der Schichtdicken h gilt

$$\lambda \ll \Delta h. \quad (2.10)$$

- Bezüglich der Krümmungsradien r von Wellenfronten, Strahlen und Grenzflächen gilt

$$\lambda \ll r. \quad (2.11)$$

Die Eikonalgleichung ist also dann ein geeigneter approximativer Ansatz zur Lösung der Wellengleichung, falls die Wellenlänge des Signals sehr klein im Vergleich zu den Abmessungen der Begrenzung ist. Nur in diesem Fall sind Amplitude und Laufzeitfunktion annähernd frequenzunabhängig und die Energie, die innerhalb des Strahlenbündels enthalten ist, ändert sich nur durch Reflexion oder Transmission. Entsprechend muss auch die Skalenlänge der Inhomogenität kleiner als die Skalenlänge sein, mit der sich die elastischen Parameter (Dichte und Geschwindigkeit) ändern. Darüber hinaus muss die Wellenlänge kleiner sein als der Krümmungsradius der Grenzfläche. Die Grenzfläche muss also lokal als eben angesehen werden können.

Diese vorgenannten Parameter sind in der Krustenseismik ganz überwiegend gegeben. Entsprechend führt auch die Anwendung des Hochfrequenzansatzes in der Krustenseismik in aller Regel nicht zu Komplikationen.

2.5. Das Konzept von Strahlen

Für den in dieser Arbeit implementierten *Raytracer* wird zunächst das Konzept von Strahlen eingeführt. Dann wird ein zur numerischen Berechnung geeignetes Differentialgleichungssystem für die Strahlwegberechnung in einem gegebenen Geschwindigkeitsmodell im Ortsbereich hergeleitet. Die konkrete Implementation des *Raytracers* ist in Kapitel 3.3 näher beschrieben. Die Beschreibung orientiert sich an Frankel (2004).

Es lassen sich Trajektorien zu den Wellenfronten bestimmen, die senkrecht zu den Wellenfronten verlaufen (vergl. Abb. 2.1). Solange sich diese Trajektorien nicht schneiden, wird dann jedem beliebig gewählten Punkt im Ortsraum genau eine solche Trajektorie zugeordnet. Aus der Vorstellung, dass ein Signal entlang dieser entsprechenden Trajektorie zu dem konkret gewählten Punkt gelangt ist, erwächst der Sprachgebrauch, die Trajektorie beschreibe den Laufweg des Signals von der Quelle zum Empfänger. Diese Trajektorien oder Laufwege werden in Analogie zur Optik zu meist als Strahlen bezeichnet.

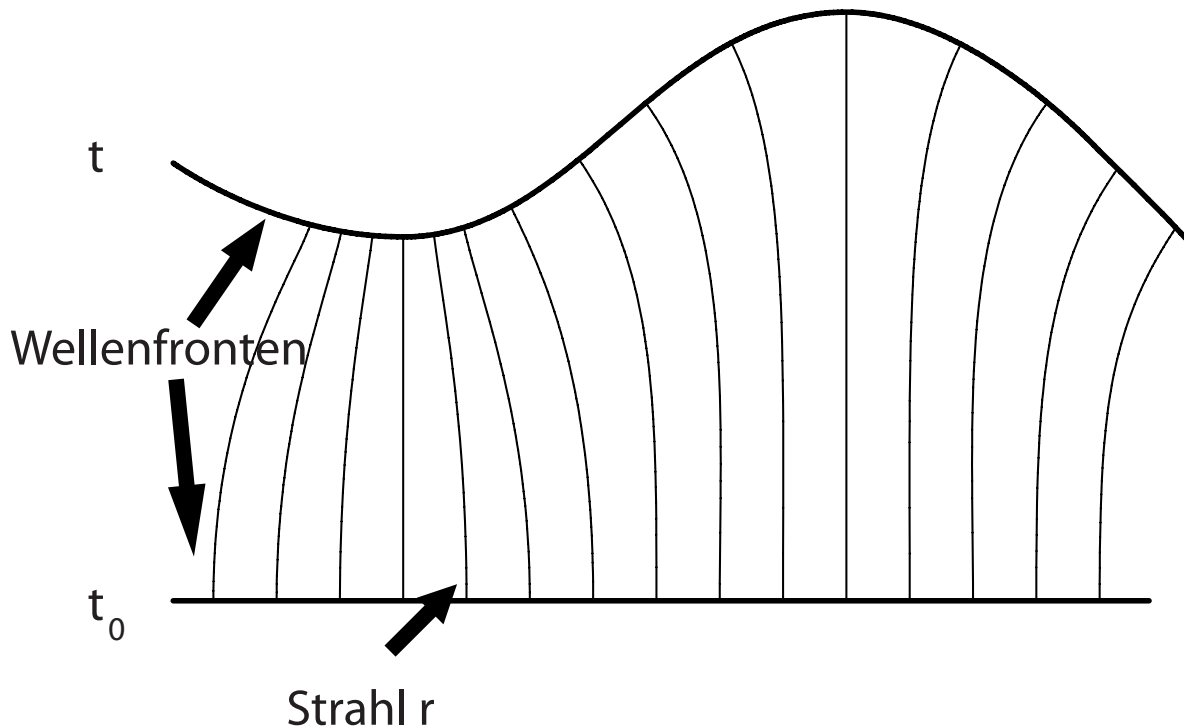


Abbildung 2.1.: Skizze eines Strahlenverlaufs in einem zweidimensionalen Medium mit ortsabhängig unterschiedlicher Ausbreitungsgeschwindigkeit. Dargestellt sind einige Strahlen und zwei Wellenfronten (zu den Zeitpunkten t_0 und t). Die Strahlen verlaufen orthogonal zu den Wellenfronten. Die Schnittpunkte von Wellenfront und Strahl geben somit auch die Position des Strahls zum jeweiligen Zeitpunkt an.

Wir definieren nunmehr, was ein Strahl beziehungsweise eine Strahlenschar ist. Sei φ eine Lösung der Eikonalgleichung auf einer offenen Teilmenge von \mathbb{R}^n bezüglich des Geschwindigkeitsfeldes c , die jedem Ortsvektor eine Laufzeit zuweist. Eine Funktion $\vec{r}: I \rightarrow \mathbb{R}^n$ (wobei I ein Zeitintervall, z.B. der Form $[0, T]$ ist) wird dann ein Strahl bezüglich φ genannt, wenn \vec{r} die Differentialgleichung

$$\frac{\partial}{\partial t} \vec{r}(t) = c^2(\vec{r}(t))(\nabla\varphi)_{\vec{r}(t)} \quad (2.12)$$

erfüllt. Dabei bezeichnet $t \in I$ die Zeit, φ eine Lösung der Eikonalgleichung und $\vec{r}(t)$ entspricht dem Ortsvektor der entlang des Strahlweges verläuft.

Eine Funktion $\vec{r}: I \times J \rightarrow \mathbb{R}^n$ (I, J Intervalle) heißt Strahlenschar bezüglich φ , wenn für alle $p \in J$ die Funktion $\vec{r}(\cdot, p)$ ein Strahl ist und für ein $t_0 \in I$ die Funktion $\varphi(\vec{r}(t_0, \cdot))$ konstant ist. Dabei ist p der Index des Strahls. Diese Formulierung gilt für ganz verschiedene Parameter p wie initiale Wellenvektoren oder Abstrahlwinkel. Im konkreten Anwendungsfall wird p die x -Komponente der Startposition sein und die Strahlenschar startet durch die Ebene bzw. Gerade die durch die

konstante z -Komponente ($z = 0$) zur Zeit $t_0 = 0$ gegeben ist. Hier ist J dann ein Intervall der x -Komponenten.

Bemerkung I: Wenn $\vec{r}(t)$ ein Strahl ist und $t, t_0 \in I$, dann gilt

$$\varphi(\vec{r}(t)) = \varphi(\vec{r}(t_0)) + (t - t_0). \quad (2.13)$$

Dieses folgt, da die Gleichung für $t = t_0$ gilt und die Differenziation nach t beider Seiten 1 ergibt.

Bemerkung II: Ist $\vec{r}(t, p)$ eine Strahlenschar, so gilt aufgrund Bemerkung I für jedes $t_0 \in I$, dass $\varphi(\vec{r}(t_0, \cdot))$ konstant ist.

Bemerkung III: Wenn $\vec{r}(t, p)$ eine Strahlenschar ist und $t \in I$ sowie p in J , dann gilt

$$\frac{\partial}{\partial p} \vec{r}(t, p) \perp \frac{\partial}{\partial t} \vec{r}(t, p). \quad (2.14)$$

Dieses gilt, weil

$$0 = \frac{\partial}{\partial p} \varphi(\vec{r}(t, p)) = \nabla \varphi \cdot \frac{\partial}{\partial p} \vec{r}(t, p) = \frac{1}{c^2} \frac{\partial}{\partial t} \vec{r}(t, p) \cdot \frac{\partial}{\partial p} \vec{r}(t, p). \quad (2.15)$$

Wir leiten im Folgenden eine gewöhnliche Differentialgleichung zweiter Ordnung für Strahlen her. Sei $r: I \rightarrow \mathbb{R}^n$ ein Strahl für das Eikonal φ . Es ist dann

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{1}{c(\vec{r}(t))^2} \frac{\partial}{\partial t} \vec{r}(t) \right) = \frac{\partial}{\partial t} ((\nabla \varphi)_{\vec{r}(t)}) \quad (2.16)$$

$$= \frac{\partial}{\partial t} \left(\left(\frac{\partial}{\partial x_1} \varphi \right)_{\vec{r}(t)}, \dots, \left(\frac{\partial}{\partial x_n} \varphi \right)_{\vec{r}(t)} \right) \quad (2.17)$$

und nach der Kettenregel

$$= \left(\left(\nabla \frac{\partial}{\partial x_1} \varphi \right)_{\vec{r}(t)} \cdot \frac{\partial}{\partial t} \vec{r}(t), \dots, \left(\nabla \frac{\partial}{\partial x_n} \varphi \right)_{\vec{r}(t)} \cdot \frac{\partial}{\partial t} \vec{r}(t) \right) \quad (2.18)$$

$$= \left(\left(\nabla \frac{\partial}{\partial x_1} \varphi \right)_{\vec{r}(t)} \cdot c(\vec{r}(t))^2 (\nabla \varphi)_{\vec{r}(t)}, \dots, \left(\nabla \frac{\partial}{\partial x_n} \varphi \right)_{\vec{r}(t)} \cdot c(\vec{r}(t))^2 (\nabla \varphi)_{\vec{r}(t)} \right) \quad (2.19)$$

$$= c(\vec{r}(t))^2 \left(\left(\nabla \frac{\partial}{\partial x_1} \varphi \right)_{\vec{r}(t)} \cdot (\nabla \varphi)_{\vec{r}(t)}, \dots, \left(\nabla \frac{\partial}{\partial x_n} \varphi \right)_{\vec{r}(t)} \cdot (\nabla \varphi)_{\vec{r}(t)} \right) \quad (2.20)$$

$$= c(\vec{r}(t))^2 \left(\left(\frac{\partial}{\partial x_1} \nabla \varphi \right)_{\vec{r}(t)} \cdot (\nabla \varphi)_{\vec{r}(t)}, \dots, \left(\frac{\partial}{\partial x_n} \nabla \varphi \right)_{\vec{r}(t)} \cdot (\nabla \varphi)_{\vec{r}(t)} \right) \quad (2.21)$$

$$= \frac{1}{2} c(\vec{r}(t))^2 (\nabla(\nabla\varphi \cdot \nabla\varphi))_{\vec{r}(t)} \quad (2.22)$$

$$= \frac{1}{2} c(\vec{r}(t))^2 \left(\nabla \left(\frac{1}{c^2} \right) \right)_{\vec{r}(t)} \quad (2.23)$$

$$= - \frac{1}{c(\vec{r}(t))} (\nabla c)_{\vec{r}(t)}. \quad (2.24)$$

Weiterhin gilt nach der Produktregel

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{1}{c(\vec{r}(t))^2} \frac{\partial}{\partial t} \vec{r}(t) \right) &= -2c(\vec{r}(t))^{-3} (\nabla c)_{\vec{r}(t)} \cdot \left(\frac{\partial}{\partial t} \vec{r}(t) \right) \left(\frac{\partial}{\partial t} \vec{r}(t) \right) \\ &\quad + \frac{1}{c(\vec{r}(t))^2} \left(\frac{\partial}{\partial t} \right)^2 \vec{r}(t). \end{aligned} \quad (2.25)$$

Aus Gleichung 2.24 und Gleichung 2.25 folgt dann die gesuchte gewöhnliche Differentialgleichung zweiter Ordnung für Strahlen

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} \right)^2 \vec{r}(t) = -c(\vec{r}(t)) (\nabla c)_{\vec{r}(t)} + \left(\frac{2}{c(\vec{r}(t))} (\nabla c)_{\vec{r}(t)} \cdot \frac{\partial}{\partial t} \vec{r}(t) \right) \frac{\partial}{\partial t} \vec{r}(t). \quad (2.26)$$

Im zweidimensionalen Fall kann die Strahlausbreitung auch über die ortsabhängige Geschwindigkeit und einen Winkel θ beschrieben werden. Die Vorteile durch die Einführung des Winkels liegen darin, für die spätere numerische Lösung des Differentialgleichungssystems weniger Variablen und Ableitungen auswerten zu müssen. Die genauen Vorzüge sind ausführlicher in Kap. 2.6 dargestellt. Sei nun $\theta(t)$ eine Funktion der Ausbreitungsrichtung zu einer gegebenen Zeit, so dass gilt:

$$\frac{d}{dt} \vec{r}(t) = c(\vec{r}(t)) \begin{pmatrix} \cos(\theta(t)) \\ \sin(\theta(t)) \end{pmatrix}. \quad (2.27)$$

In dieser Konstellation gilt

$$\left(\frac{d}{dt} \right)^2 \vec{r}(t) = \left((\nabla c)_{\vec{r}(t)} \cdot \frac{d}{dt} \vec{r}(t) \right) \begin{pmatrix} \cos(\theta(t)) \\ \sin(\theta(t)) \end{pmatrix} + c(\vec{r}(t)) \left(\frac{d}{dt} \theta(t) \right) \begin{pmatrix} -\sin(\theta(t)) \\ \cos(\theta(t)) \end{pmatrix}. \quad (2.28)$$

Aus der Gleichung 2.26 und der Gleichung 2.28 folgt durch Skalarmultiplikation mit dem gewählten Vektor $(-\sin(\theta(t)), \cos(\theta(t)))$ dann unmittelbar die sehr viel übersichtlichere Darstellung

$$c(\vec{r}(t)) \left(\frac{d}{dt} \theta(t) \right) = -c(\vec{r}(t)) (\nabla c)_{\vec{r}(t)} \cdot \begin{pmatrix} -\sin(\theta(t)) \\ \cos(\theta(t)) \end{pmatrix}. \quad (2.29)$$

Die Division durch $c(\vec{r}(t))$ und das Hineinziehen des negativen Vorzeichens in den Vektor führt schließlich zu

$$\frac{d}{dt} \theta(t) = (\nabla c)_{\vec{r}(t)} \cdot \begin{pmatrix} \sin(\theta(t)) \\ -\cos(\theta(t)) \end{pmatrix}. \quad (2.30)$$

Der in dieser Arbeit genutzte *Raytracer* basiert auf Gleichung 2.26. In Kombination mit einem Geschwindigkeitsmodell im Ortsraum kann das System als Anfangswertproblem erster Ordnung mit einem numerischen Differentialgleichungslöser bestimmt werden (vergl. Implementation *Raytracer*).

2.6. Bestimmung von Strahlenscharen im Ortsraum aus einem Startparameter-Zeit-Raum

Bei seismischen Messungen liegt das Geschwindigkeitsmodell in der Regel nicht im Ortsraum vor, sondern als Modell im Zeit-Raum. Es muss entsprechend ein Verfahren entwickelt werden, um die Deduktion von Strahlenausbreitungen im Ortsraum aus Zeit-Raum-Daten zu ermöglichen.

Unser Ziel ist, eine gewöhnliche Differentialgleichung herzuleiten, die mit einem Geschwindigkeitsmodell im Zeit-Raum parametrisiert wird und eine Strahlenschar dann unmittelbar in den Ortsraum abbildet. In Kapitel 3.4 werden wir zeigen, wie auf dieser Basis ein Algorithmus implementiert werden kann und wie damit Seismogramme und Geschwindigkeitsmodelle aus dem Zeit-Raum in den Ortsraum übertragen werden können.

Zunächst betrachten wir eine Schar von Strahlen $\vec{r}(t, p)$ mit $\frac{d}{dp} \vec{r}(t, p) \neq 0$, und $\theta(t, p)$ sei derart gewählt, dass

$$\frac{d}{dt} \vec{r}(t, p) = c(\vec{r}(t, p)) \begin{pmatrix} \cos(\theta(t, p)) \\ \sin(\theta(t, p)) \end{pmatrix}. \quad (2.31)$$

Analog zu Gleichung 2.30 ist dann

$$\frac{d}{dt}\theta(t, p) = (\nabla c)_{\vec{r}(t, p)} \cdot \begin{pmatrix} \sin(\theta(t, p)) \\ -\cos(\theta(t, p)) \end{pmatrix}. \quad (2.32)$$

Dabei ist p wieder der Index des Strahls. Diese Formulierung gilt aber für ganz verschiedene Parameter p wie initiale Wellenvektoren oder Abstrahlwinkel. Im konkreten Anwendungsfall wird p die x -Komponente der Startposition sein. Die z Komponente der Startposition ist bei $t = 0$ ebenfalls 0.

Weiterhin setze ich $\tilde{c}(t, p) = c(\vec{r}(t, p))$. Man kann $\vec{r}(t, p)$ als Koordinatentransformation vom Parameter-Zeit-Raum in den Ortsraum auffassen. Dann ist \tilde{c} das bezüglich dieser Koordinatentransformation zurückgezogene Geschwindigkeitsfeld. Es gilt dann

$$\frac{d}{dp}\tilde{c}(t, p) = \frac{d}{dp}c(\vec{r}(t, p)) = (\nabla c)_{\vec{r}(t, p)} \cdot \frac{d}{dp}\vec{r}(t, p). \quad (2.33)$$

Aufgrund von $\left(\frac{d}{dp}\vec{r}(t, p)\right) \perp \left(\frac{d}{dt}\vec{r}(t, p)\right)$ gilt

$$\frac{d}{dp}\vec{r}(t, p) = \left(\left(\frac{d}{dp}\vec{r}(t, p) \right) \cdot \begin{pmatrix} \sin(\theta(t, p)) \\ -\cos(\theta(t, p)) \end{pmatrix} \right) \begin{pmatrix} \sin(\theta(t, p)) \\ -\cos(\theta(t, p)) \end{pmatrix}. \quad (2.34)$$

Umformen der Gleichung und Einsetzen von Gleichung 2.33 führt zu

$$(\nabla c)_{\vec{r}(t, p)} \cdot \begin{pmatrix} \sin(\theta(t, p)) \\ -\cos(\theta(t, p)) \end{pmatrix} = \frac{\left(\frac{d}{dp}\tilde{c}(t, p)\right)}{\left(\frac{d}{dp}\vec{r}(t, p)\right) \cdot \begin{pmatrix} \sin(\theta(t, p)) \\ -\cos(\theta(t, p)) \end{pmatrix}}. \quad (2.35)$$

Mit Blick auf Gleichung 2.32 ergibt sich folglich

$$\frac{d}{dt}\theta(t, p) = \frac{\left(\frac{d}{dp}\tilde{c}(t, p)\right)}{\left(\frac{d}{dp}\vec{r}(t, p)\right) \cdot \begin{pmatrix} \sin(\theta(t, p)) \\ -\cos(\theta(t, p)) \end{pmatrix}}. \quad (2.36)$$

Damit erreiche ich folgendes System gewöhnlicher Differentialgleichungen erster Ordnung in t für $\vec{r}(t, p)$, $\theta(t, p)$:

$$\frac{d}{dt} \vec{r}(t, p) = \tilde{c}(t, p) \begin{pmatrix} \cos(\theta(t, p)) \\ \sin(\theta(t, p)) \end{pmatrix}, \quad (2.37)$$

$$\frac{d}{dt} \theta(t, p) = \frac{\left(\frac{d}{dp} \tilde{c}(t, p) \right)}{\left(\frac{d}{dp} \vec{r}(t, p) \right) \cdot \begin{pmatrix} \sin(\theta(t, p)) \\ -\cos(\theta(t, p)) \end{pmatrix}}. \quad (2.38)$$

Wenn man die Differentialgleichung 2.26 kanonisch in ein System erster Ordnung überführt, indem man zusätzliche Geschwindigkeitsvektoren einführt, erhält man im zweidimensionalen Fall vier Gleichungen. Durch das Einführen von θ wurde im obigen System im Vergleich dazu eine Gleichung eliminiert. Weiterhin muss man im obigen System den Gradienten des Geschwindigkeitsfeldes im Parameter-Zeit-Raum nur in der Richtung $\frac{d}{dp}$ auswerten.

Insgesamt ist das System so für die numerische Approximation optimiert, da

- weniger Gleichungen ausgewertet werden müssen und auf eine weitere Interpolation für die Bestimmung der Abteilungen in dem Geschwindigkeitsfeld in t verzichtet werden kann,
- die Approximation exakter ist, da über die Formulierung mit einem Winkel θ gesichert ist, dass der Geschwindigkeitsvektor immer den Betrag der ortsanhängigen, skalaren Geschwindigkeit hat (bei getrennter Berechnung der Geschwindigkeitskomponenten wäre das nicht grundsätzlich gesichert und es wären ggf. weitere Normierungen nötig),
- dadurch weniger Speicher benötigt wird und
- folglich die Auswertung insgesamt wesentlich schneller ablaufen kann.

Für die Anwendung des Systems mit einem numerischen Verfahren diskretisiere ich jetzt in der Variablen p auf das Raster p_1, \dots, p_m und setze $\vec{r}_i(t) = \vec{r}(t, p_i)$ und $\theta_i(t) = \theta(t, p_i)$.

Mit den Näherungen für $\left(\frac{d}{dp} \vec{r}(t, p_i) \right)$ über die Sekantensteigung (Differenzenquotienten)

$$\vec{r}_i^{\delta p}(t) = \begin{cases} \frac{\vec{r}_{i+1}(t) - \vec{r}_{i-1}(t)}{p_{i+1} - p_{i-1}} & \text{für } i = 2, \dots, m-1 \\ \frac{\vec{r}_2(t) - \vec{r}_1(t)}{p_2 - p_1} & \text{für } i = 1 \\ \frac{\vec{r}_m(t) - \vec{r}_{m-1}(t)}{p_m - p_{m-1}} & \text{für } i = m \end{cases} \quad (2.39)$$

erhält man dann das System von gewöhnlichen Differentialgleichungen erster Ordnung für $\vec{r}_i(t)$, $\theta_i(t)$:

$$\frac{d}{dt}\vec{r}_i(t) = \tilde{c}(t, p_i) \begin{pmatrix} \cos(\theta_i(t)) \\ \sin(\theta_i(t)) \end{pmatrix}, \quad (2.40)$$

$$\frac{d}{dt}\theta_i(t) = \frac{\left(\frac{d}{dp}\tilde{c}(t, p_i)\right)}{\left(\vec{r}_i^{\delta p}(t)\right) \cdot \begin{pmatrix} \sin(\theta_i(t)) \\ -\cos(\theta_i(t)) \end{pmatrix}}. \quad (2.41)$$

Mit dem oben dargestellten System gewöhnlicher Differentialgleichungen kann eine Bestimmung der Strahlenverläufe/Wellenverläufe im Ortsraum über ein im Zeit-Raum parametrisiertes Geschwindigkeitsfeld erfolgen. Die Implementation des gesamten Verfahrens ist im folgenden Kapitel in Abschnitt 3.4 dargestellt. Sich aus der Formulierung implizierende Anforderungen an das Geschwindigkeitsmodell werden in Kap. 3.2 genannt.

Wir wollen in Abschnitt 3.3 einen *Raytracer* für das Vorwärtsproblem implementieren, der in einem gegebenen Geschwindigkeitsfeld im Ortsraum den zugehörigen Strahlenverlauf bestimmt. Dann werde ich mich dem Problem zuwenden, aus Zeitmodellen des Geschwindigkeitsverlaufs ein ortsanhängiges Geschwindigkeitsmodell zu deduzieren (Kap. 3.4). Der in diesem Zusammenhang implementierte Algorithmus führt eine Wellenfront-Rekonstruktion im Ortsbereich durch und erzeugt dabei in einem Durchlauf aus einem Geschwindigkeitsmodell im Zeit-Raum ein zugehöriges Ortsmodell und erlaubt auch die Überführung von zeitmigrierten Seismogrammsektionen (Zeitsektion) in tiefenmigrierte Seismogrammsektionen (Tiefensektion).

Da beide Verfahren konzeptionell ähnlich angegangen werden, werden die Aspekte der Implementation vorab diskutiert, die für die beiden Verfahren einschlägig sind. Hierzu zählt die numerische Lösung gewöhnlicher Differentialgleichungen, auf die ich im folgenden Abschnitt (Kap. 3.1) eingehen werde, wie auch Hinweise zu den Randbedingungen für die Geschwindigkeitsmodelle, die dann in Kap. 3.2 besprochen werden.

Die Referenzimplementation des *Raytracers* (genannt *ray*) und des Wellenfeldinverters (genannt *xt2xz*) wurde in *MATLAB* erstellt und alle nachfolgenden Beispiele wurden mit *MATLAB* gerechnet. *MATLAB* wurde gewählt, da die Sprache eine einfache Darstellung der wesentlichen Quellcodebestandteile ermöglicht und mächtige Konstrukte für die grafische Visualisierung enthält.

Es existiert ebenfalls eine funktionell identische Portierung in der Sprache *C*, d. h. der Leistungsumfang und die numerischen Verfahren sind trotz der unterschiedlichen Programmiersprachen, abgesehen von der Möglichkeit zur grafischen Darstellung der Berechnungen, weitgehend identisch. Sowohl die Implementation in *MATLAB* wie auch die Programmversion in *C* ist auf dem beigefügten Datenträger enthalten.

3.1. Numerische Lösung der Anfangswertprobleme

Die im vorherigen Kapitel hergeleiteten Systeme von gewöhnlichen Differentialgleichungen beschreiben zusammen mit sinnvoll gewählten Anfangsbedingungen ein Anfangswertproblem. Zur Lösung dieses Problems wird ein numerisches Verfahren gewählt, mit dem eine Näherungslösung bestimmt werden kann. Für die Lösung des Systems werden in bestimmten Schrittweiten Inkrementfunktionen (Auswertefunktion) aufgerufen, die die zugrundeliegende Differentialgleichung an Stützstellen auswerten. Dabei kann der maximale Diskretisierungsfehler eingestellt werden. Diese Einstellung hat einen Einfluss auf die Schrittweite.

Das verwendete numerische Lösungsverfahren basiert auf einem Runge-Kutta-Fehlberg-Einschrittverfahren vierter beziehungsweise fünfter Ordnung (Fehlberg, 1969, 1970). Für Runge-Kutta n -ter beziehungsweise $(n + 1)$ -ter Ordnung gilt für die Lösung y

$$y(x_0 + h) = y_{\text{exact}} + kh^{n+1} \quad (3.1)$$

$$\tilde{y}(x_0 + h) = y_{\text{exact}} + \tilde{k}h^{n+2} \quad (3.2)$$

mit unbekanntem Fehlerkoeffizienten k und \tilde{k} , da

$$y(x_0 + h) - \tilde{y}(x_0 + h) = kh^{n+1} - \tilde{k}h^{n+2} \approx kh^{n+1} \quad (3.3)$$

$$\mapsto k \approx \frac{y - \tilde{y}}{h^{n+1}}. \quad (3.4)$$

Sei ϵ der maximal erlaubte Fehler. Dann ist

$$\epsilon = |y(x_0 + h_{\text{neu}}) - \tilde{y}(x_0 + h_{\text{neu}})| = kh_{\text{neu}}^{n+1} \quad (3.5)$$

$$= \frac{h_{\text{neu}}^{n+1}}{h^{n+1}} |y(x_0 + h) - \tilde{y}(x_0 + h)| \quad (3.6)$$

und folglich auch

$$h_{\text{neu}}^{n+1} = \frac{\epsilon h^{n+1}}{|y(x_0 + h) - \tilde{y}(x_0 + h)|}. \quad (3.7)$$

Aus Gleichung 3.7 ist ersichtlich, dass durch die Kombination unterschiedlicher Ordnungen eine fehlerangepasste, dynamische Schrittweitensteuerung möglich wird, die sich am Verlauf der Lösung orientiert. Das Verfahren kombiniert die Ordnungs- und Schrittweitensteuerung, um einen minimalen Rechenaufwand in Abhängigkeit vom Lösungsverhalten zu gewährleisten. Dafür wird

nach jedem Integrationsschritt der lokale Diskretisierungsfehler mit einem konfigurierbaren, maximal zulässigen Fehler verglichen und die Schrittweite den Erfordernissen angepasst.

3.2. Anforderungen an die zugrunde liegenden Geschwindigkeitsmodelle

Zur numerischen Auswertung der Differentialgleichungen wird ein zugrunde liegendes Geschwindigkeitsmodell benötigt, welches möglichst über den kompletten Bereich, in dem Strahlen beziehungsweise die Wellenfronten verlaufen können, stetig und zumindest einfach differenzierbar ist. Vom Prinzip her würde eine stückweise Stetigkeit für den Raytracer ausreichen, wenn an Grenzflächen mit Geschwindigkeitssprung statt einer numerischen Auswertung mit einem Differentialgleichungslöser das Snellius-Gesetz angewendet würde. Dieses wurde aber nicht implementiert.

Die Anforderungen an die zugrunde liegenden Geschwindigkeitsmodelle gelten unabhängig davon, ob die Quelldaten, je nach Anwendung, im Zeit-Raum oder Ortsraum parametrisiert sind. Bei Realdaten, die auf Messungen beruhen, wird dieser Anspruch in der Regel nicht unmittelbar zu erfüllen sein, da Geschwindigkeiten selbstverständlich nur an einer endlichen Anzahl diskreter Stützstellen gemessen oder anders definiert werden. Weiterhin ist festzulegen, wie beispielsweise in Randbereichen Ableitungen bestimmt werden sollen. Gegebenenfalls sind auch Extrapolationen in die Randbereiche durchzuführen.

Das Programmpaket bietet verschiedene Möglichkeiten, um Geschwindigkeitsmodelle zu integrieren. Es kann eine eigene Funktion eingebunden werden, deren Auswertung die zu den Parametern zugehörige Geschwindigkeit und Ableitung ergibt. Es ist dann bei der Implementation dieser Funktionen zu beachten, dass die Voraussetzungen erfüllt werden.

Diese Funktionen erlauben den direkten Import von Messdaten in einem einfachen ASCII-Format und in dem Geschwindigkeits-Datenformat der seismischen Processing-Software *ProMAX*. Alternativ kann die Parametrisierung der Geschwindigkeiten auch über Bilddateien erfolgen.

Bei den im Programmpaket enthaltenen Verfahren werden die Geschwindigkeiten über den gesamten Auswertebereich mit Splines interpoliert. Die Ableitungen des Geschwindigkeitsfeldes werden dann nach analytischen Regeln aus den für die Splines berechneten Koeffizienten bestimmt und liefern somit einen neuen Spline, der die Ableitung des Feldes approximiert. Dieser neu berechnete Spline wird schließlich an allen diskreten Punkten ausgewertet, an denen eine Ableitung bestimmt werden muss. In den Randbereichen außerhalb der durch die Messwerte ab-

gedeckten Bereiche, werden die Ableitungen so manipuliert, dass keine weiteren Winkelveränderungen erfolgen. Die Geschwindigkeiten werden hier dann konstant gehalten.

Für synthetische Modelle ist ein ganzes Tool-Kit enthalten, welches letztlich automatisch solche Funktionen erstellt und gewährleistet, dass die resultierenden Geschwindigkeitsfelder den Anforderungen genügen. Das Tool-Kit wird ausführlicher in Kapitel 4 und im Anhang ?? besprochen.

3.3. Raytracer

Der Raytracer basiert auf der gewöhnlichen Differentialgleichung zweiter Ordnung für Strahlen (Gleichung 2.26), die in Kapitel 2.5 hergeleitet wurde. Durch die Einführung von einem Geschwindigkeitsvektor (v_x, v_y) , kann ich das System in ein Anfangswertproblem erster Ordnung überführen. Weiterhin zerlegen ich in Komponenten:

$$\frac{d}{dt} r_x = v_x \quad (3.8)$$

$$\frac{d}{dt} r_y = v_y \quad (3.9)$$

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} v_x = & \frac{1}{c(\vec{r}(t))} \left(\frac{d}{dx} c(\vec{r}(t)) \right) (v_x(t)^2 - v_y(t)^2) \\ & + 2 \frac{1}{c(\vec{r}(t))} \left(\frac{d}{dy} c(\vec{r}(t)) \right) (v_y(t)v_x(t)) \end{aligned} \quad (3.10)$$

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} v_y = & \frac{1}{c(\vec{r}(t))} \left(\frac{d}{dy} c(\vec{r}(t)) \right) (v_x(t)^2 - v_y(t)^2) \\ & + 2 \frac{1}{c(\vec{r}(t))} \left(\frac{d}{dx} c(\vec{r}(t)) \right) (v_y(t)v_x(t)). \end{aligned} \quad (3.11)$$

Der relevante Ausschnitt aus dem Quelltext für die Auswertefunktion für die numerische Integration ist in Abb. 3.1 dargestellt. Er wird vom numerischen Lösungsverfahren für jeden Integrations-schritt aufgerufen und ausgewertet. Die für den aktuellen Auswerteschritt relevanten Werte sind implementationsbedingt in einem Vektor y gespeichert. In den Komponenten $y(1)$, $y(2)$ liegen die Positionen x, y und in $y(3)$, $y(4)$ die Komponenten des Geschwindigkeitsvektors (v_x, v_y) vor. Entsprechend werden in den Komponenten des Vektors dy die jeweiligen Ableitungen bestimmt. Analog dazu werden die Ableitungen $\frac{d}{dt} r_x, \frac{d}{dt} r_y$ in $dy(1)$, $dy(2)$ abgelegt. Die Beschleunigungen $\frac{d}{dt} v_x, \frac{d}{dt} v_y$ werden in $y(3)$, $y(4)$ gespeichert.

Die Funktion $speed(x, y)$ liefert die Geschwindigkeit an der Position x, y , $speed_dx(x, y)$ die Ableitung $\frac{dv_{xy}}{dx}$ und $speed_dy(x, y)$ analog $\frac{dv_{xy}}{dy}$. In den Zeilen eins und zwei werden Zwischen-

```

1 cx=1/speed( y(1), y(2) )*speed_dy( y(1), y(2) );
2 cy=1/speed( y(1), y(2) )*speed_dx( y(1), y(2) );
3 dy(1) = y(3);
4 dy(2) = y(4);
5 dy(3) = cx*( y(3)^2- y(4)^2)+2*cy*y(4)*y(3);
6 dy(4) = cy*( - y(3)^2+y(4)^2)+2*cx*y(4)*y(3);

```

Abbildung 3.1.: Ausschnitt aus dem Quelltext der Auswertefunktion des Raytracers für die numerische Integration. In dem dargestellten Bereich des Quelltextes finden die wesentlichen Berechnungen statt. Die Funktion $\text{speed}(x, y)$ liefert die Geschwindigkeit an der Position x, y , $\text{speed_dx}(x, y)$ die Ableitung $\frac{d}{dx}v_{xy}$ und $\text{speed_dy}(x, y)$ analog $\frac{d}{dy}v_{xy}$.

werte berechnet, um die Ausführungszeit zu optimieren. In den Zeilen drei bis sechs werden die Berechnungen für den Integrationsschritt gemäß des obig aufgezeigten Systems von Gleichungen vorgenommen.

Die Software ist so erstellt worden, dass mehrere Strahlen gleichzeitig berechnet werden können. Die Auswertung einzelner Strahlen kann dabei effizient auf einzelne Prozessorkerne oder im Cluster auf mehreren *nodes* verteilt werden, da keine Abhängigkeiten zwischen Strahlen bestehen.

In der Regel, d.h. wenn die Strahlen an einer bestimmten Position x der Oberfläche ($y = 0$) starten und nur nach unten oder oben verlaufen ($v_x = 0$), wird man als Anfangsbedingung für einen einzelnen Strahl r setzen:

$$\begin{aligned}
 r_x &= x, \\
 r_y &= 0, \\
 v_x &= 0, \\
 v_y &= c(x, 0).
 \end{aligned}$$

3.4. Wellenfrontinverter

Wir verwenden für den Inverter das in Kap 2.6 hergeleitete System (Gleichung 2.40 und 2.41) aus gewöhnlichen Differentialgleichungen erster Ordnung, die ich in Komponentendarstellung schrei-

ben kann als:

$$\frac{d}{dt} r_{x_i}(t) = \tilde{c}(t, x_i) \cos(\theta_i(t)) \quad (3.12)$$

$$\frac{d}{dt} r_{y_i}(t) = \tilde{c}(t, x_i) \sin(\theta_i(t))$$

$$\frac{d}{dt} \theta_i(t) = \frac{\left(\frac{d}{dx} \tilde{c}(t, x_i)\right)}{\left(\vec{r}_i^{\delta p}(t)\right) \cdot \begin{pmatrix} \sin(\theta_i(t)) \\ -\cos(\theta_i(t)) \end{pmatrix}}. \quad (3.13)$$

Weiterhin verwende ich als Näherung für $\left(\frac{d}{dp} \vec{r}(t, p_i)\right)$ den Differenzenquotienten $\vec{r}_i^{\delta p}(t) \approx \left(\frac{d}{dp} \vec{r}(t, p_i)\right)$, der mit der auf einer Fallunterscheidung basierenden Gleichung 2.39 bestimmt wird. Diese Gleichung ist ebenfalls in ihre Komponenten zu zerlegen.

In Abb. 3.2 ist die Implementation des relevanten Teils der Inkrementfunktion dargestellt. Bei der Implementation wurde die Winkelkonvention geändert, d. h. ein Winkel von 0° soll eine Bewegung in die Vertikale bedeuten.

Wie bei dem beschriebenen Verfahren zur Verfolgung von Strahlen sind auch in diesem Verfahren die für den Auswerteschritt relevanten Werte in dem Vektor y gespeichert. Der Vektor enthält nun allerdings nicht nur Informationen zu einem einzelnen Strahl, sondern über den gesamten Wellenfrontverlauf, beziehungsweise über die Strahlen, die orthogonal dazu verlaufen. Die diskretisierten einzelnen Strahlen oder Signalpunkte auf der Wellenfront sind mit i bezeichnet, wobei über $0, \dots, n-1$ indiziert ist. Dann sind für einen Strahl in den Komponenten $(y(i*3+1), y(i*3+2))$ die Strahlpositionen (r_{x_i}, r_{y_i}) abgelegt, und in $y(i*3+2)$ ist das gegenwärtige θ_i enthalten.

Die Auswertung erfolgt ebenfalls für die gesamte Wellenfront, wobei die Speicherung der evaluierten Ableitungen analog in einem Vektor dy erfolgt. Hier sind dann $(dy(i*3+1), dy(i*3+2))$ die Komponenten des Geschwindigkeitsvektors $\left(\frac{d}{dt} r_{x_i}(t), \frac{d}{dt} r_{y_i}(t)\right)$, und $y(i*3+2)$ enthält $\frac{d}{dt} \theta_i(t)$.

Die Auswertefunktion basiert auf einer Schleife (Zeile 1 bis 22), in der alle notwendigen Ableitungen für jeden Strahl der Wellenfront für den gegenwärtigen Integrationsschritt bestimmt werden. Damit die Auswertung parallelisierbar ist, wird nicht unmittelbar in die Vektoren dy gespeichert, sondern zunächst in drei Komponentenvektoren $d1, d2, d3$, die jeweils über i indiziert sind. Eine Parallelisierung ist hier grundsätzlich nur innerhalb der Auswertung eines Rechenschritts für die Strahlen innerhalb der Wellenfront möglich, da eine nächste Wellenfront nicht ohne die Daten der vorherigen bestimmt werden kann. In den Zeilen 23 bis 25 erfolgt dann die Überführung der Ergebnisse in den Vektor dy .

Die Variable x enthält die Position des Strahls an der Oberfläche (und ist somit auch die x -Position aus dem Geschwindigkeitsmodell). Sie ist folglich im Zeit-Raum für einen Strahl konstant. Die Variable `speed_base` enthält $\tilde{c}(t, x_i)$ für den konkreten Strahl zu dem Zeitpunkt. Die Auswertung erfolgte aus einem bestimmten Spline `pt` an der Stelle x in Zeile 3. Analog wird in Zeile 4 die Beschleunigung $\frac{d}{dx}$ aus einem anderen Spline bestimmt, dessen Koeffizienten analytisch aus den Koeffizienten des Splines `pt` abgeleitet wurden. Die Fallunterscheidung aus den Zeilen 5 bis 17 liefert in `sur_face_x` und `sur_face_y` den Differenzenquotienten $\vec{r}_i^{\delta p}$. In den Zeilen 18 bis 21 werden dann schließlich die Geschwindigkeiten und Winkeländerungen gemäß der obigen Gleichungen bestimmt.

3.5. Tiefenmigration mit dem Wellenfrontinverter

Zeitmigrierte Seismogrammsektionen sind Zeit-Raum-Daten. Wie bei den Geschwindigkeitsmodellen in Zeit-Raum, sind diskreten Punkten an der Oberfläche Spuren zugeordnet, die zeitlich diskretisierte Daten enthalten. In Geschwindigkeitsmodellen sind diese Daten die Geschwindigkeiten, bei zeitmigrierten Seismogrammsektionen handelt es sich bei den Daten um zeitlich diskretisierte Amplitudeninformationen.

Unter Annahme der Gültigkeit der Hochfrequenzapproximation sind der Signalweg und der Strahlweg identisch. Entsprechend kann der Wellenfeldinverter eingesetzt werden, um die räumliche Position jedes einzelnen Strahls zu einem diskreten Zeitpunkt zu bestimmen, zu dem Daten vorliegen. Auf der Grundlage der auf diesem Weg bestimmten Positionen kann jede Amplitudeninformation aus der Zeitsektion $a(x_0, t)$ in den Ortsraum $a(x, z)$ reparametrisiert werden. Nach einem vollständigen Durchlauf werden die Amplitudeninformationen, die auf diesem Weg an diskrete Positionen verortet wurden, dann wieder geeignet gerastert.

Möchte man nur das Geschwindigkeitsmodell in den Ortsbereich übertragen, so kann analog vorgegangen werden, da es methodisch keinen Unterschied gibt: Hier wird dann statt der Amplitudeninformation die Geschwindigkeit $v_p(x_0, t)$ in den Ortsraum $v_p(x, z)$ reparametrisiert und anschließend werden entweder die diskreten Geschwindigkeitsinformationen (sinnvoll bei vergleichsweise wenigen Werten) ausgegeben oder das Feld wird gerastert.

```

1 parfor (i=0:(length(x_range)-1))
2     x=x_range(i+1);
3     speed_base=ppval(pt,x);
4     cx=ppval(ptdx,x);
5     if (i==0)
6         ray_delta=x_range(i+2)-x_range(i+1);
7         surface_x=(y((i+1)*3+1)-y((i)*3+1))/(ray_delta);
8         surface_y=(y((i+1)*3+2)-y((i)*3+2))/(ray_delta);
9     elseif (i==length(x_range)-1)
10        ray_delta=x_range(i+1)-x_range(i);
11        surface_x=(y((i)*3+1)-y((i-1)*3+1))/(ray_delta);
12        surface_y=(y((i)*3+2)-y((i-1)*3+2))/(ray_delta);
13    else
14        ray_delta=x_range(i+2)-x_range(i);
15        surface_x=(y((i+1)*3+1)-y((i-1)*3+1))/(ray_delta);
16        surface_y=(y((i+1)*3+2)-y((i-1)*3+2))/(ray_delta);
17    end;
18    udx=sin(y(i*3+3)); udy=cos(y(i*3+3));
19    dy1(i+1) = speed_base*udx; dy2(i+1) = speed_base*udy;
20    s= surface_x*udy+surface_y*(-udx);
21    dy3(i+1) = -cx*sign(s)/sqrt(surface_x^2+surface_y^2)
22 end
23 for i=0:(length(x_range)-1)
24     dy(i*3+1)=dy1(i+1); dy(i*3+2)=dy2(i+1); dy(i*3+3)=dy3(i+1);
25 end
26 end

```

Abbildung 3.2.: Ausschnitt aus der Auswertefunktion für die Wellenfrontinversion: Die äußere Schleife geht über alle Strahlen, durch die die Wellenfront, die normal dazu verläuft, definiert ist. `ppval` enthält ein Spline, definiert über x (Position an der Oberfläche) und t (Zeitpunkt)- `ptdx` ist ein symbolisch abgeleiteter Spline, der die zeitliche Ableitung für den aktuellen Strahl liefert. Die Fallunterscheidung liefert die Approximation der Ableitung in x . Die Rückgabe der Integrationsresultate erfolgt in den Komponenten $(y(i*3+1), y(i*3+2))$. Für weitere Details siehe Text.

In diesem Abschnitt werden verschiedene numerische Experimente diskutiert, die durchgeführt wurden, um das Verhalten und die Genauigkeit des zuvor beschriebenen Verfahrens für die Erzeugung von Geschwindigkeits-Ortsmodellen aus Zeitmodellen zu überprüfen. Dabei wird die bereits diskutierte Eignung der Hochfrequenzapproximation der Wellengleichung für die Arbeit mit seismischen Daten grundsätzlich vorausgesetzt (vergl. Abschnitt 2.3). Die Hochfrequenzapproximation selber ist mit den eingesetzten Testszenarien auch nicht überprüfbar, da sie eingesetzt wird, um die Testszenarien vom Ortsraum in den Zeit-Raum zu übertragen (Vorwärts-Modellierung, Abschnitt 3.3)

Zur Überprüfung der Eigenschaften des vorliegenden Wellenfrontinverters werden verschiedene, wegen ihrer Eigenschaften ausgewählte, Testszenarien verwendet, die sich analytisch berechnen lassen oder die synthetisch aus dem Ortsmodell berechnet werden können. Der grundsätzliche Testablauf ist in Form eines Ablaufdiagramms in Abb. 4.1 dargestellt. Es werden aus künstlichen, exakt bekannten Ortsraummodellen unter Anwendung des in dieser Arbeit erstellten Raytracers Geschwindigkeitsmodelle im Zeit-Raum erzeugt. Diese so entstandenen Geschwindigkeitsmodelle im Zeit-Raum werden dann mit dem in dieser Arbeit beschriebenen Inversionsmechanismus bearbeitet, um wieder ein Geschwindigkeitsmodell im Ortsraum zu deduzieren. Das Ergebnis der Wellenfrontinversion wird dann mit dem ursprünglich vorgegebenen Eingangsmodell qualitativ und quantitativ verglichen.

Alle nachfolgenden numerischen Experimente basieren auf programmatisch erzeugten, synthetischen Geschwindigkeitsfeldern im Ortsraum. Die Ursprungsmodelle wurden dabei mit einem im Rahmen dieser Arbeit programmierten Tool-Kit hergestellt, mit dem vergleichsweise einfach auch komplexe Geschwindigkeitsfelder hergestellt werden können.

Die Konzeption der Programmierung von Ortsraummodellen ist motiviert von Alonzo Churchs λ -Kalkül (z. B. Church, 1936, 1985; Hughes, 1989) und orientiert sich am Programmierparadigma der funktionalen Programmiersprachen. Jeder Ausdruck wird dabei als auswertbare Funktion betrachtet, so dass Funktionen als Parameter übergeben werden können. Der λ -Kalkül erlaubt es dabei, vollständige Teilausdrücke separat auszuwerten.

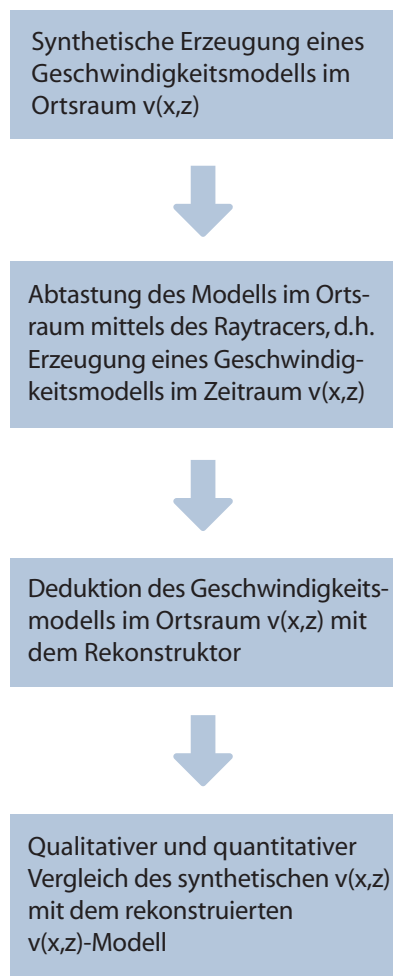


Abbildung 4.1.: Allgemeines Ablaufdiagramm für die Überprüfung der Funktion des Wellenfront-Rekonstruktors anhand synthetischer Daten.

Unter anderem wurden Funktionen zur Kombination von Funktionen, Funktionen für konstante und lineare Geschwindigkeitsverläufe, Funktionen für Trenngeraden, Trennlinien und Trennkreise und Funktionen für affine Transformationen erstellt. Durch Kombination dieser Elemente können annähernd beliebig komplexe Ortsraummodelle geschaffen werden.

In einem ersten Experiment (Modell a) werde ich von einem linearen Geschwindigkeitsfeld (Abschnitt 4.1) im Ortsraum ausgehen. Unter dieser besonderen Voraussetzung ist der Strahlweg der seismischen Strahlenbündel ein analytisch exakt bestimmbarer Kreisbogen. Durch den Vergleich der vom Raytracer numerisch berechneten Strahlverläufe mit den analytisch bestimmten Strahlen kann zunächst die Funktion des Raytracers selber kontrolliert werden. Anschließend können auch die aus den Zeitbereichsdaten invertierten Strahlenverläufe mit den analytisch berechneten Verläufen verglichen werden. Letztlich werden die möglichen Abweichungen des ursprünglichen Geschwindigkeitsmodells vom invertierten Modell beurteilt.

Modell b orientiert sich an einem geologischen Szenario. Es besteht aus einem stark geneigten 3-Schicht-Fall mit einem kreisförmigen Hochgeschwindigkeitskörper im Untergrund.

In Modell c wird schließlich ein Salzdiapir nachempfunden, um zum einen die in einem solchen Szenario zu erwartenden Abbildungseigenschaften betrachten zu können und zum anderen beurteilen zu können, wie gut der Wellenfrontinverter so ein Szenario rekonstruiert.

4.1. Model a: Lineares Geschwindigkeitsfeld

4.1.1. Modellaufbau

In seiner Dissertation stellt Rabbel (1987) einen Raytracer vor, der den Ortsraum in Drei- bzw. Vierecke diskretisiert, in denen sich die seismische Geschwindigkeit linear ändert. In dieser speziellen Konstellation ist der Strahlenverlauf innerhalb dieser so diskretisierten Raumbereiche analytisch bestimmbar. Diesen Umstand nutzend, untersuche ich zunächst eine derartige Konfiguration des Geschwindigkeitsfelds, bei dem nicht nur das aus einem Geschwindigkeitsmodell im Zeit-Raum deduzierte Geschwindigkeitsmodell im Ortsraum mit einem ursprünglichen Ortsmodell verglichen werden kann, sondern auch der essentielle *Raytracer* für das Vorwärts-Problem einer Überprüfung unterzogen werden kann.

Gegeben sei also ein skalares, lineares Geschwindigkeitsmodell im Ortsraum $c(\vec{p})$, $\vec{p} = (x, z)$ mit

$$c(\vec{p}) = c_0 + \vec{p} \begin{pmatrix} c_x \\ c_z \end{pmatrix}, \quad (4.1)$$

wobei $c_x = \frac{\partial}{\partial x}$ konstant und $c_y = \frac{\partial}{\partial y}$ konstant und $|c_x| + |c_y| > 0$. Nach Gurwitsch and Bartsch (1970) ist der Strahlweg hier ein Kreisbogen des Krümmungsradius

$$r = \frac{c(\vec{p}_0)}{c_z \sin(\phi_0) - c_x \cos(\phi_0)}, \quad (4.2)$$

wobei der Eintrittspunkt in den Ortsraum definiert ist durch \vec{p}_0 und ϕ_0 der Winkel zwischen ∇c und dem Tangentenvektor in Strahrichtung in \vec{p}_0 ist. Die Laufzeit im Ortsraum berechnet sich dann nach Gurwitsch and Bartsch (1970):

$$\tau = \frac{1}{2|\nabla c|} \ln \frac{(1 - \cos \phi_1)(1 + \cos \phi_0)}{(1 + \cos \phi_1)(1 - \cos \phi_0)}. \quad (4.3)$$

4.1.2. Modellumsetzung

Wir betrachten nun den Fall eines konkret gewählten Geschwindigkeitsfeldes mit den Parametern $c_0=1500 \text{ ms}^{-1}$, $c_x=1,5 \text{ s}^{-1}$, $c_y=1 \text{ s}^{-1}$. Das lineare Geschwindigkeitsfeld für den Raytracer kann dabei mit dem Funktionskonstruktor **f=comb_linear(c0, dx, dy)**; des Tool-Kits erzeugt werden. Dabei ist $c_0 = c_0$, $dx = c_x$ und $dy = c_y$.

Die Modelldeklaration ist in Abbildung 4.2 dargestellt. Durch die Modelldeklaration wird eine Funktion **f** instanziiert, die für alle Punkte $p = (x, y)$ die ortsabhängige Geschwindigkeit sowie die jeweiligen, analytisch bestimmten Ableitungen der Geschwindigkeit nach x und y liefert. Im vorliegenden Falle des ausschließlich linearen Geschwindigkeitsfeldes sind die Ermittlungen der Richtungsableitungen natürlich trivial, da diese durch die Deklaration gegeben und im gesamten Geschwindigkeitsfeld konstant sind.

```
1      c0=1500; cx=1.5; cy=1;
2      f=comb_linear(c0, cx, cy);
```

Abbildung 4.2.: Quelltext der Modelldeklaration für das lineare Geschwindigkeitsmodell im Ortsraum mit Parametern $c_0=1500 \text{ ms}^{-1}$, $c_x=1,5 \text{ s}^{-1}$, $c_y=1 \text{ s}^{-1}$.

Da das vorgegebene Geschwindigkeitsfeld im gesamten Ortsraum linear (und damit per Definition C^1) ist, sind damit alle Voraussetzungen für eine direkte Anwendung des Prozesses gegeben. Eine weitere Glättung des Geschwindigkeitsfeldes ist entsprechend unnötig. Für die Durchführung des numerischen Experiments ist aber festzulegen, welche räumlichen, äußeren Begrenzungen das Modell haben soll und welche räumlichen und zeitlichen Sampling-Parameter angewendet werden sollen.

Als räumliche Begrenzungen des Modells wähle ich horizontal 3000 m und ebenfalls 3000 m in vertikaler Ausrichtung. Der Raytracer soll alle 200 m für eine Dauer von 1,2 s den Strahlweg verfolgen und dabei alle 0,2 s die jeweils ortsabhängige Geschwindigkeitsinformation in das Zeitmodell übertragen.

Das mittels des Raytracers erzeugte Geschwindigkeitmodell im Zeit-Raum besteht aus einer Anzahl diskreter Geschwindigkeitswerte, die diskreten Punkten x_0, t zugeordnet sind. Hierbei ist x_0 die Strahlposition an der Oberfläche in Meter und t die Zeit in Sekunden.

So parametrisiert dauert der Komplettdurchlauf für die Konstruktion des Zeitmodells und die anschließende Rekonstruktion mittels des Inverters auf einem zum Zeitpunkt der Durchführung dieser Arbeit handelsüblichen Notebook überschlägig 2 s .

Für die analytische Bestimmung der Strahlenwege muss berücksichtigt werden, dass alle Strahlen orthogonal zur Oberfläche mit einer jeweils unterschiedlichen Geschwindigkeit starten, da $c_{\text{start}}(x, 0) = c_0 + xc_x + yc_y = c_0 + xc_0$. Die eigentliche Berechnung der Strahlwege ergibt sich dann unmittelbar aus Gleichung 4.2.

4.1.3. Ergebnisse

In Abbildung 4.3 sind alle Ergebnisse des Experiments dargestellt. Auf der linken Seite sind jeweils die Geschwindigkeitsmodelle dargestellt. Das erste Geschwindigkeitsmodell ist das Ursprungsmodell. Darunter ist das in dem Zeit-Raum abgebildete Modell zu sehen. Es dient als Eingabefeld für den Inverter. Das vom Inverter wieder in den Ortsraum übertragene Geschwindigkeitsfeld steht an letzter Stelle.

Auf der rechten Seite der Abbildung sind Strahlenwege dargestellt. Oben rechts befinden sich die analytisch berechneten Strahlwege, darunter die Strahlenwege, die der Raytracer im Orts-Raum bestimmt hat. Ganz unten auf der rechten Seite ist schließlich der Strahlenweg gezeigt, der vom Wellenfrontinverter aus dem Zeit-Raum in den Ortsraum übertragen wurde.

Zunächst erkennt man, dass die analytisch berechneten Strahlenwege denen, die vom Raytracer berechnet wurden, exakt zu gleichen scheinen. Auch numerisch ergibt sich eine maximale Abweichung von unter $1,2 \cdot 10^{-6}$, womit diese etwa zwei Zehnerpotenzen unter den für die Simulation erlaubten maximalem Fehler von 10^{-4} liegt. Die Rekonstruktion der Strahlen weicht vom Raytracer nicht visuell erkennbar ab. Numerisch gibt es eine maximale Abweichung von $1,4 \cdot 10^{-5}$. Die aus dem Zeit-Modell erzeugte Ortsraum-Rekonstruktion gleicht dem Ursprungsmodell – dabei ist eine Rekonstruktion des Ortsmodells aber natürlich nur in den Bereichen möglichen, die von Strahlen abgedeckt werden.

In Abbildung 4.4 sind die absoluten Residuen, d. h. die Quadratwurzel der Differenzenquadrate, dargestellt. Hier zeigt sich, dass der maximale Fehler im Geschwindigkeitsmodell bei etwa $1,4 \cdot 10^{-5}$ liegt.

4.1.4. Interpretation und Diskussion

Die sehr gute Übereinstimmung zwischen den analytisch berechneten Strahlen und den Strahlen, die durch den *Raytracer* berechnet wurden, gibt einen deutlichen Hinweis darauf, dass der implementierte Algorithmus funktioniert. Die Qualität der Approximation liegt im Bereich der Erwar-

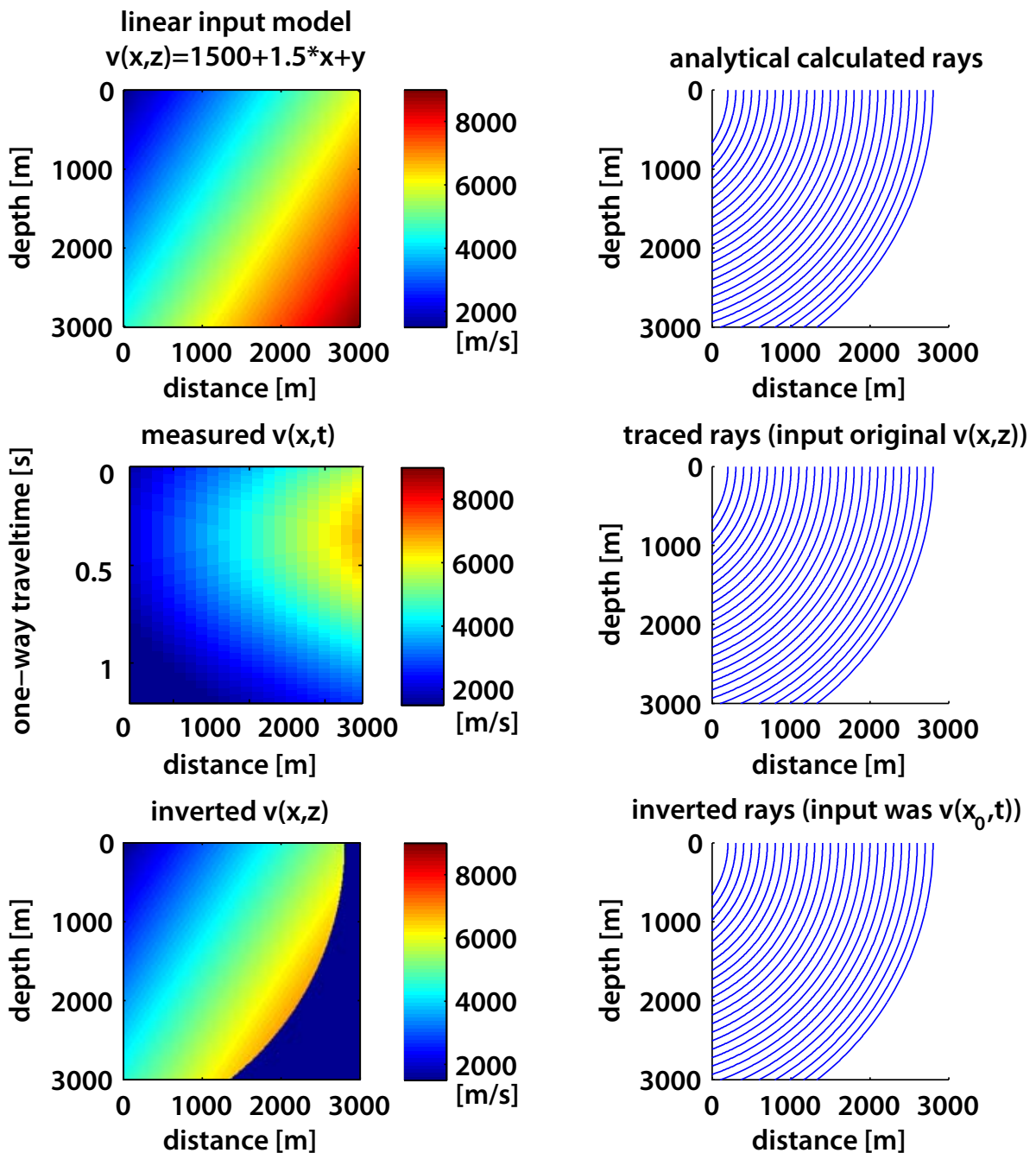


Abbildung 4.3.: Analytisches Modell mit linearem Geschwindigkeitsfeld: Vergleich der Strahlenverläufe und Geschwindigkeitsfelder. Die Abbildung zeigt auf der rechten Seite zunächst die analytische Lösung des Strahlenverlaufs. Darunter sind die vom Raytracer berechneten Strahlen und schließlich die aus dem Zeitmodell abgeleiteten Strahlenverläufe dargestellt. Es ist augenfällig, dass die von den verschiedenen Methoden erzeugten Strahlenverläufe qualitativ nicht unterscheidbar sind, sondern identisch erscheinen. Auf der linken Seite ist oben das ursprüngliche, lineare Geschwindigkeitsmodell dargestellt ($v = 1500 + 1,5x + y$), darunter sind die vom Raytracer in den Zeit-Raum übertragenen Geschwindigkeitswerte $v(x_0, t)$ gezeigt, darunter schließlich das vom Inverter deduzierte Geschwindigkeitsmodell im Ortsraum. Eine Rekonstruktion des Geschwindigkeitsmodells ist nur in den Bereichen möglich, die von Strahlen abgedeckt werden.

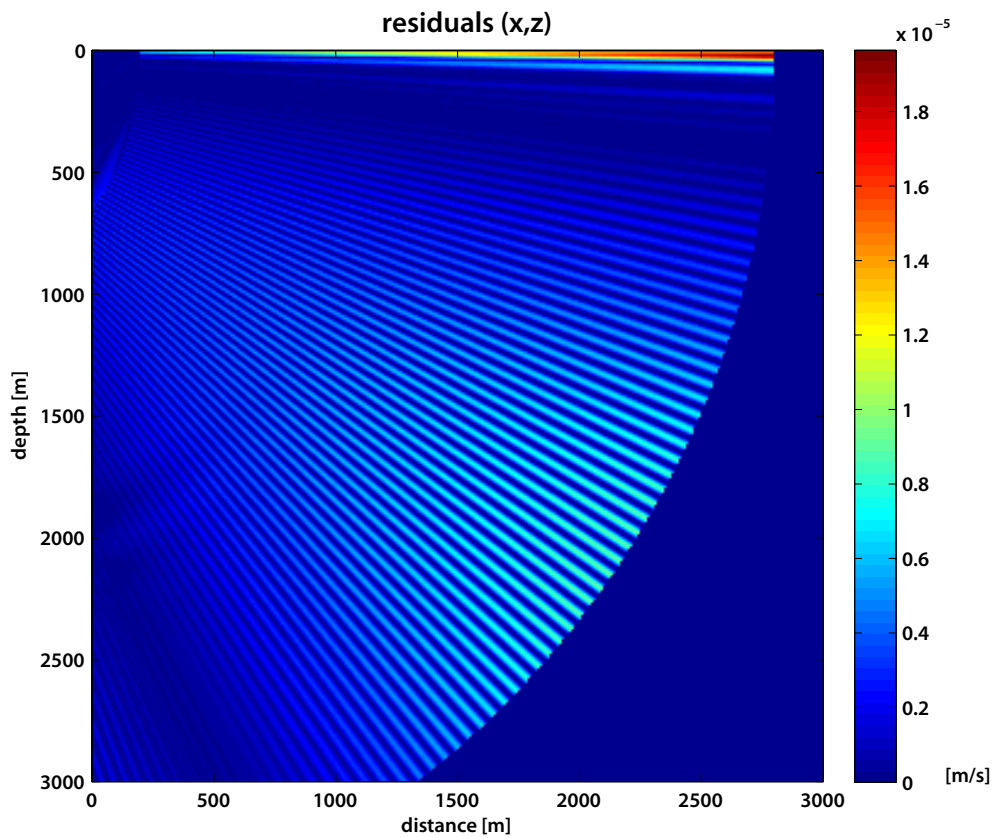


Abbildung 4.4.: Analytisches Modell mit linearem Geschwindigkeitsfeld: Residuen (absolute Differenzen) von Ursprungsmodell und dem deduzierten Geschwindigkeitsfeld im Ortsraum. Die maximale Ungenauigkeit des Gesamtprozesses liegt bei nur $2 * 10^{-5}$ und damit unter dem erwarteten Fehler, der sich aus der parameterisieren, minimal zulässigen Abweichung des numerischen Differentialgleichungslösers ergibt (im Modell 10^{-4}).

tung, da das Geschwindigkeitsmodell wie auch die Ableitungen in dem Modell an jeder Position exakt zu bestimmen waren.

Erstaunlicher ist schon die sehr gute Rekonstruktion durch den Wellenfeldinverter. Wenn man die Sampling-Parameter für die Transformation in den Zeit-Raum berücksichtigt, hätte man einen größeren Fehler erwartet können. Insgesamt zeigt sich, dass die Wellenfrontinversion funktioniert und sehr gute Ergebnisse erzielt.

4.2. Model b: 3-Schicht-Modell mit Hochgeschwindigkeitskörper

4.2.1. Modellaufbau

In Modell b grenzen zwei Schichten schräg aneinander, wobei die seismische Geschwindigkeit in der oberen Schicht geringer ist als in der unteren. Zusätzlich ist im rechten Bereich keilförmig eine dritte Schicht eingeschoben, welche die untere Kante der oberen Schicht berührt. In der untersten Schicht ist ein Hochgeschwindigkeitskörper eingebettet (Abb. 4.6).

Dieses Modell soll einen etwas komplizierteren strukturellen Aufbau simulieren, auch wenn die konkrete Konfiguration sicher keinen typischen Fall darstellt. Die Sampling-Parameter für die Erstellung des Geschwindigkeitsmodells für die Inversion wurden gröber gesetzt. Das für die Inversion genutzte und dargestellte Geschwindigkeitsmodell ist damit nicht mehr so fein, sondern zeigt eine deutliche Rasterung. Dargestellt ist entsprechend auch das ungeglättete Modell.

4.2.2. Modellumsetzung

Wir betrachten die drei Schichten in der oben erklärten Konfiguration (siehe Abb. 4.6) mit den gewählten seismischen Geschwindigkeiten $c_0 = 1000 \text{ ms}^{-1}$, $c_0 = 1500 \text{ ms}^{-1}$ und $c_0 = 2200 \text{ ms}^{-1}$. Die Schichtneigung beträgt 30° . Der hier kreisförmige Hochgeschwindigkeitskörper hat eine seismische Geschwindigkeit von $c_4 = 2600 \text{ ms}^{-1}$.

Für die Modellerzeugung nutze ich wieder das Tool-Kit. Die Modelldeklaration ist in Abb. 4.5 in Form des Quelltextes dargestellt.

```
1 phi=30/360*2*pi;  
2 turn=[cos(phi) sin(phi) ; -sin(phi) cos(phi)];  
3 circle=comb_circle(0,0,400,300);  
4 ell=comb_affine(circle, [1 0;0 1.4]*turn, [1500,1000]);  
5 ell2=comb_affine(circle, [0.6 0;0 0.3], [1500,2200]);  
6 f0=comb_merge(ell, comb_const(2000), comb_const(2600));  
7 f=comb_merge(ell2, comb_const(2000), f0);
```

Abbildung 4.5.: Quelltext für eine Modelldeklaration für ein 3-Schicht-Modell mit Hochgeschwindigkeitskörper

4.2.3. Ergebnisse

Die Ergebnisse der Vorwärts- und Rückwärtsmodellierung sind in Abb. 4.6 dargestellt. Wie zu erwarten war, erscheint die dunkelblaue Schicht aufgrund der niedrigeren Geschwindigkeit die größere Mächtigkeit zu haben. Zudem führt die höhere Ausbreitungsgeschwindigkeit in der gelb dargestellten Schicht in der Zeitsektion zu einer verringerten Schichtmächtigkeit und zu einem flacheren unteren Schichtverlauf *velocity pullup*.

Der kreisförmige Hochgeschwindigkeitskörper verliert seine runde Form und wird elliptisch deformiert. Die Ursache ist zum einen wieder ein *velocity pullup*, zum anderen sind, wie der Strahlenverlauf zeigt, Elemente wegen der Ablenkungen an den oberen Schichten an scheinbar falschen Positionen dargestellt. Weiterhin erscheint die linke Begrenzung des Hochgeschwindigkeitskörpers wegen der Ablenkungen weniger scharf und läuft sanfter aus, als auf der rechten Seite des Objekts.

Die Wellenfrontinversion gelingt trotz der an reale Messkonfigurationen angepassten Konfiguration (innerhalb der Abdeckung durch die Strahlen) erstaunlich gut. Die Mächtigkeit der dunkelblauen Schicht wurde rekonstruiert. Ebenso stimmt der Winkel der unteren Schichtgrenze des gelblichen Keils. Der Kreis hingegen ist nicht vollkommen optimal rekonstruiert.

Die exakten Abweichungen sind als absolute Residuen in Abb. 4.7 dargestellt.

Es zeigt sich im unteren Bereich des Hochgeschwindigkeitskörpers eine Geschwindigkeitsabweichung von etwa 150 ms^{-1} . Die Ursache liegt darin, dass die untere Begrenzung des Hochgeschwindigkeitskörpers falsch abgebildet wurde. Die Ursache ist, dass das Sampling zu grob war, um die Form exakt zu erfassen.

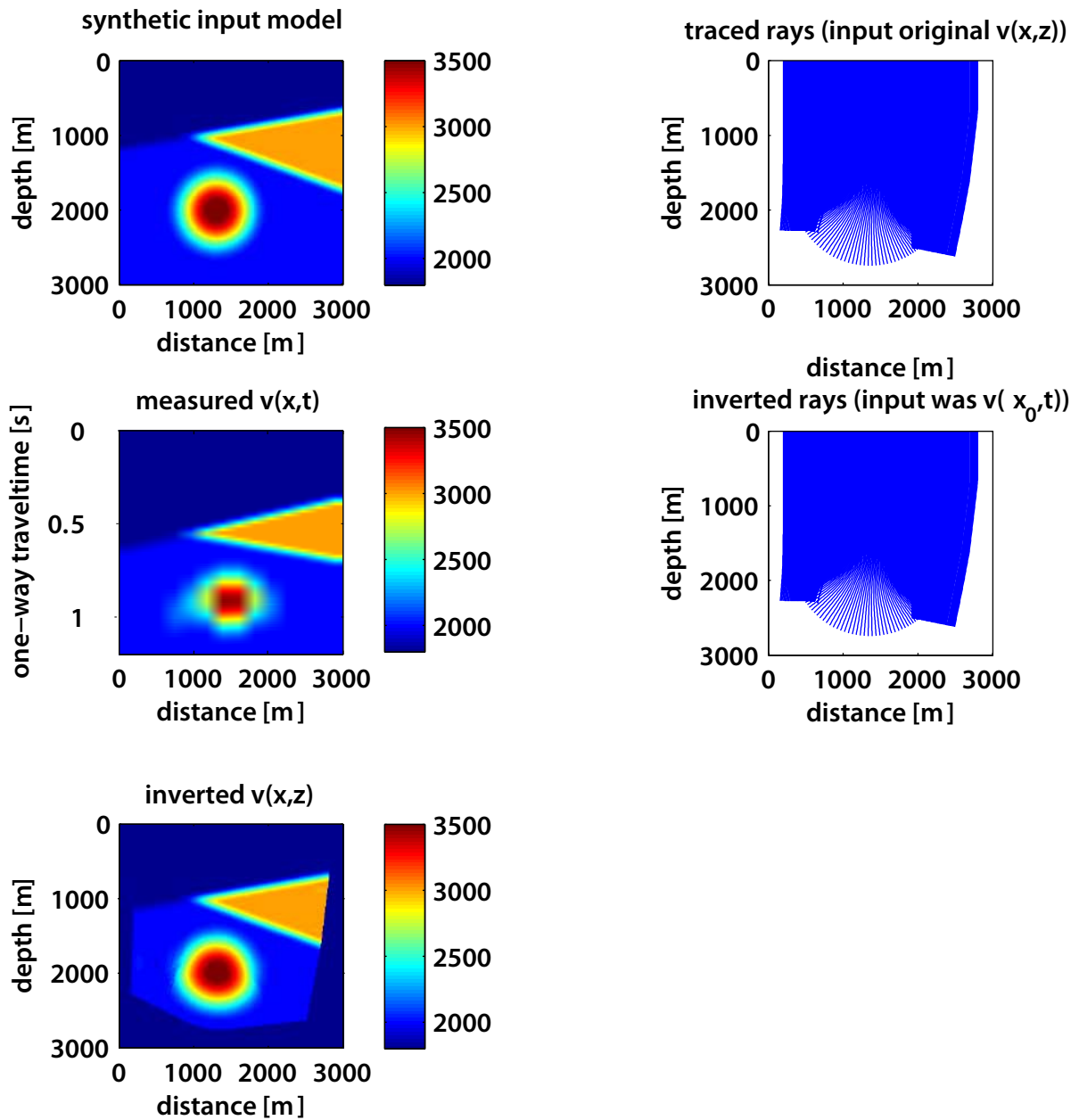


Abbildung 4.6.: Analytisches Modell eines 3-Schicht-Falls mit einem Hochgeschwindigkeitskörper: Auf der linken Seite ist das räumliche Geschwindigkeitsmodell gezeigt. Darunter die Übertragung des Geschwindigkeitsmodells in den Zeit-Raum mittels des Raytracers. Das dritte Bild auf der linken Seite zeigt das Ergebnis der Rekonstruktion. Auf der rechten Seite sind die Strahlen des Raytracers, darunter die des Wellenfeldinverters dargestellt.

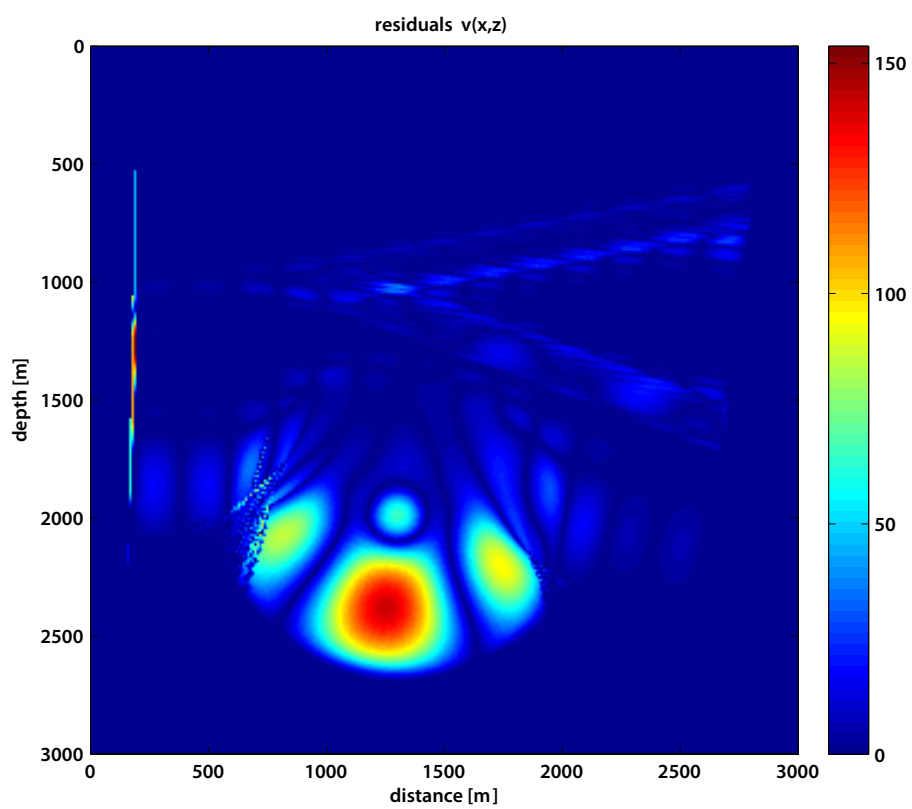


Abbildung 4.7.: Analytisches Modell eines 3-Schicht-Falls mit einem Hochgeschwindigkeitskörper: Residuen (absolute Differenzen) vom Ursprungsmodell und dem deduzierten Geschwindigkeitsfeld im Ortsraum.

4.2.4. Interpretation und Diskussion

Die Modelldurchführung zeigt, dass der eigentliche Inverter gute Arbeit leistet und alle Elemente nach der Inversion wieder gut in den Ortsraum übertragen wurden. Teilweise sind die Ergebnisse wesentlich besser, als es die ungeglättete Darstellung des durch den Raytracer erzeugten Geschwindigkeitsmodells vermuten lässt. Dieser Umstand ist darin begründet, dass die Glättung und Interpolation so gut gelingt und hier sehr brauchbare Ergebnisse erzielt.

Es ist aber auch klar ersichtlich, dass die Qualität der Ausgabe natürlich auch ganz maßgeblich von der Sampling-Frequenz des Geschwindigkeitsmodells abhängt. Dort, wo wie im Bereich des Hochgeschwindigkeitskörpers die Interpolation des Geschwindigkeitsmodells nicht so gut gelingen kann, sind auch die invertierten Strahlen räumlich nicht korrekt verortet. Im Einklang mit dem Nyquist-Shannon-Kriterium kann auch maximal erwartet werden, dass Elemente korrekt rekonstruierbar sind, die mit hinreichend hoher Frequenz bezüglich der Begrenzungen der Objekte abgetastet werden.

4.3. Modell c: Salzstruktur

4.3.1. Modellaufbau

Die hinter dem dritten Modell liegende Idee ist, einen vereinfachten Salzstock zu modellieren (vergleiche Abb. 4.9). Ein Salzstock besteht aus einem Salzhügel mit steilen Flanken, der von Sediment umgeben ist. Die Herausforderung bei der Abbildung liegt in den großen Geschwindigkeitsdifferenzen in Kombination mit den steilen Flanken. Die dadurch entstehenden Gradienten des Geschwindigkeitsfelds führen zu starken Ablenkungen der Strahlen.

4.3.2. Modellumsetzung

Für die Konfiguration des Salzstock-Modells wird wieder das Tool-Kit eingesetzt. Wir wählen geringere Geschwindigkeiten für die Sedimente als es für Salz und Sediment zu erwarten wäre. Die Verhältnisse bleiben aber gleich. Auf diese Weise kann die räumliche Begrenzung des Modells unverändert bleiben.

Der Quellcode für die Erzeugung der Auswertefunktion für das Modell ist in Abb 4.8 dargestellt.

```

1 phi=0/360*2*pi;
2 turn=[cos(phi) sin(phi) ; -sin(phi) cos(phi)];
3 circle=comb_circle(0,0,400,200);
4 ell=comb_affine(circle, [1 0;0 1.4], [0,0]);
5 line1=comb_line(0,0,0,200);
6 f0=comb_merge(ell, comb_const(v1), comb_const(v0));
7 f1=comb_merge(line1, f0, comb_const(v1));
8 f2=comb_affine(f1, turn, [1500 1000]);
9 line2=comb_line(0,1700,0,200);
10 f=comb_merge(line2, f2, comb_const(v2));

```

Abbildung 4.8.: Quelltext der Modelldeklaration für eine nachempfundene Salzstruktur

Für die Abtastung des Geschwindigkeitsfelds wurde wieder eine niedrigere Auflösung gewählt. Die niedrigere Auflösung wurde in Anlehnung an Parameter gewählt, wie diese unter optimalsten Umständen in einer seismischen Messkampagne denkbar sind.

4.3.3. Ergebnisse

Die Ergebnisse des Modelldurchlaufes sind in Abb. 4.9 dargestellt.

Die Zeitsektion des Geschwindigkeitsfeldes zeigt bezüglich des Startmodells im Ortsraum deutliche Veränderungen, die einen falschen Eindruck erwecken können: Der Salzdiapir erscheint schmaler und höher. Unter dem Diapir scheint es eine Aufwölbung zu geben, die ganz überwiegend Folge eines *velocity pullups* ist. Die begrenzenden Absenkungen sind, wie ein Blick auf den Strahlenverlauf zeigt, eine Folge von durch starke Ablenkung vergrößerten Signalwegen.

Die Inversion der Struktur insgesamt führt zu einer verbesserten Darstellung.

4.3.4. Interpretation und Diskussion

Die Modelldurchführung zeigt, dass der eigentliche Inverter gute Arbeit leistet und alle Elemente nach der Inversion wieder gut in den Ortsraum übertragen wurden. Es ist aber auch klar ersichtlich, dass die Qualität der Ausgabe natürlich auch ganz maßgeblich von der Sampling-Frequenz des Geschwindigkeitsmodells abhängt.

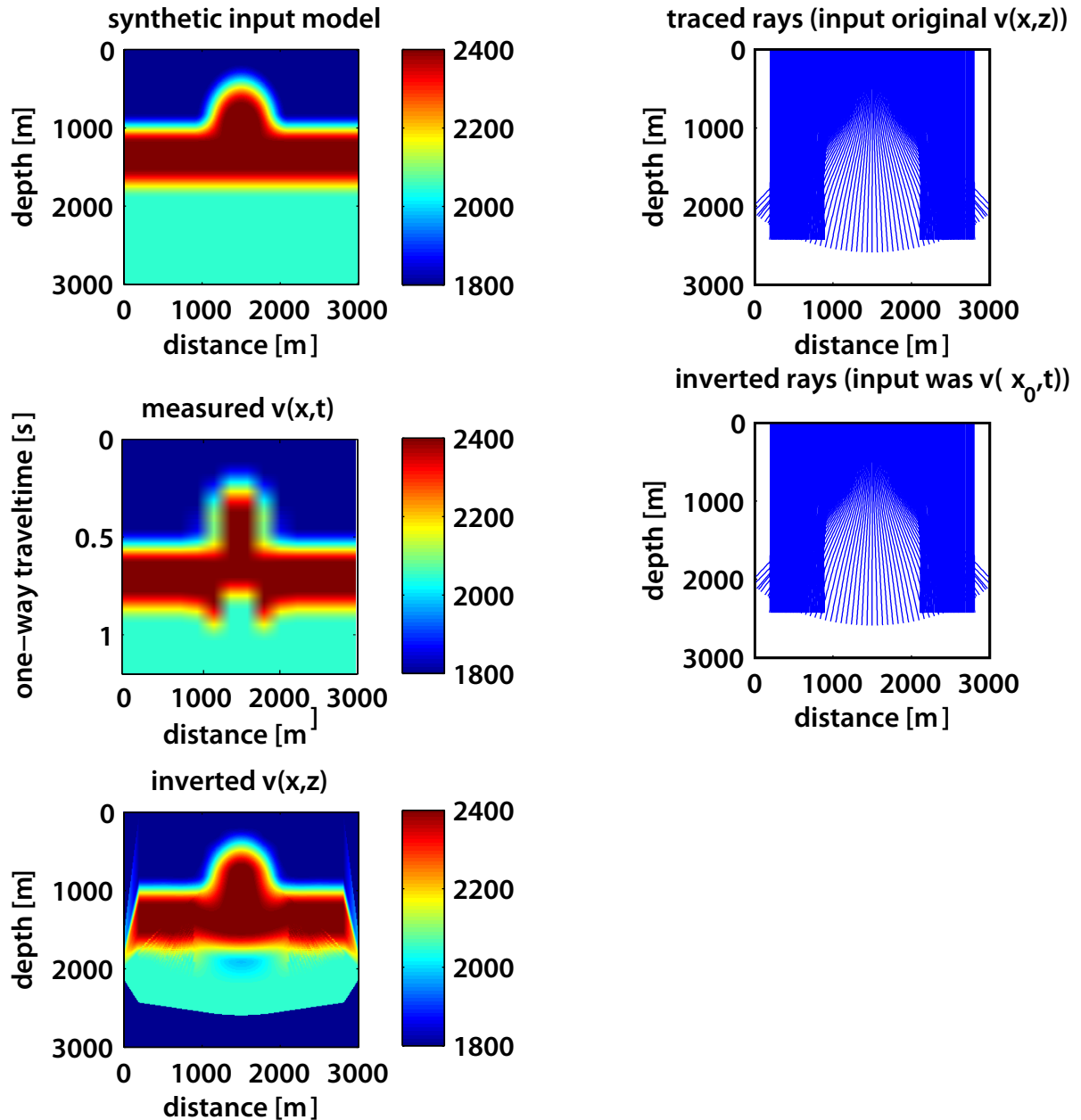


Abbildung 4.9.: Auf der linken Seite ist das räumliche Geschwindigkeitsmodell gezeigt. Darunter die Übertragung des Geschwindigkeitsmodells in den Zeit-Raum mittels des Raytracers. Das dritte Bild auf der linken Seite zeigt das Ergebnis der Rekonstruktion. Auf der rechten Seite sind die Strahlen des Raytracers, darunter die des Wellenfeldinverters dargestellt.

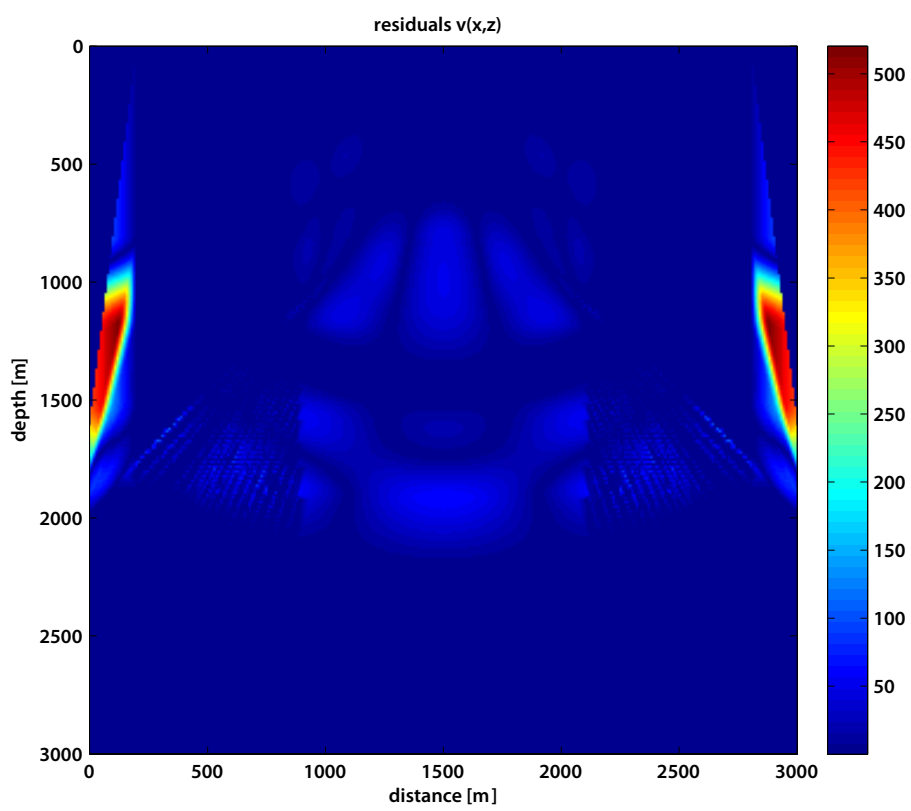


Abbildung 4.10.: Analytisches Modell mit nachempfunder Salzstruktur:: Residuen (absolute Differenzen) von Ursprungmodell und dem deduzierten Geschwindigkeitsfeld im Ortsraum.

Im Einklang mit dem Nyquist-Shannon-Kriterium kann maximal erwartet werden, dass Elemente korrekt rekonstruierbar sind, die mit doppelter Frequenz bezüglich der Begrenzungen der Objekte abgetastet werden.

Nachdem die vorangegangenen Testdurchläufe an synthetischen Daten die Eignung der Wellenfrontinversion für die Rekonstruktion von Geschwindigkeitsmodellen im Ortsraum aus Zeit-Raum-Modellen nachgewiesen haben, sollen in diesem Kapitel nun Seismogrammsektionen aus dem Gebiet der deutschen Nordsee vom Zeit-Raum in den Ortsraum übertragen werden.

5.1. Datengrundlage

Die Geschwindigkeitsmodelle und die zeitmigrierten Seismogrammsektionen stammen dabei aus dem umfangreichen Datenbestand der TGS NOPEC.

Die Akquisitionsparameter und das Schema des verwendeten Migrationsverfahrens ist in Tab. A.1 im Anhang dargestellt. Die Messkampagne wurde bereits 1982 durchgeführt. Eingesetzt wurde dabei ein Streamer mit einer Länge von 3000 m mit 120 Hydrophongruppen. Die Aufzeichnung erfolgte bei einer Wassertiefe von 9 m. Der Schussabstand lag bei 25 m.

Bei der erneuten Bearbeitung der Daten im Jahr 1987 wurde von der TGS NOPEC zunächst eine Datenreduktion und dann ein Ausgleich des geometrischen Ausbreitungsverlustes der Signale durchgeführt. Anschließend erfolgte eine Transformation in den $\tau - p$ Raum. Hier wurde eine prädiktive Dekonvolution und Filterung durchgeführt. Für die weiteren Schritte wurde eine vorläufige Geschwindigkeitsanalyse in einem Punktabstand von 4 km durchgeführt, der eine Normal-Moveout-Korrektur (NMO) folgte. Die Daten wurden dann in Common-Offset-Gather (COG) umsortiert und es erfolgte eine Korrektur für die Schichtneigung mittels dip-moveout (DMO). Auf der Basis dieser Daten wurde eine erneute Geschwindigkeitsanalyse durchgeführt. Nach einer f-k-Migration und eine NMO-Korrektur mit einem Punktabstand von 2 km wurden die Daten gestapelt. Nach der Stapelung erfolgte eine Glättung der Daten, eine Spurinterpolation und eine Dekonvolution (*shaping deconvolution*). Durch die Spurinterpolation wurde ein CDP-Abstand von 6.25 m erreicht.

Es ist ersichtlich, dass die TGS NOPEC ein sehr fundiertes Verfahren durchgeführt hat, um aus den Messdaten hochwertige seismische Geschwindigkeiten abzuleiten und die Zeitmigration durchzu-

führen. Die Geschwindigkeiten liegen als Intervallgeschwindigkeiten vor und sind in den räumlichen Dimensionen der Messung frei von Neigungseffekten (*dip*). Das von der TGS NOPEC gelieferte Geschwindigkeitsmodell kann nach einer Glättung bzw. Interpolation direkt mit dem im vorherigen Kapitel beschriebenen Wellenfeldinverter in den Raumbereich übertragen werden.

5.2. Fehlerabschätzung

Die Daten wurden von der TGS NOPEC ohne Fehlerangaben geliefert. Entsprechend ist nur eine grobe Fehlerabschätzung auf der Basis der zugänglichen Informationen möglich. Als hier anwendbare *Daumenregeln* formuliert Rabbel (2006),

1. dass zum einen Reflexionshyperbeln, aus denen die seismischen Geschwindigkeiten deduziert werden, dann für Geschwindigkeitsanalysen gut geeignet sind, wenn die Quell-Empfänger-Abstände in der Größenordnung der Hälfte der Tiefe des Reflexionselements liegen und
2. dass zum anderen der *move out* der zu einem Reflexionselement zugehörigen Hyperbel dann gut bestimmt werden kann, wenn der *move out* in der Größenordnung einer oder mehrerer Signalperioden liegt. Daraus ergibt sich in Abhängigkeit von der Frequenz des Signals der Tiefe des Reflektors sowie der NMO-Geschwindigkeit eine minimal erforderliche Streamerlänge.

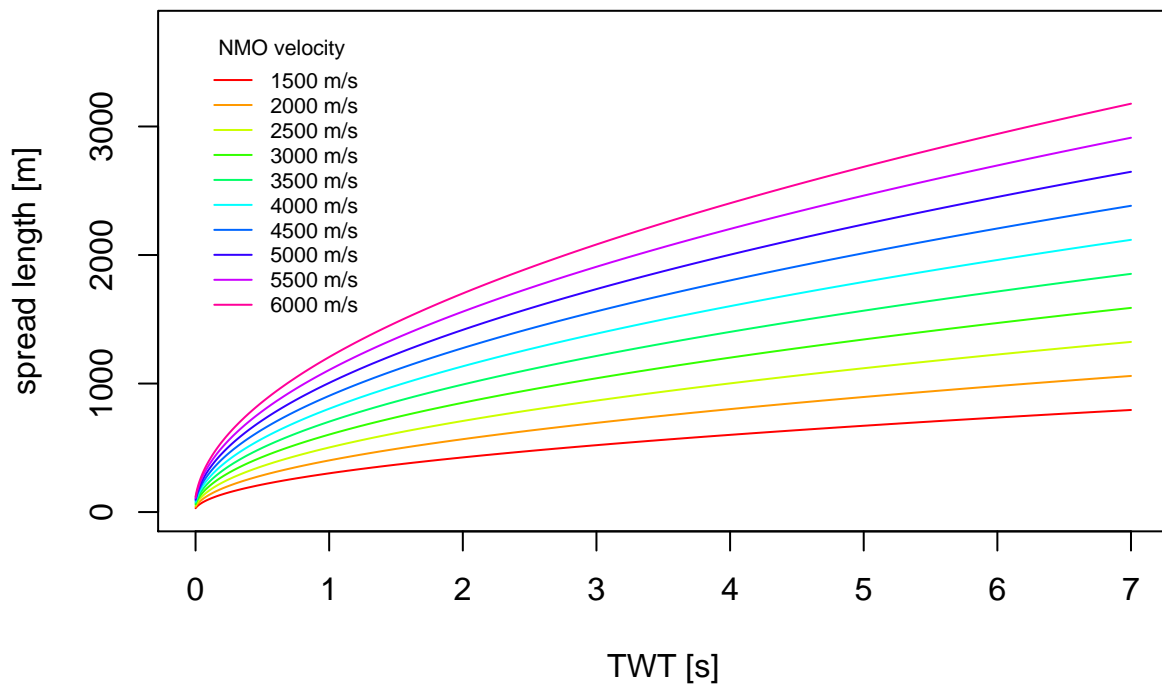
Aus dem ersten vorbenannten Kriterium lässt sich bei einer Streamerlänge von 3000 m ableiten, dass Geschwindigkeiten bis in Tiefen von 6000 m noch gut auflösbar sind. Bei einer Aufzeichnungsdauer von 2,3 s mit einer durchschnittlichen Signalgeschwindigkeit um 2500 m/s ergibt sich eine geschätzte Tiefe von 5750 m. Diese liegt im definierten Bereich. Für das zweite Kriterium muss die folgende Ungleichung erfüllt sein (Rabbel, 2006):

$$\Delta x_{\max} > v_{\max} T \sqrt{\frac{1 + 2t_{\max}(0)}{T}}, \quad (5.1)$$

wobei Δx_{\max} die Länge der Auslage, v_{\max} die Zweiweglaufzeit des tiefsten Reflektors, T die Periode des seismischen Signals und v_{\max} die geschätzte NMO-Geschwindigkeit ist.

In Abb. 5.1 ist die minimale Auslagenlänge unter der Annahme verschiedener NMO-Geschwindigkeiten bei Signalfrequenzen von 100 Hz und 150 Hz dargestellt. Es zeigt sich, dass im gesamten Tiefenbereich selbst bei sehr hohen Geschwindigkeiten die verwendete Streamerlän-

Minimum spread length at 50 Hz



Minimum spread length at 150 Hz

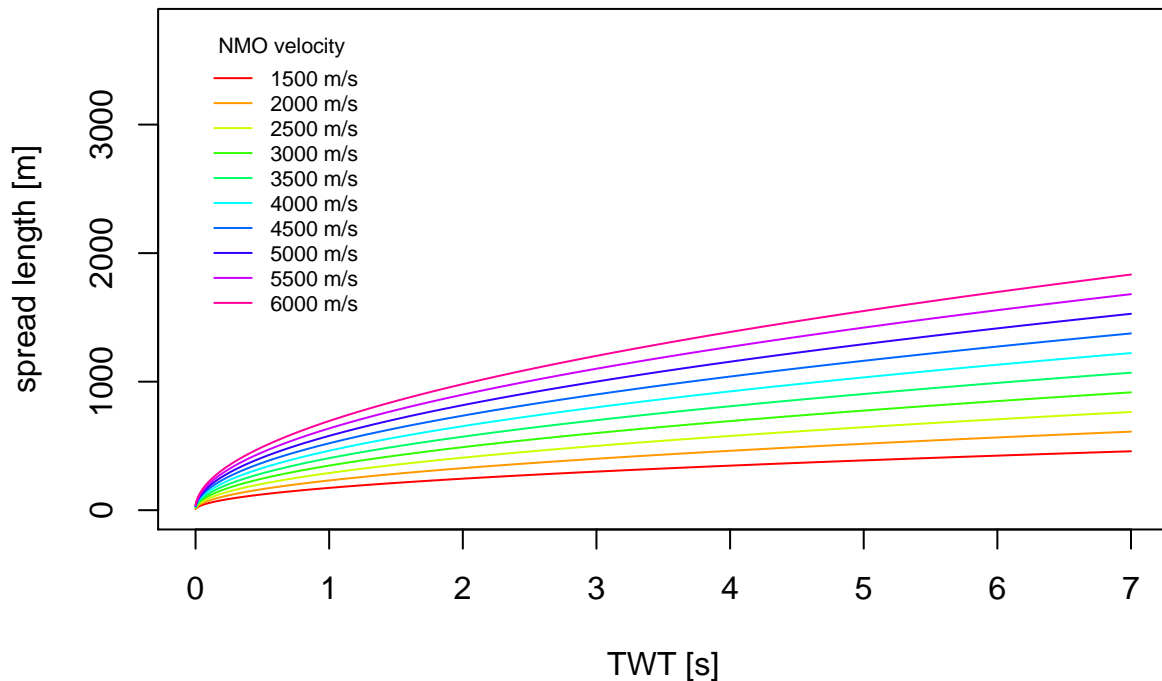


Abbildung 5.1.: Minimal erforderliche Auslage für Geschwindigkeitsmessungen bei angenommenen Hauptfrequenzen von 50 Hz und 150 Hz in Abhängigkeit der NMO-Geschwindigkeit. Es ist zu beachten, dass nicht der gesamte dargestellte Bereich für das Gebiet relevant ist. NMO-Geschwindigkeiten sind Effektivwerte (*RMS-velocities*) für den gesamten Signaldurchlauf. Für das Gebiet kann von Werten zwischen 2000 m/s und 3000 m/s ausgegangen werden.

ge von über 3000 m die minimalen Erfordernisse extrem großzügig erfüllt. Es gibt somit keine Hinweise darauf, dass fundamentale Ungenauigkeiten in den Daten zu erwarten wären.

5.3. Datenauswahl

Für die Migration wurden hier zwei konkrete Seismogrammsektionen ausgewählt: Bei dem ersten Beispiel handelt es sich um eine Detailaufnahme eines Salzstocks. Hier soll beobachtet werden, wie sich die Geometrie dieser Struktur ändert. Insbesondere werden auch Erkenntnisse darüber erhofft, wie die Basis der Struktur, die in der Zeitsektion deutlich aufgewölbt ist, nach der Migration ausgestaltet ist. Für das zweite Beispiel wurde eine sehr lange Sektion mit einer Länge von über 60 km ausgewählt. Hier geht es darum, die unterschiedlichen Anmutungen der Sektionen auf einer größeren räumlichen Skala zu beurteilen.

5.4. Profil g19

Die Eingangsdaten für die Migration des Profil g19 sind eine zeitmigrierte Seismogrammsektion (Abb. 5.2) und das dazugehörige Geschwindigkeitsmodell mit gerasterten Durchschnittsgeschwindigkeiten (Abb. 5.3). Die Stützstellen des Geschwindigkeitsfeldes sind mit kleinen Sternen dargestellt. Die offenkundige Rasterung des Datensatzes wurde bereits von der TGS NOPEC durchgeführt und war daher nicht zu vermeiden.

Die Seismogrammsektion zeigt einen ausgesprägten Salzdiapir mit einer Störung an der Spitze. Besonders interessant ist die Basis der Zechsteinsalze, die in der Darstellung aufgewölbt ist. Ausweislich des Geschwindigkeitsmodells zeigen sich im Salz deutlich höhere Geschwindigkeiten, die die Hypothese nähren, die Aufwölbung könnte nur ein velocity pullup sein.

Die Tiefenmigration wurde mit dem in dieser Arbeit beschriebenen Wellenfeldinverter durchgeführt. Dabei wurde das Geschwindigkeitsfeld der TGS NOPEC als Eingabe-Geschwindigkeitsfeld verwendet. Da es galt, die Amplituden der Seismogrammsektionen zu verorten, wurde für jede Spur ein Strahl berechnet (ca. 3000 Spuren) . Weiterhin wurde die zeitliche Diskretisierung der Zeitsektion übernommen (1280 Samples pro Spur). Die gesamte Inversion und das anschließende Reparameterisieren und Rastern dauerte auf einem handelsüblichen Notebook etwa zwanzig Minuten.

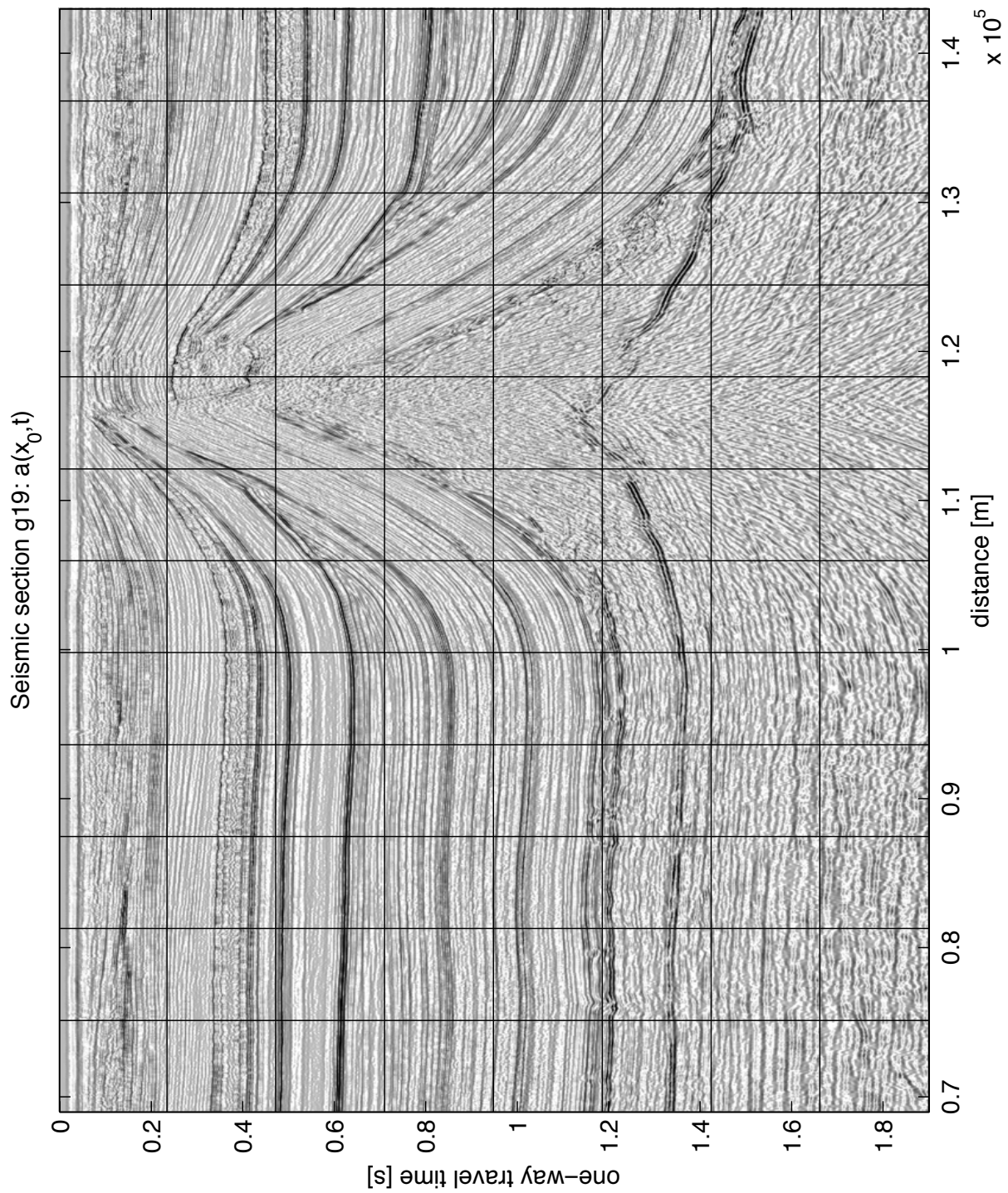


Abbildung 5.2.: Ausschnitt der zeitmigrierten Seismogrammsektion g19 (TGS NOPEC, Norwegen) eines Salzdiapirs aus dem Gebiet der deutschen Nordsee.

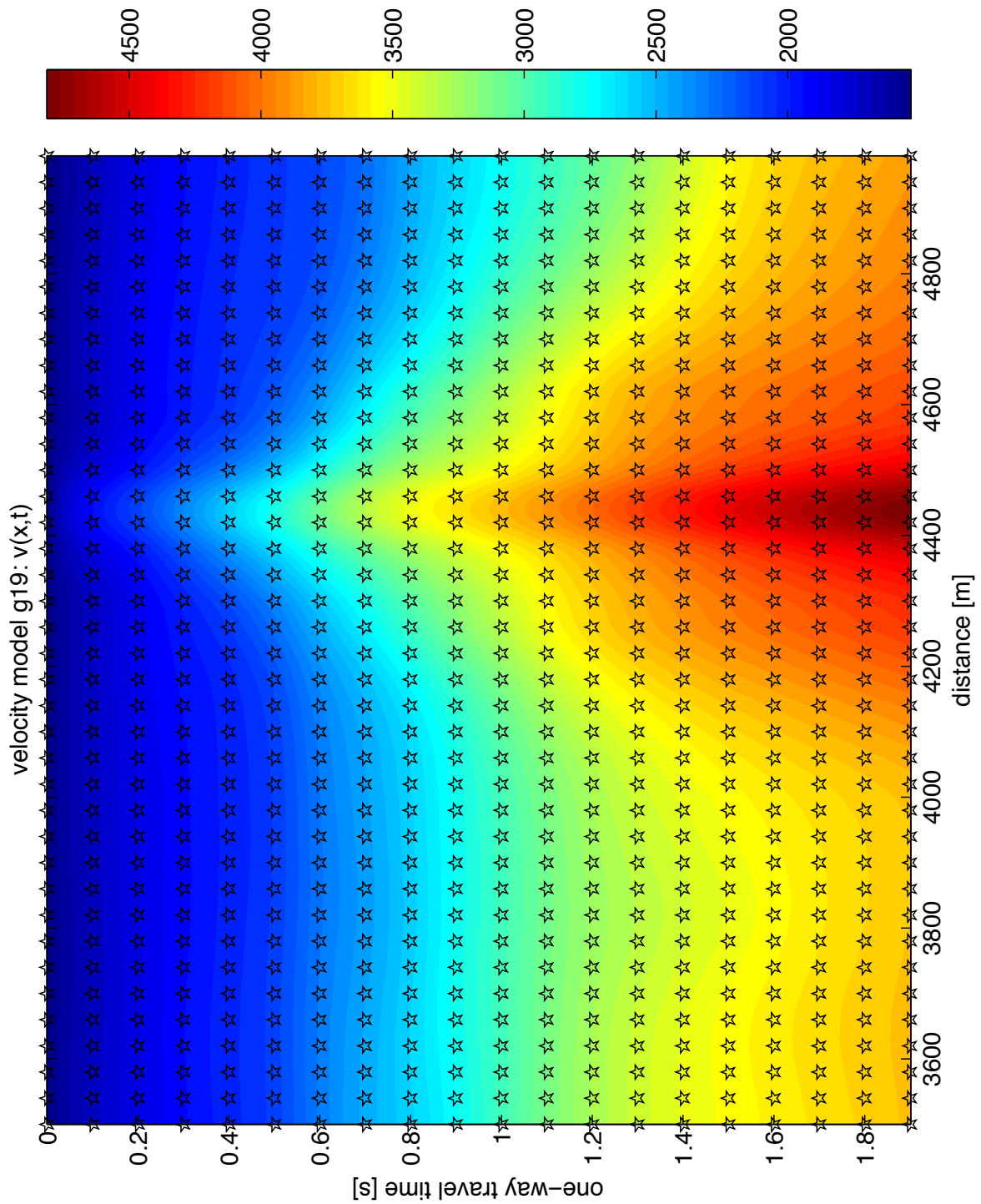


Abbildung 5.3.: Das von der TGS NOPEC ermittelte Geschwindigkeitsfeld für den Ausschnitt aus Sektion g19. Die Sterne geben die von der TGS NOPEC übermittelten Stützstellen an.

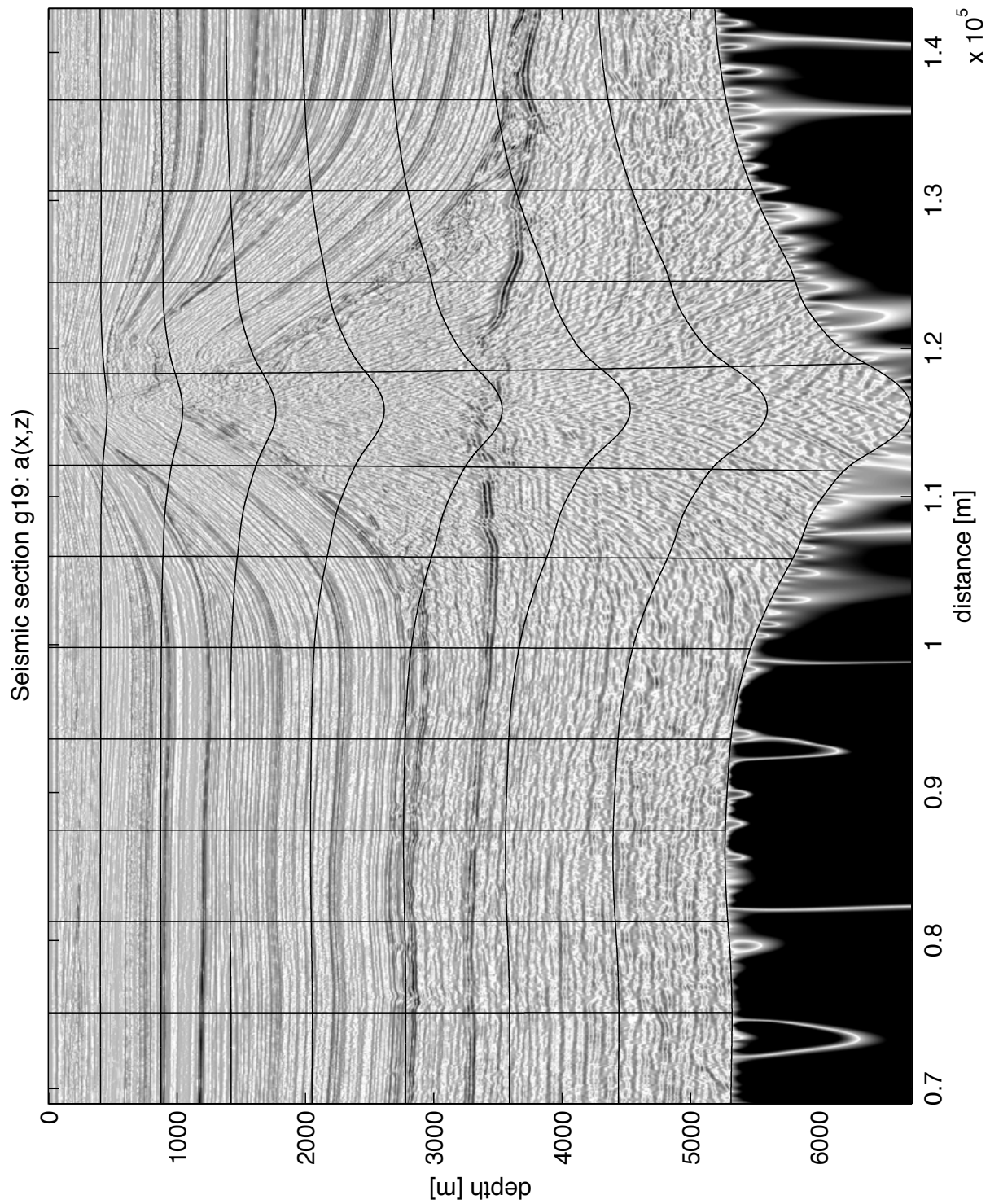


Abbildung 5.4.: Tiefenmigration des Ausschnitts der Sektion g19: Es zeigt sich, dass das Basement unter dem Diapir nicht stark oder möglicherweise gar nicht deformiert ist (vergl. Text).

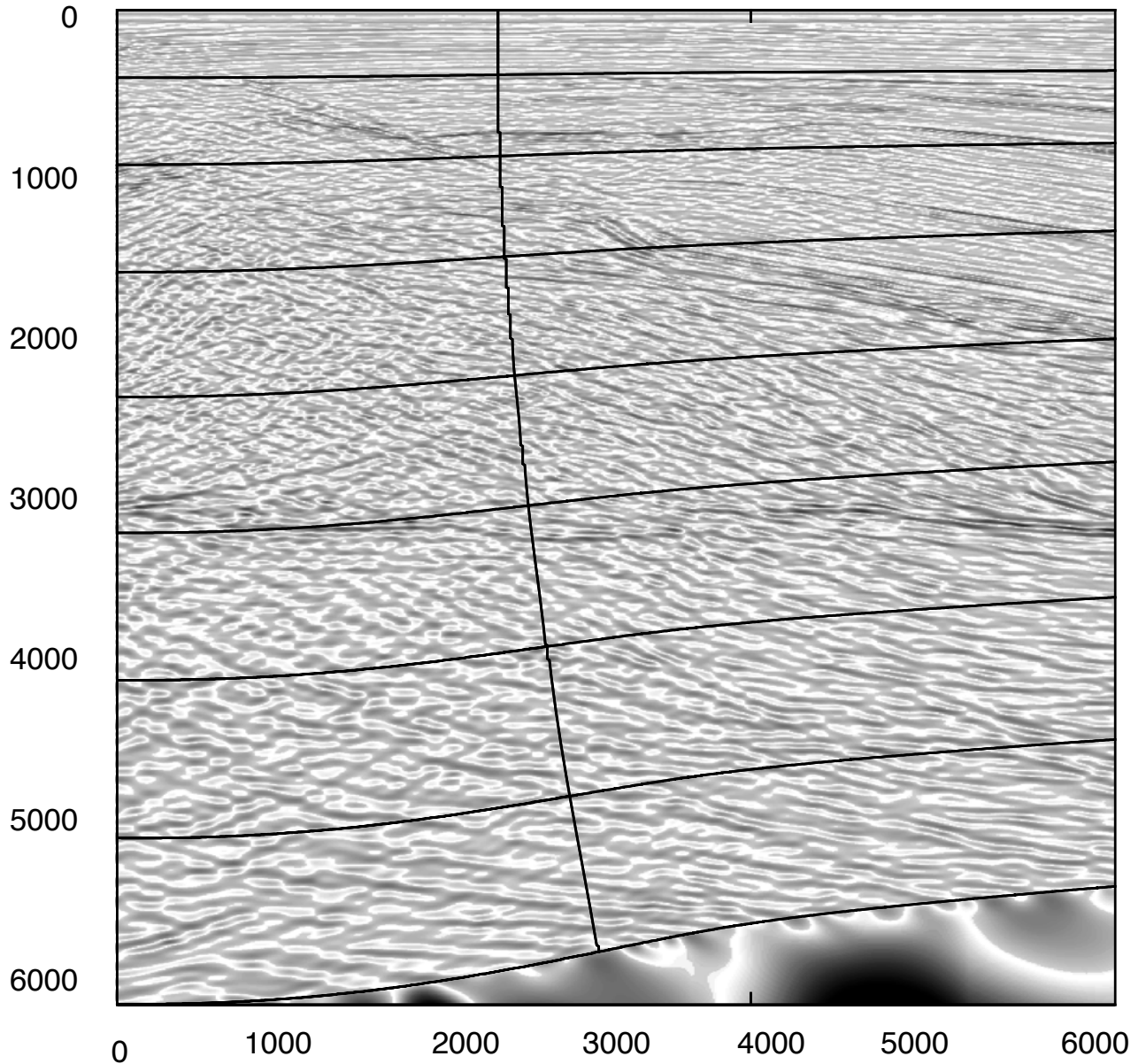


Abbildung 5.5.: Tiefenmigration des Ausschnitts der Sektion g19 (vergl. Abb. 5.4): Diese Darstellung ist nicht überhöht. Entsprechend kann der horizontale Verlauf des Image Rays besser betrachtet werden. Es ist deutlich zu erkennen, dass der Strahl durch die Geschwindigkeitsvariationen der durchlaufenden Medien eine laterale Ablenkung erfährt. Die laterale Ablenkung beträgt etwa 800 m auf eine Tiefe von 6 km.

Die Tiefenmigration, die in Abb. 5.4 dargestellt ist, zeigt, dass durch die Unterschiede der seismischen Geschwindigkeiten Reflexionselemente sowohl vertikal wie auch lateral verschoben werden. Die laterale Verschiebung ist besonders auch in der Ausschnittsvergrößerung auf Abb. 5.5 ersichtlich. Hier erkennt man deutlich, dass auf eine Tiefe von etwa 6 km eine Lateralverschiebung von überschlägig 800 m erfolgt – dieses sind mithin über 10 %. Entsprechend zeigt auch die Zechstein-Basis einen veränderten Verlauf: Die Aufwölbung ist sehr nachhaltig reduziert - allerdings wurden die Reflexionselemente nicht so kontinuierlich aneinander geführt, dass der Eindruck einer ungestörten Basis entstanden wäre.

Die Abbildung einer perfekten, ungestörten Basis war allerdings auch nicht zu erwarten: Die Auflösung der ohnehin bereits interpolierten und gerasterten Geschwindigkeiten ist dafür nicht hinreichend. Dennoch zeigt die Darstellung klar, dass die Annahme einer gestörten Basis nur auf Grundlage der zeitmigrierten Seismogrammsektion nicht zwingend ist. Vielmehr zeigt die migrierte Sektion, dass tatsächlich nur Strahlableitungen und unterschiedliche Laufzeiten für die Abbildung einer Störung in der Zeitsektion verantwortlich sein können, die aber in der Realität im Ortsraum nicht existiert.

5.5. Profil g28

Das Profil g28 besteht aus einer Seismogrammsektion (Abb. 5.6), die einen größeren Bereich innerhalb des deutschen Nordseegebietes abbildet als im vorangegangenen Beispiel. Das Profil verläuft von Nordwesten nach Südosten über eine Distanz von etwas mehr als 60 km. In der Sektion zeigen sich eine Vielzahl von geologischen Strukturen in verschiedenen Größenskalen wie kleinere Salzstrukturen, Salzdiapire bis hin zu großen Grabensystemen, an denen das Basement über sehr erhebliche Höhenunterschiede hinweg verspringt. In den Zeitsektionen zeigt sich als ein regionaler Trend, dass das Basement in der gesamten Region von Nordwesten nach Südosten abzufallen scheint.

Das zugehörige Geschwindigkeitsmodell (Abb. 5.7) zu der Seismogrammsektion zeigt, dass die Geschwindigkeiten von Nordwesten nach Südosten, gerade bei den geringeren Tiefen von etwa 1 sec (Einweglaufzeit), zunehmen. Die Ursache dafür liegt in den Salzablagerungen und Salzdiapiren, die im Südosten sehr viel häufiger und umfangreicher vertreten sind.

Die Tiefenmigration wurde mit dem in dieser Arbeit beschriebenen Wellenfeldinverter durchgeführt. Wieder wurde das Geschwindigkeitsfeld der TGS NOPEC als Eingabe-Geschwindigkeitsfeld verwendet. Die zeitliche Diskretisierung in den Zeitsektionen enthielt pro Spur 1280 Samples. Da eine wesentlich größere Sektion zu bearbeiten war, waren insgesamt 51154 Strahlen zu invertie-

ren. Die Berechnung erforderte folglich einen Speicherbereich von mehr als 4 GB und damit, wegen der dafür notwendigen Breite des Adressbusses, den Einsatz eines 64 Bit-Systems. Auf einem aktuellen Serversystem mit 16 GB Hauptspeicher und vier Kernen dauerte die gesamte Inversion etwas über 9 Stunden.

Das Ergebnis der Tiefenkonversion ist in Abb. 5.8 dargestellt. Es fällt sofort auf, dass die in der Tiefensektion abgebildete Topographie der einzelnen Schichten sich insgesamt glatter und weniger überhöht zeigt, da die Effekte der im Vergleich zum Sediment geringeren Laufzeit in den Salzen ausgeglichen wurden. Auch der Eindruck in der Zeitsektion, die Schichten würden insgesamt nach Südosten einfallen, besteht nicht mehr. Da die Sektion aber massiv überhöht ist, sind die lateralen Verschiebungen nicht augenscheinlich: Die eingetragenen image-rays wirken annähernd gerade.

5.5.1. Interpretation und Diskussion

Die Migration der Zeit-Raum-Seismogrammsektionen in den Ortsraum gelingt gut und mit überschaubarem Aufwand. Die auf diese Art tiefenmigrierten Sektionen sind qualitativ überzeugend und können falschen Eindrücken, die bei der Betrachtung der Zeitsektionen entstehen können, vorbeugen. Allerdings muss man sich bei der Betrachtung der Ergebnisse die Qualität und Auflösung des zugrunde liegenden Geschwindigkeitsmodells vergegenwärtigen.

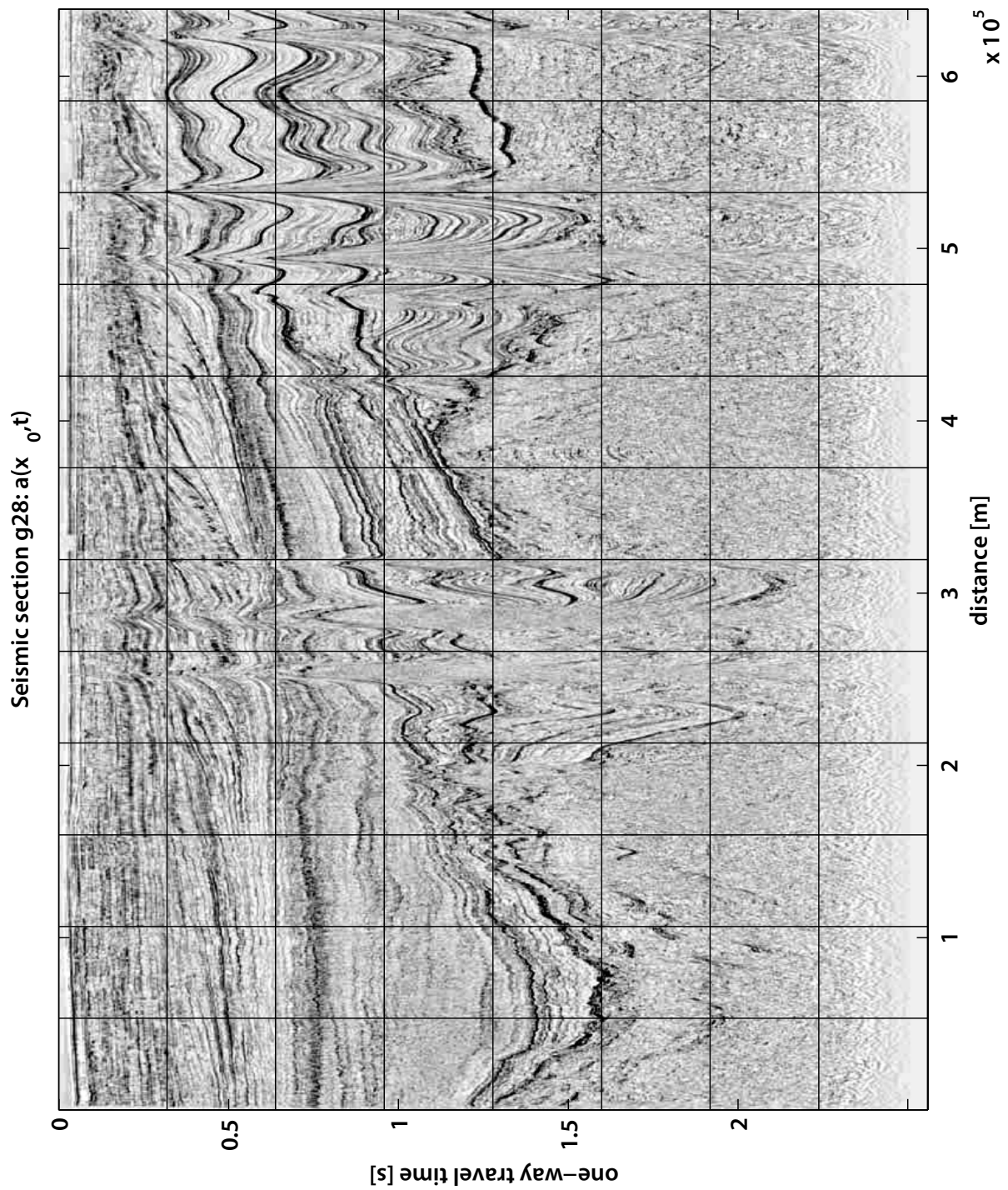


Abbildung 5.6.: Ausschnitt der zeitmigrierten Seismogrammsektion g28 (TGS NOPEC, Norwegen) aus dem Gebiet der deutschen Nordsee.

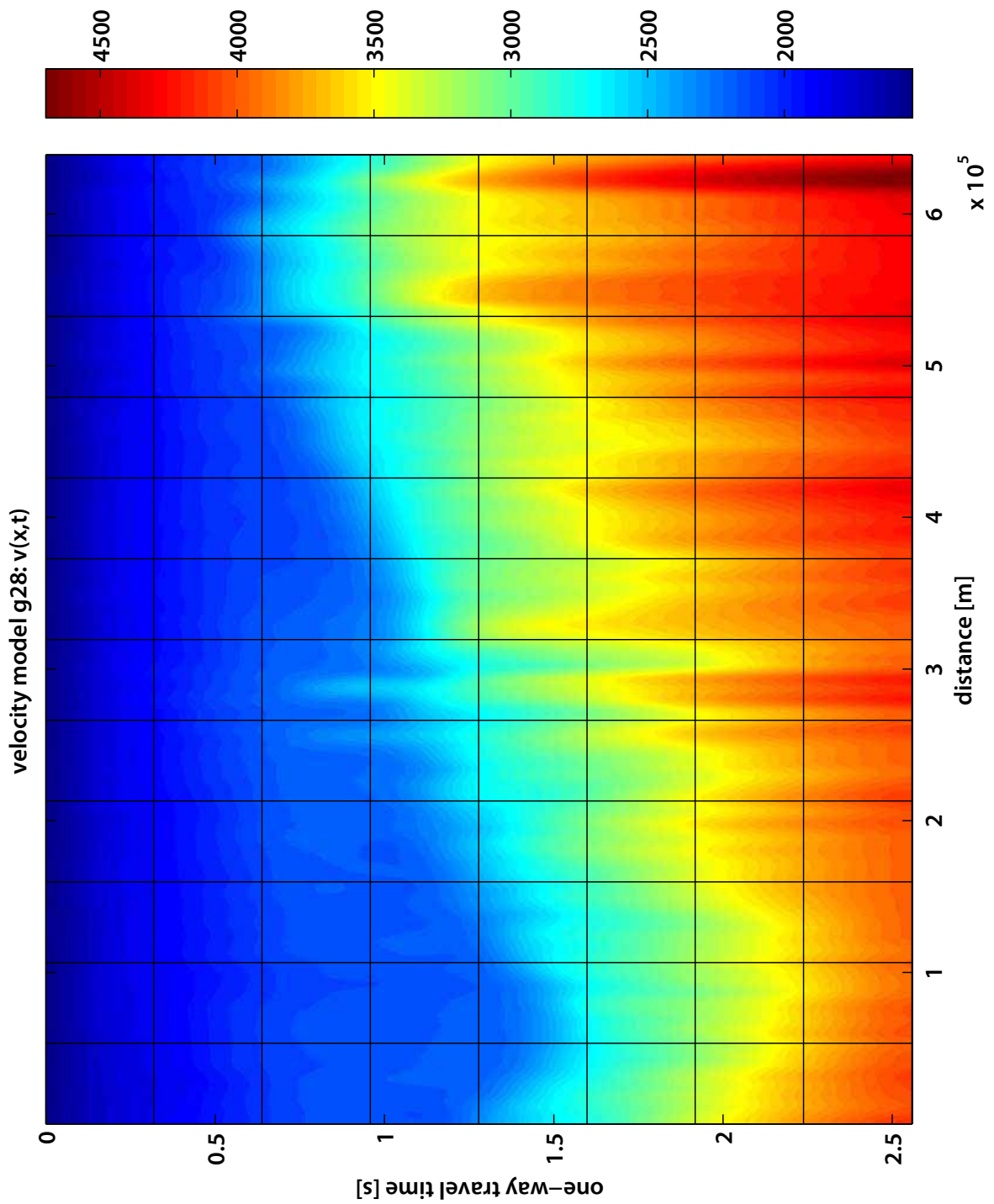


Abbildung 5.7.: Das von der TGS NOPEC ermittelte Geschwindigkeitsfeld für den Ausschnitt aus Sektion g28.

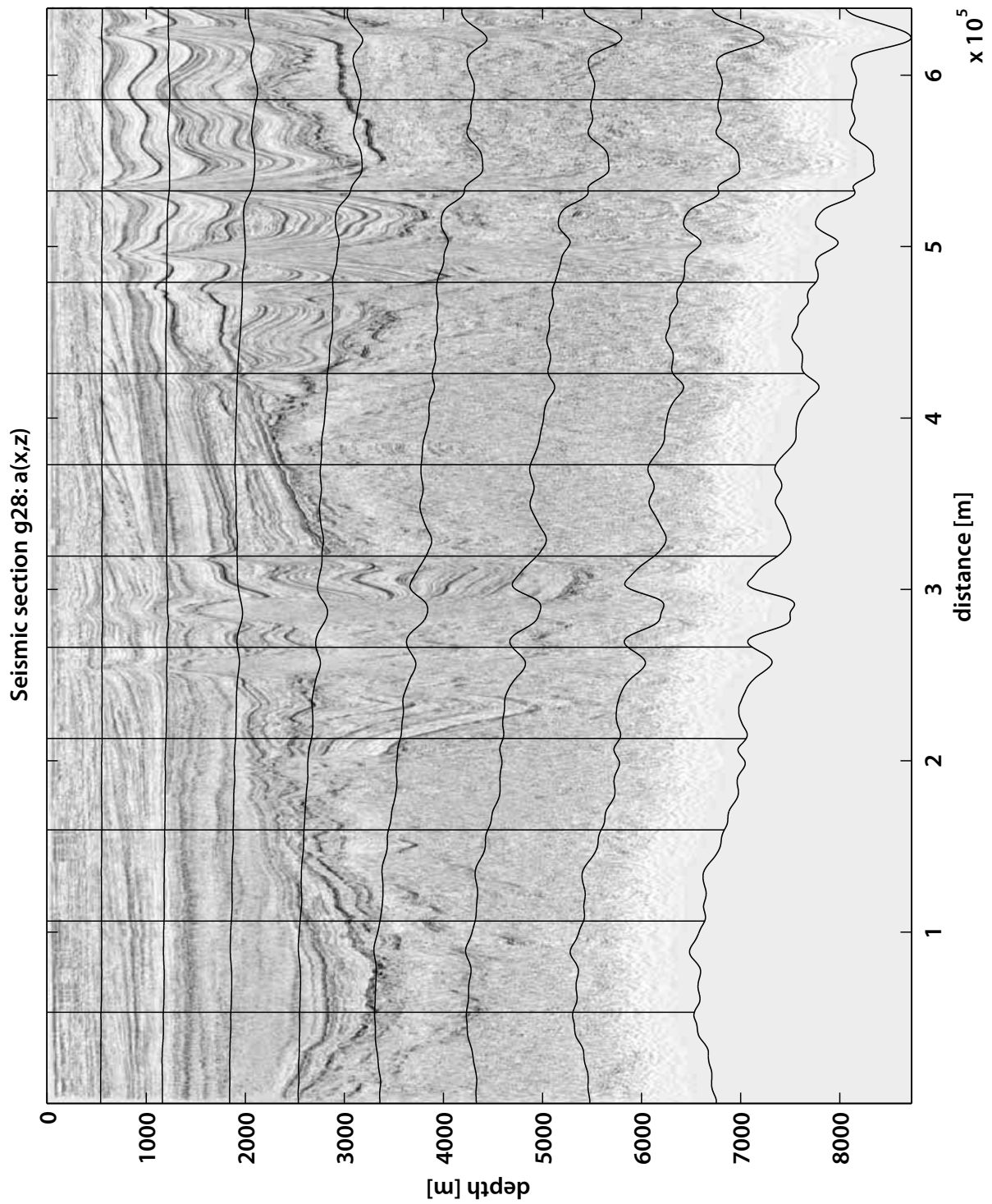


Abbildung 5.8.: Tiefenmigration des Ausschnitts der Sektion g28.

Die Ergebnisse der analytischen Tests und die Betrachtung der bearbeiteten Realdaten zeugen deutlich davon, dass eine Übertragung von Zeit-Bereichs-Daten in den Ortsraum mit einem auf der Eikonalgleichung basierenden Wellenfrontinverter sehr gut gelingt. Sowohl die Qualität der Darstellung ist überzeugend, wie auch die für die Umwandlung benötigte Rechenzeit.

Gleichzeitig kann die Methode aber natürlich keine grundsätzlichen Abbildungsgesetze aufheben: Die Qualität der Korrektur hängt ganz maßgeblich an der Auflösung und Güte des Geschwindigkeitsfelds. Dieser Umstand folgt auch aus dem Nyquist-Shannon-Kriterium.

In den Bereichen, in denen bei der professionellen Datenbearbeitung heute Geschwindigkeitsfelder vorliegen, ist die Methode aber sehr wohl geeignet, Aussagen über den strukturellen Aufbau seismisch abgebildeter Objekte im Untergrund abzuleiten, die in Zeitsektionen weniger klar visualisiert würden. Sowohl die lokale Salzstruktur des Salzstocks, wie aber auch die großräumige Situationen in der Sektion 28 lassen sich nach der Tiefenmigration besser einordnen und befördern die Interpretation der geologischen Vorgänge in der Region.

Des Verlauf des Basements in Profil 28 hat sich fundamental geändert: Erschien in der Zeitsektion das Basement noch als eine durch die großen Grabensysteme zerteilte Senke, so entlarvt die Tiefensektion diesen Umstand als Effekt unterschiedlicher seismischer Geschwindigkeiten der aufgelagerten Sedimente. Tatsächlich ist das Basement nur minimal geneigt. In Modell g19 zeigt sich, dass alleine der Befund aus der Zeitsektion, das Basement unter dem Salz wäre gestört und aufgewölbt, eine Überinterpretation ist. Die Bildgebung in der Zeitsektion liefert zwar diese Anmutung, aber kein unumstößliches Argument. Die Tiefensektion zeigt hier ganz im Gegenteil auf, dass das alternative Erklärungsmodell einer ungestörten Basis ebenfalls möglich und damit möglicherweise auch wahrscheinlicher ist.

Die Tiefenmigration ist ein Werkzeug, dessen Anwendung mit dem Wissen darum, was dabei passiert, sehr wertvoll ist. Die Methode schafft keine Datenqualität, die nicht bereits in den Ursprungsdaten enthalten war. Sie führt aber dort zu neuen Erkenntnissen, wo möglicherweise falschen Interpretationen auf der Grundlage der Zeitsektionen vorgebeugt werden kann.

Vorliegend wurde die Methode nur an seismischen Daten eingesetzt. Es ist sicher ein zweckmäßiger Ansatz, die Methode in der Zukunft auch auf Geo-Radar-Daten anzuwenden.

Teil II.

Interpretation seismischer Daten aus dem deutschen Gebiet der Nordsee

Der Einfluss der Regionaltektonik auf die geologische Entwicklung in Sedimentbeckensystemen, die große Salzlagerstätten enthalten, wird intensiv diskutiert, da die Beziehung zwischen Salztektunik und Regionaltektonik bisher nicht vollständig verstanden ist. Sofern man aber Aussagen über die geologische Entwicklung und die Tektonik in einem solchen Becken machen möchte, ist die Trennung zwischen Effekten, die auf Salztektunik oder auf regionaler Tektonik beruhen, von besonderer Bedeutung.

1.1. Salzkinematische Modelle

Die Salztektunik ist wegen ihrer Bedeutung für die Generierung und Akkumulation von Kohlenwasserstoffen von besonderer Bedeutung für die Ölindustrie. Dieser Bedeutung entsprechend, werden verschiedene Modelle der Salztektunik seit Anfang des letzten Jahrhunderts intensiv diskutiert. Auch wenn in dieser Zeit viele Fortschritte gemacht wurden, existieren heute noch verschiedene, sich in Teilen widersprechende Modelle. Diese Widersprüche basieren auf unterschiedlichen Annahmen über das rheologische Verhalten, d. h. welche spröden, elastischen oder viskoelastischen Parameter für die Modellierung heranzuziehen sind und wie diese ggf. miteinander zu koppeln sind.

Ursprünglich wurde die Salzkinematik über viskoses Fließen beschrieben (Model a, Abb. 1.1, z. B. Trusheim (1960)). Diese Modellannahme geht davon aus, dass viskoses, dichteres Material (die Auflast, d. h. Sedimente über dem Salz) auf weniger dichtem Material liegt (Salz). Ein solches Zwei-Phasen-System mit einer Dichteninversion begründet eine Rayleigh-Taylor-Instabilität. Zwei vollständig plan-parallele viskose Schichten befinden sich im Gleichgewicht — aber die kleinste Perturbation führt zu einer Freisetzung von potentieller Energie, da sich das schwerere Material unter dem wirkenden Gravitationsfeld unter das leichtere Material bewegt und dabei das leichtere Material nach oben verdrängt. Einmal begonnen, endet dieser Prozess erst dann, wenn das gesamte leichtere Material auf dem dichteren liegt und das Kräftegleichgewicht wieder erreicht ist.

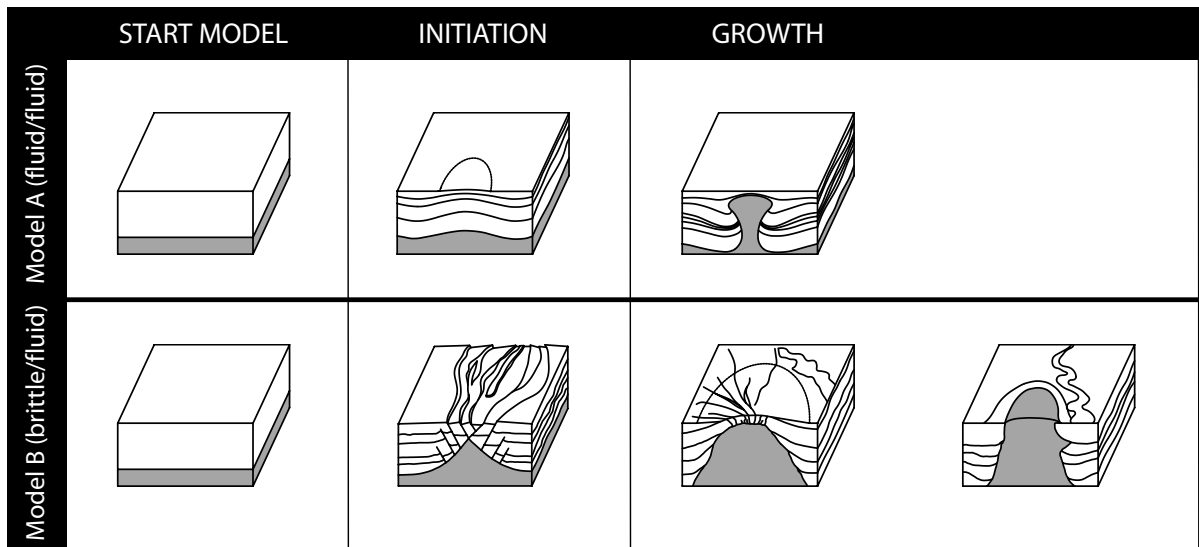


Abbildung 1.1.: Dargestellt sind die beiden Endglieder der Modellvorstellungen für Salzentwicklung. Modell a ist ein pseudoflüssig/pseudoflüssig Modell. In diesem Modell wird das Salz (dargestellt in grau) als eine plastische verformbare Pseudoflüssigkeit modelliert: 1) Zwei planparallele Schichten von sich nicht vermischenden Flüssigkeiten befinden sich im Gleichgewicht, bis eine kleine Perturbation auftritt. Diese führt zu 2) der Freisetzung potentieller Energie, da das Material mit der höheren Dichte unter dem (effektiven) Gravitationsfeld absinkt und 3) das leichtere Material nach oben verlagert wird.

In Modell b wird Salz als pseudoflüssig und die hangenden Schichten als sprödes Material verstanden: 1) Ohne externen Trigger bleibt das Salz unter dem Hangenden, da aus der Dichteinversion zu geringe Kräfte resultieren, um das aufliegende, spröde Material zu zerbrechen. 2) Wenn allerdings ein externer Trigger, wie zum Beispiel die Extensions-tektonik, Raum für den Diapir schafft, kann das Salz passiv reagieren und in den entstehenden Freiraum intrudieren. 3) Weiteres Wachstum ist dann möglich i) aktiv, wenn der hydrostatische Druck im Salz hoch im Vergleich zur Festigkeit des Hangenden ist oder ii) passiv, wenn kein Raumproblem besteht und der Druck im Salz hinreichend groß ist, um den Aufstieg zu befördern.

Die Illustration des Modells a erfolgte nach Trusheim (1960), die des Modells b nach Jackson (1994)

Vor etwa fünfzehn Jahren kamen dann Überlegungen zu Modell b auf (Vandeville and Jackson, 1992; Vandeville and Jackson, 1992b,a; Jackson, 1994; Vandeville, 2002, 2005; Hudec and Jackson, 2007), welche die verschiedenen rheologischen Eigenschaften des Materials einzubeziehen suchten. Hier wird Salz als Pseudo-Flüssigkeit und die Auflast als sprödes Material modelliert. Dieses Konzept unterscheidet sich nachhaltig von Modell a, in dem Salz und Sediment wie Flüssigkeiten modelliert werden und die Salzbewegung eine Folge des Auftriebs ist. An der Stelle des Auftriebs steht in diesem Modell eine hydrostatische Ausgleichsbewegung des Salzes, die durch die Auflast des spröden Materials induziert wird. Unter diesen Modellbedingungen reagiert das Salz im Wesentlichen nur auf äußere Kräfte, d. h. es bewegt sich, um sich an Änderungen der Auflast anzupassen oder um den entstehenden offenen Raum zu füllen, der durch z. B. regionale Extensions-tektonik verursacht wird.

Vendeville and Jackson (1992a) argumentieren, die Auftriebskräfte innerhalb des Salzes seien in der Regel zu klein, um die aufliegenden Sedimente zu durchbrechen. Für Salzdiapire, die die aufliegenden Sedimente diskordant durchziehen, ist in dieser Modellvorstellung daher in der Regel ein externer Auslöser benötigt, der den notwendigen Raum für das Salz schafft (Bullot 2001). Steuernde Materialparameter in diesem Modell sind der Druck im Salz, die Viskosität des Salzes und die Masse der aufliegenden Sedimente. Dichtekontraste und -verteilungen sind hier bedeutungslos oder spielen zumindest nur eine sehr untergeordnete Rolle für die Entwicklung von Salzdiapiren.

In Model b kann die salztektonische Entwicklung in vier Phasen (Abb. 1.1, Model b) unterteilt werden: In i) eine reaktive Phase, in der Salz aufsteigt in freie Räume, die sich durch Störungen entstanden sind (z. B. durch differentielle Auflast oder durch Extensionstektonik); ii) eine aktive Phase, in der das Salz diese Störungen aktiv erweitert und sich weiter Raum schafft bis ein Kräftegleichgewicht hergestellt ist oder; iii) eine passive Phase, falls der Diapir die Oberfläche erreicht und weiteres Wachstum dann Schritt hält mit weiterer Sedimentation und; iv) eine Phase die, falls sich die Salzvorräte erschöpfen und die regionale Extension weitergeht, zum Kollaps des Diapirs führt.

1.2. Das deutsche Nordseegebiet

Das deutsche Nordseegebiet ist Teil des CEBS – Zentraleuropäischen Beckensystems (Ziegler and Dezes, 2006). Die geologische Struktur dieses Bereichs ist stark beeinflusst von Salzdiapirismus (van Wees et al., 2000). Die Salzverteilung innerhalb des Beckens ist in Abb. 1.2 dargestellt (Warren, 2002). Es ist offensichtlich, dass die Salzstrukturen in NNW/SSE-Richtung ausgerichtet zu sein scheinen. Einige Teile des Arbeitsgebietes (z. B. der West-Schleswig-Block (WSP)) sind völlig frei von gewachsenen Salzstrukturen. Es kann angenommen werden, dass regionale Einflüsse, wahrscheinlich Regionaltektonik, für die Ausrichtung der gleichgerichteten Salzstrukturen verantwortlich sind.

Allerdings weisen einige Studien in Teilen des CEBS darauf hin, dass die Schichten überhalb und unterhalb des Salzes vollkommen von dem dazwischenliegenden Salz entkoppelt werden, dem hier dann duktile oder pseudo-fluide Merkmale auf einer geologischen Zeitskala zugewiesen werden (Scheck et al. 2003; Scheck et al. 2001). In diesen Regionen wird daher eine unabhängige Entwicklung der unter dem Salz liegenden Sedimente, die von Regionaltektonik beeinflusst sind, und den auf dem Salz aufliegenden Sedimenten angenommen. Die Veränderungen der auf dem Salz befindlichen Sedimente wird dabei ganz wesentlich auf die Salztektonik zurückgeführt.

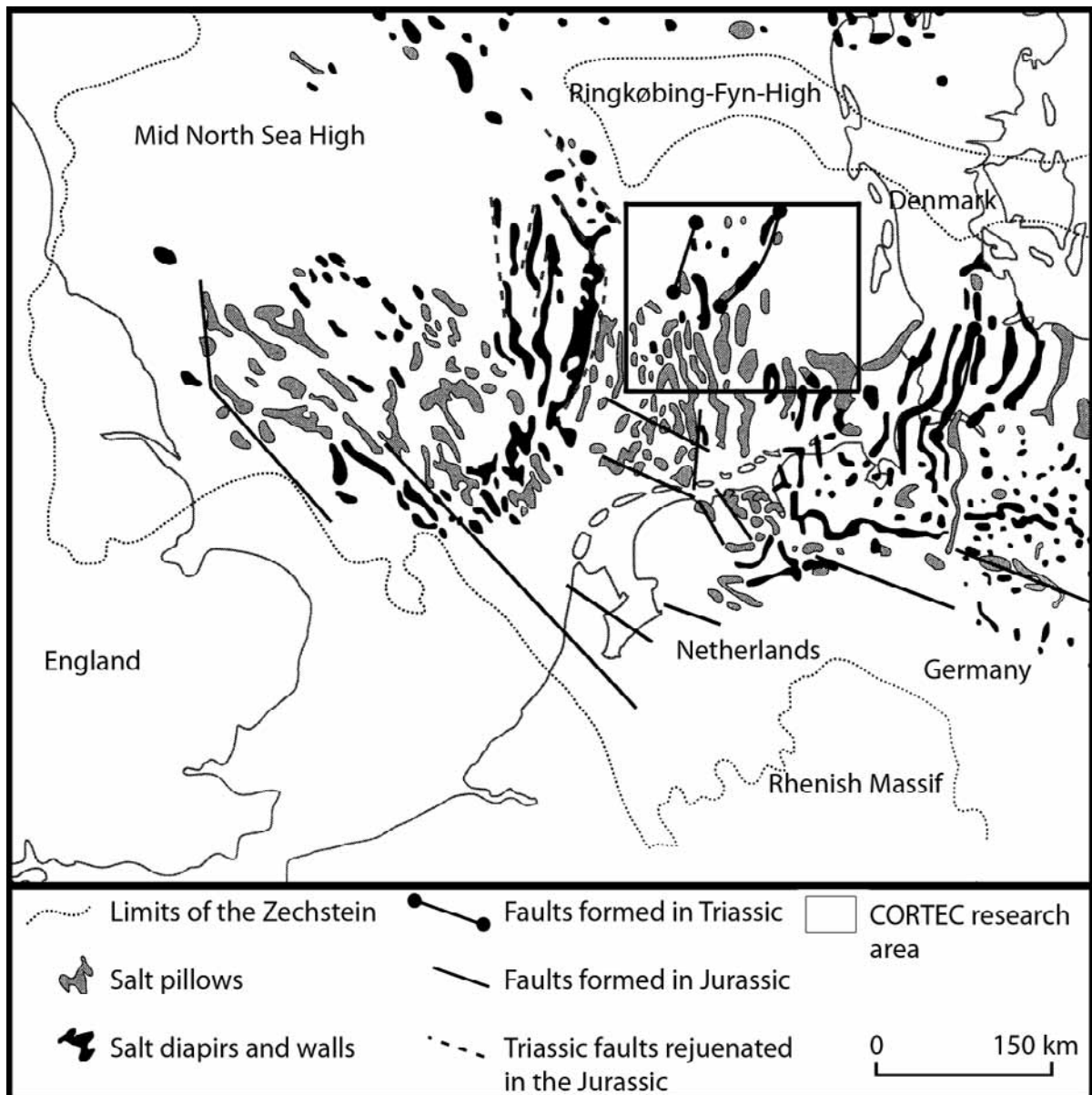


Abbildung 1.2.: Die Abbildung zeigt die großräumige Ausrichtung und Verteilung von Salzkörpern in der Nordsee. Die Box deutet das Arbeitsgebiet an. Es fällt auf, dass die Salzstrukturen überwiegend in NNW/SSE-Richtung orientiert sind. Die Abbildung basiert auf Warren (2002).

Auf den ersten Blick deutet die Abwesenheit von Störungen im Untergrund in Kombination mit den deutlichen Anzeichen für Salztektonik auf die Modellannahmen in einem Rayleigh-Taylor-Modell (Modell a). Allerdings muss dieses nicht zwangsläufig zutreffen. Für die Salzaktivität wurden entsprechend auch eine Vielzahl anderer Auslöser postuliert. Hierzu zählen gewaltige differentielle Auflasten durch differentielle Sedimentation, die einen Bruch für die Initialphase des Modell b begründen. Entsprechend erklären einige Autoren die Salzaktivität mit strukturellen Merkmalen der

Sedimente (z.B. Baldschuhn et al., 2001; Kockel, 1998; Scheck et al., 2003; Scheck-Wenderoth et al., 2003; Scheck-Wenderoth and Lamarche, 2005; Mohr et al., 2005)).

1.3. Zielsetzungen

Die Zielsetzung dieser Arbeit ist es, den Einfluss der Regionaltektonik auf die Salztektunik und damit auf die geologische Entwicklung des deutschen Bereichs des Nordseebeckens zu diskutieren. Die Diskussion basiert dabei auf Befunden aus der Interpretation seismischer Messungen (Seismisches Netzwerk: Abb. 1.3).

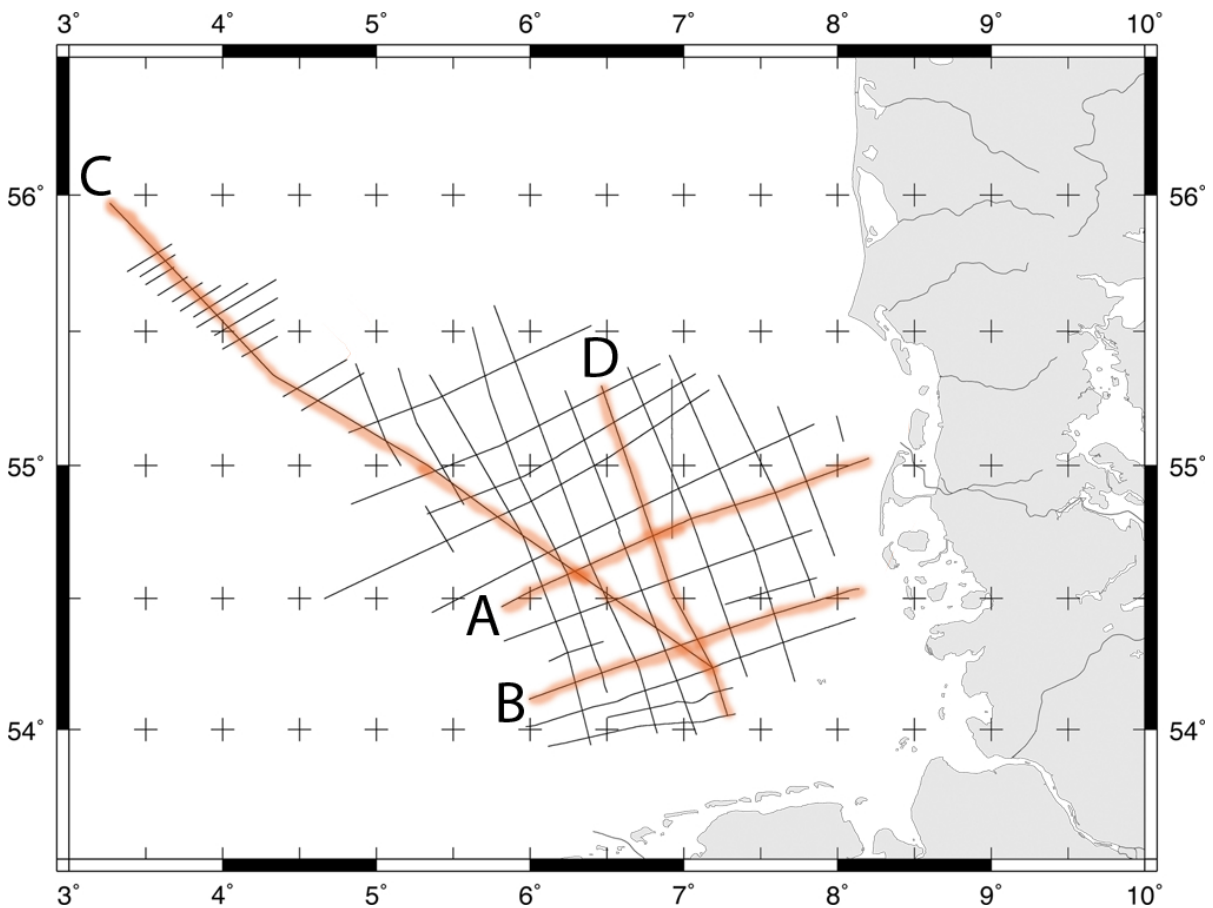


Abbildung 1.3.: Darstellung des reflexionsseismischen Datensatzes GR86 der TGS NOPEC. Das Profilnetz deckt den überwiegenden Teil des deutschen Gebiets der Nordsee ab und umfasst eine Strecke von über 3500 km. Die Profile A bis D liegen auf den in orange eingetragenen Linien, überdecken aber nur einen Teil der Profillinien. Die exakten Positionen sind aufgrund der Vereinbarung mit TGS NOPEC nicht angegeben.

Heutige Messkonfigurationen erlauben die hochqualitative und detailreiche Abbildung der oberen Kruste unterhalb des deutschen Nordseegebietes bis in früh permische Sedimente (Beispiele Abb. 3-6). Die spektakulären Sequenzen und Formen der geologischen Einheiten, die auf den Seismogrammsektionen ersichtlich sind (z. B. Abb. 5), wurden demnach über einen Zeitraum von weit mehr als 270 Millionen Jahren gebildet. Diese Strukturen wurden dabei von verschiedenen, teilweise gleichzeitig auftretenden Prozessen wie Sedimentation, Subsidenz, Erosion, Deformation, Salztektunik, Metamorphosen und Regionaltektonik beeinflusst und haben Überbleibsel der dabei gebildeten Strukturen hinterlassen, die teilweise eine Rekonstruktion der abgelaufenen Vorgänge ermöglichen.

In der riesen Zeitspanne vom frühen Perm bis heute, war die Nordseeregion innerhalb einer tektonischen Platte lokalisiert (Glennie, 1998). In Ziegler (1990) und Kockel et al. (2002) ist der tektonische Hintergrund, der nicht auf das deutsche Nordseegebiet reduziert ist, beschrieben. Es gibt allerdings nur wenig publizierte konkrete Seismogrammsektionen, die eine eigene, davon unabhängige Interpretation der Ausprägung der globalen Prozesse in einem lokalen Gebiet erlauben. Im Einzelnen werde ich einige Merkmale vorstellen, die repräsentativ für die geologische Entwicklung des Beckens im Gebiet der deutschen Nordsee sind. Weiterhin werde ich die beobachteten Merkmale hinsichtlich der verschiedenen Salzmodelle und möglicher Auslösungsmechanismen diskutieren.

Der Text ist wie folgt strukturiert: Im folgenden Abschnitt werde ich eine kurze Zusammenfassung der geologischen Geschichte der Arbeitsgebiets darstellen und dann die versendeten seismischen Daten und Bohrlochinformationen näher beschreiben. Ich werde dann kurz die beiden wesentlichen Salzmodelle vorstellen und erläutern, wie man Endglieder der entsprechenden Modelle in reflektionsseismischen Sektionen indentifizieren kann.

Im darauf folgenden Kaptiel werde ich dann konkrete Seismogrammsektionen aus dem deutschen Nordseegebiet zeigen und werden die Strukturen, die eine Rekonstruktion hinsichtlich der tektonischen und salztektonischen Entwicklung möglich machen, herausstellen. Letzlich werde ich den Text dann mit einer Diskussion der Beobachtungen und einer Konklusion hinsichtlich verschiedener Aspekte der geologischen Entwicklung im Allgemeinen und der Salztektunik im Besonderen abschließen.

Das Gebiet der deutschen Nordsee befindet sich innerhalb des Norddeutschen Beckens (NGB) und ist Teil des südlichen Permischen Beckens (Ziegler, 1990; Scheck and Bayer, 1999) und auch des Zentraleuropäischen Beckensystems (CEBS) (Kossow et al., 2000). Das NGB wird begrenzt durch das Ringkøbing-Fyn-High im Norden, die NW-SE ausgerichtete Teisseyre-Tornquist-Zone im Osten, die varistische Deformationsfront im Süden und Großbritannien im Westen.

Basierend auf den verfügbaren seismischen Daten und Bohrlochdaten kann die Stratigraphie im Arbeitsgebiet typischerweise bis in das Karbon oder frühe Perm rekonstruiert werden. Diese Einheiten sind teilweise vulkanischen Ursprungs und/oder Sedimente, die in einer Landschaft abgelagert wurden, die durch flache Seen geprägt war.

Auf diesen Gesteinen finden sich dann die Evaporitserien des Zechstein. Im späten Zechstein haben sich verschiedene Evaporitabfolgen als Ergebnis mehrmaliger, südgerichteter Transgressionen innerhalb des Beckens gebildet, die von Phasen der Verdunstung der Wassermassen gefolgt waren (Kossow et al., 2000; Ziegler, 1990).

Die Zechsteinsalze sind überlagert von den terrestrischen, klastischen Sedimenten des Buntsandsteins, die ihrerseits von den marinen Sedimenten des Muschelkalks bedeckt sind. Begleitet von Meeresspiegelabsenkungen haben sich im Keuper (spätes Trias) dann auch terrestrische Sedimente abgelagert.

Die permischen und triassischen Epochen sind zudem charakterisiert durch drei wesentliche Phasen von Extensionstektonik. Lokale Extension gab es im späten Perm, starke Extension verbunden mit Rifting gab es dann sowohl während des Ems-Tiefs im Buntsandstein wie auch während des Riftings der Nordsee im Muschelkalk (Röhling, 1991).

Im frühen Jura stiegen die Meeresspiegel wieder an und entsprechend wurden flachmarine Sedimente abgelagert. Die mitteljurassische bis früh kreidezeitliche Hebung, die auf Kompression oder Transpression basierte (Kockel, 2002; Ziegler, 1990), führte zur fast vollständigen Erosion der Ablagerungen aus der oberen Trias und des unteren Jura. Der Hebung folgte die Sedimentation klastischer, noch früh kreidezeitlicher Sedimente und mariner Sedimente (späte Kreide bis Paläogen).

Die alpidische Orogenese im Känozoikum führte zur Inversion des NGB (Jäger, 2003; Kockel, 2003). Mit Beginn der Inversion wurden im NGB terrestrische und flach marine Sedimente abgelagert.

Die Arbeit basiert auf der Interpretation und Auswertung seismischer Seismogrammsektionen im Zusammenhang mit Befunden aus Bohrungen, die in der Nordsee abgeteuft wurden.

3.1. Datenbasis und Datenbearbeitung

Als Datenbasis für die Interpretation dienen marine, reflexionsseismische Daten, die von der TGS NOPEC (Norwegen) bereitgestellt wurden, und Bohrlochdaten, die von der DGMK - Deutsche Wissenschaftliche Gesellschaft für Erdöl, Erdgas und Kohle zur Verfügung gestellt wurden. Das seismische Netzwerk (Abb. 2) umfasst dabei Sektionen mit einer Länge von insgesamt etwas mehr als 3500 km.

Die TGS NOPEC hat die Daten in einem zeitmigrierten Format zusammen mit einem Geschwindigkeitsmodell, welches auf einer iterativen DMO Geschwindigkeitsanalyse beruht, übergeben. Die Geschwindigkeitsanalyse erfolgte in einem Rasterabstand von mindestens 2 km, wurde aber dort verfeinert, wo eine höhere Variabilität der seismischen Geschwindigkeit vorlag, wie z. B. im näheren Umkreis von Salzstöcken. Um die seismischen Daten vom Zeitbereich in den Ortsbereich zu konvertieren, habe ich eine 2D Tiefenmigration basierend auf der Eikonalgleichung verwendet, die im ersten Teil dieser Arbeit detailliert beschrieben ist.

3.2. Geologische Zeitskala und Leithorizonte

Eine notwendige Grundlage für die Interpretation der tektonischen Aktivität innerhalb der geologischen Entwicklung ist die Rekonstruktion der Zeiten, zu denen die Sedimentation und Kinematik erfolgte. Eine entsprechende Zeitskala kann über sedimentäre Einheiten hergestellt werden, die in den seismischen Sektionen auftreten und mit den Sedimenten korreliert werden können, die in den Bohrkernen angesprochen wurden.

Das seismische Netzwerk besteht aus einer Vielzahl von Parallel- und Kreuzprofilen (Abb. 1.3). Aufgrund der vielen Überdeckungen können die datierten seismischen Horizonte sicher zwischen den Sektionen übertragen werden. Auf diese Weise konnten im Messgebiet die folgenden zwölf Leithorizonte identifiziert werden, die allerdings nicht alle flächendeckend vorkommen: Rotliegend, Basis Zechstein A2, Top Salz Zechstein, Basis Keuper, Mittleres Miozän, Mittleres Jura, Eozän, Buntsandstein and Muschelkalk.

3.3. Seismische Interpretation der Salzentwicklung

Die Rekonstruktion der sedimentären und tektonischen Geschichte basiert auf der Analyse der seismischen Sequenzen und deren Geometrie. In dieser Arbeit fokussiere ich mich dabei auf die die Salzentwicklung, die Einflüsse von Kräften, die auf Regionaltektonik zurückzuführen sind, und die Beziehung zwischen den Gesteinen unterhalb und oberhalb der Salze.

Die strukturelle und tektonische Entwicklung von Salzhorizonten ist verbunden mit Sedimentation und Erosion. Die Form von entstehenden oder existierenden Salzstrukturen hat Einfluss auf die Ablagerung und Erosion. Entsprechend können strukturelle Entwicklungen der Salzentwicklung rekonstruiert werden, indem man prekinematische, synkinematische oder postkinematische Sedimentationsmuster, wie Wechsel in Mächtigkeiten von Schichten, *onlaps*, *toplaps* und Erosionsdiskordanzen in der Umgebung von Salzstrukturen auswertet.

Andere Indikatoren für die Salzentwicklung, die in seismischen Sektionen indentifizierbar sind, sind Störungen, die durch Salzstrukturen herbeigeführt wurden, sowie deren Versiegelung und Diskordanzen. Weiterhin kann man aus dem randlichen Kontakt zwischen Salz und dem umgebenden Gestein weitere Schlüsse über Palaeospannungsfelder ziehen. *Salt jags* (vergl. Abb 3.1) deuten so beispielsweise auf eine laterale Kompression des Salzes.

Die Frage, welche Auslöser das Wachstum von Salz befördern oder auch erst ermöglichen, ist unter Verwendung einer seismischen Seismogrammsektion, die lediglich den Zustand des Untergrundes in der Gegenwart abbildet, in aller Regel nicht zweifelsfrei und unmittelbar zu beantworten.

Indes gibt es eine Reihe gewichtiger Argumente, die bestimmte Prozesse wahrscheinlich erscheinen lassen oder andere völlig ausschließen – so spräche beispielsweise eine Korrelation der zeitlichen Entwicklung zwischen verschiedenen Salzdiapieren und ggf. auch mit tektonischen Phasen für einen tektonischen Wirkmechanismus. Bewiesen wäre der Mechanismus durch eine zeitliche Korrelation aber nicht.

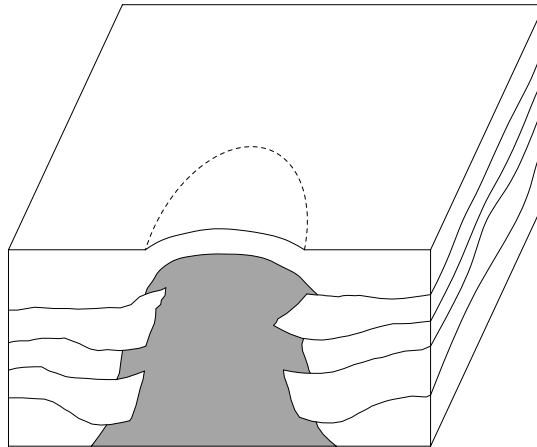


Abbildung 3.1.: Salt jags: Bei der Annahme pseudo-fluiden Salzes und einem spröden, festen umgebenden Material würde unter kompressionalen Bedingungen das harte Material der umgebenden Sedimente in das Salz intrudieren.

Die beiden Endglieder der erwähnten Modelle der Salzentwicklung sind durch eine Anzahl weiterer Merkmale abgrenzbar, die man in seismischen Sektionen erwarten würde. Diese sind im Folgenden zusammengefasst.

3.3.1. Model a

Das Modell, welches auf Auftrieb und einer Rayleigh-Taylor-Instabilität basiert, ist charakterisiert durch die folgenden Merkmale:

- Es ist kein spezieller Auslöser für das Salzwachstum notwendig außer einer geringfügigen Perturbation, die durch kleine Verschiebungen im Untergrund, differentielle Sedimentation oder jede andere Asymmetrie herbeigeführt werden kann (Trusheim, 1960).
- Kontinuierlicher Aufstieg des Salzes; der Aufstieg sollte nicht unterbrochen werden, solange eine Dichteinversion besteht.
- Der Übergang zwischen Salz und dem umgebenden Sediment sollte überwiegend gefaltet und nicht gebrochen sein, um dem viskosen Verhalten beider Materialien zu entsprechen.
- Laterale Kompression der Sedimente sollte zu einer steigenden Mächtigkeit sowohl im Salz wie auch in der sedimentären Überdeckung führen (Koyi, 1995).

- Entsprechend sollte krustale Extension zu einer Mächtigkeitsabnahme in beiden Materialien führen (Koyi, 1995).

3.3.2. Model b

Das Modell, in dem Salz als pseudo-fluidal und die umgebenden Sedimente als spröde modelliert werden, ist von folgenden Merkmalen begleitet:

- Die initiale Phase des Salzaufstiegs benötigt einen Auslöser, der die auflagernden Sedimente durchbricht. Diese Brüche können durch Extensionstektonik entstehen. Theoretisch kann auch dann ein Bruch entstehen, wenn der punktuelle Druck des Salzes die Festigkeit des überdeckenden Materials überschreitet.
- Die Salztektonik hängt von lokalen Kräftegleichgewichten ab, bei denen die Dichteinversion eine untergeordnete Rolle spielt. Entsprechend ist der Aufstieg kein kontinuierlicher Prozess, sondern ist an lokale oder regionale Umstände gebunden und geprägt von Unterbrechungen.
- Der Kontakt zwischen Salz und den umgebenden Sedimenten sollte in Übereinstimmung mit dem angenommenen, spröden Materialeigenschaften der umgebenen Sedimente gebrochen sein und nicht gefaltet.
- Laterale Kompression der Sedimente sollte nur zu einem Anstieg der Mächtigkeit im Salz führen (Koyi, 1995), da die spröden Materialien der umgebenden Sedimente in das Salz gedrängt werden (Abb. 3.1).

4.1. Überblick

Die seismischen Sektionen, die in Abb. 4.2, 4.4, 4.5 und 4.6 dargestellt sind, zeigen eine ganze Reihe seismostratigraphischer Besonderheiten innerhalb des Beckens unterhalb der deutschen Nordsee-Region, die in diesem Abschnitt diskutiert werden. In Bezug auf die Salzentwicklung kann die gesamte Region in zwei Bereiche unterteilt werden: Die erste Einheit, die räumlich dem überwiegenden Gebiet der deutschen Nordsee zuzuordnen ist, zeigt eine sehr deutliche Salzaktivität. Fast gar keine Salzaktivität ist hingegen in der zweiten Einheit zu beobachten, die überwiegend dem West-Schleswig-Block entspricht (WSP). Der WSP befindet sich südlich des Ringkøbing Fyn High und wird nach Westen begrenzt durch den Horn-Graben (HG) und durch den Glückstadtgraben (GG) nach Osten (vergl. Abb. 4.1).

Der HG und der Zentralgraben (CG) sind vermutlich die spektakulärsten Strukturen tektonischer Herkunft in diesem Gebiet (Abb. 6) und die großen Salzdiapire sind ganz überwiegend in großer Nähe zu den Gräben entstanden (Abb. 2). Der CG entstand im Trias kurz nach der Entwicklung des HG, der bereits im späten Perm existierte. Beide, der CG und der HG, sind ein Resultat der extensionalen Tektonik, die eine Folge des Zerbrechens des Superkontinents Pangea war (Ziegler, 1982; Ziegler, 1988). Innerhalb dieser Gräben existieren Sedimente mit einer angenommenen initialen Mächtigkeit von überschlägig 2500 m (Scheck et al., 2003).

4.2. Entwicklung der Salzstrukturen

Die dominanten Strukturen, die auf den Seismogrammen dargestellt sind, stehen in Bezug zur Salztektonik. In diesem Abschnitt werden ich mich daher besonders mit den Salzdiapieren und seismostratigraphischen Merkmalen in unmittelbarer Nähe zu den Salzstrukturen befassen.

Im engeren Sinne, der von einigen Autoren (z.B. Warren, 2005) vertreten wird, sind nur einige der gezeigten Strukturen Salzdiapire, da der Begriff Salzdiapir häufig definiert ist als eine durch

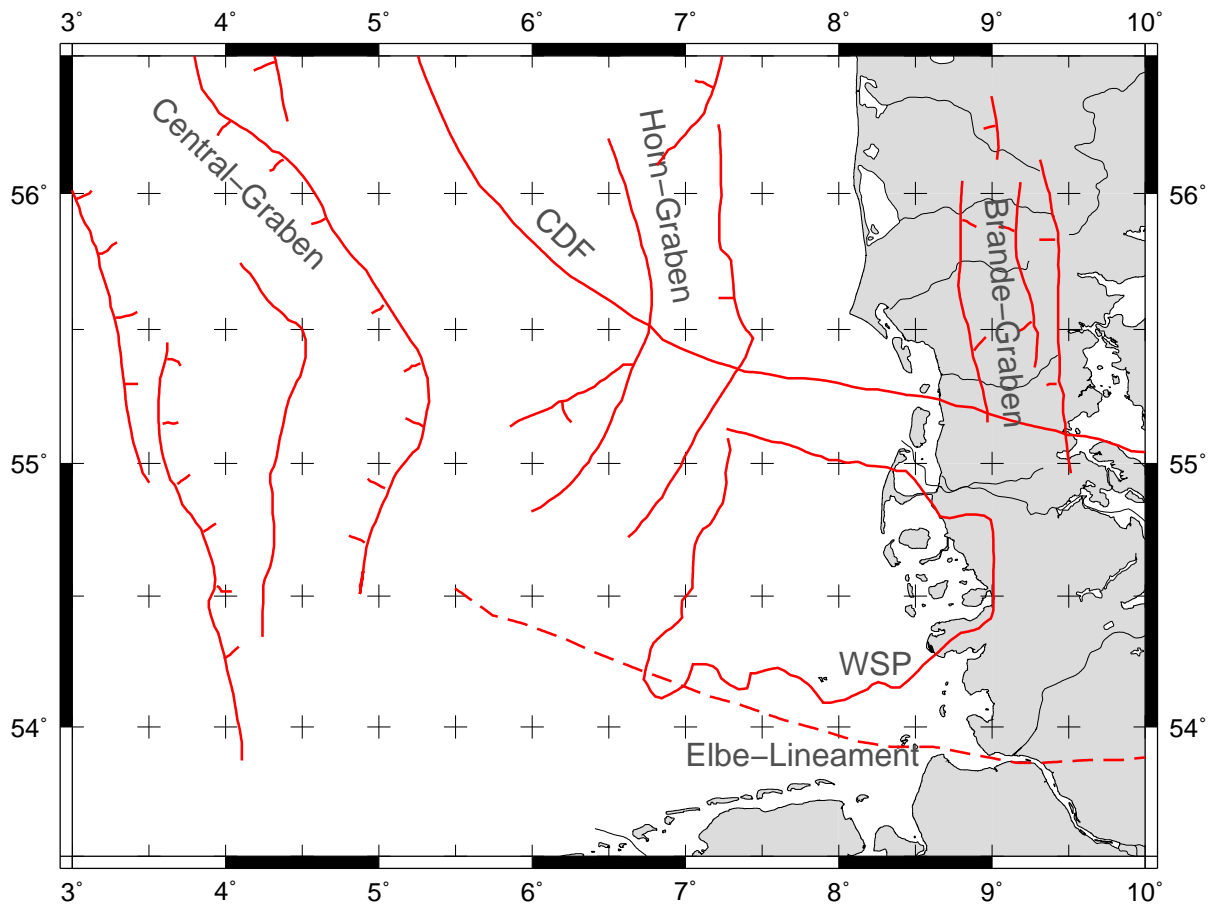


Abbildung 4.1.: Karte der Basementstrukturen in der Nordseeregion

Salzfluss entstandene Struktur, die diskordanten Kontakt zu der umgebenden sedimentären Strata zeigt. Trotz dieses Umstandes werde ich den Begriff im Folgenden weiter fassen und alle Strukturen mit bemerkenswerten Ausmaßen, die in Folge von Salzfluss entstanden sind, als Salzdiapire bezeichnen — selbst dann, wenn die Kontakte nicht diskordant sind.

4.2.1. Profil A

Profil A (Abb. 4.2) verläuft von Westen nach Osten. Im westlichen Teil befinden sich die Salzdiapire a, b und c. Es handelt sich dabei um dreieckige Formen, die unten breit sind und nach oben spitz zulaufen. Die unter diesen Diapiren liegenden Sedimente sind ebenfalls angehoben und die Basis des Zechsteins A2 ist häufig gebrochen. Die Brüche deuten auf Sprödbrüche, bedingt durch eine hohe mechanische Belastung, hin.

Die Reflexionselemente unterhalb des Zechsteins A2 zeigen nach der Tiefenmigration, die die höhere seismische Geschwindigkeit berücksichtigt, einen ganz ähnlichen Verlauf und sind ebenfalls von vertikal verlaufenden Störungen durchzogen. Im westlichen Teil der Sektion zeigen sich bis in die späte Trias Kompressionsstrukturen, die als Hinweis auf die triassische Inversion interpretiert werden. Faltungen treten östlich der Diapirs d nicht mehr auf. Hier befindet sich der WSP.

Ab einer Position von etwa 80 km zeigt sich im Basement des Zechsteins eine ursprünglich asymmetrische Grabenstruktur, die vermutlich im Zusammenhang mit regionaler Extension steht. Diese ist allerdings überprägt durch eine spätere Inversion, wie durch *buckle folds* ersichtlich ist. Die Kontakte zwischen dem Salz und dem umgebenden Sediment sind unscharf, was auf eine hohe Anzahl von Brüchen in ganz verschiedenen Größenordnungen hinweist. Dieser gebrochene Kontakt wird von Sedimenten überdeckt, die gebogen und nicht gebrochen sind. Vorliegend hat die Kompression sowohl die Schichten unter dem Salz wie auch die Schichten auf dem Salz erfasst. Wie durch *truncations* und *onlaps* ersichtlich ist, begann die Hauptphase des Wachstums in der Oberen Kreide, vermutlich während der spätjurassischen oder frühkretazischen Inversion. Wachstumsfaltungen, die auf ein kompressionales Milieu hindeuten, befinden sich in den oberen Bereichen der Diapire b und c.

Auf der Basis der Beobachtung kann man zu dem Schluss kommen, dass die Salzdiapire a - c sich aus durch Kompression entstandenen *buckle folds* gebildet haben. Einen solchen Mechanismus stellt unter anderem Warren (2005) vor. Das entsprechende Entstehungsprinzip ist in Abb. 4.7 dargestellt.

Etwa während des Miozäns bildete sich eine kleinere Grabenstruktur im oberen Bereichs des Diapirs c, die sich sekundär verjüngt hat. Diese Verjüngung wird als Hinweis auf spätere Kompression gedeutet (Davidson et al., 2000).

Nach der Tiefenmigration zeigt sich die Basis des Zechsteins A2 unterhalb des Diapirs d sehr flach und es sind keine maßgeblichen Anzeichen von Faltungen oder Störungen zu erkennen. Allerdings deutet eine *drag fault* an der Spitze der Struktur d auf kompressionales Wachstum. Die Störung unterteilt die Struktur in eine westliche und eine östliche Flanke und reicht bis an die Oberfläche. Eine zweite *truncation* an dem Dach des Diapirs d im westlichen Teil der Faltung deutet auf eine zweite Wachstumsperiode im Paleozän. Die Störung wurde im Neogen nach dem Mittleren Miozän endgültig versiegelt. *Drag faults* entstehen typischerweise entlang von *thrust faults* (Twiss and Moores, 1992). Die Störung fällt grob in N/S-Richtung ein, was gut mit dem in Abb. 1 dargestellten Trend korrespondiert.

Diese Beobachtung befördert die Interpretation, dass im östlichen Teil der Sektion (innerhalb des WSP) das Basement selber nicht durch horizontale Kräfte komprimiert wurde. Im Übergangsbe-

reich zum WSP hin sind für einen kleinen Bereich noch die Sedimente über dem Salz komprimiert. Es stellt sich die Frage, ob hier das Salz evtl. als Gleitmittel fungiert (Beispiel in Abb. 4.3).

4.2.2. Profil B

Das Profil B (Abb. 4.4) verläuft von Westen nach Osten. Die westlichen 90 km liegen im Übergang zum WSP. Hier ist das Zechstein Basement stark gestört. Die Bildung von, vermutlich triassischen, Horst-und-Graben-Strukturen im Basement deutet auf ein extensionales Umfeld. Die Extensionsstrukturen finden in den aufliegenden Sedimenten keine Fortführung. Sie könnten zwar theoretisch invertiert und überprägt sein: Dafür gibt es allerdings keine Hinweise. In Bereichen, in denen Salz vollständig fehlt, befinden sich die hangenden Sedimente im direkten Kontakt zum Basement. Die Sedimente im unmittelbaren Umfeld zeigen Aufwölbungen, die sich nur mit einem kompressiven Milieu erklären lassen.

Die Strukturen e, f, und g sind hingegen Extensionsstrukturen (Abb. 4.4). Einen annähernd orthogonalen Anschnitt der Struktur e ist auf dem Kreuzprofil d (Abb. 4.6) dargestellt. Die von der Extension erzeugten Freiräume in den aufliegenden Schichten sind vom Salz verfüllt. Der obere Bereich der Struktur ist aber kollabiert. Ganz offenbar hat die reine Schaffung von Raum hier nicht ausgereicht, um echten Diapirismus zu initiieren. Dabei ist zu erkennen, dass zum Kollaps zugehörige Störungen im frühen Känozoikum durch hangende Strata versiegelt wurden. Kleine lokale Mächtigkeitszunahmen der unterliegenden Schichten weisen auf eine kurze Reaktivierung der ursprünglichen Störung im Miozän hin.

Die Schüttungskörper der Eridanos-Serien des Eridanos-Delta-Systems (Overdeem, 2006), die unmittelbar über den Strukturen – und nach Entstehung der Schwächezonen – abgelagert wurden, belegen, dass differentielle Auflasten existiert haben müssen. Obwohl hinreichend Salz vorhanden war, eine Schwächezone in den hangenden Sedimenten vorlag und über lange Zeiträume extreme differentielle Auflasten existierten, ist demnach seit vielen Millionen Jahren kein weiterer Salzaufstieg erfolgt.

Weiterhin ist beachtenswert, dass die Extensionsstrukturen e und f nicht von Kompression überprägt wurden. Ganz offenbar hat die Inversion den WSP also nicht erreicht.

Eine mögliche Hypothese zur Erklärung dieses Umstandes ist, dass das Material des WSP andere rheologische Eigenschaften hat und als Widerlager wirkt. Eventuell sind auch die Touchdown-Strukturen im Übergang der Bereiche dafür verantwortlich, dass die Übertragung der Kräfte in die oberen Sedimente begrenzt wurde. Es gibt keine deutlichen Hinweise darauf, dass tektonische Ex-

tension den WSP erfasst hat. Die Extensionsstrukturen in den jüngeren Sedimenten können auch andere Ursachen haben: Brink (2005) stellt z.B. ein alternatives Modell für die Reduktion von Sedimentvolumen vor, das im Wesentlichen auf Kompaktion beruht und nicht von äußeren tektonischen Umständen abhängt.

4.2.3. Profil C

Das Profil C (Abb. 4.5) verläuft von Nordwest nach Südost. Es bildet die Salzdiapire h und i ab, die innerhalb des CG in der Nordsee entstanden sind. Erste erkennbare *truncations* in den umgebenden Sedimenten können auf die Obere Kreide datiert werden. Es ist allerdings wahrscheinlich, dass das Wachstum des Diapirs bereits deutlich früher erfolgte, eventuell in Zusammenhang mit der triassischen Extension. Hinweise dafür geben *onlaps* von triassischen Sedimenten an der *drag zone* des Diapirs (Schultz-Ela, 2003). Es kann daher vermutet werden, dass die *truncations* in der Oberen Kreide daher mit einer Reaktivierung des Wachstumsprozesses in der Oberen Kreide im Zusammenhang stehen .

Unterschiede in der Mächtigkeit der Ablagerungen und die Versiegelung an der Spitze der Strukturen deuten auf ein Wachstum während der Ablagerung des känozoischen Deltafächers (Eridanos delta system, Overdeem, 2006). Das Eridanos-System kann an den sich überlagernden *topset clinoform* Strukturen erkannt werden. Kleine Hinweise auf Kompression geben Störungen in der Spitze des Diapirs, die auf eine Verjüngung deuten (Withjack and Scheiner, 1982).

Die Nadel-Diapire j und k entstanden zwischen *buckle-folds* in Ausläufern des HG. Zwischen dem CG und dem HG liegt das Schillgrund-Hoch, das kaum mit Salz bedeckt ist und auf dem die jüngeren Sedimente größtenteils unmittelbar aufliegen. Kompression in den jüngeren Sedimenten ist nur südöstlich des Schillgrund-Hochs zu beobachten.

Das Basement unterhalb der Diapire ist stark gefaltet und teilweise auch gestört. Die Salzdiapire sind umgeben von *buckle folds*, die bis in permische Ablagerungen verfolgt werden können. Die zeitliche Entwicklung der Diapire ist vermutlich gleich denen der Diapire a, b, c, d (Abb. 4.2) und n (Abb. 4.6) wie durch die *onlaps* Muster der aufliegenden Sedimente angedeutet wird.

4.2.4. Profil D

Das Profil d ist nord-süd gerichtet (Abb. 4.6). Im nördlichen Bereich der Sektion befindet sich der Diapir i. Erosionsdiskordanzen innerhalb der frühen triassischen Sedimente an der nördlichen Sei-

te des Salzdiapirs geben einen Hinweis darauf, dass der Salzdiapir die Oberfläche nicht später als während der Inversion des Beckens im Jura erreichte. Der Kontakt zwischen dem Salz und den umgebenden Sedimenten ist ausgesprochen scharf. Die Sedimente scheinen durch den Aufstieg des Diapirs nicht derartig mechanisch beansprucht worden zu sein, dass es zu Brüchen gekommen wäre. Die Sedimente wirken, als wären sie plastisch deformiert worden. Aus dieser Beobachtung folgt die Annahme, dass die Deformationsraten vorliegend sehr gering gewesen sein müssen, d.h. das Wachstum des Diapirs sich in solchen Zeitskalen bewegte, in denen das umgebende Sediment plastisch verformbar war. Aufgrund der Erosionsdiskordanzen und der verformten Ablagerung kann hier nur eine recht breite zeitliche Einordnung erfolgen, die nur die Angabe einer oberen Grenze für den Zeitraum der Deformation ermöglicht. Dieser Zeitraum liegt zwischen der Trias und der Kreide.

Der Diapir i durchbricht an seiner Spitze die kreidezeitlichen und paläozänen Sedimente. Dabei deuten Erosionsdiskordanzen und Variationen in der Mächtigkeit überhalb der Spitze des Diapirs auf ein Wachstum bis ins Neogen. Es ist möglich, dass das Wachstum aktiv gewesen ist (siehe Modell b) und unterbrochen wurde, bevor die Dichteinversion aufgehoben war. Der Diapir m ist unten schmaler und wird nach oben hin breiter. Seine Spitze ist im Vergleich zu dem Niveau der Basis der kreidezeitlichen Sedimente um etwa 700 m angehoben.

Die Mächtigkeit der kreidezeitlichen und känozoischen Sedimente überhalb des Diapirs sind verringert. Weiterhin sind die Ablagerungen von Störungen durchzogen. Eine Grabenstruktur befindet sich oberhalb der Spitze des Diapirs, die, wie Erosionsdiskordanzen und *downlaps* in der Peripherie des Diapirs, auf eine asymmetrische Entwicklung insbesondere während des Keuper deuten. Die Erosionsdiskordanzen und *toplaps* an den Randsynklinen deuten auf zwei unterschiedliche Zeiten des Diapirwachstums zwischen dem Jura und Kreide, die von einer Phase erhöhter Sedimentation unterbrochen wurden. Teile der Sedimente wurden sekundär in den Salzkörper gedrängt (*salt jags*). Dieses deutet auf ein zeitweilig kompressives Umfeld.

Diapir n – der selbst in großzügiger Auslegung vielleicht eher ein Salzkissen als ein Salzdiapir ist hat viele Gemeinsamkeiten mit den Diapiren a bis d (Abb. 4.6): Die Struktur ähnelt einem nach unten geöffneten Dreieck, zeigt, wie an einer Vielzahl von Brüchen zu erkennen ist, starke mechanische Belastungen. Das Basement unter der Struktur ist leicht gebogen. Die Zechstein A2 *unconformity* ist allerdings nicht stark gestört, sondern eher verformt. Eine Reihe tieferer Reflektoren zeigen ebenfalls Aufwölbungen. Diese Indizien deuten auf ein deutlich kompressives Regime.

Erosionsdiskordanzen an den hängenden Sedimenten deuten auf den gleichen Entwicklungszeitraum hin, wie bei Diapir d.

4.3. Regionale Verbreitung von touchdowns

In den Profilen A, B, C und D (Abb. 4.2, 4.4, 4.5 und 4.6) sind beispielhaft Auflagepunkte gezeigt, bei denen das Basement, nicht getrennt durch Salz, unmittelbar mit den hangenden Sedimenten im Kontakt steht. Diese Strukturen bezeichne ich als *salt welds* oder *touchdowns*. Derartige Konstellationen stellen keine ausgesprochene Besonderheit dar, sondern sind im Arbeitsgebiet typische Begleiter im Umfeld ausgesprägter salztektonischer Vorgänge. In Abb. 4.8 ist die räumliche Verteilung der Strukturen im Messgebiet dargestellt.

Die *touchdowns* treten überwiegend im westlichen Bereich des Arbeitsgebiets auf und sind auf dem WSP gar nicht vorhanden. Da zweifelsfrei angenommen werden kann, dass das Salz sich ursprünglich im unmittelbaren Umfeld der *touchdowns* in etwa gleicher Mächtigkeit abgelagert hat, kommen nur sekundäre, d. h. postsedimentäre und salzkinematische, Prozesse für die Entstehung der *touchdowns* in Frage. Entsprechend treten die Beobachtungen der *touchdowns* auch nur in engem Zusammenhang zu größeren Salzstrukturen auf. *Touchdowns* sind also offenbar eine Folge von differentiellen Salzbewegungen, d.h. sie treten dort auf, wo Salz sich rascher wegbewegte, als es nachfließen konnte. Diese Beobachtung wirft die Frage auf, an welchen Positionen solche Unterschiede entstehen können. Es kann hier vermutet werden, dass laterale Viskositätsunterschiede durch Materialunterschiede oder unterschiedliche äußere Umstände wie Wassersättigung und Temperaturkontraste bestehen. Materialunterschiede können bei Salzen unter anderem durch eine unterschiedliche Reinheit des Salzes, welches mehr oder minder mit Sanden oder anderen Sedimenten durchsetzt sein kann, vorliegen.

Der weitere und prägende Fortgang des differentiellen Salzflusses ist vermutlich im Salztransport und dadurch entstehende differentielle Auflasten zu finden. Allerdings ist hierfür erforderlich, dass das hangene Sediment absinkt. Wenn es absinkt, verstärkt sich der Prozess weiter: Dort wo Salz wegbewegt wurde und das hangende Sediment absinkt, verschieben sich die wirkenden Kräfte auf das Hangenden und die Mächtigkeitsabnahme des Salzes nimmt weiter zu.

4.4. Synopse

Die Beobachtungen und Interpretationen stimmen insoweit mit den Modellen von Vandeville and Jackson (1992); Vandeville and Jackson (1992b,a); Jackson (1994); Vandeville (2002, 2005); Huddec and Jackson (2007) (mein Model b) überein, dass Diapirismus sich nur dann entwickelt, wenn externe Auslöser das Wachstum initiieren. Dabei habe ich allerdings beobachtet, dass diese Aus-

löser im Messgebiet offenbar nicht auf Extensionsereignissen basieren, sondern eine Folge von kompressionaler Tektonik sind.

Es gibt zwar Hinweise auf Extension, diese stehen aber nicht zwangsläufig mit dem Salzwachstum in Zusammenhang. Dort wo Extension auch in den hangenden Sedimenten beobachtet werden kann, ist sie in der Region durch listrische Verwerfungen gekennzeichnet. Diese Verwerfungen haben aber keinen Salzaufstieg initiiert. Ob diese extensionalen Strukturen tektonischen Ursprungs sind, kann auf der Grundlage der seismischen Befunde nicht ermessen werden. Es gibt alternative Erklärungsmodelle für die Reduktion von Sedimentvolumen (z.B. Brink (2005)).

Unsere Beobachtungen unterstützen das Modell a, welches Dichteinversion und Auftrieb als treibende Kräfte postuliert, nicht. Der Auftrieb würde zu einem kontinuierlichen Salzaufstieg führen und erst enden, wenn sich das weniger dichte Material auf dem dichteren Material befindet. Dieses ist aber ganz offenbar nicht so. Weiterhin gibt es Regionen, in denen sich Salztektonik nicht ausgebildet hat. Da in einem Rayleigh-Taylor-Ungleichgewicht kleine Perturbationen des Gleichgewichts ausreichen, um einen Austauschprozess in Gang zu setzen, der die Dichteinversion aufhebt, dürfte es solche Regionen nicht geben.

Tatsächlich gab es nicht nur leichte Ungleichgewichte, sondern enorme differentielle Auflasten, die keinen Salzaufstieg begründeten. Beispielsweise hoben sich im der Oberen Kreide gleichzeitig der Fennoskandinavische Schild und die Subsidenz im Nordseebecken nach. Beides führte zur Ablagerung enormer Sedimentmassen, die durch z.B. *topset clinoform structures* in den Abb. 4.5 und 4.6 zu finden sind. Insgesamt umfassten die Ablagerungen ein Volumen von mehr als $62 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ auf einer Oberfläche von $28 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ in dem südlichen Nordseebecken (das Eridanos Deltasystem, Overeem et al., 2001). Aber auch diese Auflasten und die differentielle Sedimentation der Erosionsfrachten führen nicht zur Aktivierung von Salzkinematik.

Es kann eine starke Korrelation von Faltungen im Basement mit dem Wachstum von Diapiren betrachtet werden. Ausnahmen sind der WSP, in denen das Basement vergleichsweise ungefaltete und störungsfrei ist und eine sehr flache Topographie hat. Auf die Besonderheiten im Zusammenhang mit dem WSP wird später noch eingegangen. Die Diapire sind im Arbeitsgebiet vermutlich ganz überwiegend aus *buckle-folds* entstanden, die das Basement ebenso erfasst haben, wie die auf dem Salz befindlichen Sedimente (vergl. 4.7). Für die wesentliche Beschreibung des Salzaufstiegs scheinen die Modellparameter des Modells b daher zutreffend zu sein. Die notwendige Energie, um die hangenden Sedimente zu deformieren und auch zu brechen, lieferte die Kompression.

Gleichwohl erkennt man, dass die strikte Unterteilung in spröde und fließfähige Sedimente zwar für einige Deformationsereignisse stimmen mag, als generelle Aussage aber untauglich ist, weil eine binäre Unterteilung in spröde oder fließfähig zu kurz reicht. In den Seismogrammsektionen

sind unmittelbar Sedimente zu erkennen, die sich eher plastisch verformt haben, als das sie gebrochen wurden (vergl. Abb. 4.2 und 4.6). Diese Beobachtung lässt auf stark unterschiedliche Deformationsraten schließen.

Die Relaxationszeiten von Salzen wie Gestein sind zwar stark unterschiedlich — aber in extrem langen Zeiträumen lässt sich das Sediment ebenso plastisch verformen, wie Salz durch eine rasche Belastung spröde zu brechen vermag. Sollte so ein Bruchereignis im Basement an der Grenzfläche zum Salz auftreten, so wird dieses zweifelsfrei auch das Salz erfassen. Dass diese Brüche nicht in der Seismogrammsektion zu beobachten sind, zeugt nicht davon, dass diese Brüche nicht stattfinden. Zum einen ist zu erwarten, dass Brüche im Salz tatsächlich in kurzen Zeiträumen verheilen. Zum Anderen kann es derzeit nicht gelingen, Brüche innerhalb des Salzes seismisch gut aufzulösen, da Internschichtungen im Grenzbereich der Auflösung der Methodik liegen und schwer zu beurteilen sind.

Wenn man sich also der Frage nähert, ob Salz es vermag, das Basement vollständig von den auf dem Salz lagernden Schichten zu entkoppeln, so ist diese Frage offenbar ohne die Kenntniss von Deformationsraten im Untergrund und auch eventuelle Bruchereignisse nicht zu beantworten. Der umgekehrte Weg, nämlich von der Materialzusammensetzung und über die Korrelation von Störungen unterhalb und oberhalb des Salzes auf Deformationsraten zu schließen, gelingt im vorliegenden Gebiet nicht. Eine vollständige Entkopplung von Sub- und Suprasalz ist für die südliche Nordsee indes nicht anzunehmen, da das gesamte Gebiet durch eine Vielzahl von Auflagepunkten durchzogen ist, an denen unmittelbarer Kontakt zwischen dem Basement und den jüngeren Sedimenten vorliegt.

Die Sonderstellung des WSP – und eventuell auch des SGH – konnte in dieser Studie nur beobachtet werden. Erkennbar ist, dass das Basement am WSP keine deutlichen Deformationen aufweist. An den Übergängen zum WSP ist das Hangende des Salzes gelegentlich aber noch gefaltet. Wir nehmen an, dass an solchen Stellen das Salz tatsächlich als *décollement* oder Gleitmittel gewirkt hat, und sich die Kräfte der Verformung deshalb nicht auf das Basement übertragen haben (Abb. 4.9). Auch hinsichtlich der Expansion erscheint der WSP ein Bereich *tektonischer Stille* zu sein. Es gibt zwar Expansionsstrukturen, diese sind aber ausgesprochen klein und lassen sich evtl. auch mit Sedimentvolumenverringerungen durch Diagenese erklären (Brink, 2005).

Es kann spekuliert werden, ob die Gräben, die durch expansive Tektonik bereits im frühen Perm gebildet wurden, sich an Schwächezonen ausbildeten, die durch einen Übergang zwischen unterschiedlichen Rheologien oder Bereichen mit verschiedenem Temperaturgradienten im Untergrund begründet sind. Die Kompression könnte sich dann überwiegend in den Gräben ausgewirkt haben und bei der Kompression könnte sich das umliegende Material an dem rigideren Basement

des WSP aufgeschoben haben. Dieses würde auch erklären, warum in den Gräben die Salztektunik so besonders ausgeprägt ist.

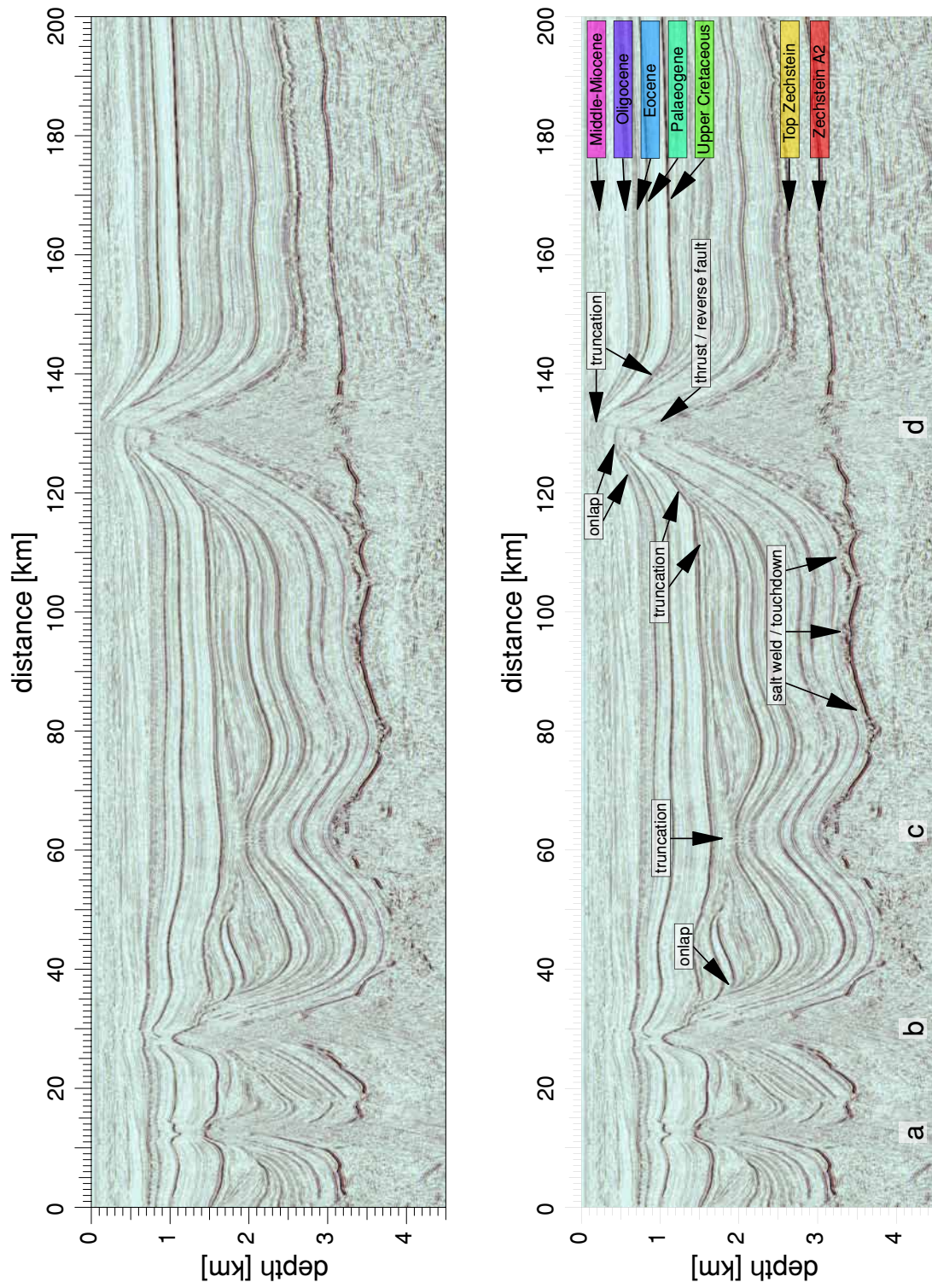


Abbildung 4.2.: Seismogrammsektion: Profil A

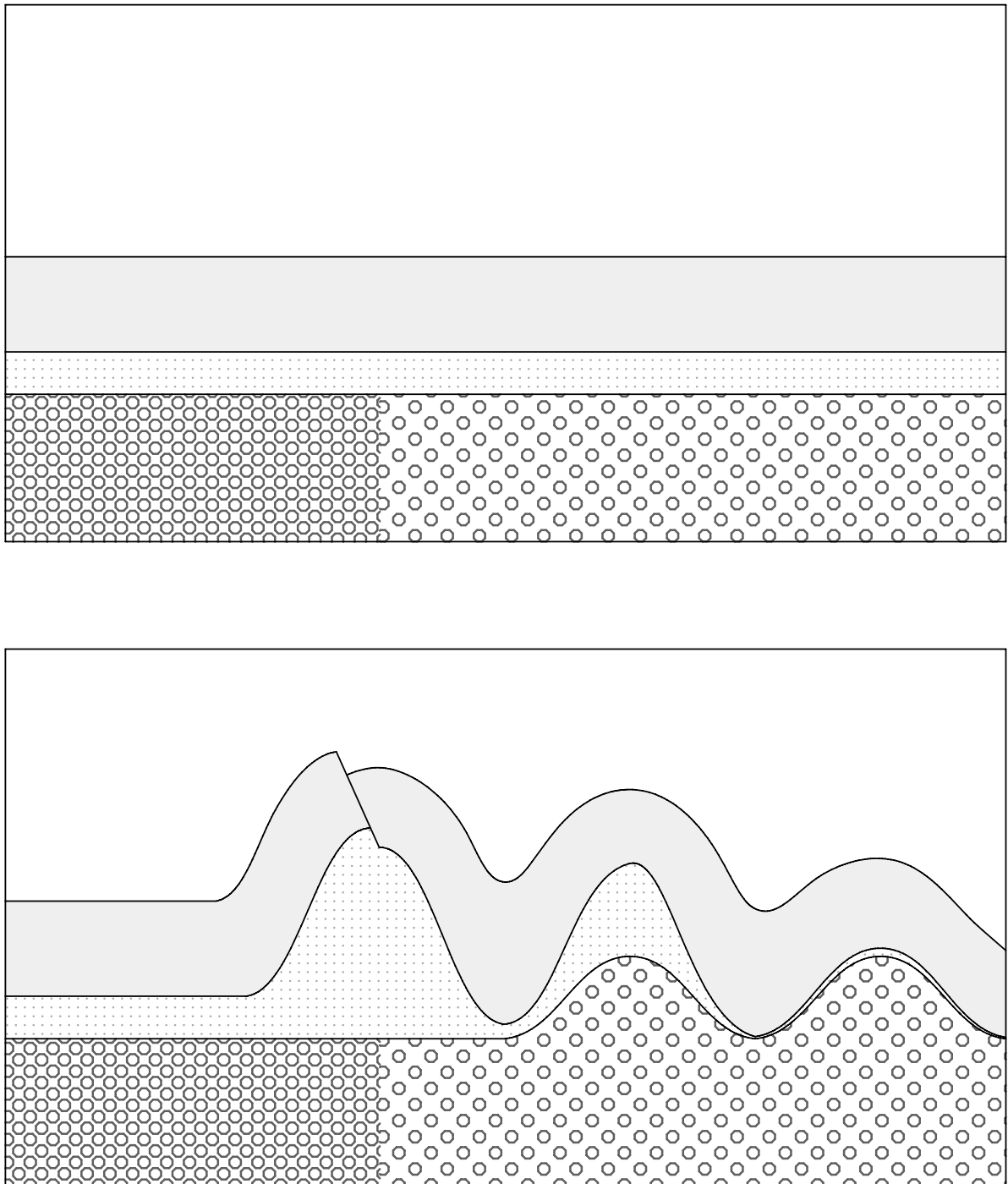


Abbildung 4.3.: Skizze für die Entstehung eines Salzdiapirs am Rande des WSP. Das Basement des WSP ist nicht gefaltet. Der Diapir ist durch die Auffaltung des Hangenden entstanden. Im Übergangsbereich zum WSP hin hat sich eine Störung entwickelt. In einem kleinen Bereich sind auch die Sedimente über dem Salz komprimiert. Möglicherweise wirkte das Salz als Gleitmittel.

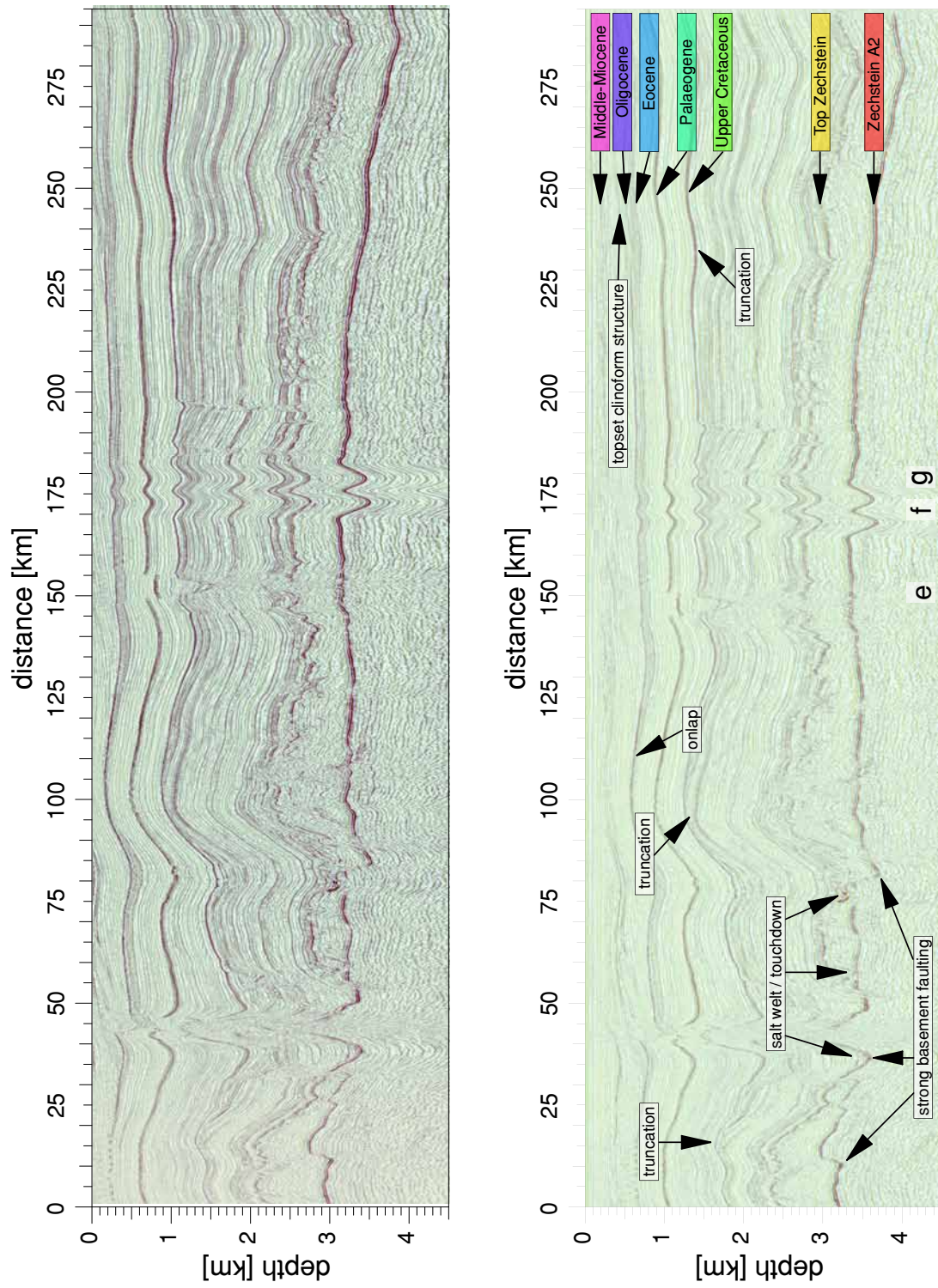


Abbildung 4.4.: Seismogrammsektion: Profil B

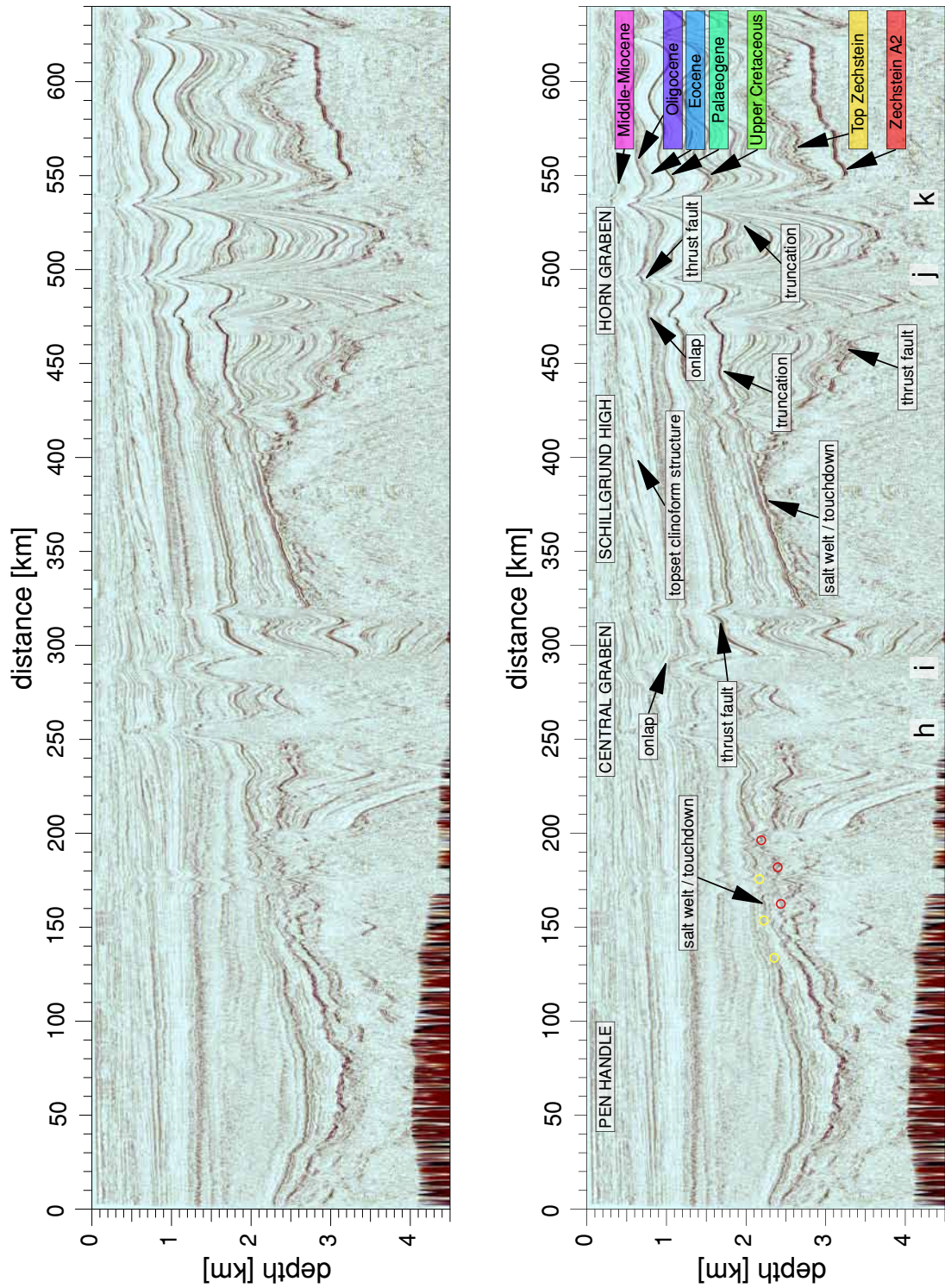


Abbildung 4.5.: Seismogrammsektion: Profil C

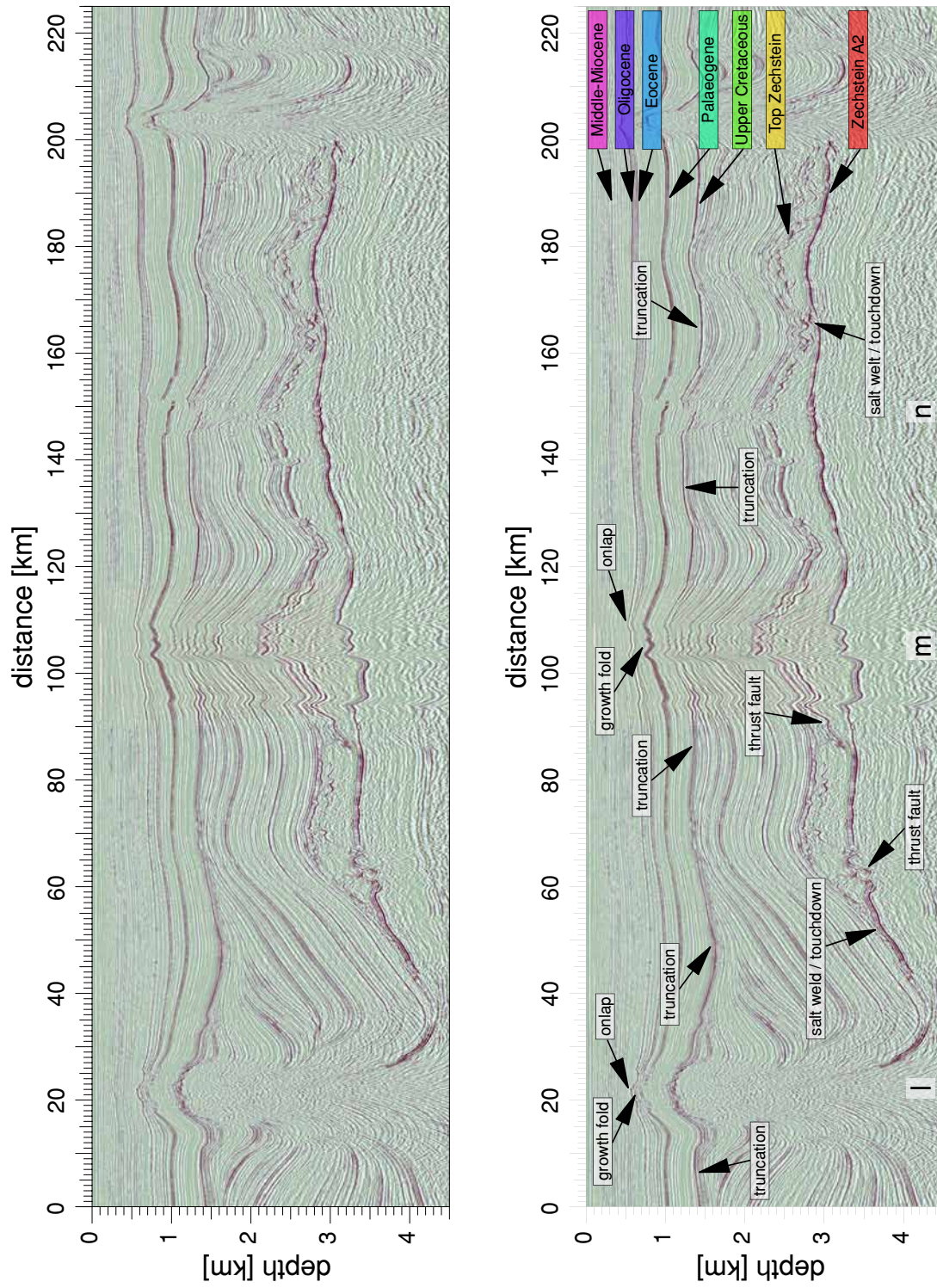


Abbildung 4.6.: Seismogrammsektion: Profil D

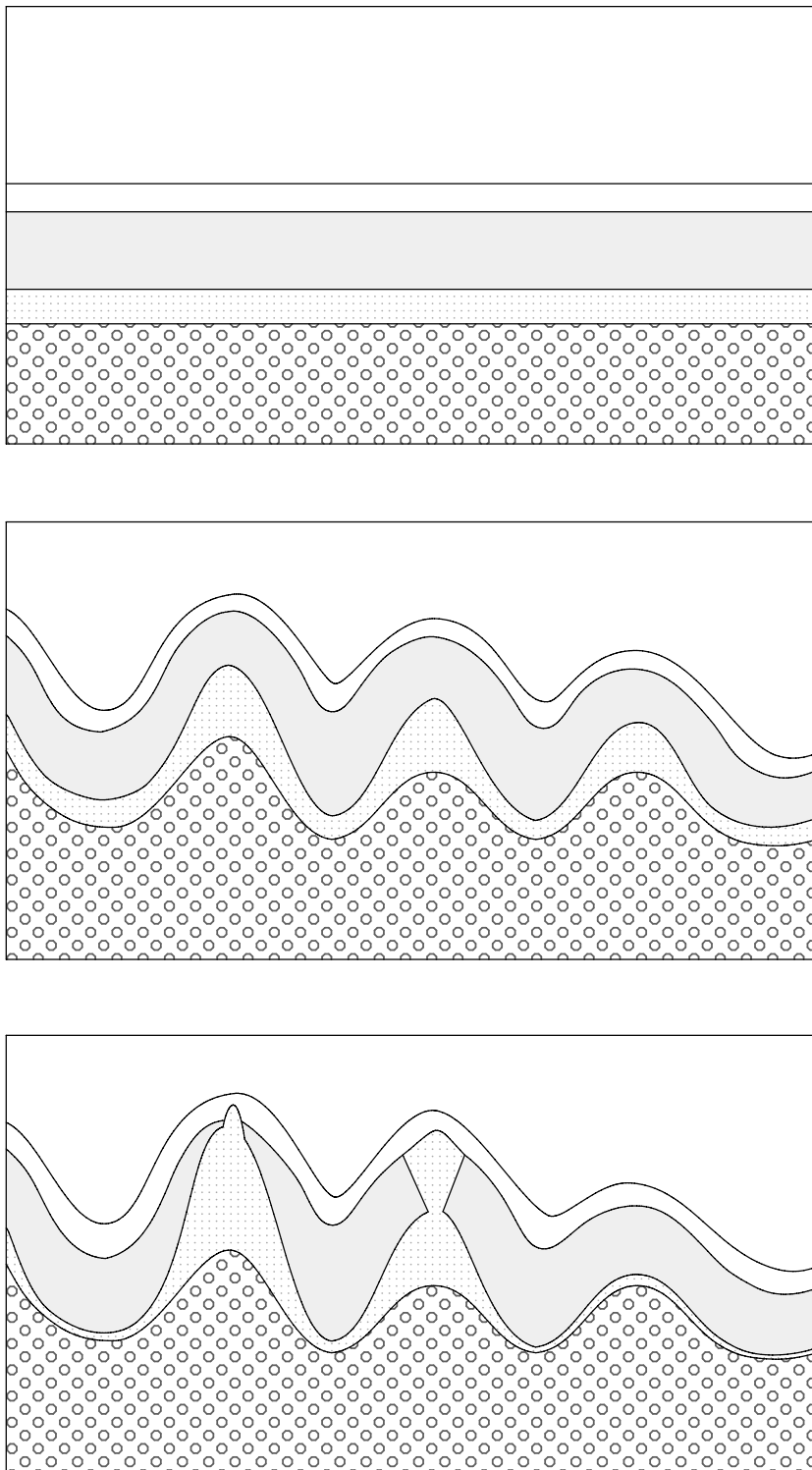


Abbildung 4.7.: Durch Kompression wurden das Liegende des Salzes wie auch das Hangende deformiert. Die dabei entstehenden massiven Auflastunterschiede erzeugen einen Salzfluss in dessen Folge *touchdowns* (also direkter Kontakt zwischen Hangendem und Liegendem) und Salzdiapire entstehen. Sofern das Hangende gebrochen wird, kann es auch vom Salz durchwirkt werden.

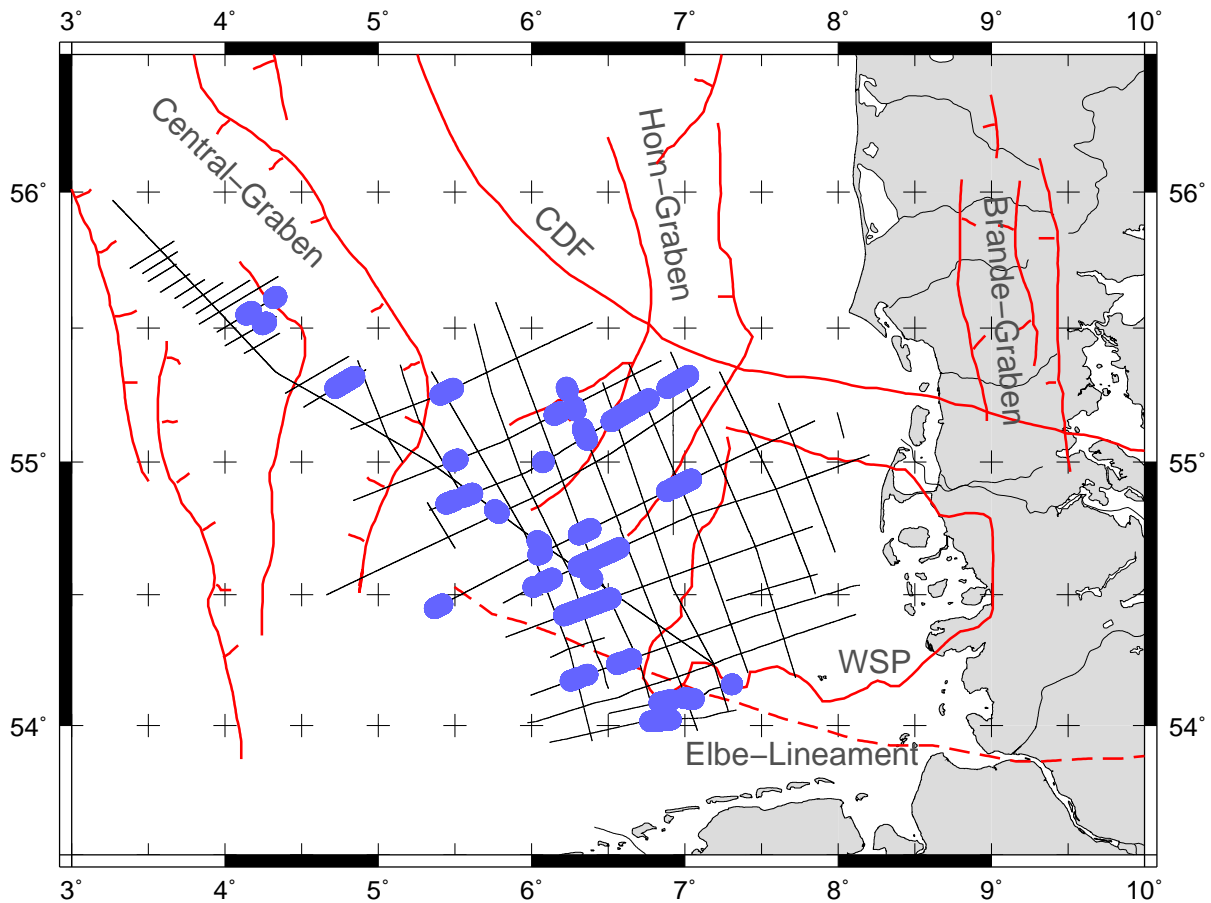


Abbildung 4.8.: Räumliche Verteilung von *touchdowns* (dargestellt in blau) im Arbeitsgebiet. Die Positionen der eingeblendeten Basementstrukturen (dargestellt in rot) stammen aus Lyngsie et al. (2006). Die schwarzen Linien zeigen das seismische Grid.

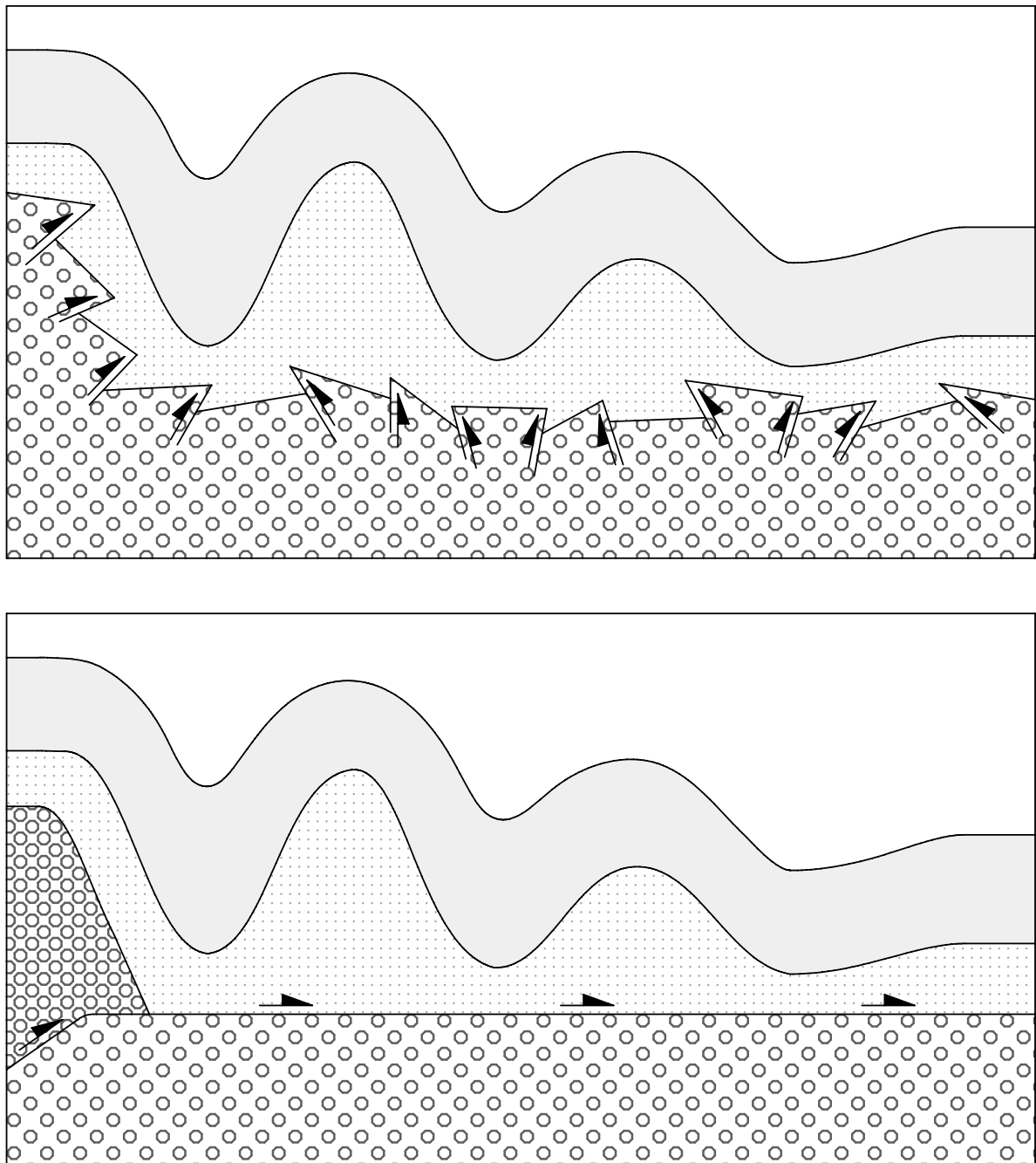


Abbildung 4.9.: Die obere Skizze zeigt eine Region unter Einfluss von Kompression, die das Liegende wie das Hangende gleichermaßen deformiert. In der unteren Skizze wird davon ausgegangen, dass sich die Rheologie des Basements nachhaltig ändert und/oder sich eine Störung ausbildet, auf der die Kräfte der Kompression des Basements wirken. Sofern das Salz als Gleitmittel wirkt, können die hangenden Sedimente, unabhängig vom Basement, dennoch deformiert und aufgefaltet werden.

Die geologische Entwicklung in Systemen, die von einer Vielzahl verschiedener, gleichzeitig stattfindender Prozesse beeinflusst werden, ist ausgesprochen komplex. Eingedenk dieser Komplexität sind einfache Aussagen über regionale Entwicklungen nur vergleichsweise grobe Annäherungen an die Wirklichkeit. Die Wahrheit ist viel komplexer — und viel schöner.

Die wesentlichen Ergebnisse der durchgeführten Studie sind:

- Es kann in den Seismogrammsektionen unmittelbar beobachtet werden, dass die hangenden Sedimente spröde oder viskos auf Deformationen reagieren können. Es gibt keinen vernünftigen Grund, bei Salz eine andere Annahme zu treffen. Die fehlende Evidenz der beobachtbaren Brüche im Salz in Seismogrammsektionen ist nicht die Evidenz der Abwesenheit solcher Brüche, sondern kann leicht mit Verheilungsprozessen und der strukturellen Auflösung von Seismik erklärt werden.
- Das Modell b der Salzentwicklung von Vandeville and Jackson (1992); Vandeville and Jackson (1992a,b); Jackson (1994); Vandeville (2002, 2005); Hudec and Jackson (2007) beschreibt Voraussetzungen, unter denen Salztektunik auftreten kann, hierzu zählt insbesondere, die Scherfestigkeit der hangenden Sedimente zu berücksichtigen. Diese Voraussetzungen sind in dem Untersuchungsgebiet eingehalten.
- Wir gehen davon aus, dass Kompression die treibende Kraft für die Salzentwicklung im südlichen Bereich der deutschen Nordsee ist. Die Salzdiapire sind aus *buckle folds* durch Aufschiebungen entstanden, die liegende wie hangende Sedimente des Salzes erfasst hat.
- Es gibt in großen Teilen der südlichen Teile keine großflächige Entkopplung von hangenden und liegenden Sedimenten (in Bezug auf das Salz), da flächendeckend *touchdowns* existieren, die eine Ankopplung der Sedimentblöcke erreichen würden, selbst wenn das Salz in gewissen Szenarien als Gleitmittel fungieren könnte.

- Es kann vermutet werden, dass laterale Temperatur- oder Materialunterschiede (wie etwa Beimengungen anderer Sedimente im Salz) die Ursache für die Fließlücken sind, an denen die *touchdowns* entstanden.
- Die *touchdowns* sind nicht nur an Fließlücken entstanden, sondern haben auch das Fließgleichgewicht weiter nachhaltig beeinflusst, da nun das Salz in regionale Segmente zerteilt ist und eine einfache Modellierung wie z.B. bei Scheck-Wenderoth et al. (2003), welche auf der Annahme eines hydrostatischen Drucks im Salz basiert, hier nicht möglich ist.
- Der WSP ist nicht von der Kompression des Basement erfasst. Es ist möglich, dass das Basement des WSP eine andere Rheologie aufweist. Eventuell wirkt der WSP als Spannungsblocker oder Wärmeschild und die Deformation wirkt sich weniger stark auf den WSP aus. Eventuell kommt es auch in den umliegenden Gräben zu Überschiebungen. In der vorliegenden Seismik konnten solche Überschiebungen nicht betrachtet werden, da die Tiefenlage dieser Strukturen größer ist, als die durchgeführte Seismik reichte. Ein Hinweis für die Annahme solcher Aufschiebungen ist, dass die Salzdiapire in den Gräben besonders ausgeprägt sind.
- Es gibt keine deutlichen Hinweise darauf, dass tektonische Extension den WSP erfasst hat, auch wenn im Hangenden des Salzes vereinzelt listrische Verwerfungen zu beobachten sind. Eventuell hat die Expansion nur die Gräben gebildet, nicht aber auf das Basement des WSP Einfluss genommen. Es bleibt weiter offen, ob hier alternative Erklärungsmodelle (z.B. Brink (2005)) für die Reduktion von Sedimentvolumen einschlägig sind.

Teil III.

Analyse der seismischen Geschwindigkeiten in geologischen Einheiten des Nordseeuntergrunds

Der Untergrund der Nordsee ist ein Teil des Norddeutschen Beckens, welches sich vom Ruhrgebiet bis weit in die Norddeutsche Tiefebene hinaus erstreckt. Über einen Zeitraum von über 250 Millionen Jahren wurden hier verschiedenartige Sedimente mit Gesamtmächtigkeiten von heute weit über 10 km abgelagert (Kockel, 2003; Frederiksen et al., 2001). Die Sedimente stammen aus verschiedenen Liefergebieten und waren ursprünglich ganz verschiedenen endogenen wie exogenen Einflüssen ausgesetzt. Die Sedimente wurden dann über verschiedene Strecken transportiert, unter regional unterschiedlichen Bedingungen abgelagert und schließlich diagenetisch verfestigt. Weiterhin können durch Druck, Temperatur und Fluide auch weitere mineralogische Veränderungen am Material auftreten. Die Sedimente sind daher nicht grundsätzlich großräumig homogen und lithologisch identisch, sondern können auch aus Vermengungen unterschiedlicher Materialien bestehen. Zudem hatte Salztektonik ebenso einen Einfluss auf die Sedimente wie regionale Tektonik. All diese Prozesse haben die Sedimente auf verschiedenen Größenskalen verändert und Spuren an ihnen hinterlassen.

Neben grundsätzlichen Materialunterschieden, die beispielsweise durch andere Liefergebiete der Sedimente oder abweichende Transportprozesse begründet sein können, sind insbesondere auch Variationen von Sedimenteigenschaften von Interesse. Von den verschiedenen Eigenschaften nimmt hierbei die Porosität und die Permeabilität des Festgesteins eine besondere Bedeutung für die Wirtschaft ein, da bestimmte Größenordnungen dieser Parameter Einfluss darauf haben, ob die Sedimente geeignete Erdöl-Lagerstätten sein können oder auch nutzbar für eine potentielle CO₂-Sequestrierung wären. Die Porosität ist dabei ein Maß für das Hohlraumvolumen innerhalb eines Festkörpers, und Permeabilität ist ein Maß für das Strömungsverhalten von Fluiden durch den Porenraum. Entsprechend wichtig ist es, großräumige Kartierungen dieser Parameter vorzunehmen und die Prozesse, die sie beeinflussen, besser zu verstehen.

Das Ziel dieser Arbeit ist, Variationen der seismischen Geschwindigkeit innerhalb von Sedimentpaketen eines geologischen Alters in sehr großflächigen Maßstäben zu untersuchen. Hierbei gilt ein besonderes Augenmerk der räumlichen Porositätsverteilung der Sedimente und ihrer Beziehung zu großräumigen Strukturen im Arbeitsgebiet. Diese Messdaten stammen dabei aus dem seismi-

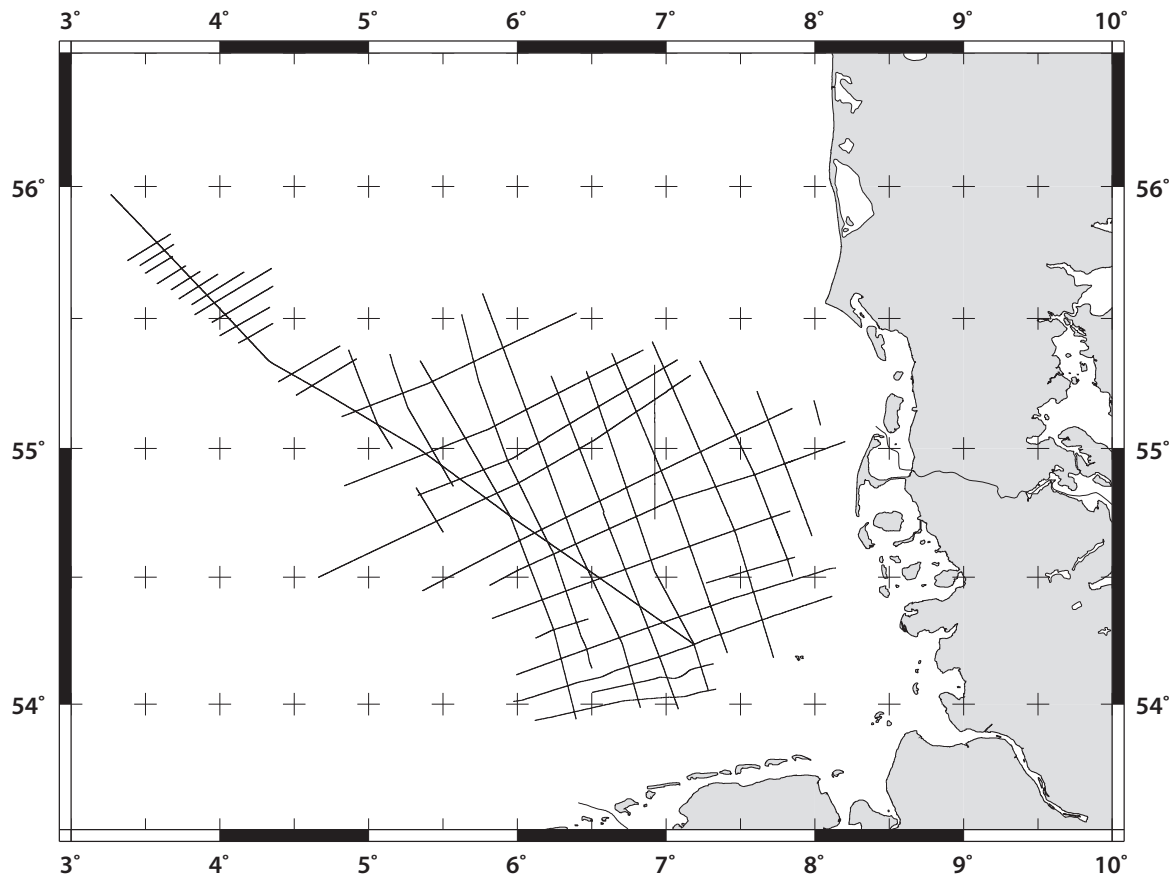


Abbildung 1.1.: Darstellung des reflexionsseismischen Datensatzes GR86 der TGS NOPEC. Das Profilnetz deckt den überwiegenden Teil des deutschen Gebiets der Nordsee ab und umfasst eine Strecke von über 3.500 km.

schen Profilnetz GR86, welches uns von der TGS NOPEC, Norwegen, zur Verfügung gestellt wurde. Das Profilnetz ist in Abb. 1.1 dargestellt.

Die hier vorgestellte Methode, lithologische Variationen in Gesteinspaketen zu untersuchen, besteht in der Auswertung reflexionsseismischer Geschwindigkeitsdaten. Die Reflexionsseismik basiert auf der Auswertung von Laufzeitinformationen seismischer Wellen, die von einer geeigneten Quelle ausgesendet und einem Empfängerarray aufgezeichnet werden. Die Auswertung der Daten erlaubt hierbei, die Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen, die so genannte seismische Geschwindigkeit, im Untergrund zu deduzieren. Die seismischen Geschwindigkeiten hängen dabei von verschiedenen physikalischen Eigenschaften des Untergrunds ab. Solange die Deformationsraten vergleichsweise gering sind, verformt sich die Erde wie ein elastischer Körper und seismische Signale breiten sich als elastische Wellen aus.

Von den verschiedenen Wellentypen werde ich mich im Folgenden auf die Primärwellen konzentrieren. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der p-Wellen lässt sich berechnen mit

$$v_p = \sqrt{\frac{\kappa + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}, \quad (1.1)$$

wobei κ das Kompressionsmodul, μ das Schermodul und ρ die Dichte ist.

Obwohl die Dichte ρ mit zunehmender Tiefe ansteigt und $v_p \sim \sqrt{\frac{1}{\rho}}$ ist, kommt es im Allgemeinen nicht zu einer Geschwindigkeitsabnahme mit der Tiefe, da mit der Tiefe auch das Schermodul μ und das Kompressionsmodul κ ansteigen. Dieser Anstieg überkompensiert in der Regel die Zunahme der Dichte und führt über die Abhängigkeit $v_p \sim \sqrt{\kappa + \frac{4}{3}\mu}$ zu einer Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe.

In den vergangenen 50 Jahren wurde der Einfluss der verschiedenen Gesteins- und Umgebungseigenschaften auf die elastischen Parameter, beziehungsweise auf das Kompressions- und Schermodul, sehr umfangreich empirisch bearbeitet (z. B. Shumway, 1958; Hamilton, 1976; Stoll, 1977; Marion et al., 1992; Brocher, 2008). Dabei stellten sich folgende Eigenschaften als besonders bedeutend für die Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen in Sedimenten heraus (sortiert nach abnehmender Bedeutung):

- das Materialzusammensetzung des Sediments
- Porosität/Zementation
- Druck
- Temperatur.

Innerhalb von Sedimenten aus gleichen Materialien ist die Veränderung der Porosität (die auch von der Korngrößenverteilung abhängt) der maßgebliche Faktor für eine Veränderung der seismischen Ausbreitungsgeschwindigkeit. Die Porosität eines Sediments verringert sich mit zunehmendem Druck, da der Porenraum, der zumeist mit Wasser oder Luft verfüllt ist, dann aus den Sedimenten ausgepresst wird. Durch diesen Prozess wird das Sediment in der Regel dichter. Allerdings wird durch die Verringerung des Hohlraumvolumens auch der Kontakt zwischen den einzelnen Sedimentkörnern intensiviert, was zu einer Erhöhung der volumetrischen Mittelwerte von κ führt. Weiterhin führt auch eine bessere Zementation der Gesteinskörner zu erhöhten volumetrischen Mittelwerten von κ .

Es gibt eine ganze Reihe von Einflussfaktoren für die Modifikation von seismischen Geschwindigkeiten in klastischen Sedimenten. Die wesentlichen Parameter sind in Tab. 1.1 aufgeführt.

Tabelle 1.1.: Verschiedene Einflussfaktoren, die in Sedimenten für die Veränderung seismischer Geschwindigkeiten ursächlich sein können (nach Wang (2001))

Ursachen für Geschwindigkeits	
-absenkungen	-erhöhungen
andere Lithologie	andere Lithologie
geringere Kompaktion	höhere Kompaktion
geringere Konsolidierung	höhere Konsolidierung
geringere Zementation	höhere Zementation
höhere Porosität	geringere Porosität
bessere Sortierung	schlechtere Sortierung
höherer Tonanteil	geringerer Tonanteil
hohe Anzahl von Brüchen	geringe Anzahl von Brüchen

Der Einfluss von Kompaktion, Konsolidierung, Porosität, Zementation und Sortierung beruht auf dem Kontakt zwischen den Sedimentpartikeln der Matrix. Ein besserer Kontakt führt zu höherer Steifigkeit und zu höheren seismischen Geschwindigkeiten. Brüche und Anteile weicher Partikel wie Ton verringern den Kontakt.

Für geringe oder höhere Porositäten als die Porositäten, die durch die Tiefenrelation bestimmt werden, gibt es zwei Erklärungsmodelle. Höhere Porositäten können auftreten, wenn der Poren-druck höher als hydrostatisch ist. Dies kann vorkommen, wenn hangende Schichten durch ihre geringe Permeabilität den Austritt der Fluide bei zunehmender Auflast verhindern oder die weiter-führende Sedimentation schneller abläuft als der Austritt der Fluide erfolgen kann. Zudem kann eine geringere Porosität die Folge der Erosion hangender Schichten oder die Folge von Hebungs-prozessen sein. Wird der Porenraum durch die Erhöhung des Drucks (in der Regel bedingt durch die Tiefe) verringert, so ist dieser Prozess im Wesentlichen irreversibel. Das Material wird durch den erhöhten Druck verdichtet. Dabei werden enthaltene Fluide aus dem Porenraum herausge-pressert, die auch bei Druckenlastung durch Hebung oder Erosion keinen zusätzlichen Porenraum im Sediment schaffen können. Wird demnach ein einmal verdichtetes Sediment entlastet oder ge-hoben, so behält es die niedrigere Porosität bei.

In der vorliegenden Arbeit wird eine empirische Zielfunktion für eine Geschwindigkeits-Tiefenfunktion für eine konstante Lithologie hergeleitet. Die Parameter dieser Zielfunktion spie-geln intrinsische Gesteins- und Umgebungsparamter wider. Die Bestimmung der Parametersätze erfolgt über Regression aus einem Messwertbereich. Um einen geeigneten Messwertbereich zu er-mitteln, werden zunächst geologische Einheiten in Seismogrammen ermittelt, die in die Tiefe mi-griert wurden. Die Tiefenverläufe der Sedimente gleicher geologischer Einheiten werden dann mit

den zugehörigen ortsabhängigen seismischen Geschwindigkeitsmessungen verschnitten. Die auf diesem Weg ermittelten Messwerte, die bestimmten Koordinaten und Tiefen Geschwindigkeiten zuordnen, werden dann geostatistisch bearbeitet und ggf. in verschiedene Datensätze aufgeteilt. Auf diesen Datensätzen basiert dann die Regressionsanalyse.

Die über Regression bestimmten Parameter der Zielfunktion erlauben, den Tiefeneffekt aus den Messwerten zu eliminieren und die Geschwindigkeiten hinsichtlich eines Referenzniveaus zu vergleichen. Dadurch sind Aussagen über regionale und lokale Variationen der Lithologie oder von Umgebungsparametern möglich. Beispielsweise können lokale Abweichungen der gemessenen Geschwindigkeiten, die auf ein Referenz-Tiefenniveau migriert wurden, von regionalen Geschwindigkeitsmodellen einen Hinweis auf lokale lithologische Unterschiede geben.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Horizonte Zechstein A2, Top Zechstein, Obere Kreide, Paläogen, Eozän, Oligozän und Pliozän bearbeitet. Ausweislich der Bohrungen Q1 und Q2 in der Nordsee, die uns von der DGMK - Deutsche Wissenschaftliche Gesellschaft für Erdöl, Erdgas und Kohle e.V. zur Verfügung gestellt wurden, sowie der Arbeiten von Jaritz et al. (1991) und der DSK (2002, 2008) bestehen die Horizonte aus marinen und klastischen Sedimenten. Eine kurze Übersicht der Lithologie ist in Tab. 1.2 gegeben.

Tabelle 1.2.: Lithologie der Sedimente Zechstein A2, Top Zechstein, Obere Kreide, Paläogen, Eozän, Oligozän und Mittleren Miozän

Formation	Lithologie
Basis Zechstein A2	Anhydrit, Konglomerate
Top Zechstein	Konglomerate und Sandsteine
Obere Kreide	kreidige Kalksteine und Schreibkreide
Paläozän	klastische Lockersedimente → Sedimentgesteine
Eozän	klastische Lockersedimente
Oligozän	klastische Lockersedimente
Mittleres Miozän	klastische Lockersedimente

In diesem Kapitel wird auf das für die Auswertung verwendete Material und die eingesetzten Methoden eingegangen. Zunächst wird das zugrunde liegende, seismische Geschwindigkeitsmodell, welches für diese Problemstellung bearbeitet wurde, beschrieben. Im Anschluss wird erklärt, wie dieses Geschwindigkeitsmodell bearbeitet und mit Informationen zum Horizontverlauf geologischer Einheiten verschnitten wurde, um daraus Antworten für die großflächig lateralen Geschwindigkeitsvariationen in lithologischen Einheiten zu deduzieren.

Zur einfachen Übersicht ist der gesamte Ablauf der Datenbearbeitung schematisch in Form eines Diagramms in Abb. 2.1 dargestellt.

2.1. Seismisches Geschwindigkeitsmodell

Das in dieser Auswertung verwendete seismische Geschwindigkeitsmodell stammt von der TGS NOPEC, Norwegen, und wurde ursprünglich für kommerzielle Anwendungen innerhalb der Ölindustrie erstellt. Es basiert auf dem seismischen Profil GR86 (Abb. 1.1), welches wesentliche Teile der deutschen Nordsee umfasst.

Das nachfolgend verwendete Geschwindigkeitsmodell wurde im ersten Teil dieser Arbeit (Kap. 5.1 auf Seite 43) bereits genauer beschrieben. An gleicher Stelle findet sich auch eine Abschätzung zur Genauigkeit. Das Geschwindigkeitsmodell liegt im Zeitbereich vor und für eine Oberflächenkoordinate, die durch einen Sektionsidentifikator und eine Schussnummer definiert ist, existieren für den Zeitbereich von 0,1 s bis 2,3 s im Abstand von 0,1 s diskrete Geschwindigkeitswerte, wobei an manchen Stellen keine Messwerte vorliegen. Es ist zu beachten, dass die von der TGS NOPEC gelieferten Geschwindigkeitsdaten keine punktuellen Messwerte sind, sondern das Ergebnis einer Interpolation und Glättung sind, die auf einem Raster durchgeführt wurde.

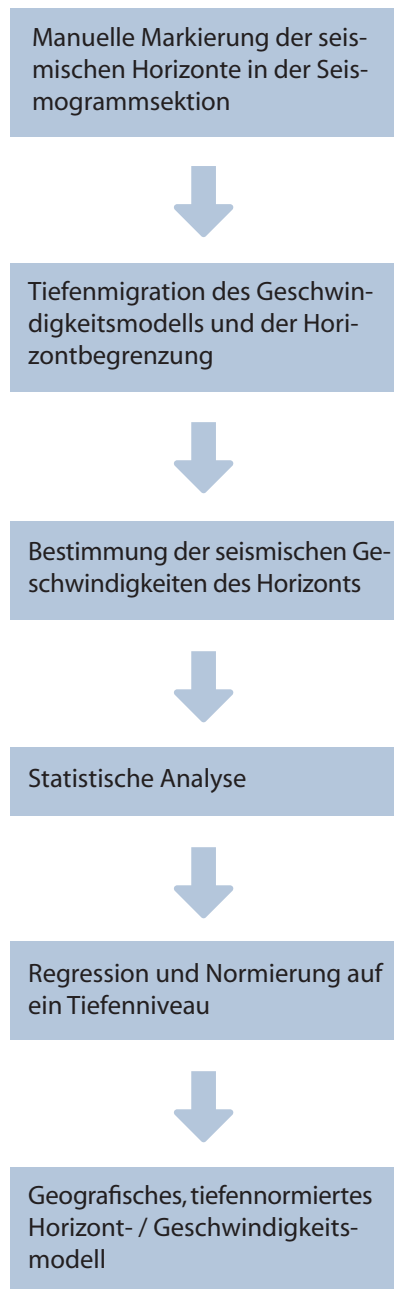


Abbildung 2.1.: Schematische Darstellung der Datenmanipulation zur Erzeugung tiefennormierter Geschwindigkeitsfelder.

2.1.1. Anreißen der seismischen Reflektoren

Für die vorgenommene Analyse wurden die bearbeiteten seismischen Reflektoren in den Seismogrammsektionen der TGS NOPEC manuell gepickt. Das genaue Vorgehen ist im zweiten Teil dieser

Arbeit beschrieben, der sich mit der Interpretation seismischer Sektionen befasst und die Auswahl und Markierung der einzelnen Reflektoren beschreibt.

2.1.2. Erzeugung des Geschwindigkeitsmodells für die Horizonte

Um die Geschwindigkeiten eines Horizontes (einer lithologischen Einheit) zu ermitteln, wurden die Horizonte und die Geschwindigkeitsfelder aus dem Zeit-Raum in den Ortsraum transformiert. Die dafür eingesetzte Methodik ist in Teil 1 dieser Arbeit umfassend erläutert.

Die gepickten seismischen Horizonte wurden dann mit den ortsabhängigen Geschwindigkeiten verschnitten. Als Resultat liegt dann für jeden bearbeiteten Horizont eine Merkmalsmenge $\Omega \in \{x, y, z_p, v_p\}$ vor, die jeder geografischen Messposition eine Tiefe und eine Geschwindigkeit zuordnet. Dabei sind x, y die geografischen Positionen des jeweiligen Messwertes, z_p die Tiefe des Reflektors und v_p die zugehörige seismische Geschwindigkeit.

2.1.3. Modalanalyse der Datensätze

Das Ziel ist nun, ein empirisches, globales Modell für den Zusammenhang von Tiefe und seismischer Geschwindigkeit über einzelne geologische Einheiten zu erzeugen, das für die Normierung der Geschwindigkeitsdaten genutzt werden kann. Bevor allerdings die für die Normierung der Geschwindigkeiten notwendige Geschwindigkeitsfunktion der Tiefe ($v_h(z)$) erzeugt werden kann, erfolgt eine statistische Bearbeitung des tiefenmigrierten Messdatensatzes.

Die statistische Bearbeitung und nachfolgende Interpretation ist notwendig, um allgemein die Schwankungsbreiten der seismischen Geschwindigkeiten innerhalb eines gegebenen Tiefenintervalls zu beurteilen. Liegt keine unimodale Verteilung vor, deutet dieses unmittelbar auf unterschiedliche äußere Umstände oder auf Variationen in der Lithologie hin. Eine Anpassung auf ein einziges globales Modell ist dann nicht unbedingt angezeigt. Bei bi- oder multimodaler Verteilung ist angeraten, verschiedene Modelle für die Anpassung zu verwenden, d.h. für alle Modi getrennt eine Geschwindigkeitstiefenfunktion anzupassen und die Messdaten entsprechend aufzuteilen. Wenn man verschiedenen Modelle verwendet, ist eine Betrachtung der regionalen Zugehörigkeit dieser Modelle unerlässlich.

Zunächst wird also die Merkmalsmenge $\Omega \in \{x, y, z_p, v_p\}$, die aus den migrierten Messungen erzeugt wurde, grafisch dargestellt. Zeigt sich unmittelbar eine unimodale Gestalt der Messwertverteilung mit nur geringen Schwankungsbreiten (<10%), gilt der Datensatz als geeignet und wird direkt der weiteren Verarbeitung zugeführt. Zeigen sich hingegen große Schwankungsbreiten oder

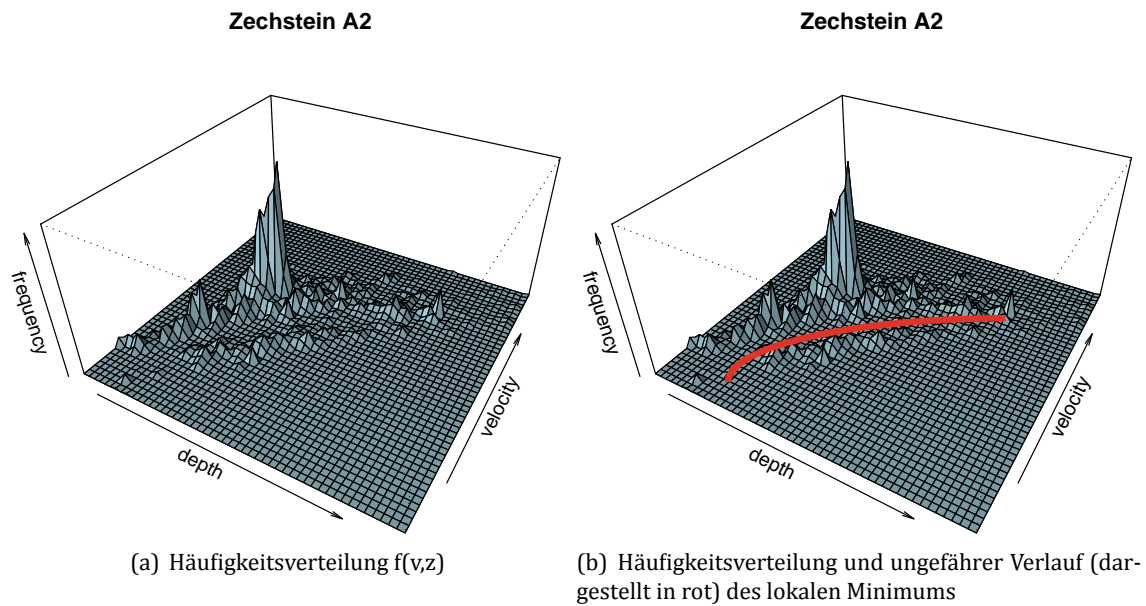


Abbildung 2.2.: Häufigkeitsverteilung von Messwerten in bestimmten Tiefen- und Geschwindigkeitbereichen. In der Abbildung (b) ist der ungefähre Verlauf eines lokalen Minimums in rot dargestellt. An diesem Minimum wird der Datensatz, der offenkundig aus zwei Modi besteht, aufgeteilt.

eine mögliche Bi-, resp. Multimodalität, wird dann die Ereignismenge $A(z_i) \in \{v_p\}$ mit $v_p \in \Omega$, wo $z_p \in \{z_i\}$ erzeugt. Dabei ist z_i ein geeignetes Tiefenintervall.

In jedem Tiefenintervall z_i kann nun, z. B. in Form eines Histogramms, die Häufigkeitsverteilung der zugehörigen Geschwindigkeiten betrachtet werden. Zeigen sich hier über mehrere Tiefenintervalle hinweg mehrere zusammengehörige Maxima, d. h. liegen Häufungen der Besetzungsdichte in bestimmten Geschwindigkeitsbereichen vor, so ist Ω bi- oder multimodal verteilt. Es werden dann programmatisch die Minima der Verteilung zwischen den Maxima bestimmt und Ω wird an diesen Grenzen in Teilmengen aufgeteilt. In Abb. 2.2(a) ist beispielhaft die Häufigkeitsverteilung der Messwerte $F(v, z)$ für das Zechstein A2 dargestellt. In Abb. 2.2(b) ist der ungefähre Verlauf des lokalen Minimums illustriert, das die Modi trennt. Die so erzeugten Teilmengen werden wiederholt auf die vorher bezeichnete Art bearbeitet.

Gibt es eine starke Streuung der Wahrscheinlichkeitsdichtenverteilung und eine hohe Schwankungsbreite, so kann aus diesem Befund keine *ad hoc* Aussage darüber erfolgen, ob mehrere überlappende Modi oder andere lithologische Unterschiede vorliegen. Eine Filterung oder Aufteilung der Daten könnte in einem solchen Fall nur auf der Grundlage weiterer Annahmen für einzelne Faktoren und Mechanismen erfolgen, von denen angenommen würde, dass sie Einfluss auf das Geschwindigkeitsmodell hätten. Die Annahmen wären mit dieser Methode aber nicht zu überprüfen.

fen. Daher werden solche Daten in solcher Konstellation dennoch bezüglich der globalen Modellbildung normiert. Allerdings sind bei der Interpretation die hohen Schwankungen zu berücksichtigen.

2.1.4. Normierung der Schichtgeschwindigkeiten

Es ist das Ziel der Normierung von seismischen Geschwindigkeitsmesswerten, den Tiefeneffekt aus den Messwerten zu eliminieren, um auf diese Art unterschiedliche Lithologien zu identifizieren. Die zugrunde liegende Annahme ist dabei, dass die seismischen Geschwindigkeiten als Funktion der Lithologie ξ und Tiefe z aufgefasst werden können. Es ist also

$$v(\xi, z) = v(\xi, z_0 + z_1) \quad (2.1)$$

$$\approx \underbrace{v_0(\xi, z_0)}_{\text{Geschwindigkeit in der Referenztiefe } z_0} + \underbrace{\Delta v(\xi, z_0, \Delta z)}_{\text{Geschwindigkeitsoffset durch Tiefenvariation}} \quad (2.2)$$

Für einen konkreten Messwert $v^*(z)$ folgt daraus

$$v_0^*(\xi, z_0) \approx v^*(\xi, z) - \Delta v(\xi, z_0, \Delta z). \quad (2.3)$$

Sedimente sind in der Regel keine homogenen Stoffe, sondern bestehen aus zumindest zwei Stoffbestandteilen: Der Matrix, d.h. Gesteinspartikeln verschiedener Größe, und dem umgebenden Hohlraumvolumen oder Porenraum, der mit Fluiden wie Wasser oder Gas gefüllt ist. Entsprechend gilt für das Gesamtvolumen V

$$V = V_M + V_P, \quad (2.4)$$

wobei V_M das Volumen der Matrix und V_P das Volumen des Porenraums ist.

Die Porosität φ ist definiert als der Anteil des Porenraums vom Gesamtvolumen, d. h.

$$\varphi = \frac{V_P}{V}. \quad (2.5)$$

Aus Gleichung 2.4 und Gleichung 2.5 folgt unmittelbar

$$V_M = (1 - \varphi)V. \quad (2.6)$$

Die Porosität φ ist eine Funktion der Tiefe z und es gilt (z. B. Hamilton, 1976; Stoll, 1977)

$$\varphi(z) = \varphi_0 e^{-cz}. \quad (2.7)$$

Die Tiefenabhängigkeit wird dabei über die initiale Porosität φ_0 des Materials an der Oberfläche und eine weitere Materialkonstante c festgelegt, die die Abnahme der Porosität mit der zunehmenden Tiefe beschreibt.

Die verschiedenen Bestandteile von Sedimenten haben sehr unterschiedliche Eigenschaften, die sich auch in unterschiedlichen seismischen Geschwindigkeiten ausdrücken. Für die Entwicklung der Zielfunktion für die Tiefenregression machen deshalb einen Ansatz, bei dem wir die effektive seismische Geschwindigkeit eines Sediments v als arithmetisches Mittel der seismischen Geschwindigkeit in der Matrix $u = v_{\text{matrix}}$ und der Geschwindigkeit der in den Porenräumen befindlichen Fluide $w = v_{\text{fluid}}$ verstehen. Es gilt dann

$$v(z) \approx (1 - \varphi(z))u(z) + \varphi(z)w, \quad (2.8)$$

hierbei ist φ wieder die Porosität und z die Tiefe.

Für die Änderung der Porosität mit der Tiefe verwenden wir hier Gleichung 2.7, d. h. es gilt

$$\varphi(z) = \varphi_0 e^{-a_3 z}. \quad (2.9)$$

Weiterhin von Bedeutung für die Veränderung der seismischen Geschwindigkeit in der Matrix ist die als lineare Terme modellierbare Geschwindigkeitszunahme mit zunehmendem Druck p und die Geschwindigkeitsabnahme mit zunehmender Temperatur T , d. h. : $b_0 p$ und $-b_1 T$ wobei b_0 und b_1 materialabhängige Koeffizienten sind (z. B. Hamilton, 1976; Prasad, 2003). Da im Rahmen dieser Arbeit keine Messwerte für Temperatur und Druck vorliegen, aber unter ungestörten Umständen Druck und Temperatur proportional zur Tiefe sind, d. h. $z \sim T$ und $z \sim p$, werden diese Terme zusammengefasst in einen linearen Anteil mz mit einem entsprechenden, materialabhängigen Parameter m . Die Zusammenfassung der Parameter b_0 und b_1 ist auch deshalb nötig, weil eine unabhängige Bestimmung der Parameter nicht möglich ist: ($m = b_0 - b_1$).

Wir nehmen also für den Matrixanteil eine lineare Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe an, wobei u_0 die seismische Geschwindigkeit in der Matrix bei der Tiefe 0 ist. Es ist also

$$u(z) \approx u_0 + mz. \quad (2.10)$$

Einsetzen von Gleichung 2.9 und Gleichung 2.10 in Gleichung 2.8 führt dann zu folgendem Ansatz, in dem der Porenanteil und der Matrixanteil der Sedimente kombiniert sind. Es ist also

$$v(z) \approx \underbrace{(1 - \varphi_0 e^{-a_3 z})(u_0 + mz)}_{\text{Matrixanteil}} + \underbrace{\varphi_0 e^{-a_3 z} w}_{\text{Porenanteil}} \quad (2.11)$$

$$= u_0 + mz - u_0 \varphi_0 e^{-a_3 z} - mz \varphi_0 e^{-a_3 z} + \varphi_0 e^{-a_3 z} w \quad (2.12)$$

$$= u_0 + mz - (u_0 - w) \varphi_0 e^{-a_3 z} - mz \varphi_0 e^{-a_3 z} \quad (2.13)$$

$$= u_0 + (1 - \varphi_0 e^{-a_3 z})mz - (u_0 - w) \varphi_0 e^{-a_3 z}. \quad (2.14)$$

Um die Anzahl der freien Parameter zu reduzieren bzw. nicht bestimmbare abhängige Parameter zu eliminieren, setzen wir nun $(u_0 - w)\varphi_0 = a_2$ und approximieren $(1 - \varphi_0 e^{-a_3 z})m$ durch einen konstanten Faktor a_1 , der keine Funktion der Tiefe mehr, aber eine schematische Repräsentation des linearen Geschwindigkeitsanteils ist. Es gilt dann

$$v(z) = u_0 + a_1 z - a_2 e^{-za_3}. \quad (2.15)$$

Im ursprünglichen Term $(1 - \varphi_0 e^{-a_3 z})m$ wird die Tiefenabhängigkeit durch die Porositätsveränderung mit der Tiefe erreicht. Es ist also $(1 - \varphi_0 e^{-a_3 z})m = (1 - \varphi(z))m$. Für den relevanten Bereich der Untersuchungen zwischen 500 und 3000 m Tiefe ändert sich die Porosität nach Bjørlykke et al. (1989) in der Nordsee von etwa 42 % auf 30 %. Die Abhängigkeit der Tiefe des linearen Parameters ist somit nicht stark ausgeprägt. Zudem ist für Tiefen, in denen die Porosität stark schwankt, die lineare Geschwindigkeitsveränderung der Geschwindigkeitsänderung durch die Verschiebung des Mischungsverhältnisse ohnehin deutlich untergeordnet, weil der Parameter $a_1 \ll a_2$. Die lineare Geschwindigkeitskomponente ist erst dann bedeutend, wenn die Porosität sich nur noch gering verschiebt, also größere Tiefen erreicht werden. Hier ist die lineare Komponente allerdings dann auch annähernd konstant.

Da bei $z = 0$ auch $a_2 z = 0$ ist, gilt für die Ausbreitungsgeschwindigkeit v_0 der seismischen Wellen an der Oberfläche in dem Material nach diesem Modell insbesondere auch

$$v_0 = u_0 + a_1 z - a_2 e^{-za_3} \quad (2.16)$$

$$v_0 = u_0 + a_1 0 - a_2 e^{-0a_3} \quad (2.17)$$

$$v_0 = u_0 - a_2. \quad (2.18)$$

Per Definition ist weiterhin $a_2 = (u_0 - w)\varphi_0$. Unter Annahme einer Ausbreitungsgeschwindigkeit innerhalb der fluiden Porenfüllung w^* folgt damit, dass die initiale Porosität berechnet werden

kann als

$$\varphi_0 = \frac{a_2}{u_0 - w^*}. \quad (2.19)$$

Die Bestimmung der Koeffizienten für die Zielfunktion (Gleichung 2.15) erfolgt durch ein modifiziertes Gauss-Newton-Verfahren. Dabei werden die unbekannt Parameter der Zielfunktion (u_0, a_1, a_2, a_3) numerisch in der Form angenähert, dass die Anwendung der optimierten Parameter in der Zielfunktion den Satz der vorgegebenen Messwerte möglichst gut widerspiegelt. Die Anpassung erfolgt dabei durch die Verwendung der Punkte p in der Nachbarschaft von x , gewichtet mit ihrem Abstand a von x . Dabei ist die Größe der Nachbarschaft zu x definiert durch α . Die Nachbarschaft umfasst den Anteil α der Punkte, die dann trikubisch, d. h. mit $(1 - (\frac{a}{\max(a)})^3)^3$, gewichtet werden.

Die Anpassung erfolgt dann iterativ über die Ermittlung des Minimums der gewichteten Abstandsquadrate. Die Güte der abschließenden Anpassung der Funktion an die Messwerte kann über die Summe der Abstandsquadrate der Messwerte zum Verlauf der Funktion mit den durch das Verfahren bestimmten Funktionsparameter ermittelt werden.

Die Migration der Messwerte auf ein Referenzniveau erfolgt dann abschließend unter Verwendung der approximierten Funktionsparameter der Zielfunktion wie in Gleichung 2.3 beschrieben wurde. Die berechneten Werte werden in Form von Karten und in Verbindung mit Seismogrammsektionen dargestellt. Die Geschwindigkeitskarten erlauben die Ableitung eines Regionaltrends, während die Geschwindigkeiten in Verbindung mit konkreten Seismogrammsektionen Hinweise auf kleinräumigere Wirkmechanismen geben.

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse des beschriebenen Datenprozessings dargestellt. Hierbei werden zunächst für alle untersuchten Sedimente die jeweiligen Ausbreitungsgeschwindigkeiten seismischer Signale gegen die migrierte Tiefe des Horizontverlaufs dargestellt und allgemeine Merkmale kurz zusammenfassend besprochen. Anschließend werden dann in den jeweiligen Abschnitten die entsprechenden Einzelauswertungen für alle bearbeiteten Horizonte in angemessener Ausführlichkeit vorgestellt. Abschließend werden hinsichtlich des Geschwindigkeitstiefenmodells auf eine Referenztiefe normierte seismische Geschwindigkeitskarten erzeugt.

3.1. Regressionsanalyse

Die Abbildung 3.1 zeigt für alle Horizonte eine Darstellung der jeweils zugehörigen Messwerte der seismischen Geschwindigkeit $v_p(z)$, bestimmt an der Tiefe z des tiefenmigrierten Horizonts. Eine einheitliche Skalierung der einzelnen Datensätze für die verschiedenen Horizonte hätte zu einer unübersichtlichen Darstellung geführt. Entsprechend ist es dem Ansinnen einer aussagekräftigen Darstellung geschuldet, eine jeweils an die Messdaten der Horizonte angepasste Skalierung zu verwenden.

Wie aufgrund der vorher benannten Eigenschaften der Sedimente zu erwarten war, zeigt sich für alle Sedimente deutlich der Trend einer Zunahme der seismischen Geschwindigkeiten mit fortschreitender Tiefe. Qualitativ zeigt sich bei allen Einzeldarstellungen, dass die Steigung der seismischen Geschwindigkeit mit der Tiefe variiert. In geringen Tiefen nimmt die Geschwindigkeit mit anwachsender Tiefe stärker zu, als bei größeren Tiefen, wo nur noch ein geringerer Anstieg zu verzeichnen ist.

Auch wenn der allgemeine Trend auf allen Einzeldarstellungen gut sichtbar ist, zeigen sich zwischen den einzelnen Messdatensätzen starke Unterschiede. Insbesondere sind die Messwerte der seismischen Geschwindigkeit für die einzelnen Horizonte unterschiedlich stark gestreut. Während sich bei den Geschwindigkeitsmesswerten der permischen Sedimente des Zechsteins und auch bei den mesozoischen Sedimenten der Oberkreide größere Schwankungsbreiten der Messwerte zei-

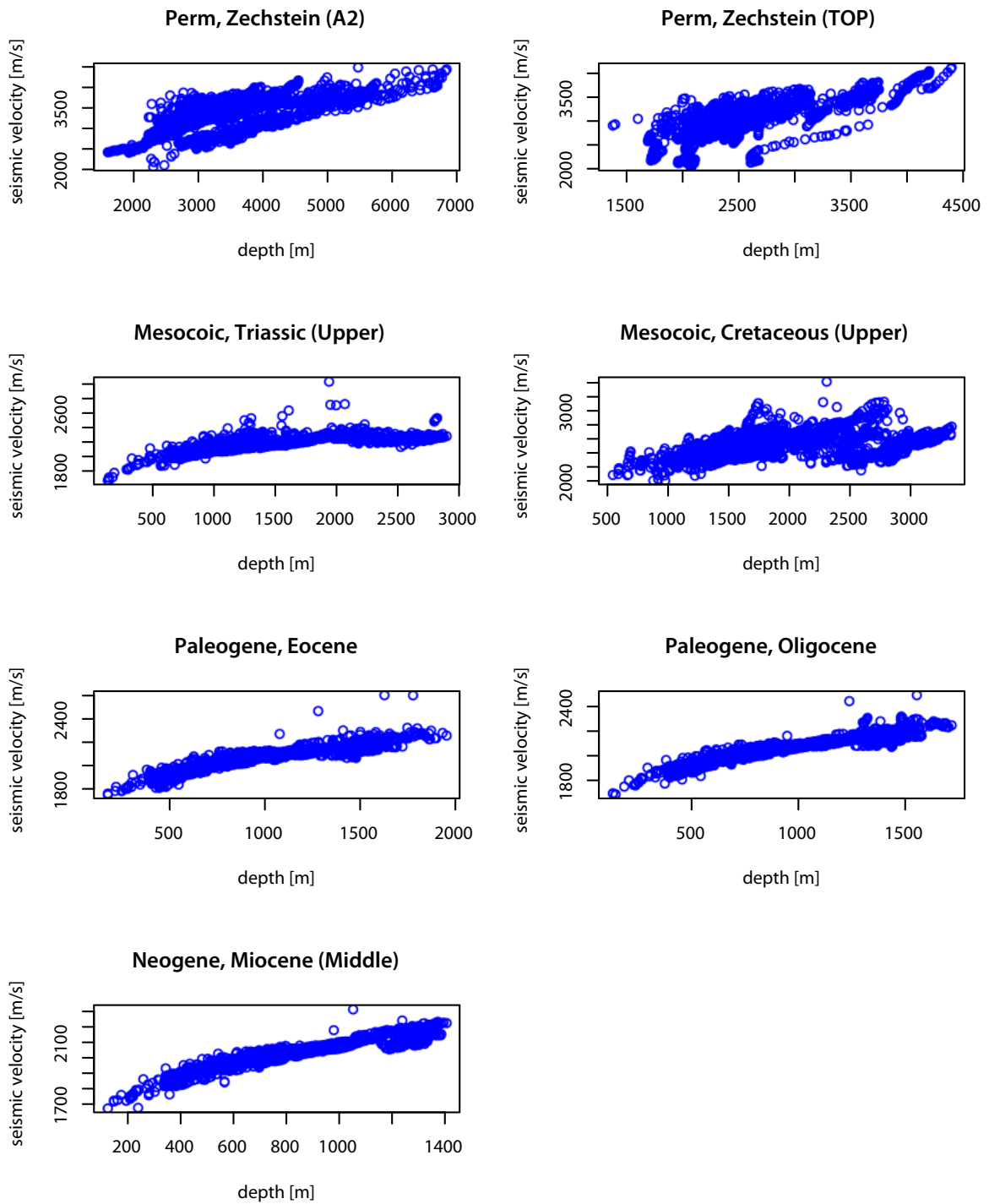


Abbildung 3.1.: Darstellung der v_p gegen die Tiefe für das Zechstein A2

gen, sind die Schwankungsbreiten bei den sonstigen Horizonten deutlich geringer. Dieser Befund

deutet bereits auf stärkere laterale Variationen der seismischen Geschwindigkeiten im Zechstein A2, dem Top Zechstein und in der Oberkreide hin als bei den übrigen untersuchten Sedimenten.

3.1.1. Perm - Zechstein A2

Die Darstellung der Geschwindigkeits-Tiefen-Beziehung für die Sedimente des Zechsteins A2 (Abb. 3.2) deutet unmittelbar auf eine bimodale Verteilung der Messwerte hin, da die Dichte der Geschwindigkeitsmesswerte zu einer beliebigen Tiefe im Messbereich zwei erkennbare, kohärente Bereiche stärkerer Besetzung ausbildet, die durch ein Dichteminimum getrennt sind. Die Trennung der Bereiche entlang dieses Besetzungsmimums erfolgte mit einem Programm und ist durch die unterschiedliche farbliche Markierung der Messpunkte dargestellt.

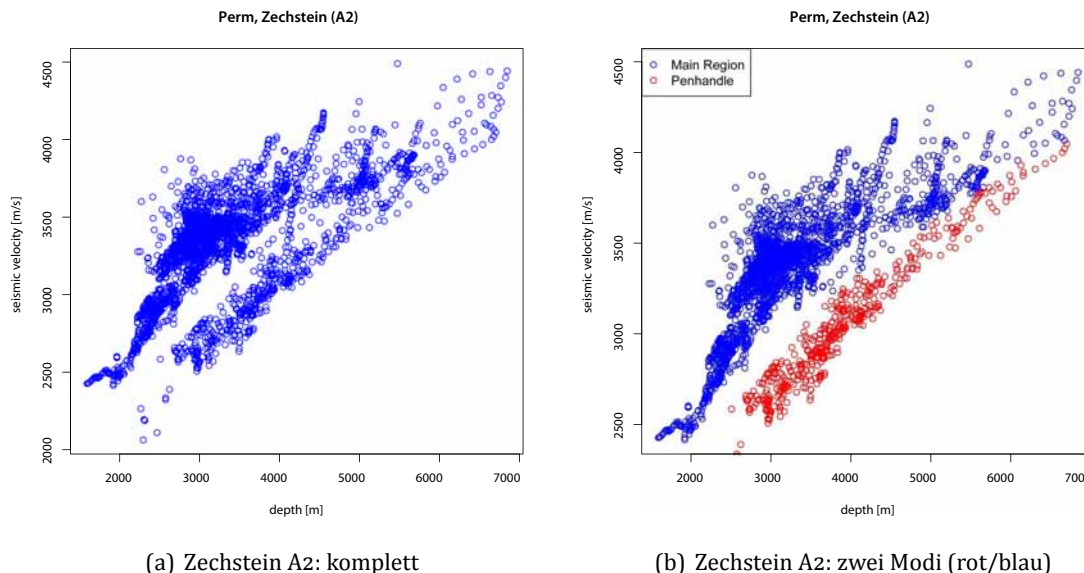


Abbildung 3.2.: Darstellung der seismischen Geschwindigkeit gegen die Tiefe für die Sedimente des Zechsteins A2. Die Verteilung der Messwerte ist bimodal. Eine Trennung entlang des Dichteminimums der Besetzung der Bereiche (siehe rechte Abbildung) ergibt auch geografisch zwei verschiedene Regionen (vergl. Abb. 3.3), das Hauptgebiet (blaue Messwert in der rechten Abbildung) und den Penhandle (rote Messwerte in der rechten Abbildung).

Die beiden Messwertbereiche bilden auch geografisch zwei klar abgrenzbare Regionen aus (Abb. 3.3). Abgesehen von Bereichen, in denen das Verteilungsdichtenminimum nur schwach ausgeprägt ist, gehören die in rot dargestellten Messpunkte ganz überwiegend in das Gebiet des so genannten Penhandles, welches durch die Schill-Grund-Störung vom Hauptgebiet des deutschen Nordseeuntergrunds abgetrennt ist. Die Messwerte südlich der Schill-Grund-Störung sind entsprechend

überwiegend in blau dargestellt. Zur einfacheren sprachlichen Diskriminierung der beiden Regionen wird die dominiert blau dargestellte, südliche Region zukünftig als Hauptregion bezeichnet, die nördliche Region im Penhandle hingegen als Penhandle-Region.

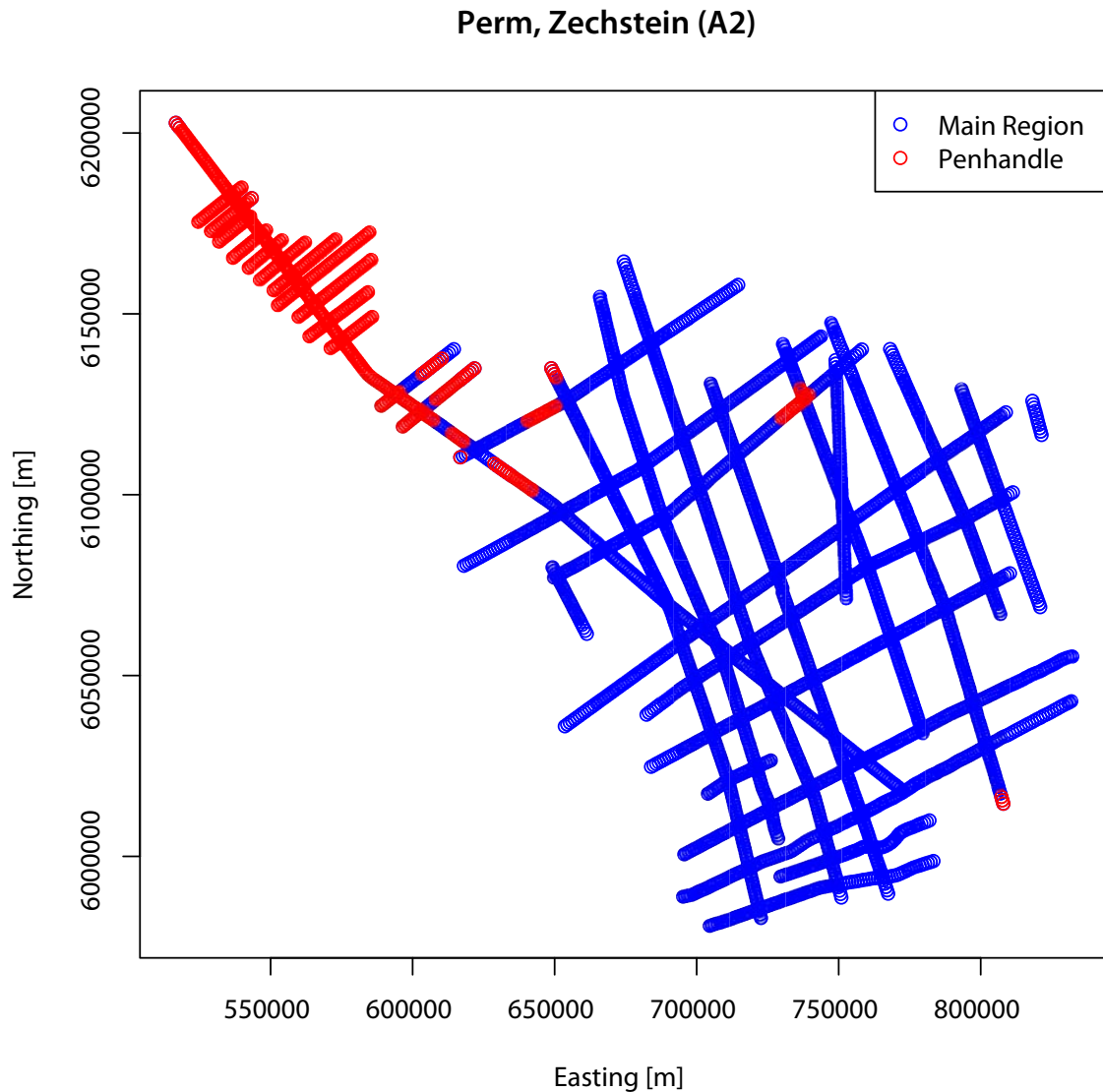


Abbildung 3.3.: Regionale Verbreitung der beiden Messwertbereiche, die hinsichtlich der Besetzungsdichten durch ein ausgeprägtes Minimum getrennt sind (vergl. Abb. 3.2). Abgesehen von wenigen Ausnahmen ist ein Bereich (hier rot dargestellt) dem Penhandle zuzuordnen, der andere Bereich (hier blau dargestellt) umfasst das restliche Hauptgebiet.

Da die bimodale Verteilung auch mit einer geografischen Zonierung korrespondiert, kann unmittelbar auf andere lithologische Eigenschaften oder Rahmenbedingungen in den Regionen geschlossen werden. Eine Anpassung an ein einziges globales Modell ist daher nicht angezeigt. Es

ist vielmehr geboten, die beiden Teilbereiche für weitergehende Untersuchungen getrennt zu prozessieren. Entsprechend wird die Regressionsanalyse und Normierung des Messerwerte auf ein Referenzniveau für beide Regionen getrennt durchgeführt.

Die Funktionsparameter für die Anpassungen an das Zechstein A2 (Hauptregion und Penhandle) sowie die zugehörigen Standardfehler der durchgeführten Regressionsanalyse sind in Tab. 3.1 dargestellt. Zusätzlich sind in Abb. 3.4 die Messwerte nebst der mit den geschätzten Parametern erstellten Zielfunktion für die beiden Regionen dargestellt.

Tabelle 3.1.: Tabelle mit den bestimmten Funktionsparametern (u_0, a_1, a_2, a_3) für die Anpassung der Funktion $v(z) = u_0 + a_1z - a_2e^{-za_3}$ an die Geschwindigkeitsmesswerte sowie der Summe der Abstandsquadrate ($\sum(d^2)$) und der Residuen-Standardfehler der Anpassung (Σ_v).

(a) Zechstein A2, Hauptregion		(b) Zechstein A2, Penhandle	
Zechstein A2, Hauptregion Parameter	Wert	Zechstein A2, Penhandle Parameter	Wert
u_0	$3.293 * 10^3$	u_0	$1.944 * 10^3$
a_1	$1.116 * 10^{-1}$	a_1	$3.193 * 10^{-1}$
a_2	$9.251 * 10^3$	a_2	$1.902 * 10^3$
a_3	$1.116 * 10^{-3}$	a_3	$6.797 * 10^{-4}$
$\sum(d^2)$	$5.256 * 10^7$	$\sum(d^2)$	$3.279 * 10^6$
Σ_v	$1.408 * 10^2$	Σ_v	$8.411 * 10^1$

Da die Messdaten auch nach der Trennung in zwei Datensätze noch erheblich streuen (z.B. Abb. 3.4), ist eine sehr gute Anpassung der Zielfunktion naturgemäß nicht möglich. Erwartungsgemäß zeigen sich große Summen der Abstandsquadrate ($\sum(d^2)$) zu den Messwerten und relativ hohe Residuen-Standardfehler der Anpassung (Σ_v). Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, dass die Anpassung im Penhandle wesentlich besser gelingt: Hier liegt der Standardfehler nur bei etwa dem halben Betrag. Ein direkter Vergleich der Summen der Abstandsquadrate zwischen Penhandle und Hauptregion ist wegen der unterschiedlichen Anzahl von Messwerten nicht angezeigt.

Per Definition ist u_0 die Geschwindigkeit der Matrix an der Oberfläche. Weiterhin ist die Geschwindigkeit des Sediments an der Oberfläche $v_0 = u_0 - a_2$ (Gleichung 2.18). Für die Hauptregion des Zechstein A2 folgt daraus an der Oberfläche eine Geschwindigkeit der Matrix von $u_0 = 3293 \text{ ms}^{-1}$ und eine Geschwindigkeit des Sediments von $v_0 = 3294 - 9251 = -6043 \text{ ms}^{-1}$. Für das Penhandle folgt für das Zechstein A2 eine Matrixgeschwindigkeit von $u_0 = 1944 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ und eine Geschwindigkeit des Sediments von $v_0 = 1944 - 1902 = 42 \frac{\text{m}}{\text{s}}$. Während der Wert für die Matrixgeschwindigkeit in beiden Fällen nicht grundsätzlich verworfen werden müsste und noch plausibel erschei-

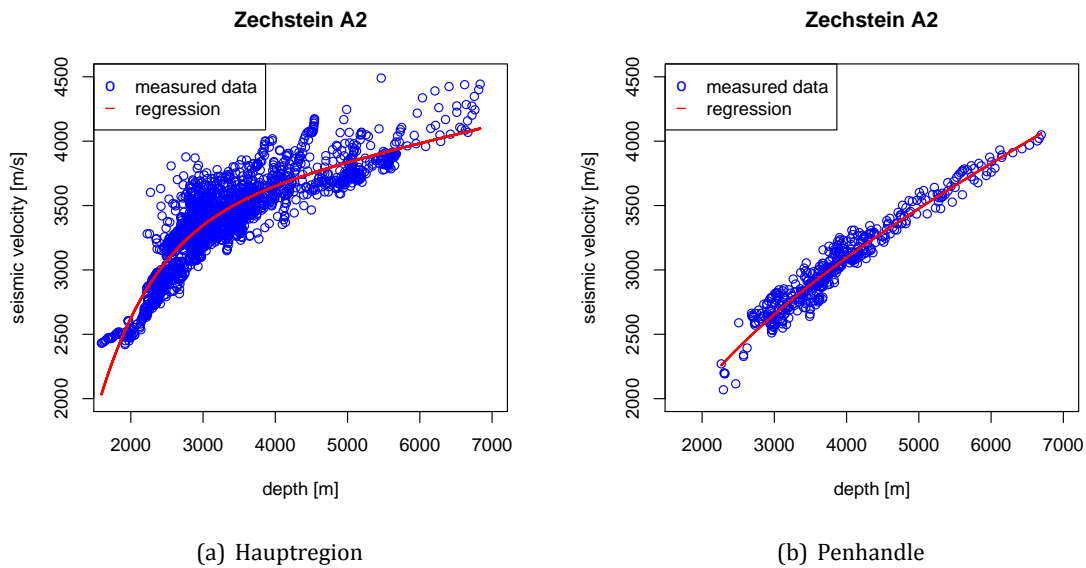


Abbildung 3.4.: Getrennte Darstellung der Verteilungen von Tiefe gegen seismische Geschwindigkeit für die Hauptregion und die Region um den Penhandle. Die Messwerte sind in blau dargestellt, die berechnete Regressionsfunktion in rot.

nen könnte, ist eine sehr geringe oder sogar negative Geschwindigkeit an der Oberfläche, wie diese ermittelt wird, ganz offenbar auszuschließen. Eine Anpassung an die Zielfunktion gelingt zwar, aber die Anpassung erfolgt (natürlich) rein statistisch und ohne Rücksicht auf die physikalische Bedeutung der Terme.

Der Exponentialterm der Zielfunktion ist physikalisch motiviert als die Geschwindigkeitsvariation, die linear an die Porositätsveränderung gebunden ist. Ab einer bestimmten Tiefe klingt der Porositätseinfluss ab und die Porosität kann kaum noch verringert werden. Hier dominiert dann die lineare Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe. Für das Zechstein A2 gilt, dass Messwerte aus vergleichsweise tiefen Regionen stammen und nur wenige Messwerte aus den Bereichen vorliegen, in denen die Porositätsveränderung überhaupt prägend ist. Das Fitting ist, da diese Werte nicht vorliegen, demnach *ill-constrained* und die Exponentialfunktion dient nur dazu, Messwertschwankungen besser zu approximieren. Dabei führen kleine Modifikationen der Exponentialfunktion im Bereich der tatsächlichen Messwerte aber zu riesigen Modifikationen in den geringen Tiefen, die nicht durch Messwerte belegt sind.

Wenn gar keine Messwerte aus den Bereichen stammen, in denen die Porositätsveränderung eine Bedeutung hat, könnte man nur den linearen Anteil der Zielfunktion verwenden und den Datensatz an eine Funktion der Form

$$v(z) \approx u_0 + a_1 z \tag{3.1}$$

anpassen. Hier wird der Porenraum über den Beobachtungsbereich als quasi konstant angenommen. In Tab. 3.2 und in Abb. 3.5 sind die Ergebnisse einer linearen Herangehensweise dargestellt.

Tabelle 3.2.: Tabelle mit den bestimmten Funktionsparametern (u_0, a_1) für die Anpassung der Funktion $v(z) = u_0 + a_1 z$ an die Geschwindigkeitsmesswerte sowie der Summe der Abstandsquadrate ($\sum(d^2)$) und der Residuen-Standardfehler der Anpassung (Σ_v).

(a) Zechstein A2, Hauptregion		(b) Zechstein A2, Penhandle	
Zechstein A2, Hauptregion		Zechstein A2, Penhandle	
Parameter	Wert	Parameter	Wert
u_0	$2.352 * 10^3$	u_0	$1.469 * 10^3$
a_1	$1.439 * 10^1$	a_1	$4.023 * 10^0$
$\sum(d^2)$	$8.825 * 10^7$	$\sum(d^2)$	$3.619 * 10^6$
Σ_v	$1.824 * 10^2$	Σ_v	$8.800 * 10^1$

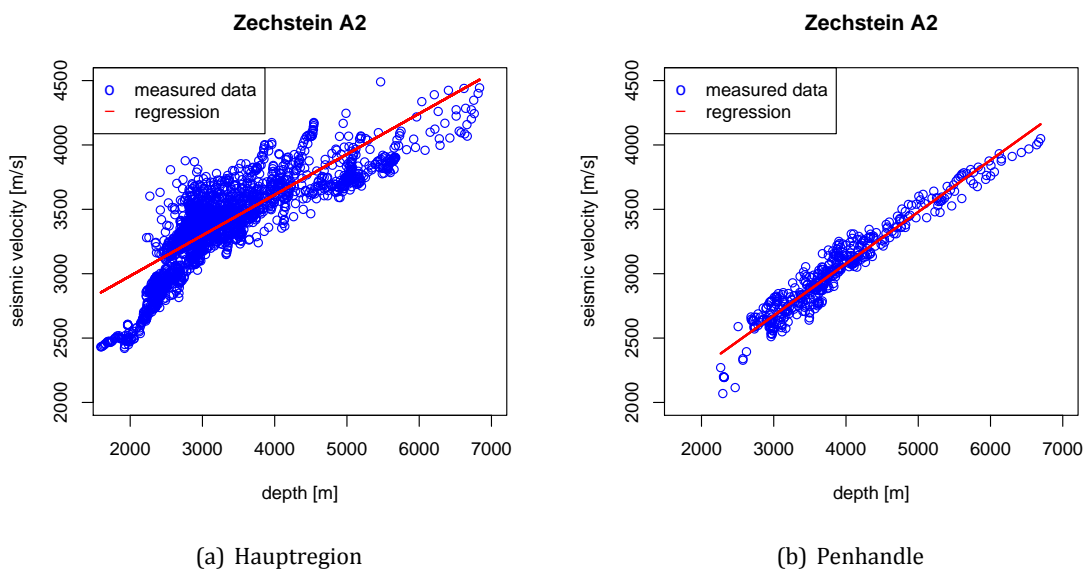


Abbildung 3.5.: Getrennte Darstellung der Verteilungen von Tiefe gegen seismische Geschwindigkeit für die Hauptregion und die Region um den Penhandle. Die Messwerte sind in blau dargestellt, die berechnete Regressionsfunktion in rot.

In der Hauptregion führt die lineare Anpassung zu einer maßgeblichen Verschlechterung der Güte – auch wenn im Gegenzug eine plausible Geschwindigkeit $v_0 = 2.352 * 10^3 \frac{m}{s}$, die am unteren Ende des für Sandsteine zu erwartenden Geschwindigkeitsbereichs liegt, ermittelt wurde. Aus dieser Betrachtung lässt sich schließen, dass eben die Porosität für die Betrachtung des Datensatzes

von Bedeutung ist, die Anpassung aber wegen der großen Messwertstreuungen und den fehlenden Messwerten aus geringen Tiefen nicht gut gelingt.

Für das Penhandle ergibt die Betrachtung keine signifikante Verschlechterung. Hier kann geschlossen werden, dass in dem Tiefenbereich, der in dieser Region erst bei 3000 m beginnt, die tiefenabhängige Veränderung der Porosität tatsächlich keine große Bedeutung mehr hat.

Aus der gemeinsamen Betrachtung der beiden Datensätze ergibt sich folgender Befund: Ab einer Tiefe von etwa 3000 m nimmt auch im Hauptgebiet die seismische Geschwindigkeit mit der Tiefe vermutlich nur noch linear zu. Der Einfluss von Porositätsveränderungen ist nur noch untergeordnet. Allerdings enthält der Datensatz der Hauptregion auch eine Anzahl von Messwerten unterhalb von 3000 m. Daher ist die lineare Approximation nicht ähnlich gut, sondern deutlich schlechter. Diese Messwerte aus den kleineren Tiefenbereichen reichen allerdings nicht aus und gehen nicht in hinreichend geringe Tiefen, um die Parameterschätzung mit Betrachtung der Porosität derart zu konditionieren, dass die Zielfunktion auch für Funktionswerte außerhalb des beobachteten Zielbereichs definiert werden würde. Hier gilt das schon formulierte Argument, dass kleine Modifikationen in den Parametern der Exponentialfunktion, die durch die tatsächlichen Messwerte approximiert wurden, zu sehr großen Modifikationen in den geringen Tiefen, die nicht durch Messwerte belegt sind, führen.

Die ermittelten Parameter für beide Funktionen erlauben nur über den Beobachtungshorizont eine hinreichend gute empirische Approximation der Geschwindigkeits-Tiefenfunktion und sind nur in diesem Tiefenbereich zur Normalisierung der Messwerte auf ein einheitliches Tiefenniveau geeignet.

3.1.2. Perm - Top Zechstein

Die Darstellung der seismischen Geschwindigkeit gegen die Tiefe für die Sedimente des Top Zechsteins (Abb. 3.6) zeigt zwar im Grundsatz ebenfalls eine Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe, allerdings sind Schwankungsbreiten der Geschwindigkeiten zu einer gegebenen Tiefe sehr hoch: Bei einer Tiefe von etwa 2000 m treten so bereits seismische Geschwindigkeiten zwischen 2000 m/s und 3500 m/s auf.

Trotz der enormen Schwankungsbreiten zeigen sich keine nennenswerten klaren Besetzungsmi-nima in der Verteilung der Messpunkte, an denen der Datensatz in verschiedene Modi geteilt werden könnte. Es gibt zwar eine kleinen Anzahl von Messwerten, die zwischen 2500 m und 3800 m auftreten und mit nur 2100 m/s und 2900 m/s vergleichsweise geringe Geschwindigkeiten aufweisen, aber die absolute Anzahl dieser Messwerte ist zu gering, um eine getrennte Regression vor-

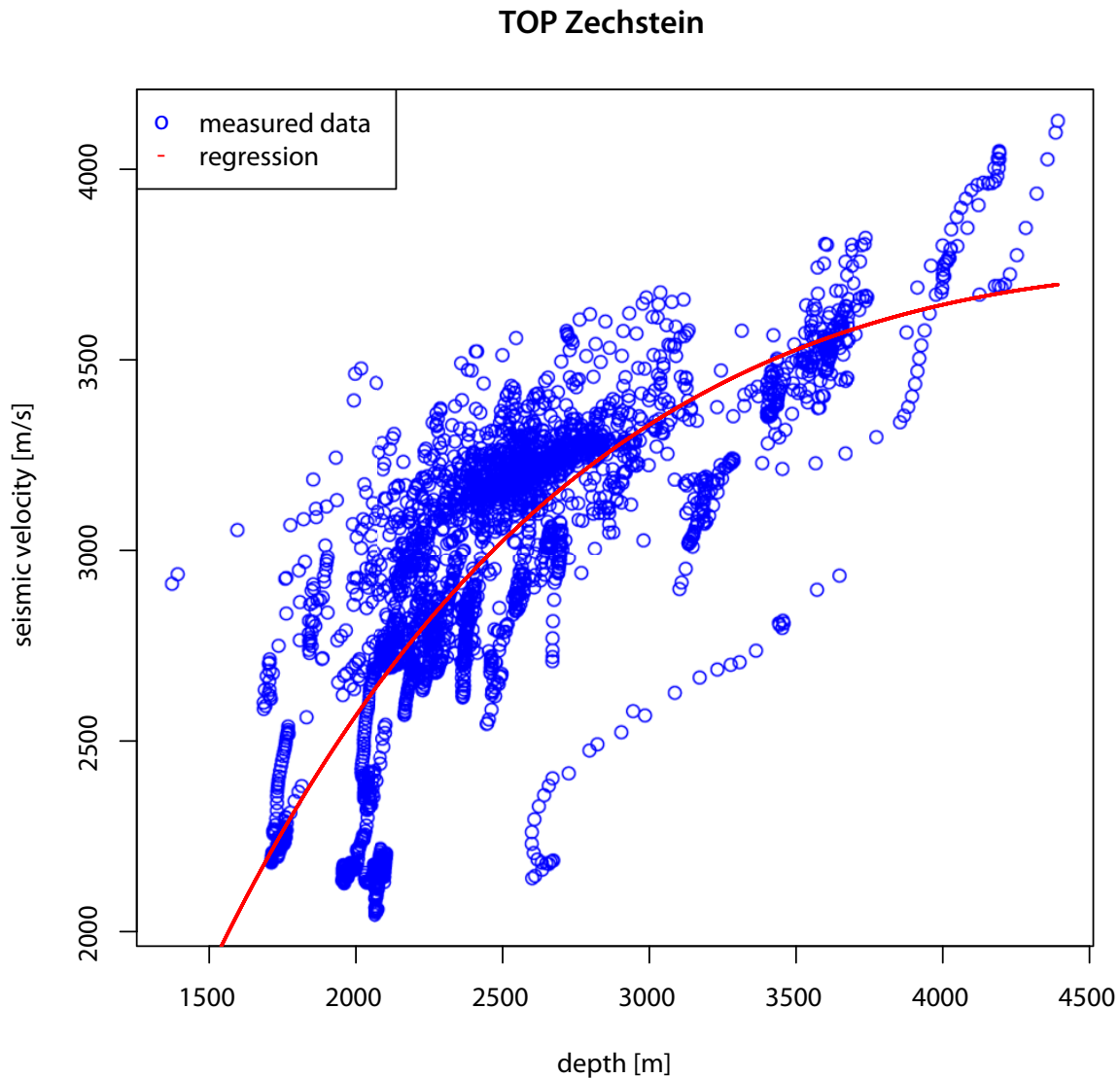


Abbildung 3.6.: Darstellung der seismischen Geschwindigkeit gegen die Tiefe für die Sedimente des Top Zechsteins. Die Zielfunktion ist in rot dargestellt.

Auch wenn ein Trend hinsichtlich mit der Tiefe zunehmender seismischer Geschwindigkeiten ableitbar ist, sind die seismischen Geschwindigkeiten sehr stark gestreut. Im Tiefenintervall von 2000 m bis 2100 m treten so seismische Geschwindigkeiten zwischen 2000 m/s und 3500 m/s auf. Eine kleine Anzahl von Messwerten treten zwischen 2500 m und 3800 m auf, denen mit nur 2100 m/s bis 2900 m/s vergleichsweise geringe Geschwindigkeiten zugeordnet sind. Da die Besetzung dieser Region allerdings gering ist, erfolgt hier keine Auftrennung des Messdatensatzes.

zunehmen. Da die Messwerte wegen ihrer geringen Anzahl die Regression nicht stark modifiziert

Tabelle 3.3.: Tabelle mit den bestimmten Funktionsparametern (u_0, a_1, a_2, a_3) für die Anpassung der Funktion $v(z) = u_0 + a_1z - a_2e^{-za_3}$ an die Geschwindigkeitsmesswerte sowie der Summe der Abstandsquadrate ($\sum(d^2)$) und der Residuen-Standardfehler der Anpassung (Σ_v).

Top Zechstein	
Parameter	Wert
u_0	$4.768 * 10^3$ *
a_1	$-1.570 * 10^{-1}$ *
a_2	$7.185 * 10^3$ *
a_3	$6.683 * 10^{-4}$ *
$\sum(d^2)$	$2.003 * 10^8$ *
Σ_v	$2.536 * 10^2$ *

hätten, wurden sie im Datensatz belassen: Sie werden nach der Normalisierung auf ein Tiefenniveau Minima ausbilden.

Die angepassten Parameter für die Zielfunktion sind in Tab. 3.3 aufgeführt und der Verlauf der Funktion ist zusammen mit den Messwerten in Abb. 3.6 dargestellt. Erwartungsgemäß kann das Top Zechstein wegen der großen Varianzen der Messdaten nur vergleichsweise schlecht an die Zielfunktion angepasst werden. Die schlechte Anpassung spiegelt sich in einem Residuen-Standardfehler der Anpassung (Σ_v) von mehr als $250 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ wider.

Insgesamt tragen die ermittelten Parameter auch das physikalisch implizierte Modell nicht. Die Geschwindigkeit der Matrix an der Oberfläche ist mit $u_0 = 4768 \text{ m}$ deutlich zu hoch, für die seismische Geschwindigkeit des Sediments an der Oberfläche folgt mit $v_0 = 4768 - 7185 = -2417 \text{ m/s}$ ein negativer Wert und weiterhin ergibt sich für den linearen Anteil der Geschwindigkeitszunahme im Parameter a_1 ein negativer Wert, aus dem eine Geschwindigkeitsabnahme mit der Tiefe folgt. Diese Abnahme der Geschwindigkeit mit der Tiefe ist ebenfalls nicht anzunehmen. Das Festsetzen einzelner Parameter (z.B. u_0) und/oder die Beschränkung der Wertebereiche für die Parameter (z.B. $a_1 > 0$) verstellt den Weg zur Konvergenz der Parameter oder führt zu extrem hohen Fehlern und wurde daher nicht weiter verfolgt.

Die gewählten Parameter ergeben somit eine statistische Anpassung der Funktion an die Messwerte und erlauben lediglich die physikalische Deutung, dass das gewählte physikalische Modell auf die Gesamtheit der Messwerte nicht unmodifiziert angewendet werden kann. Mögliche Gründe hierfür werden im Rahmen der Interpretation noch weitergehend erörtert. Unabhängig davon, können die Parameter dennoch für die Tiefennormalisierung herangezogen werden, um den Tiefeneinfluss der Geschwindigkeitszunahme in den Messwerten zu eliminieren.

3.1.3. Mesozoikum - Obere Kreide

Die Darstellung (Abb. 3.7) der seismischen Geschwindigkeit gegen die Tiefe für die Sedimente der Oberen Kreide zeigt eine große Schwankungsbreite der Messwerte. Für eine Tiefe von 1500 m liegen die Messwerte für die seismische Geschwindigkeit beispielsweise im Bereich von 2200 m/s bis 2500 m/s oder um annähernd 20%. Abgesehen von der hohen Schwankungsbreite zeigt eine unmittelbare Regression des Gesamtdatensatzes (Abb. 3.7) ab einer Tiefe von 1900 m nur einen geringfügigen Trend der weiter mit der Tiefe zunehmenden seismischen Geschwindigkeit.

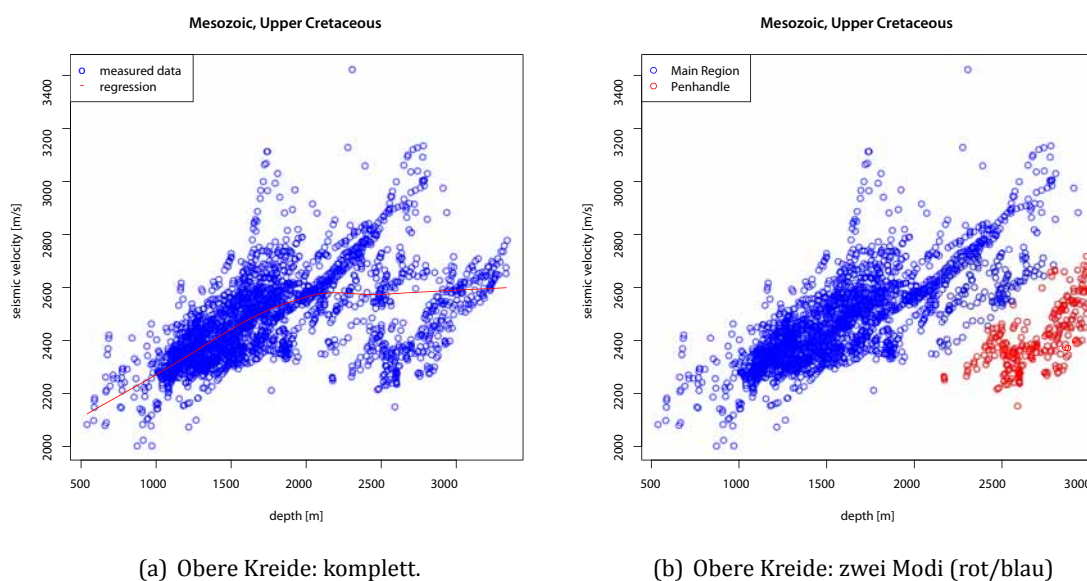


Abbildung 3.7.: Darstellung der seismischen Geschwindigkeit gegen die Tiefe für die Sedimente der Oberen Kreide. Die Verteilung der Messwerte ist zumindest bimodal. Eine Trennung entlang eines identifizierbaren Dichteminimums der Besetzung der Bereiche (siehe rechte Abbildung) ergibt auch geografisch zwei verschiedene Regionen (vergl. Abb. 3.3), das Hauptgebiet (blaue Messwert in der Abb. b) und den Penhandle (rote Messwerte in Abb. b).

Beginnend bei einer Tiefe von 2300 m zeigt sich eine Region herabgesetzter Geschwindigkeiten, die durch ein Verteilungsdichte-Minimum von der sonstigen Schar der Messpunkte abgetrennt ist (Abb. 3.7, rechts, dargestellt durch die rote und blaue Färbung der Messwerte). In Abb. 3.8 sind die beiden Messwertbereiche geografisch lokalisiert dargestellt. Es zeigt sich wieder, wie beim Zechstein A2, eine Auftrennung in eine Hauptregion und den Penhandle. Im Gegensatz zum Zechstein A2 sind die Begrenzungen allerdings noch schärfer und es wurden keine Messwerte aus der Hauptregion erfasst.

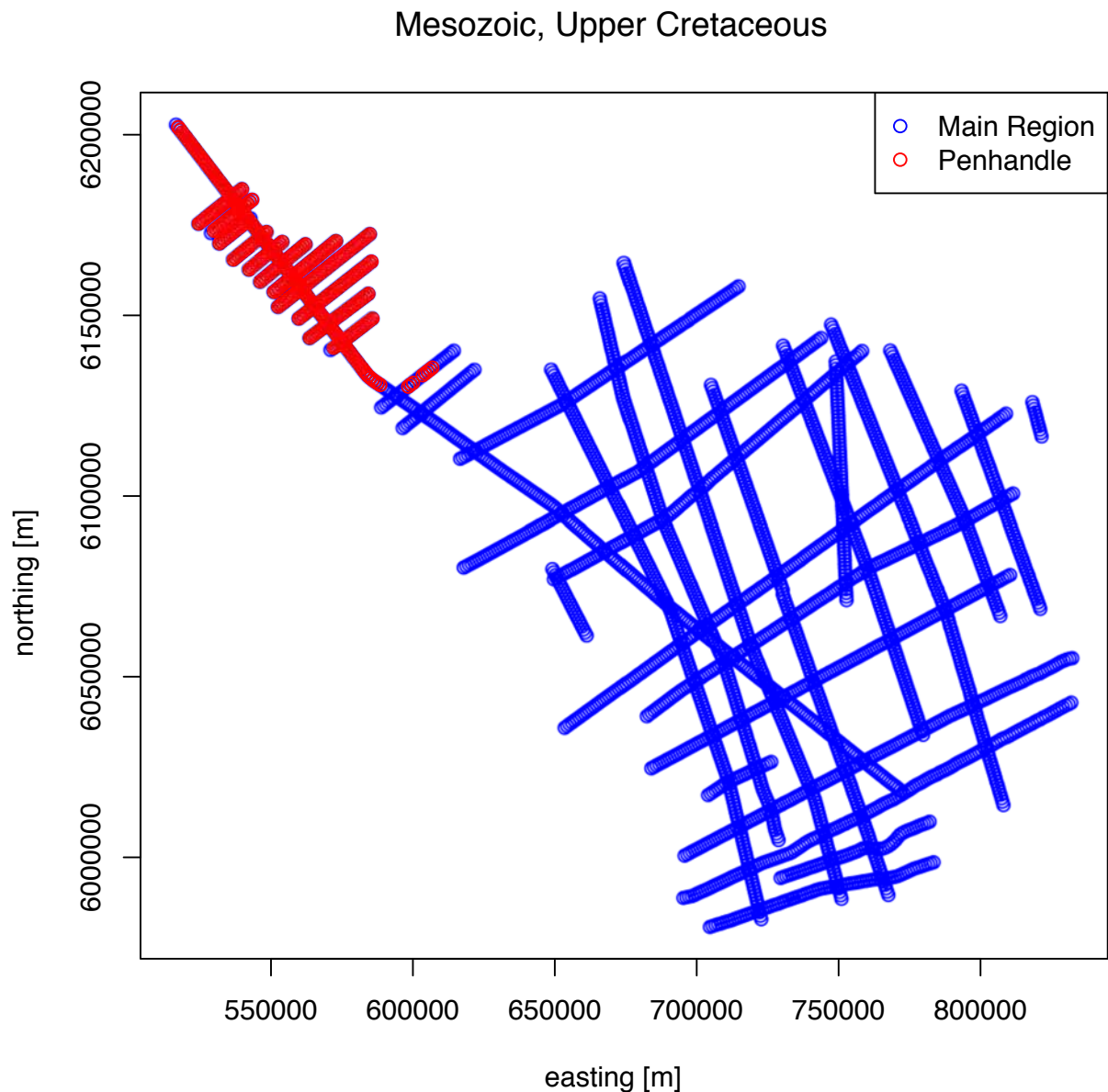


Abbildung 3.8.: Regionale Verbreitung der beiden Messwertbereiche, die hinsichtlich der Besetzungsdichten durch ein ausgeprägtes Minimum getrennt sind (vergl. Abb. 3.7). Abgesehen von wenigen Ausnahmen ist ein Bereich (hier rot dargestellt) dem Penhandle zuzuordnen, der andere Bereich (hier blau dargestellt) umfasst das restliche Hauptgebiet.

Da die Aufteilung der Messwerte für die Obere Kreide entlang dieses Minimums (wie beim Zechstein A2) ebenfalls zu einer geografischen Zonierung führt, kann von lithologischen Verschiedenheiten oder unterschiedlichen Rahmenbedingungen ausgegangen werden, die einen unterschiedlichen funktionalen Zusammenhang von der Tiefe und der seismischen Ausbreitungsgeschwindigkeit begründen. Entsprechend ist angezeigt, die Messwerte zur getrennten Regression und Normierung aufzuteilen. Die entsprechenden Messwertbereiche sind zusammen mit dem Verlauf der

parametrisierten Zielfunktion in Abb. 3.9 gezeigt. Die Parameterschätzung ist in Tab. 3.4 dargestellt.

Tabelle 3.4.: Tabelle mit den bestimmten Funktionsparametern (u_0, a_1, a_2, a_3) für die Anpassung der Funktion $v(z) = u_0 + a_1z - a_2e^{-za_3}$ an die Geschwindigkeitsmesswerte sowie der Summe der Abstandsquadrate ($\sum(d^2)$) und der Residuen-Standardfehler der Anpassung (Σ_v).

(a) Obere Kreide, Hauptregion		(b) Obere Kreide, Penhandle	
Parameter	Wert	Parameter	Wert
u_0	$2.207 * 10^3$	u_0	$1.931 * 10^3$
a_1	$2,299 * 10^{-1}$	a_1	$4.360 * 10^{-1}$
a_2	$3.130 * 10^2$	a_2	$6.925 * 10^2$
a_3	$7.364 * 10^{-4}$	a_3	$3.593 * 10^{-11}$
$\sum(d^2)$	$3.279 * 10^6$	$\sum(d^2)$	$2.106 * 10^6$
Σ_v	$9.921 * 10^1$	Σ_v	$7.811 * 10^1$

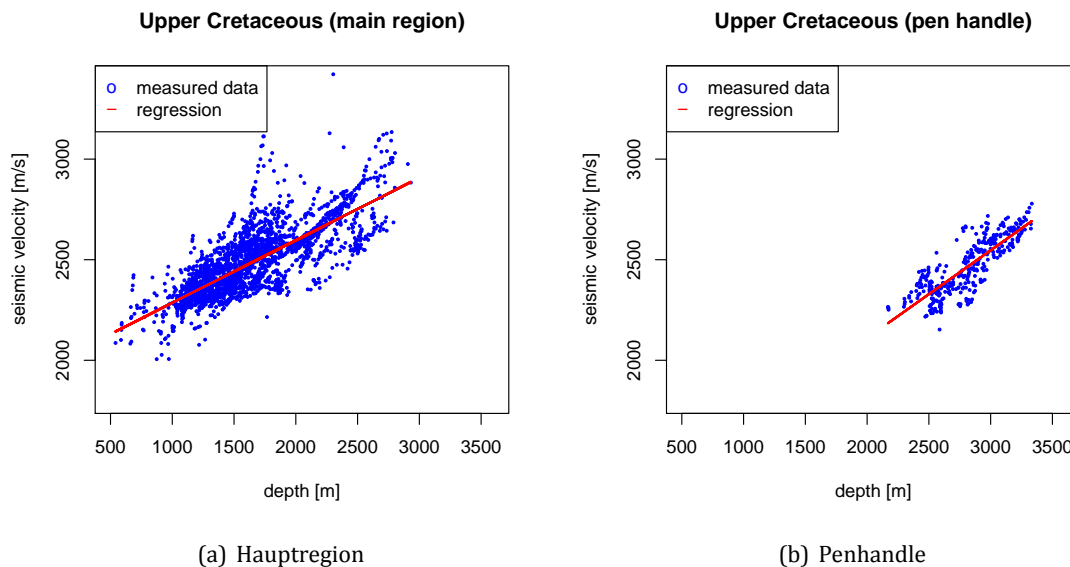


Abbildung 3.9.: Getrennte Darstellung der Verteilungen von Tiefe gegen seismische Geschwindigkeit für die Hauptregion und die Region um den Penhandle. Die Messwerte sind in blau dargestellt, die berechnete Regressionsfunktion in rot.

Trotz der großen Streuung der Messwerte ergibt sich bezüglich der bestimmten Parameter in der Hauptregion nur ein Residuen-Standardfehler von knapp 100 m/s und im Penhandle von lediglich rund 80 m/s. Die Anpassung gelingt somit, zumindest statistisch, zufriedenstellend. Im Penhandle wurde als Parameter im Exponent (a_3) ein ausgesprochen kleiner Wert ermittelt. Über die

betrachteten Tiefenbereiche verläuft die Funktion folglich linear und der Beitrag der Exponentialfunktion kann als annähernd konstant angesehen werden. Offenbar haben nicht-lineare Veränderungen, etwa durch Porositätsveränderungen, im beobachteten Bereich keine herausgehobene Bedeutung für die Geschwindigkeitsmodifikationen mit der Tiefe.

Die aus den Parametern folgende seismischen Geschwindigkeit $v_0 = u_0 - a_2$ für das Sediment in der Hauptregion bei der Tiefe 0 m von etwa 1900 m/s ist plausibel für Schreibkreide. Die Bestimmung der Geschwindigkeit auf Oberflächenniveau für das Penhandle ergibt einen Wert von knapp über 1300 m/s. Dieser Wert ist deutlich zu gering. Es ist allerdings zu berücksichtigen, dass die gemessenen Geschwindigkeiten bei einer Tiefe von etwa 2200 m mit 2200 m/s bereits ausgesprochen gering sind. Im Rahmen der Interpretation wird unter anderem auf diesen Sachverhalt weiter eingegangen.

3.1.4. Paläogen - Paläozän

Die Darstellung der seismischen Geschwindigkeit gegen die Tiefe für die Sedimente des Paläozän (Abb. 3.10) zeigt einen klaren, begrenzten Wertebereich mit geringen Schwankungsbreiten. Zu einem gewählten Tiefenwert schwanken hier die Geschwindigkeiten lediglich um überschlägig 5 %. Die Modalanalyse identifiziert keine trennbaren Modi. Die in der Regressionsanalyse aller Messwerte ermittelten Parameter sind in Tab. 3.5 aufgeführt.

Tabelle 3.5.: Tabelle mit den bestimmten Funktionsparametern (u_0, a_1, a_2, a_3) für die Anpassung der Funktion $v(z) = u_0 + a_1z - a_2e^{-za_3}$ an die Geschwindigkeitsmesswerte sowie der Summe der Abstandsquadrate ($\sum(d^2)$) und der Residuen-Standardfehler der Anpassung (Σ_v).

Paläozän	
Parameter	Wert
u_0	$2.566 * 10^3$
a_1	$8.775 * 10^{-1}$
a_2	$9.617 * 10^2$
a_3	$9.724 * 10^{-4}$
$\sum(d^2)$	$6.667 * 10^6$
Σ_v	$4.626 * 10^1$

Die Anpassung der Parameter der Zielfunktion führt zu einem Kurvenverlauf, der sich der Messwertschar ausgesprochen gut anpasst. Entsprechend liegt der Residuen-Standardfehler bei unter 50 m/s.

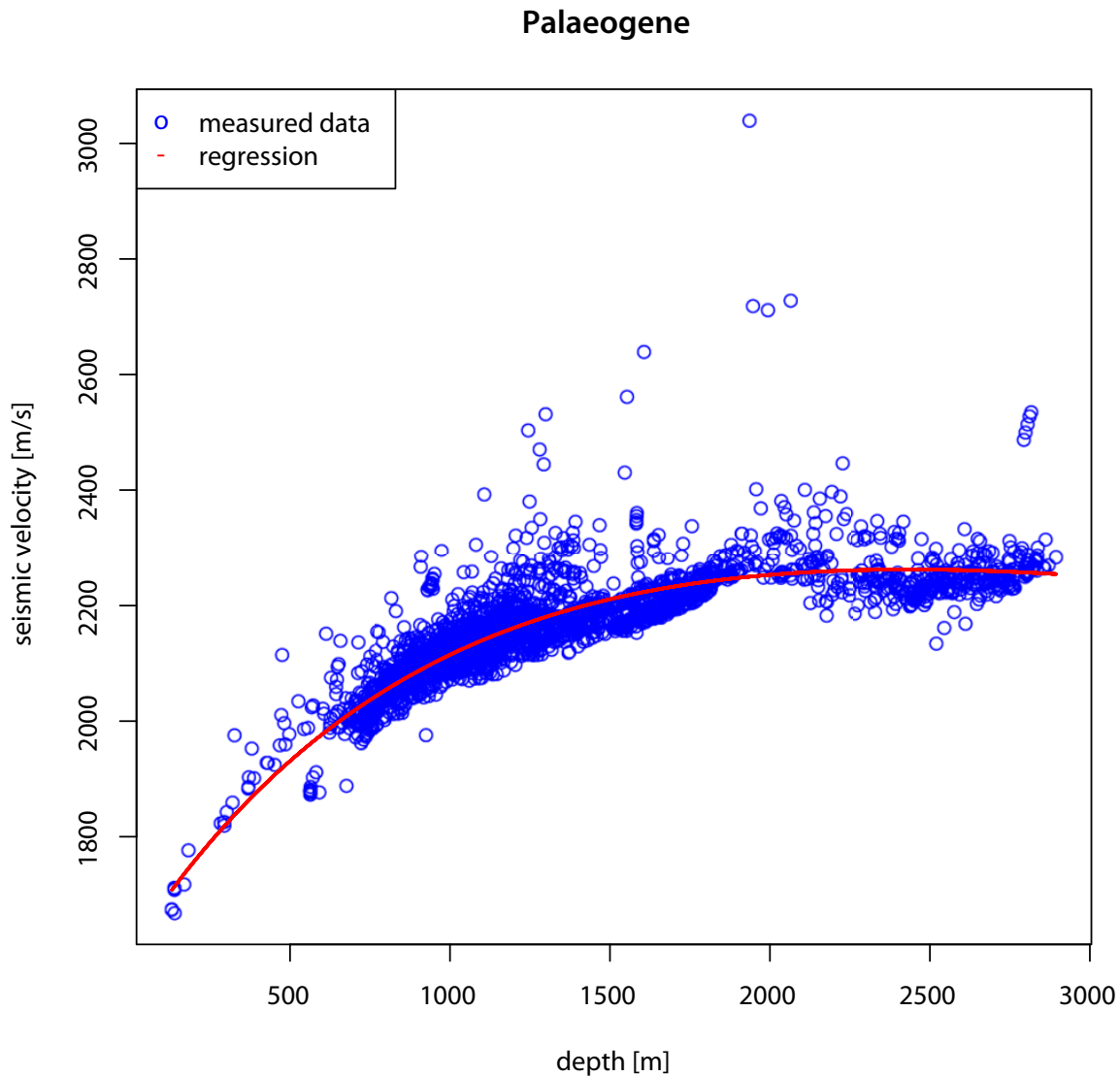


Abbildung 3.10.: Darstellung der v_p gegen die Tiefe für das Paläozän

Die Parameter führen zu einem Wert für v_0 von etwa 1650 m/s. Diese Geschwindigkeit erscheint für ein konsolidiertes Sediment als etwas zu gering, ist aber eingedenk der konkreten Messwerte bei Tiefen von etwa 100 m mit Geschwindigkeiten unterhalb von 1700 m/s plausibel.

Bei einer genauen Betrachtung der Messwerte fällt auf, dass einige Messwerte im Bereich von über 2200 m gegenüber dem Geschwindigkeitstrend etwas abfallen. Auch wenn in der Modalanalyse keine verschiedenen Modi zu erkennen sind, könnte dieser Umstand auf einen nicht identifizierten Modus hinweisen. Auf der Erfahrung der Teilung im Zechstein und der oberen Kreide aufbauend,

wird deshalb eine regionale Aufteilung des Datensatzes durchgeführt. Die Aufteilung (Abb. 3.11) ergibt dann auch eine klare Zonierung der Geschwindigkeiten, die mit den Zonen korrespondiert.

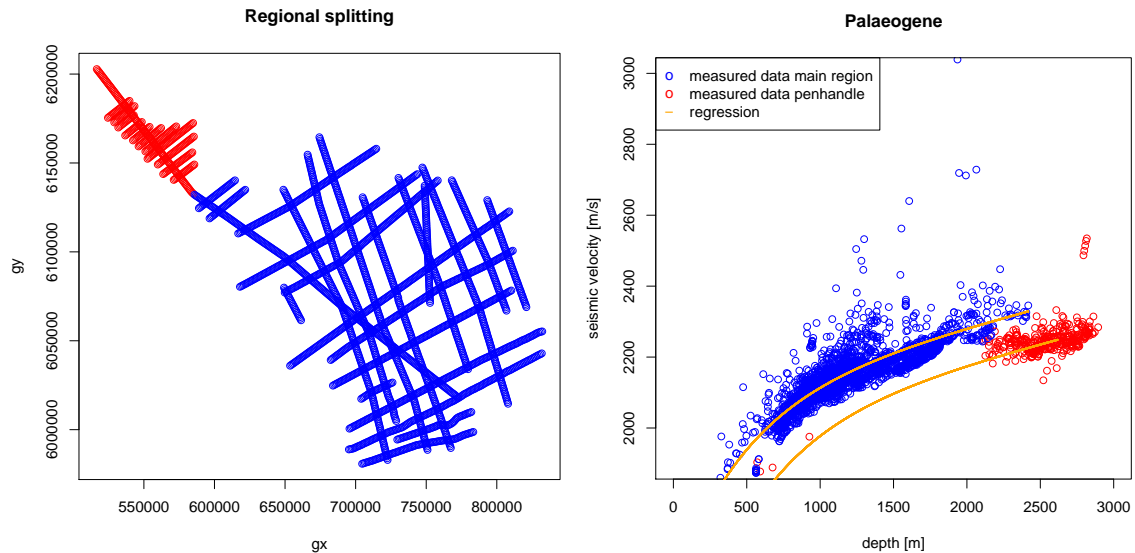


Abbildung 3.11.: Darstellung einer regionalen Separation. Der Datensatz wurde in zwei Teile getrennt: In das Penhandle und die Hauptregion. Die jeweils niedrigeren Geschwindigkeiten (dargestellt in rot) gehören zum Penhandle.

Eine Regression, in der nur noch die Hauptregion erfasst wird, führt nur zu einer unwesentlich anderen, aber etwas besseren Anpassung der Messwerte. Es ergeben sich keine signifikanten Unterschiede für eine kalkulatorische Geschwindigkeit an der Oberfläche. Eine getrennte Regression der Datenpunkte, die im Penhandle gelegen sind, führt zu keiner physikalisch stimmigen Anpassung. Die Ursache dafür liegt in der schlechten Besetzung der niedrigen Tiefen.

Allerdings kann durch eine Verschiebung der Anpassung für die Hauptregion auch eine gute Anpassung der Datenpunkte erreicht werden, die im Penhandle liegen. Die Anpassung ist dabei auch für die wenigen Datenpunkte in den niedrigeren Tiefen ausgesprochen gut.

In der Interpretation und Diskussion wird auf mögliche Ursachen für diese Beobachtung weiter eingegangen.

3.1.5. Paläogen - Eozän

Alle Messwerte der seismischen Geschwindigkeiten für die Sedimente des Eozän sind in Abb. 3.12 gegen die Tiefe aufgetragen. Wie auch im Paläozän, zeigen die Geschwindigkeitsmessungen bei gegebener Tiefe nur geringe Schwankungen auf und erscheinen auf den ersten Blick unimodal.

Auch die Modalanalyse liefert keine eindeutigen Hinweise auf verschiedenen Modi. Die Ergebnisse der Regressionsanalyse für das Gesamtgebiet sind in Tab. 3.6 aufgeführt.

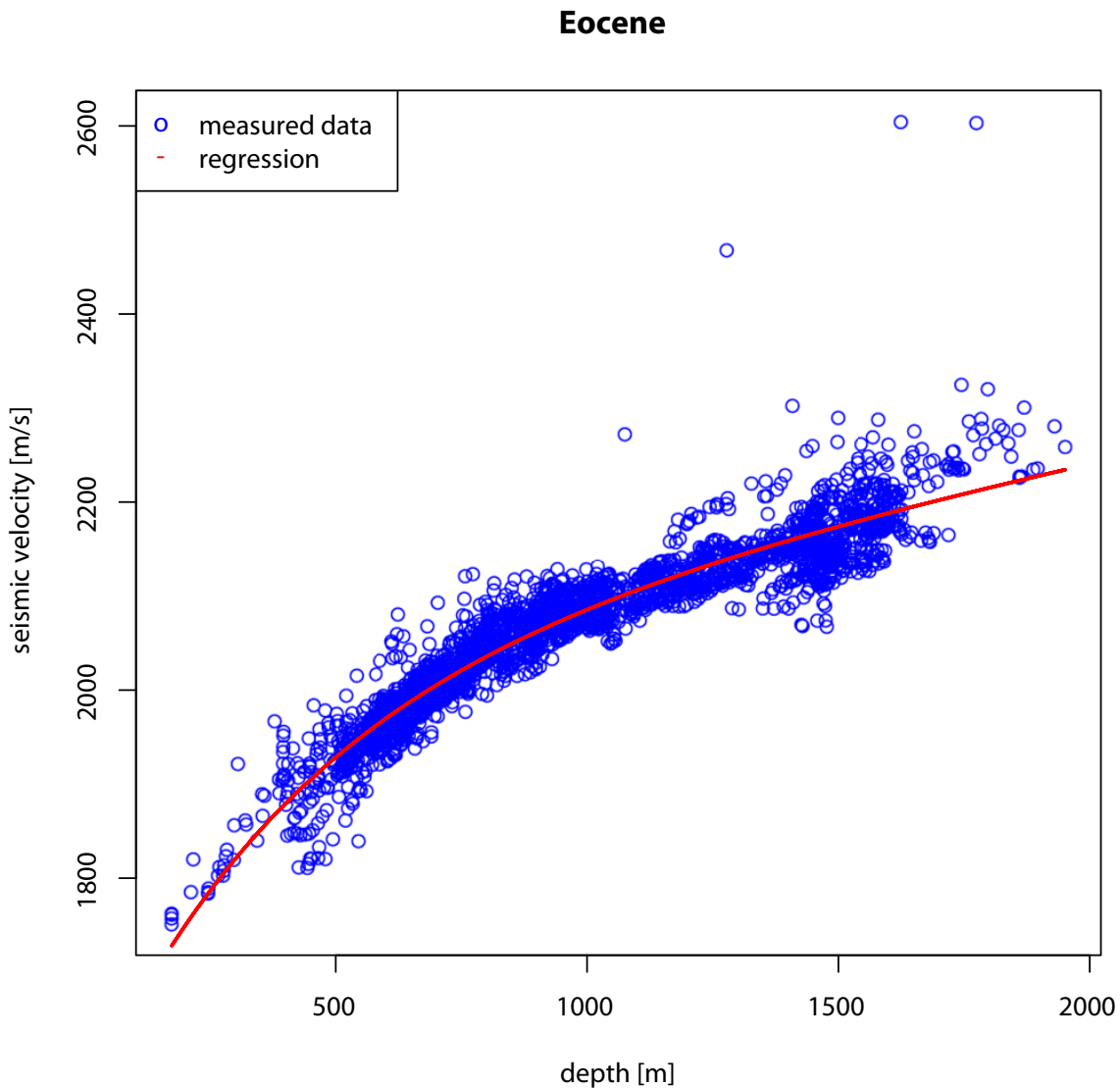


Abbildung 3.12.: Darstellung der v_p gegen die Tiefe für das Eozän

Die auf Grundlage der Messwerte für das Eozän bestimmten Parameter passen die Zielfunktion sehr gut mit einem Residuen-Standardfehler von nur 27 m/s an. Aus den Parametern ergibt sich eine rechnerisch bestimmte seismische Geschwindigkeit an der Oberfläche von $v = 2021 - 463,5 \approx 1550$ m/s. Dieser Wert ist für ein klastisches Sediment relativ niedrig.

Tabelle 3.6.: Tabelle mit den bestimmten Funktionsparametern (u_0, a_1, a_2, a_3) für die Anpassung der Funktion $v(z) = u_0 + a_1z - a_2e^{-za_3}$ an die Geschwindigkeitsmesswerte sowie der Summe der Abstandsquadrate ($\sum(d^2)$) und der Residuen-Standardfehler der Anpassung (Σ_v).

(a) Eozän Gesamtgebiet		(b) Eozän Penhandle	
Eozän Gesamtgebiet		Eozän Penhandle	
Parameter	Wert	Parameter	Wert
u_0	$2.021 * 10^3$	u_0	$1.954 * 10^3$
a_1	$1.113 * 10^{-1}$	a_1	$1.625 * 10^{-1}$
a_2	$4.635 * 10^2$	a_2	$3.836 * 10^2$
a_3	$2.002 * 10^{-3}$	a_3	$2.570 * 10^{-3}$
$\sum(d^2)$	$2.297 * 10^6$	$\sum(d^2)$	$1.734 * 10^6$
Σ_v	$2.721 * 10^1$	Σ_v	$2.505 * 10^1$

Auf der Basis der Erfahrungen in den älteren Sedimenten wird auch im Eozän eine regionale Aufteilung der Datensätze (in Hauptregion und Penhandle) durchgeführt. Die Aufteilung führt zu Abb. 3.13. Es ist wieder klar erkennbar, dass die Geschwindigkeiten im Penhandle wiederum abgesenkt gegenüber den aus entsprechenden Tiefen stammenden Messwerten aus der Hauptregion sind. Dieses gilt dabei insbesondere auch für die wenigen Messwerte aus niedrigen Tiefen (um 500 m).

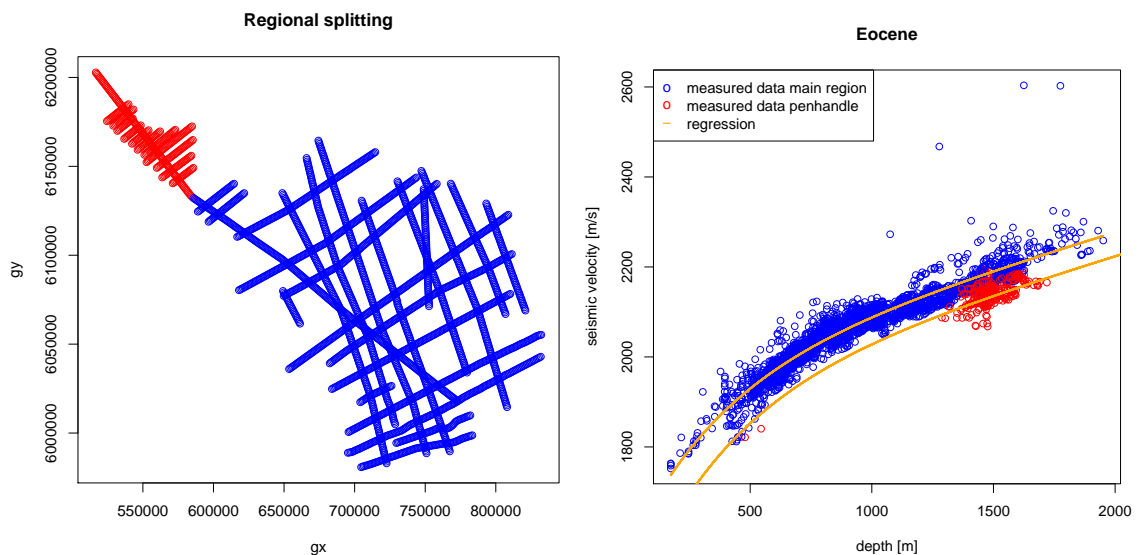


Abbildung 3.13.: Im Mittleren Miozän fällt im Tiefenbereich ab etwa 1200 auf, dass sich die Geschwindigkeiten in zwei Bereiche zusammenballen. Diese Zusammenballungen gehören auch zu verschiedenen Regionen. Die jeweils niedrigeren Geschwindigkeiten (dargestellt in rot) gehören zum Penhandle.

Tabelle 3.7.: Tabelle mit den bestimmten Funktionsparametern (u_0, a_1, a_2, a_3) für die Anpassung der Funktion $v(z) = u_0 + a_1z - a_2e^{-za_3}$ an die Geschwindigkeitsmesswerte sowie der Summe der Abstandsquadrate ($\Sigma(d^2)$) und der Residuen-Standardfehler der Anpassung (Σ_v).

(a) Oligozän Gesamtgebiet		(b) Oligozän Hauptregion	
Oligozän Parameter	Wert	Oligozän Hauptregion Parameter	Wert
u_0	$1.970 * 10^3$	u_0	$1.849 * 10^3$
a_1	$1.487 * 10^{-1}$	a_1	$2.446 * 10^{-1}$
a_2	$4.143 * 10^2$	a_2	$3.224 * 10^2$
a_3	$2.518 * 10^{-3}$	a_3	$4.047 * 10^{-3}$
$\Sigma(d^2)$	$2.027 * 10^6$	$\Sigma(d^2)$	$1.294 * 10^6$
Σ_v	$2.565 * 10^1$	Σ_v	$2.165 * 10^1$

Die Ergebnisse einer erneuten Anpassung der Messwerte aus der Hauptregion sind in Tab. 3.6 angegeben. Die isolierte Anpassung der Messwerte aus der Hauptregion ist gegenüber der Anpassung aller Datenpunkte etwas besser. Der Residuen-Standardfehler sinkt von 27 m/s auf 25 m/s. Als kalkulatorische Größe für das Sediment des Eozäns in der Hauptregion an der Oberfläche ergibt sich mit 1571 m/s nur ein unwesentlich höherer Wert, der noch immer am unteren Rande der Erwartungen liegt.

Eine isolierte Anpassung der Penhandle-Sedimente führt aufgrund des eingeschränkten Tiefenintervalls nicht zu physikalisch guten Anpassungen. Allerdings kann durch die Verschiebung der Regressionskrurve für das Hauptgebiet auch im Penhandle eine gute Anpassung erreicht werden.

Auf mögliche Ursachen für diese Beobachtung wird in der Interpretation und Diskussion eingegangen.

3.1.6. Paläogen - Oligozän

Die Darstellung der seismischen Geschwindigkeit gegen die Tiefe für die Sedimente des Oligozän (Abb. 3.14) deutet auf einen unimodalen funktionalen Zusammenhang zwischen steigender Tiefe und zunehmender seismischer Geschwindigkeit hin. Entsprechend liefert die Modalanalyse keinen Befund, der auf verschiedene Modi hindeutet.

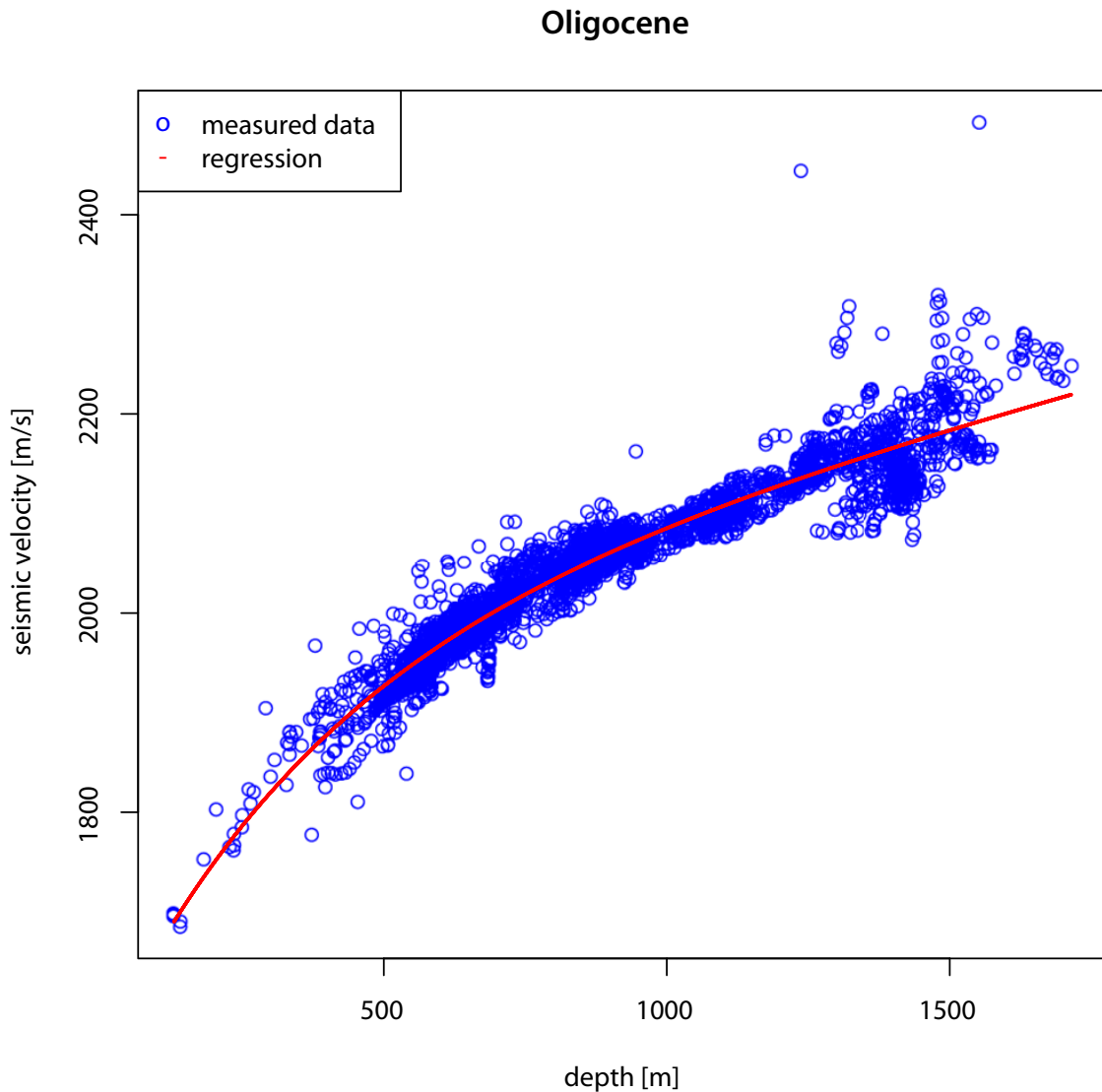


Abbildung 3.14.: Darstellung der v_p gegen die Tiefe für das Oligozän.

Die bestimmten Parameter für das Gesamtgebiet führen zu einem Residuen-Standardfehler von 26 m/s. Weiterhin ergibt sich mit $v_0 = 1970 - 414 \approx 1550$ m/s eine seismische Geschwindigkeit an der Oberfläche, die der des Eozäns entspricht. Da aber auch im Oligozän eine Auffächerung der Geschwindigkeitswerte im höheren Tiefenbereich beobachtet werden kann, wird wieder eine regionale Aufteilung in Penhandle und Hauptgebiet vorgenommen. Diese führt zu Abb. 3.15.

Die Auftrennung der Daten führt wieder zu korrespondierenden Geschwindigkeits/Tiefen-Bereichen mit den Gebieten Hauptregion und Penhandle. Die Geschwindigkeiten im Pen-

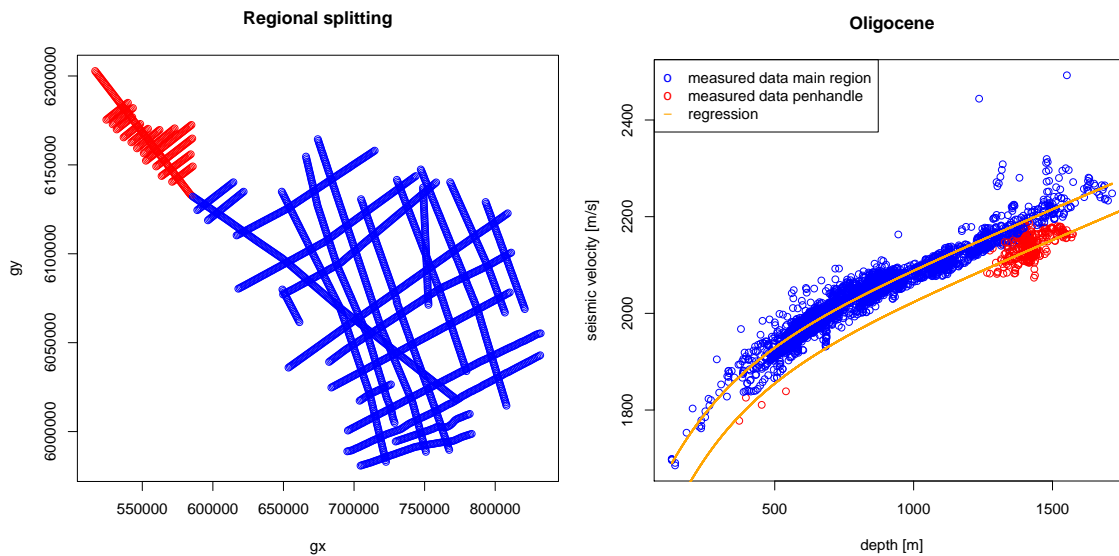


Abbildung 3.15.: Im Mittleren Miozän fällt im Tiefenbereich ab etwa 1200 auf, das sich die Geschwindigkeiten in zwei Bereiche zusammenballen. Diese Zusammenballungen gehören auch zu verschiedenen Regionen. Die jeweils niedrigeren Geschwindigkeiten (dargestellt in rot) gehören zum Penhandle.

handle sind in gleichen Tiefenbereichen grundsätzlich niedriger als im Hauptgebiet. Eine Regression des Hauptgebiets führt zu den in Tab. 3.7 aufgeführten Parametern. Die Residuen-Standardabweichung der isolierten Bearbeitung ist mit etwa 22 m/s gegenüber der gemeinsamen Bearbeitung, die zu einem Wert von 26 m/s führte, erneut deutlich gesunken. Die kalkulatorische Geschwindigkeit für ein Sediment des Oligozän des Hauptgebiets an der Oberfläche ergibt mit $v_0 = 1849 - 322 \approx 1527$ m/s einen sehr geringen Wert. Die Verschiebung der Anpassung für das Hauptgebiet ermöglicht wiederum eine Anpassung der Penhandlesedimente aus allen Tiefenbereichen.

3.1.7. Neogen - Mittleres Miozän

Die Abb. 3.16 zeigt für die neogenen Sedimente des Mittleren Miozäns die jeweilige tiefenabhängige seismische Geschwindigkeit. Der Verlauf der Punkteschar entspricht weitestgehend dem der paläogenen Sedimente, die allerdings auch in etwas höheren Tiefen vertreten sind. Die Ergebnisse der Regressionsanalyse sind in Tab. 3.8 vorgestellt.

Die Regression führt zu einem Standard-Residuenfehler von 22 m/s. Für die seismische Geschwindigkeit bei der Tiefe 0 ergibt sich aus den Parametern ein Wert von $v_0 = 2012 - 454,7 \approx 1560$ m/s. Dieser Wert liegt für Lockersedimente im Bereich der Erwartungen.

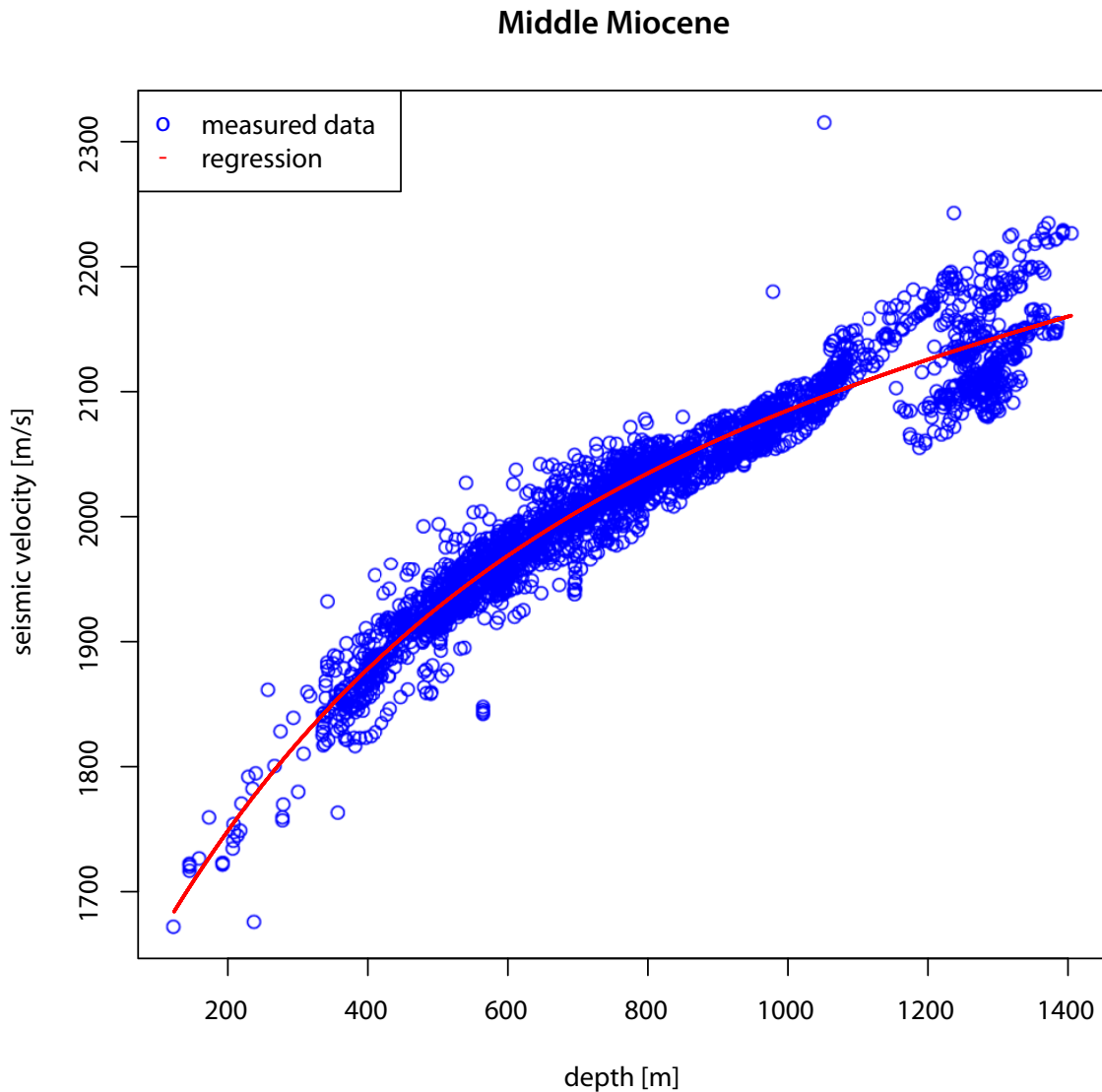


Abbildung 3.16.: Darstellung der v_p gegen die Tiefe für das Miozän.

Auch wenn die Modalanalyse keinen klaren Befund für eine Aufteilung des Datensatzes lieferte, wurde der Datensatz wieder regional aufgeteilt, da sich im Tiefenbereich um etwa 1200 m zwei Modi schwach andeuten. Die Auftrennung der Daten am Penhandle führt unmittelbar zu Abb. 3.17.

Wieder zeigen sich die Geschwindigkeiten der Sedimente bei gleichen Tiefen im Penhandle herabgesenkt gegenüber denen im Hauptgebiet. Die Regression der isolierten Daten aus der Hauptregion führt zu den Parametern, die in Tab. 3.8 dargestellt sind. Der Residuen-Standardfehler ist erneut gesunken und beträgt nur noch 17 m/s gegenüber 22 m/s bei der Regression des Gesamt-

Tabelle 3.8.: Tabelle mit den bestimmten Funktionsparametern (u_0, a_1, a_2, a_3) für die Anpassung der Funktion $v(z) = u_0 + a_1z - a_2e^{-za_3}$ an die Geschwindigkeitsmesswerte sowie der Summe der Abstandsquadrate ($\sum(d^2)$) und der Residuen-Standardfehler der Anpassung (Σ_v).

(a) Mittleres Miozän, Gesamtgebiet

Mittleres Miozän Parameter	Wert
u_0	$2.012 * 10^3$
a_1	$1.187 * 10^{-1}$
a_2	$4.547 * 10^2$
a_3	$2.299 * 10^{-3}$
$\sum(d^2)$	$1.520 * 10^6$
Σ_v	$2.210 * 10^1$

(b) Mittleres Miozän, Hauptregion

Mittleres Miozän, Hauptregion Parameter	Wert
u_0	$1.903 * 10^3$
a_1	$2.913 * 10^{-1}$
a_2	$3.481 * 10^2$
a_3	$5.519 * 10^{-3}$
$\sum(d^2)$	$8.787 * 10^5$
Σ_v	$1.779 * 10^1$

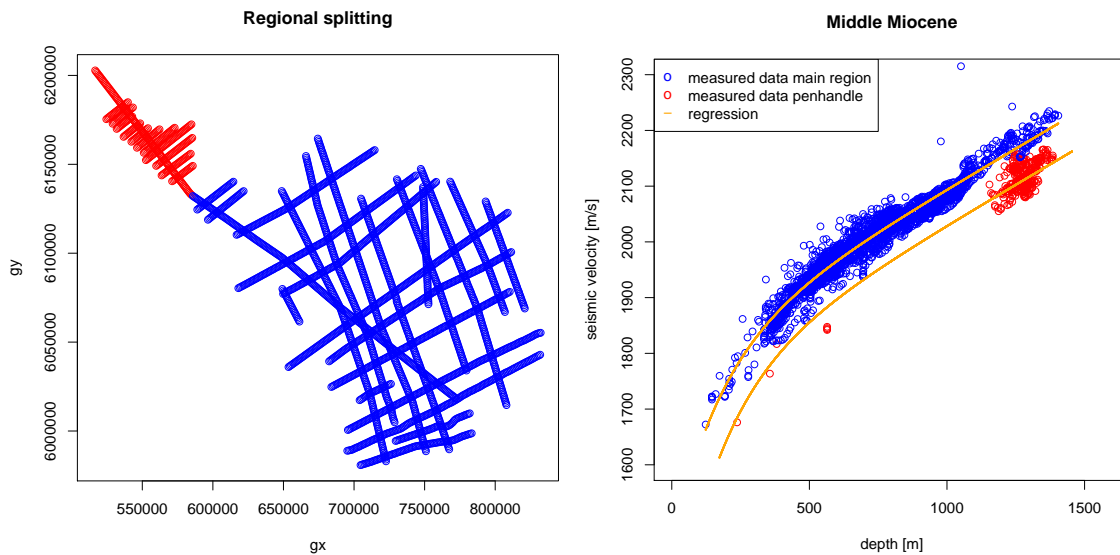


Abbildung 3.17.: Im Mittleren Miozän fällt im Tiefenbereich ab etwa 1200 auf, das sich die Geschwindigkeiten in zwei Bereiche zusammenballen. Diese Zusammenballungen gehören auch zu verschiedenen Regionen. Die jeweils niedrigeren Geschwindigkeiten (dargestellt in rot) gehören zum Penhandle.

datensatzes. Als kalkulatorische seismische Geschwindigkeit für das Sediment an der Oberfläche ergibt sich $v_0 = 1803 - 348 \approx 1555$. Dieser Wert liegt wiederum am unteren Rand der Erwartungen.

Eine Verschiebung der Regression für das Hauptgebiet führt im Miozän ebenfalls zu einer guten Anpassung der Daten des Penhandles in allen Tiefenbereichen.

3.2. Erzeugung der seismischen Geschwindigkeitskarten

Der Tiefeneinfluss auf die seismische Geschwindigkeit wird mittels des in Gleichung 2.2 vorgestellten Ansatzes eliminiert. Die Tiefenfunktionen werden dabei mit den im vorangegangenen Kapitel bestimmten Koeffizienten parametrisiert.

Die sich ergebenden Karten sind in Abb. 3.18 bis Abb. 3.21 dargestellt. Zur besseren geografischen und geologischen Einordnung wurden der Küstenverlauf sowie die bekannten Basementstrukturen in die Karten eingefügt. Die Position der Basementstrukturen wurde dabei von Lyngsie et al. (2006) übernommen.

Das Zechstein A2 wurde auf eine Referenztiefe von 3000 m normiert. Die Tiefe von 3000 m wurde gewählt, da hier eine Häufung von Messwerten vorliegt, d.h. das Tiefenintervall der unmittelbaren Umgebung von besonders vielen Messwerten besetzt ist. Weiterhin liegen auch Messwerte innerhalb des Penhandles in diesem Tiefenbereich und werden durch die Regression noch gut erreicht.

Wie bereits aus den ursprünglichen Messwerten zu erwarten war, liegen die seismischen Geschwindigkeiten im Penhandle mit zwischen 2700 m/s und 3100 m/s deutlich unter denen des sonstigen Messgebiets, die bis zu 3900 m/s erreichen. Zudem sind die Geschwindigkeiten im Penhandle sehr homogen, während im Hauptgebiet insgesamt stärkere Variationen auftreten. Gleichwohl muss berücksichtigt werden, dass die Penhandle-Region kleiner ist und die Sedimente weniger stark hinsichtlich ihrer Tiefenlage variieren.

Es ist zu vermuten, dass die Trennung der Modi nicht vollumfänglich gelungen ist, da lokale Minima und Maxima dort auftreten, wo Messwerte im Penhandle dem Hauptgebiet zugeordnet wurden und umgekehrt. Vermutlich war die Anwendung der Regression für das jeweilige andere Gebiet hier nicht angezeigt, sondern führte zu einer Über- beziehungsweise Unterkorrektur.

Eine manuelle Korrektur wurde nicht durchgeführt, da die Messwerte im Penhandle nicht *a priori* vom Hauptgebiet abgetrennt wurden oder auf Grundlage einer modellhaften Annahme über die Beschaffenheit der Region, sondern lediglich aufgrund der bimodalen Geschwindigkeitsverteilung. Auch wenn dieses fraglos möglich gewesen wäre, erschien es gleichwohl eben nicht angezeigt, dass Kriterium der Trennung im Verteilungsdichtenminimum durch eine Forderung nach maximaler Homogenität nach dem Transformationsprozess zu ersetzen oder eine unklare Mischform herbeizuführen, da diesem Ansinnen – zumindest ohne weitere Befunde – eine gewisse Willkür nicht ab-

zusprechen gewesen wäre. Es ist zwar sehr unwahrscheinlich aber zumindest denkbar, dass andere endogene oder exogene Faktoren, die nicht auf den Penhandle begrenzt sind, für die lokalen Besonderheiten außerhalb des Penhandles verantwortlich sind. Entsprechend sind aber diese, ohnehin relativ kleinen, Minima und Maxima vorsichtig zu interpretieren und als wahrscheinlich artefaktisch anzusehen.

Die sonstige Geschwindigkeitsverteilung im Hauptgebiet zeigt unmittelbar südlich des Penhandles die höchsten seismischen Geschwindigkeiten, die dann sowohl nach Osten wie auch nach Süden sinken. Dabei treten sowohl im Norden kleine, untergeordnete und gut begrenzte Regionen mit niedriger Geschwindigkeit auf, wie auch im Süden. Der Westen des Messgebietes ist hinsichtlich der Geschwindigkeitsverteilung insgesamt sehr homogen und zeigt mittlere Geschwindigkeiten um 3500 m/s auf.

Im Top Zechstein erfolgte die Normierung mittels der Zielfunktion mit den in Tabelle ?? bestimmten Parametern auf ein Tiefenniveau von 2700 m. Die Referenztiefe wurde ausgewählt, da in dem entsprechenden Tiefenbereich eine hohe Messwertdichte vorliegt und hinsichtlich des Verlaufs der Regressionsfunktion für diesen Bereich eine gute Approximation zu erwarten ist.

Im Bereich des Penhandles liegen für das Top Zechstein mit 3500 m/s bis knapp 4000 m/s vergleichsweise hohe seismische Geschwindigkeiten vor. Im Bereich der Schill-Grund-Störung, im Übergang von Penhandle zur Hauptregion, finden sich mittlere Geschwindigkeiten von überschlüssig 3200 m/s, die dann im Zentralbereich wieder auf bis zu 3500 m/s ansteigen. An klaren Begrenzungen sinken die seismischen Geschwindigkeiten nach Osten und Süden auf 2700 m/s ab. Zwei kleine, regionale Minima mit unter 2500 m/s befinden sich im Süden des Hauptgebiets.

Die Regression und Normierung für die Obere Kreide erfolgt für beide Datensätze getrennt auf das identische Tiefenniveau von 2500 m. Die Referenztiefe wurde ausgewählt, da in dem entsprechenden Tiefenbereich in beiden Messwertbereichen Messwerte vorliegen.

Ein einheitlicher Bereich mit herabgesetzten seismischen Ausbreitungsgeschwindigkeiten zwischen 2100 m/s und 2450 m/s befindet sich im Penhandle. Dieser Bereich ist durch ein lokales Maximum im Übergang zur Hauptregion abgegrenzt. Da zwischen Penhandle und Hauptregion verschiedene Regressionen zur Normalisierung verwendet wurden und der räumliche Übergang nur über ein Dichteminimum der Besetzungsdichte, nicht aber über ein geologisches Modell bestimmt ist, kann im Übergang zwischen den Bereichen ggf. eine Unter- oder Überkorrektur stattfinden. Entsprechend sollte die Interpretation der Übergänge mit äußerster Vorsicht erfolgen.

Der Norden des Hauptgebiets zeigt mit Geschwindigkeiten um 2900 m/s die höchsten Geschwindigkeiten im Messgebiet für die Obere Kreide. Nach Osten folgt ein relativ homogener Bereich mit Geschwindigkeiten von etwa 2800 m/s. Der Süden ist uneinheitlicher mit Geschwindigkeiten zwi-

schen 2500 m/s und 2800 m/s und zeigt lokale, kleinräumige Geschwindigkeitsminima (2200 m/s) und -maxima (2900 m/s).

Die Normierung der seismischen Geschwindigkeitsmesswerte für das Paläozän erfolgt auf ein mittleres Tiefenniveau von 1250 m. Die auf eine Bezugstiefe normierten Geschwindigkeiten für die Sedimente des Paläozäns zeigen sich hinsichtlich der auftretenden seismischen Geschwindigkeiten ausgesprochen homogen. Im Penhandle treten dabei gegenüber dem Zentralbereich leicht erniedrigte Geschwindigkeiten auf. Weitere Geschwindigkeitsabsenkungen gibt es im Süden des Hauptgebiets. Insgesamt liegen die herabgesetzten Geschwindigkeiten etwa 10 % unter den Geschwindigkeiten der Umgebung.

Die Normierung der seismischen Geschwindigkeitsmesswerte für das Eozän erfolgt auf ein mittleres Tiefenniveau von 900 m. Im Eozän zeigen sich die normierten Geschwindigkeiten vergleichsweise einheitlich, wenn auch nicht so homogen, wie im Paläozän. Im Penhandle liegen mit Geschwindigkeiten von 2050 m/s bis 2200 m/s niedrigere Geschwindigkeiten vor, die sich durch eine Zone mit noch geringerer Geschwindigkeit vom Hauptgebiet abzeichnen. Im Hauptgebiet schwanken die Geschwindigkeiten nur gering. Dennoch sind sie tendenziell im Westen und Osten etwas höher.

Die Normierung der seismischen Geschwindigkeiten aus der Formation des Oligozän erfolgt wegen der guten Besetzung in dem Bereich auf ein Tiefenniveau von 900m.

Die normierten seismischen Geschwindigkeiten für das Oligozän weisen eine im Penhandle niedrigere Geschwindigkeit von zwischen 2050 m/s und 2150 m/s auf. Diese Region ist wieder durch ein Gebiet mit geringerer seismischer Geschwindigkeit von der Hauptregion abgetrennt. Im Hauptgebiet schwanken die Geschwindigkeiten im Bereich von 15 %. Sie sind tendenziell im Westen und Osten etwas höher. Insgesamt stellen sich die seismischen Geschwindigkeiten und deren räumliche Verteilung im gesamten Paläozän sehr ähnlich dar.

Die seismischen Geschwindigkeitsmesswerte für das Mittlere Miozän wurden auf ein Tiefenniveau von 700 m normiert. Das Tiefenniveau wurde ausgewählt, da es hier im mittleren Tiefenbereich eine lokale Häufung von Messwerten gibt. Die räumliche Geschwindigkeitsverteilung im Mittleren Miozän entspricht der Beobachtung im sonstigen Paläogen/Neogen. Lediglich die geschwindigkeitskontraste sind geringer ausgeprägt.

3.3. Seismische Geschwindigkeiten im Profilverlauf

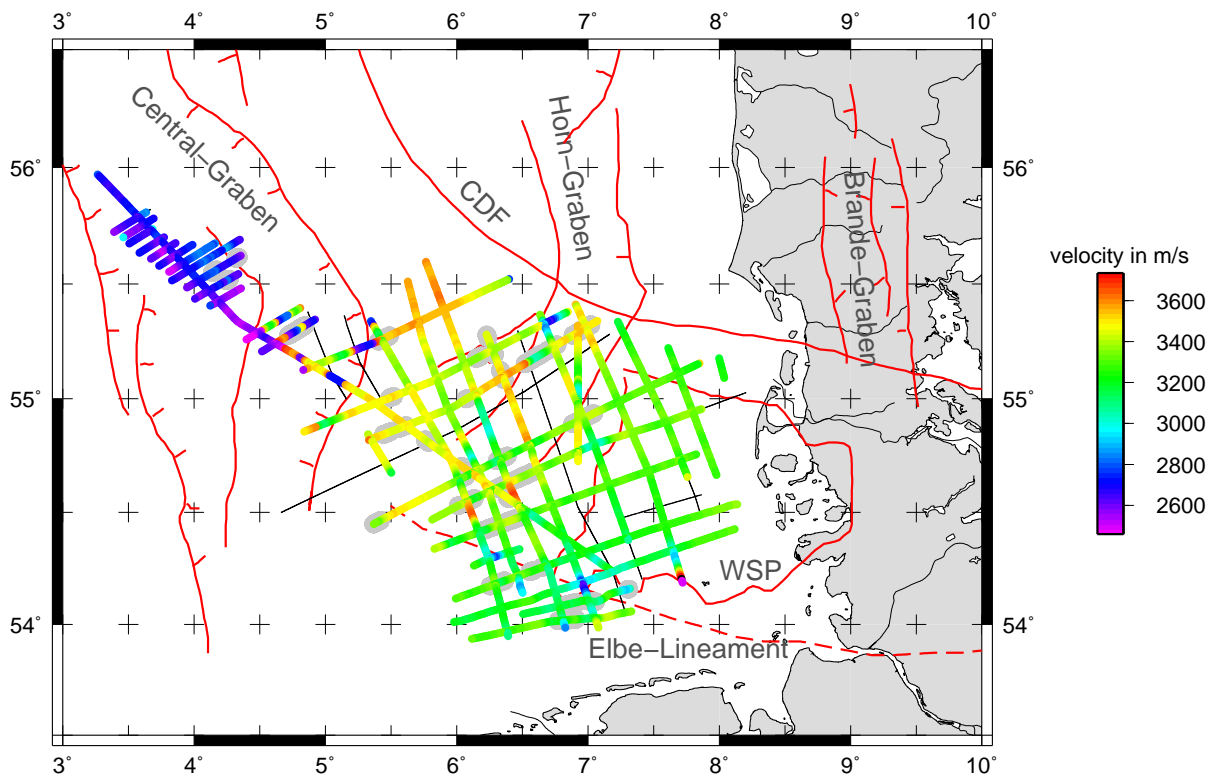
In den Abb. 3.22 bis 3.25 sind die auf ein Referenzniveau gerechneten Geschwindigkeiten im Zusammenhang mit Seismogrammsektionen dargestellt.

Das Profil A (Abb. 3.22) befindet sich am Übergang zum WSP, der sich westlich der Salzstruktur ankündigt. Der WSP stellt sich gegenüber den sonstigen Bereichen der Untergrundes der Nordsee über die in den hangenden Schichten weniger gestörten und gefalteten Sedimentschichten dar. Hinsichtlich der seismischen Geschwindigkeiten gibt es im unmittelbaren Zusammenhang mit den Salzstrukturen lokale Geschwindigkeitsminima. Zwischen dem WSP und dem sonstigen Gebiet treten allerdings keine deutlichen Geschwindigkeitskontraste auf. Die Geschwindigkeiten sind nach der Tiefenkorrektur einheitlich.

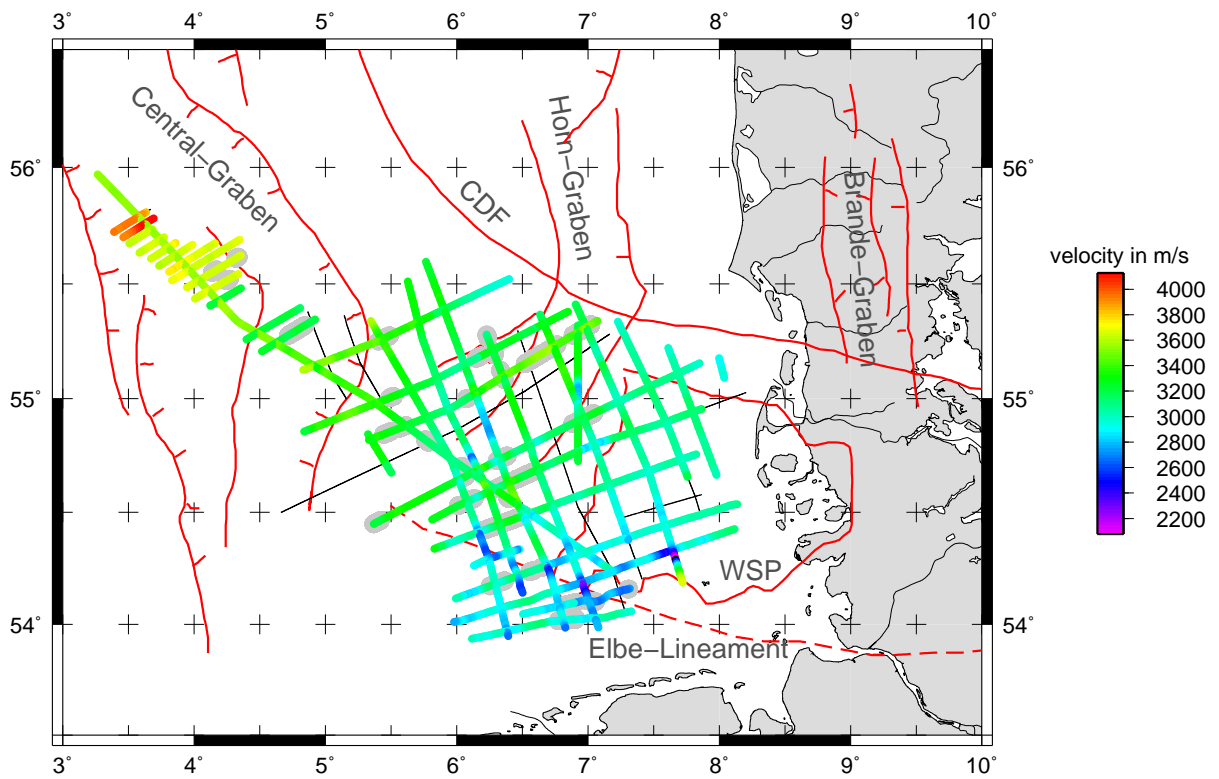
Das Profil B (Abb. 3.23) in der zentralen Nordsee zeigt nach der Korrektur nur an Salzstrukturen nennenswerte Geschwindigkeitsvariationen. Ansonsten zeigt sich die Region sehr einheitlich.

Das Profil C (Abb. 3.24) ist das längste Profil der Messung. Es umfasst das Penhandle, den Centralgraben, das Hauptgebiet und den Horngraben. Es verläuft von Norden nach Süden. Hinsichtlich der Geschwindigkeiten kann hier eine große Separation festgestellt werden. Die Geschwindigkeiten im Zechstein A2 und in der Oberen Kreide sind im Penhandle deutlich geringer als im Hauptgebiet. Im Gegensatz dazu sind die Geschwindigkeiten für das Top Zechstein im Penhandle geringer als im Hauptgebiet.

Profil D (Abb. 3.25) ist eine Nord-Süd-Transekte im mittleren Nordseegebiet. Hier zeigen sich die Geschwindigkeiten überwiegend einheitlich. Allerdings zeigen das Zechstein A2 und das Top Zechstein lokale Geschwindigkeitsherabsenkungen an Störungen. Weiterhin gibt es einen langwelligeren, lokalen Geschwindigkeitsabfall von Norden nach Süden.

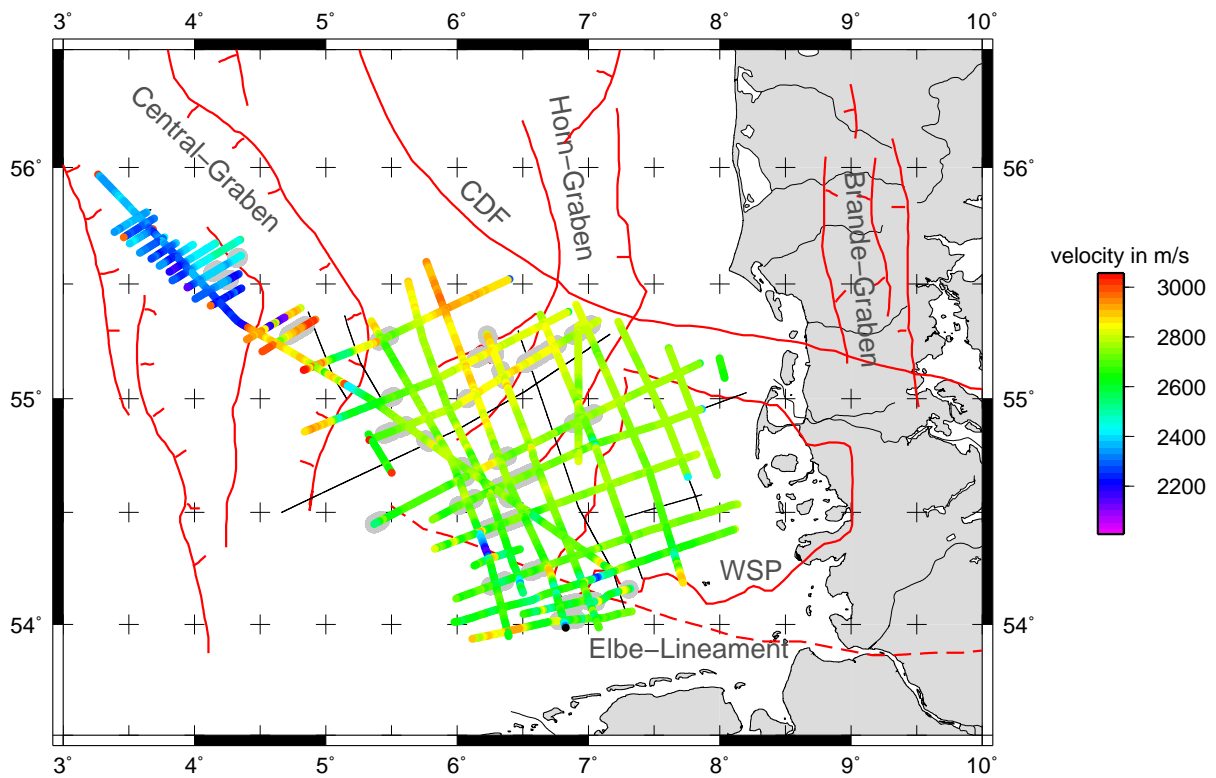


(a) Zechstein Az

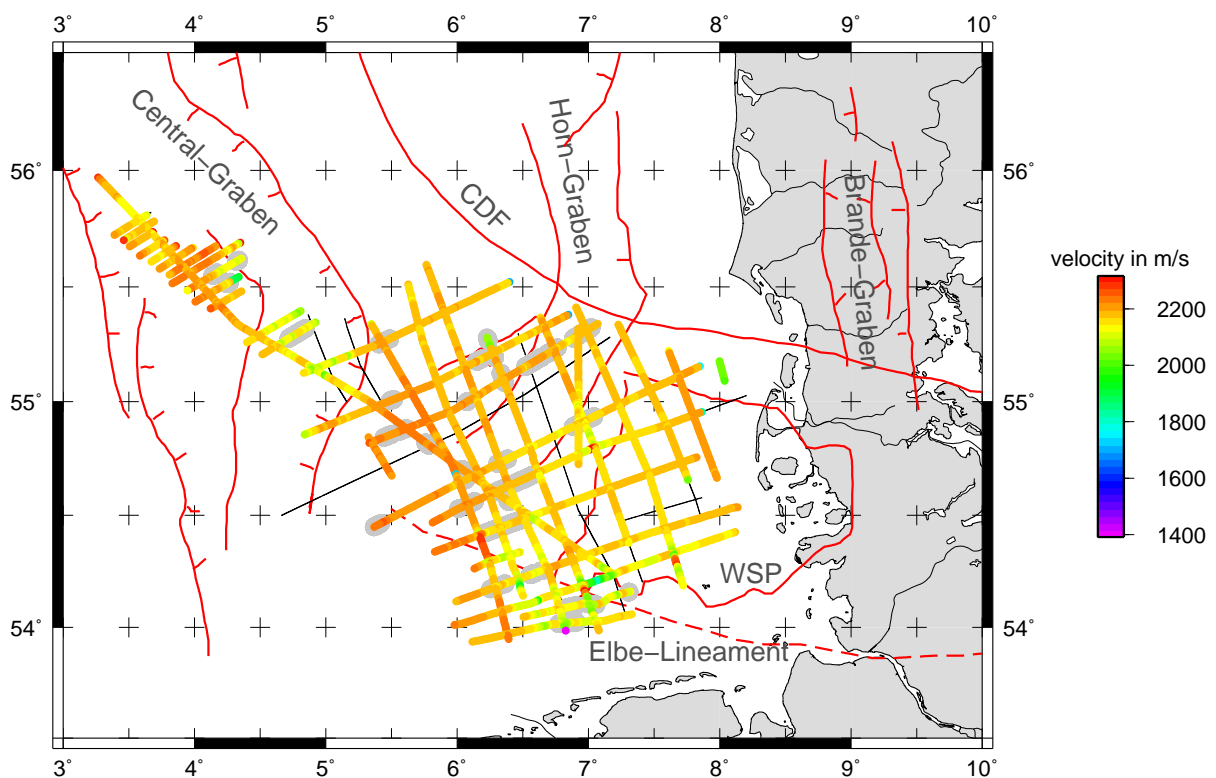


(b) Top Zechstein

Abbildung 3.18.: Abbildungen der hinsichtlich des globalen Tiefen-Geschwindigkeitsmodells normierten seismischen Geschwindigkeiten in Kombination mit den tektonischen Strukturen des tiefen Basements. Diskussion siehe Text.



(a) Obere Kreide



(b) Paläozän

Abbildung 3.19.: Abbildungen der hinsichtlich des globalen Tiefen-Geschwindigkeitsmodells normierten seismischen Geschwindigkeiten in Kombination mit den tektonischen Strukturen des tiefen Basements. Diskussion siehe Text.

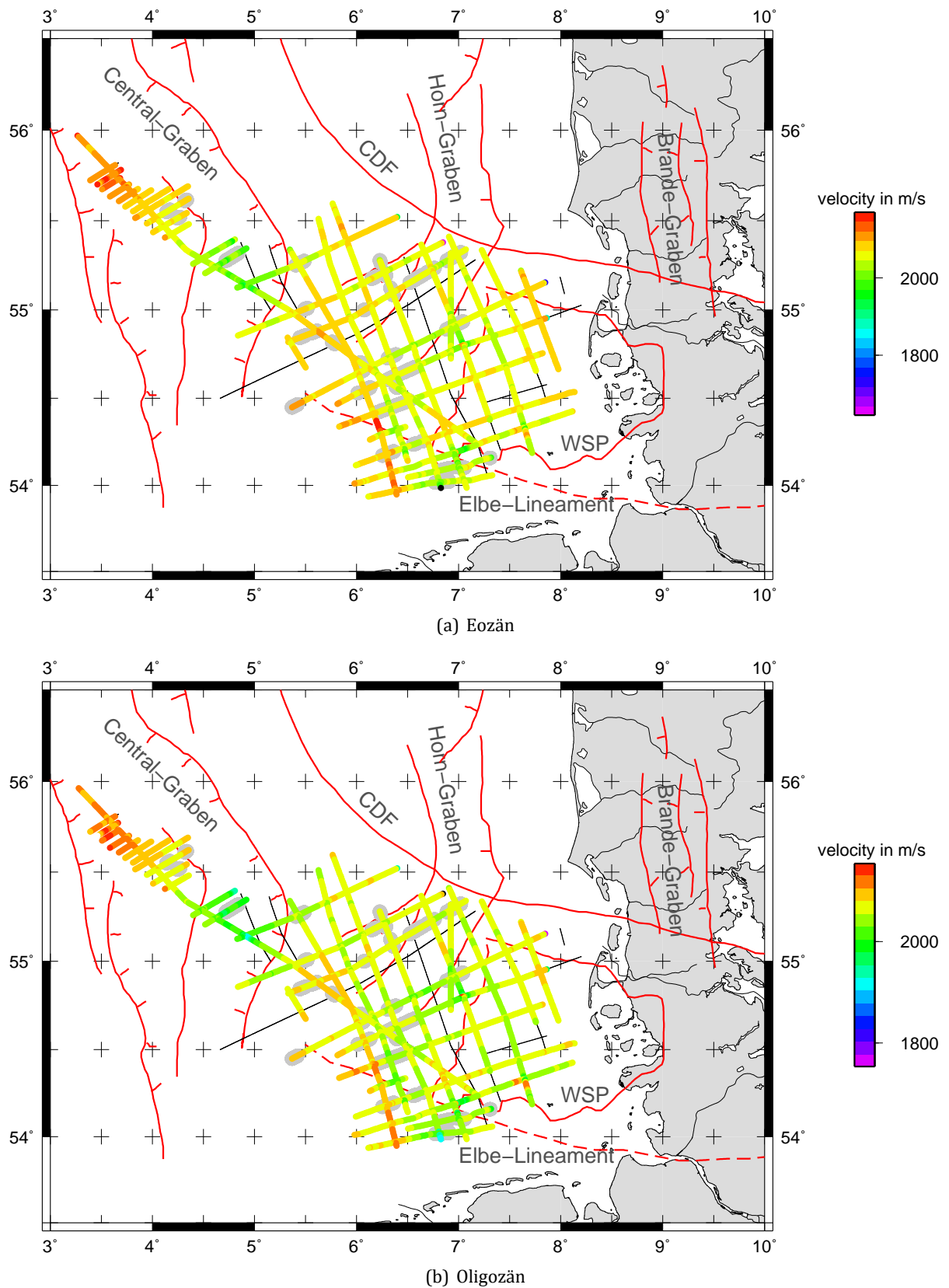


Abbildung 3.20.: Abbildungen der hinsichtlich des globalen Tiefen-Geschwindigkeitsmodells normierten seismischen Geschwindigkeiten in Kombination mit den tektonischen Strukturen des tiefen Basements. Diskussion siehe Text.

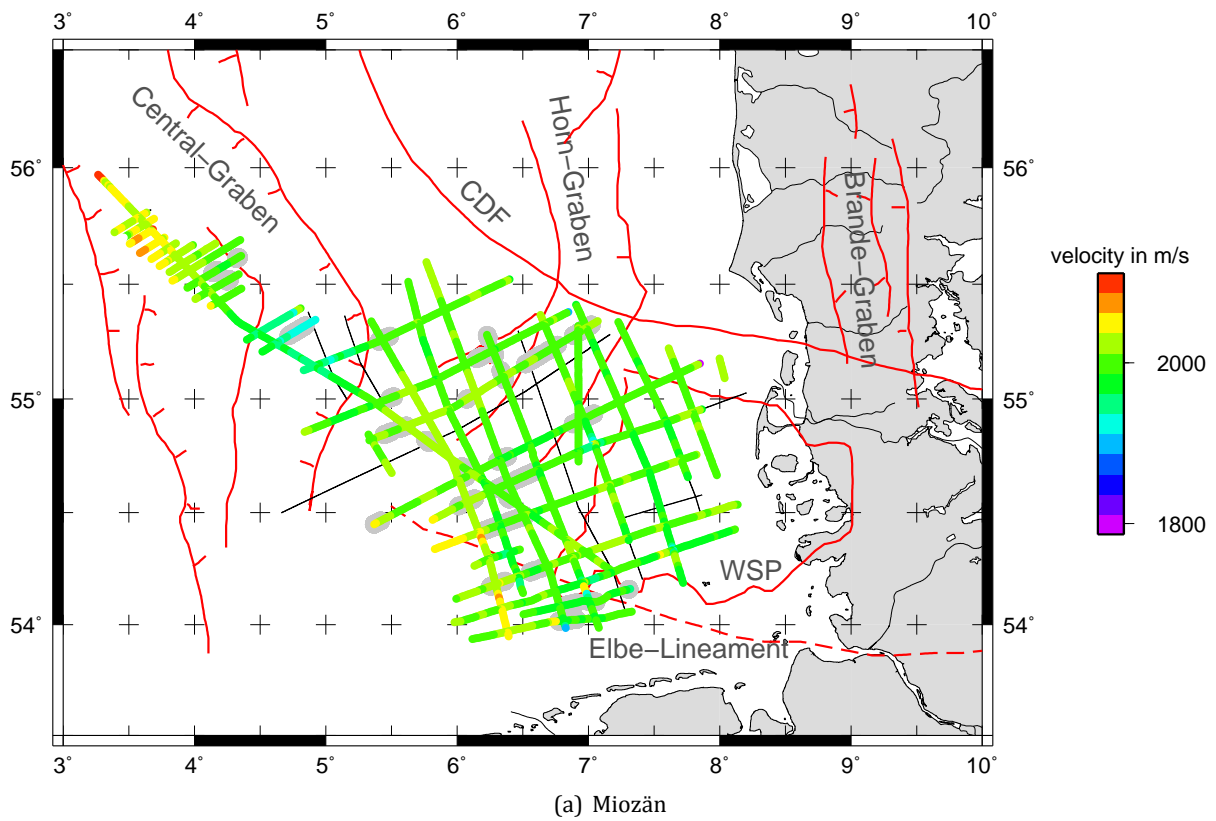


Abbildung 3.21.: Abbildungen der hinsichtlich des globalen Tiefen-Geschwindigkeitsmodells normierten seismischen Geschwindigkeiten in Kombination mit den tektonischen Strukturen des tiefen Basements. Diskussion siehe Text.

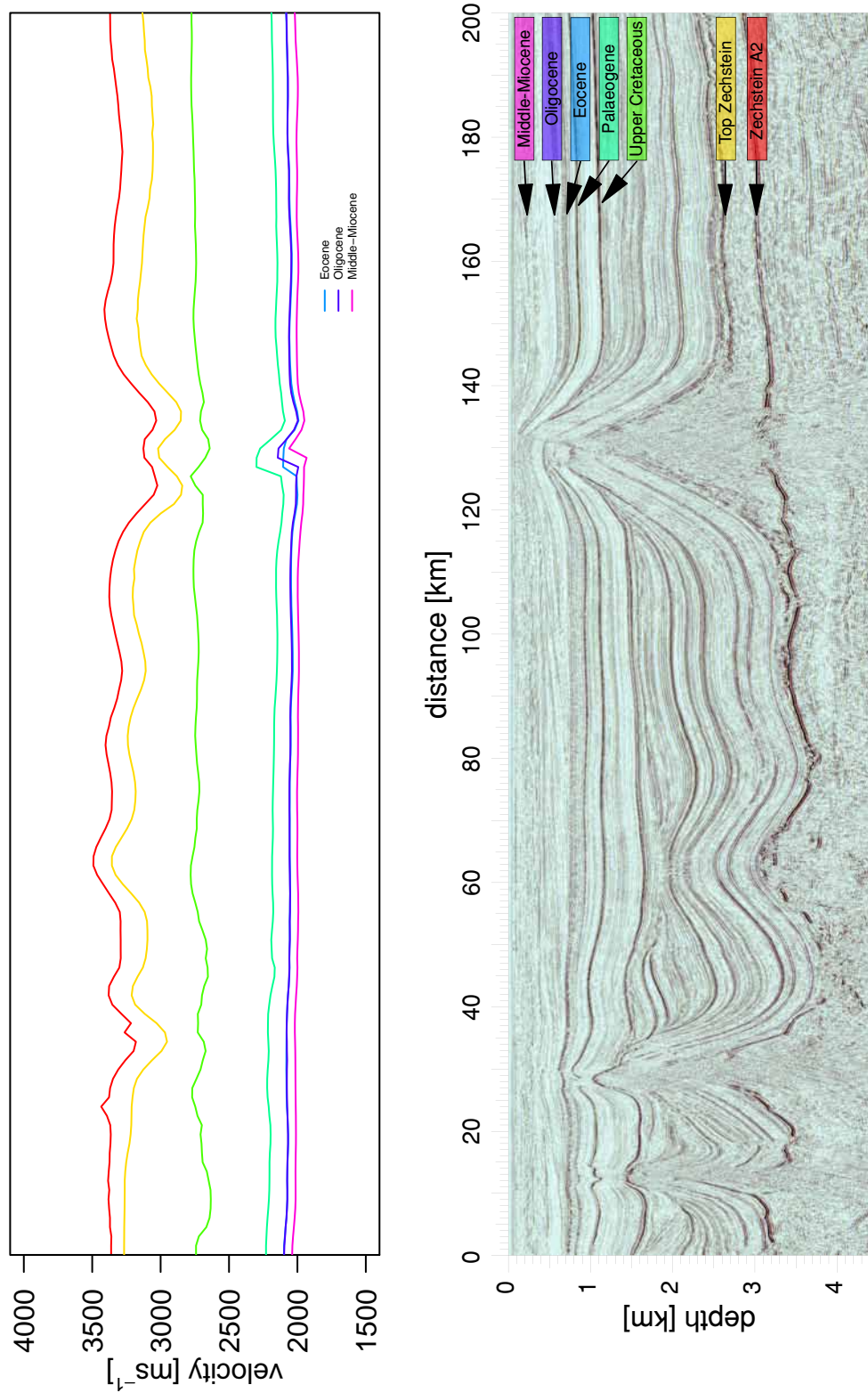


Abbildung 3.22.: Darstellung der normierten Geschwindigkeiten Profil A.

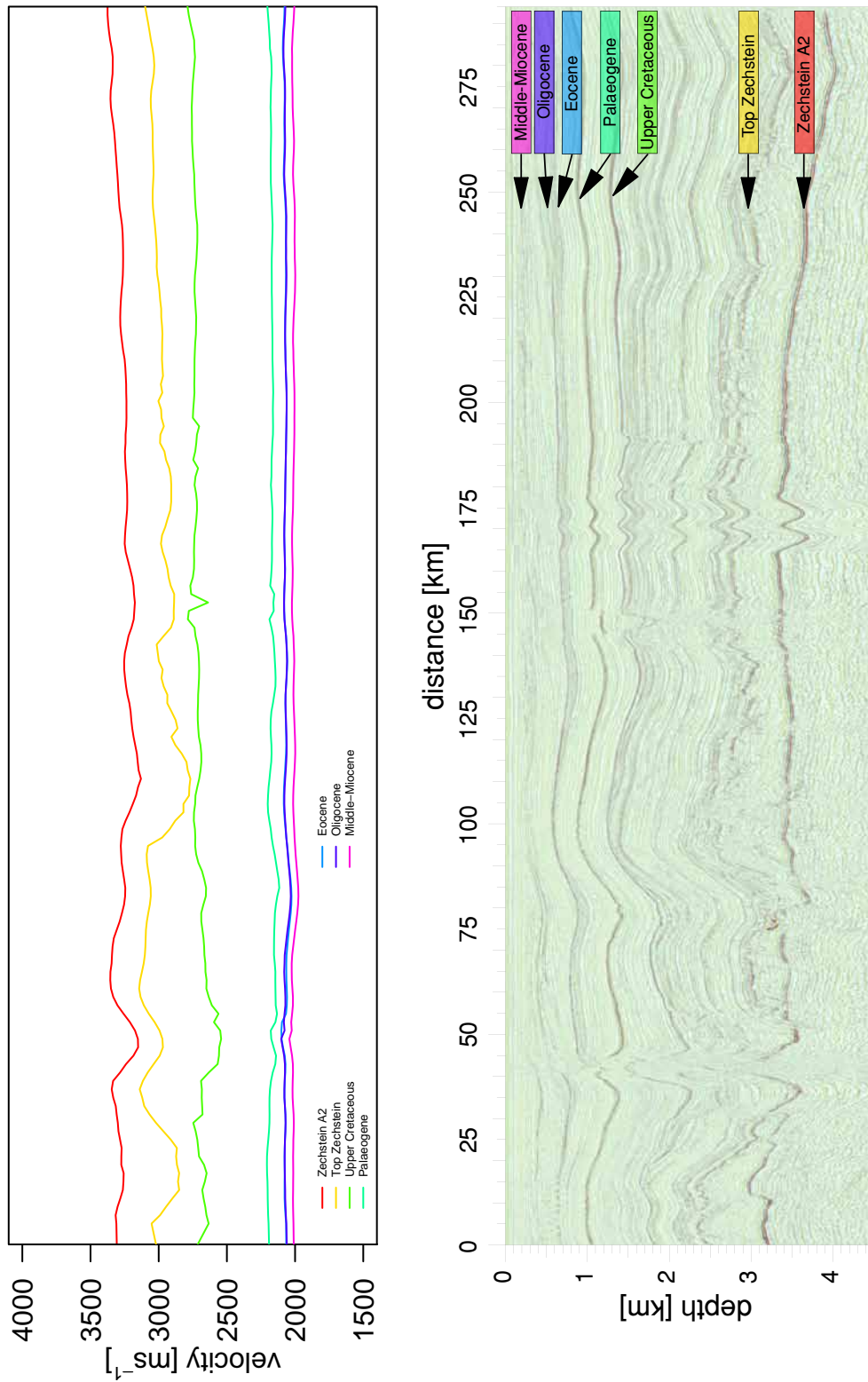


Abbildung 3.23.: Darstellung der normierten Geschwindigkeiten Profil B.

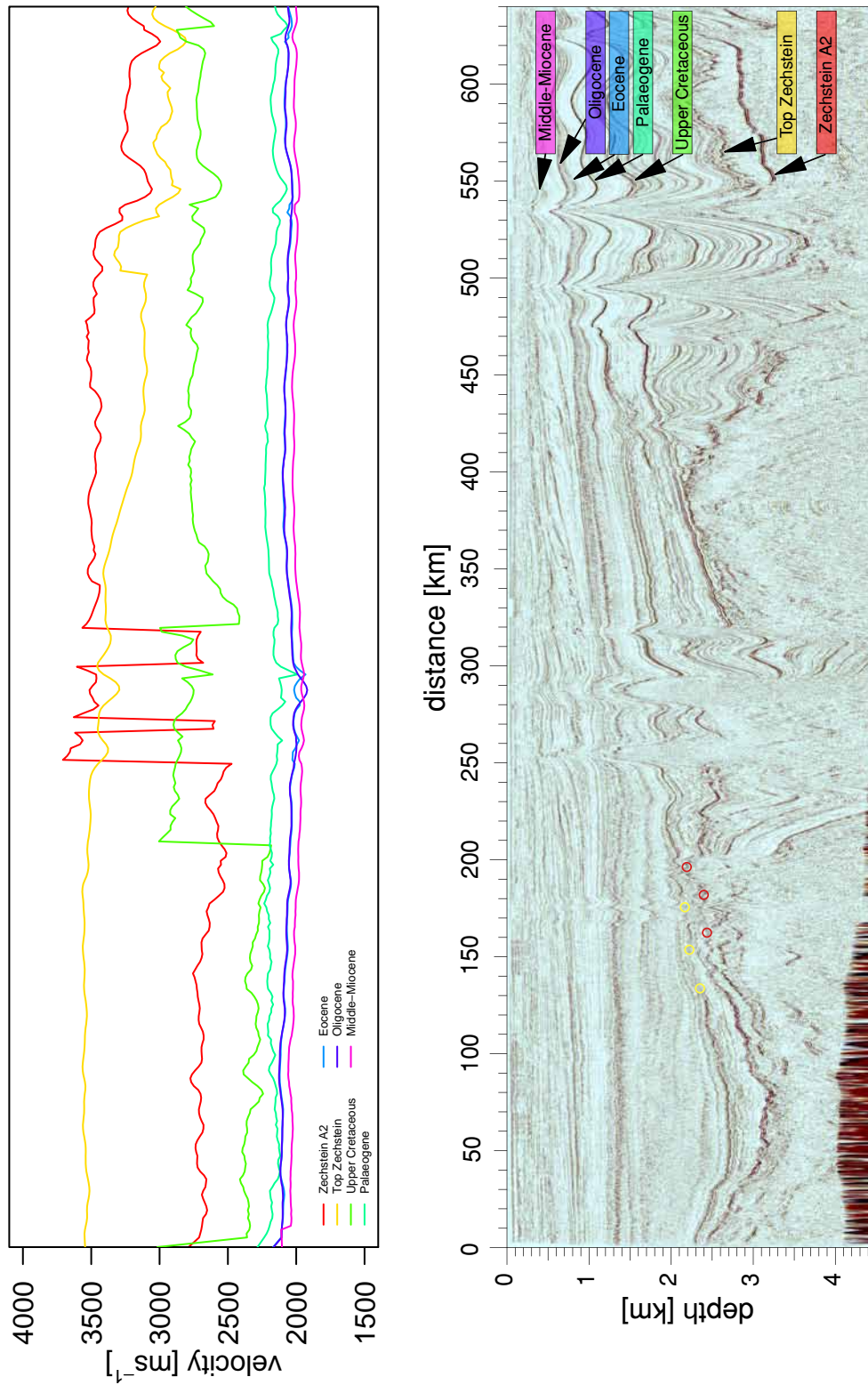


Abbildung 3.24.: Darstellung der normierten Geschwindigkeiten Profil C.

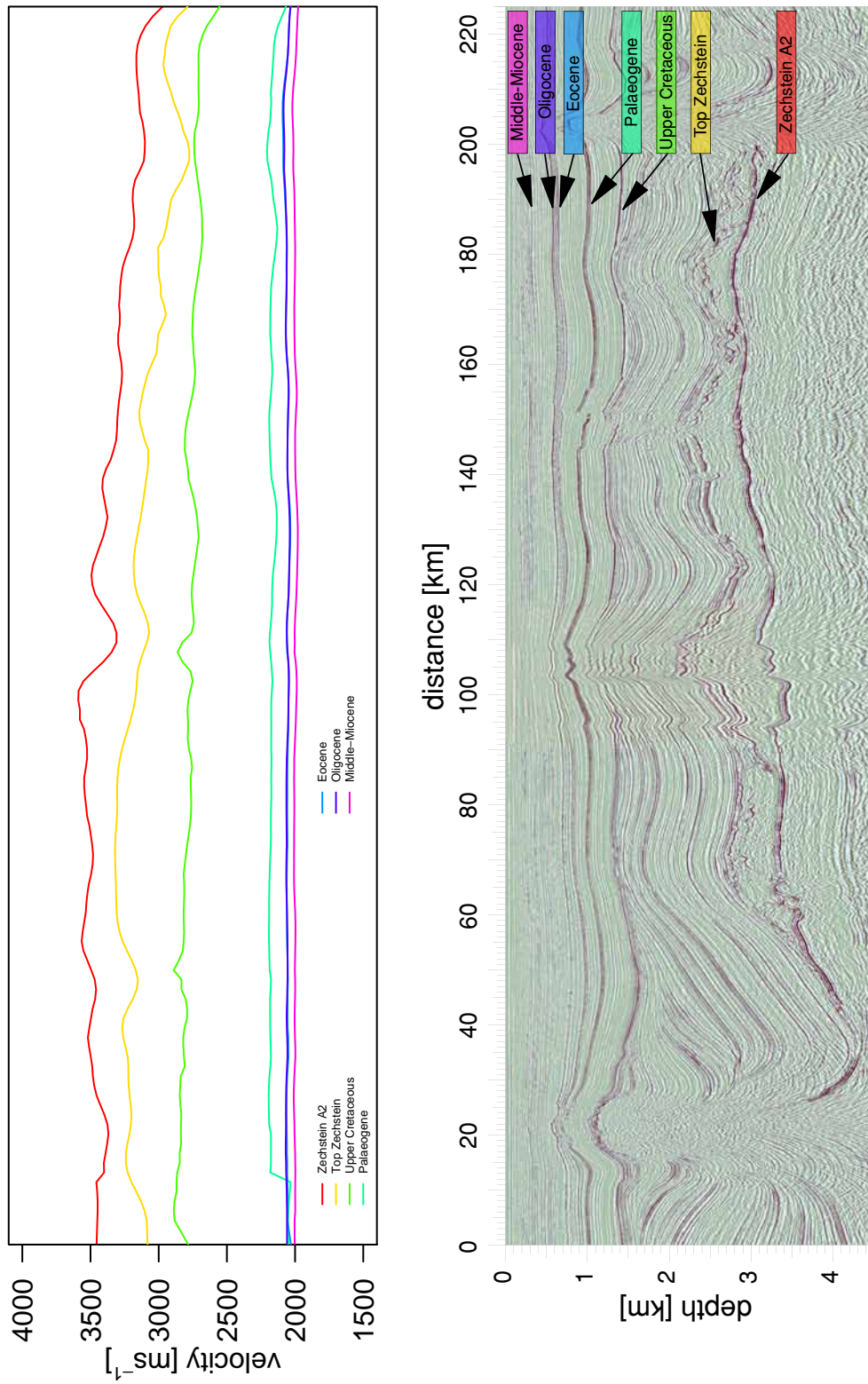


Abbildung 3.25.: Darstellung der normierten Geschwindigkeiten Profil D.

An die in den Resultaten vorgestellten, hinsichtlich des Tiefenniveaus normierten Geschwindigkeitskarten knüpft sich unmittelbar die Frage, welche Bewandnis den dort dargestellten Geschwindigkeitsvariationen beizumessen ist und ob eine Beschäftigung mit den dort ausgewiesenen Werten sinnvoll ist. Die Antwort auf diese Frage kann nicht pauschal erfolgen. Sie hängt viel mehr von verschiedenen Faktoren ab, die bei der Interpretation Berücksichtigung finden sollten. Die Geschwindigkeitskarten sollten grundsätzlich im unmittelbaren Zusammenhang mit den Ergebnissen der statistischen Bearbeitung und Regressionsanalyse betrachtet werden. Weiterhin sollte der geologische Kontext eine angemessene Berücksichtigung finden.

Ein starkes Indiz für die Zulässigkeit der Tiefenkorrektur ist, dass sich nach der Normierung der Geschwindigkeitsmesswerte bezüglich angepasster Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle verschiedene großräumige Trends und Zonen gleicher Geschwindigkeitsbereiche zeigen. Dabei sind Geschwindigkeiten nach der Korrektur auch dort homogen, wo vorher große Tiefenunterschiede zu Geschwindigkeitskontrasten führten.

Für die Ursachenforschung für großräumige Trends liegt es nahe, diese in Zusammenhang mit der tektonischen Gesamtsituation zu betrachten. In Abb. 4.1 sind die Strukturen des Basement im Arbeitsgebiet dargestellt. Die Positionsangaben der Strukturen basieren auf den Angaben von Lyngsie et al. (2006) und stützen sich auf wenige lokale, tiefenseismische Profile, die durch Modellierungen von Schweredaten regionalisiert wurden. Die Positionsangaben entsprechen demnach nicht unmittelbarer Beobachtung, sondern basieren auf abgeleiteten Informationen und Interpretationen.

Für das Messgebiet von besonderer Bedeutung ist der Central-Graben (CG), der Horn-Graben (HG), der West-Schleswig-Block (WSP) sowie das Elbe-Lineament (EL). Die Entstehungsgeschichte und regionale Einordnung der Strukturen ist bereits in Teil 2 dieser Arbeit erfolgt.

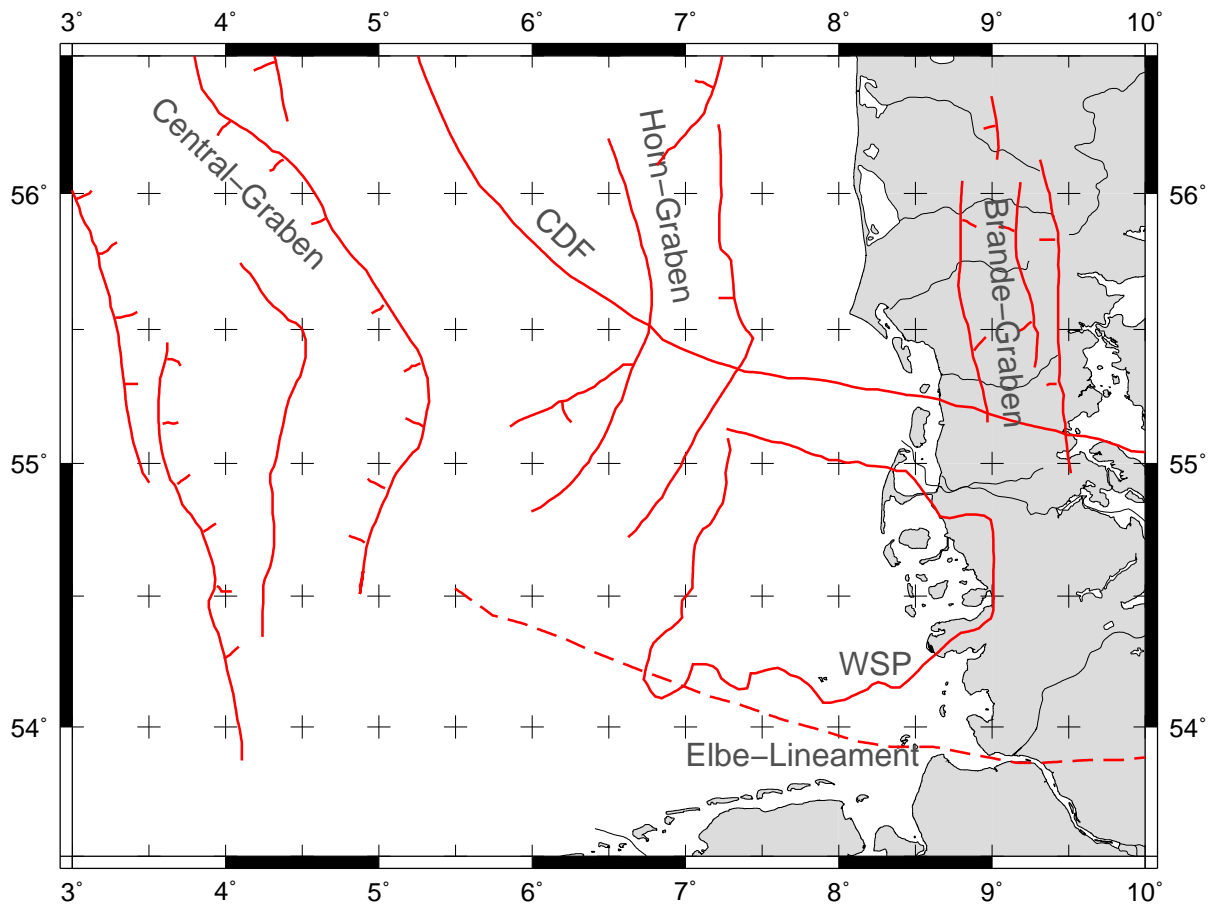


Abbildung 4.1.: Karte der Basementstrukturen im Gebiet der deutschen Nordsee. Die Positionen der Strukturen stammen aus Lyngsie et al. (2006).

Zechstein A2

Das älteste untersuchte Sediment ist die Basis des Zechstein A2. Im Rahmen der statistischen Untersuchung zeigte sich in diesem Datensatz hinsichtlich der Häufigkeitsverteilung der Messerwerte in Bezug auf die Geschwindigkeits-Tiefen-Relation unmittelbar das Auftreten zweier, deutlich voneinander getrennter Modi: Bei gleicher Tiefe trat entsprechend das Sediment zum einen mit einer deutlich geringeren, zum anderen mit einer deutlich höheren Geschwindigkeit auf. Weiterhin repräsentieren die verschiedenen Geschwindigkeitsbereiche unmittelbar klar abgrenzbare Regionen. Dass die Lithologien in den Regionen abweichen, kann also nicht bezweifelt werden.

Die von Jaritz et al. (1991) vertretene Ansicht, es gäbe im Zechstein des deutschen Festlandes kaum tiefenabhängige Geschwindigkeitsvariationen, kann für das Gebiet der Nordsee nicht übernommen werden. Die klare Relation von Tiefe und Geschwindigkeit in der deutschen Nordsee ist unmittelbar aus den Messwerten abzuleiten.

Hinsichtlich der Variationen innerhalb der beiden Domänen ist die Regression im Penhandle gut und führt zu homogenen Geschwindigkeiten innerhalb der Domänen. Dieses ist insbesondere deshalb beachtenswert, da die Homogenität ein Indikator dafür ist, dass die Tiefenkorrektur hier erfolgreich arbeitet.

Im Penhandle weichen einzelne Werte vom lokalen Trend ab. Es kann angenommen werden, dass diese Werte im Penhandle mit der Regression der Hauptregion normiert wurden. Die Werte sind vermutlich eine Folge einer unscharfen Trennung der Modi und sollten nicht weitergehend interpretiert werden.

In der Hauptregion ist die Regression in Bezug auf das regionale Geschwindigkeitsmodell nur bedingt gelungen: Die ermittelten Parameter der Zielfunktion ergeben keine physikalisch sinnvollen Werte für die einzelnen Parameter. Entsprechend ist die Regression für den gesamten Tiefenbereich von der Oberfläche bis zum tiefsten Vorkommen nicht geeignet. Innerhalb des beobachteten Tiefenbereichs sind die Trends für das Hauptgebiet aber als empirische Annäherung bewertbar. Eine starke Bewertung der absoluten Geschwindigkeitswerte sollte allerdings nicht erfolgen.

Es ergeben sich insgesamt klare Trends:

- Im Penhandle sind die Geschwindigkeitswerte niedriger als im Hauptgebiet.
- Die Geschwindigkeiten nehmen im Hauptgebiet von Südost nach Nordwest zu.
- Die Geschwindigkeiten im CG und HG sind erhöht.
- Der WSP zeigt keine Geschwindigkeitsvariationen.
- Das EL ist uneinheitlich.

Top Zechstein

Das Top Zechstein schließt die Zechstein-Serien ab. Es ist daher besonders stark von kleinräumigen Hebungs- und Senkungsereignissen, bedingt durch die Salztektunik, geprägt. Weiterhin ist es auch durch massive Erosionen des Hangenden, z.B. des einen Hiatus ausbildenden Jura, beeinflusst. Entsprechend variabel zeigen sich die Messungen und entsprechend grob ist auch die Anpassung an die Zielfunktion im Rahmen der Regressionsanalyse. Die sich auf den Geschwindigkeitskarten darstellenden Variationen sind daher sicher in ihrer Tendenz zu bewerten; allerdings gilt hier insbesondere die Vorbemerkung, dass der Befund im engen Zusammenhang mit dem geologischen Kontext diskutiert werden sollte.

Die Gegenüberstellung der Seismogrammsektionen gegen die normierten Geschwindigkeiten gibt einen Hinweis darauf, dass die Geschwindigkeiten in den Bereichen, in denen keine Salzaktivität vorlag, höher ist, als in den umgebenden Bereichen. Dieses kann darauf hinweisen, dass die Geschwindigkeitsabsenkung ursächlich mit Störungen im Sediment verbunden ist, die durch die Salztektunik entstanden sind.

Ansonsten zeigt sich im Hauptgebiet ebenfalls ein Trend zunehmender Geschwindigkeiten von Südost nach Nordwest.

Obere Kreide

Die Geschwindigkeiten der Oberen Kreide konnten in zwei Modi unterteilt werden. Diese korrespondierten wieder mit den Regionen Penhandle und dem Hauptgebiet. Entsprechend kann für diese Domänen sicher von unterschiedlichen Lithologien ausgegangen werden.

Die Regression lieferte Parameter, die für beiden Domänen plausible Werte im gesamten Tiefenbereich bis zur Oberfläche ausgeben. Jaritz et al. (1991) wenden aber ein, dass die starken Faziesunterschiede in der Oberen Kreide im Festlandbereich die Bestimmung übergreifender Gradienten fast unmöglich macht. Sie selbst führen nur eine lineare Regression durch und kommen dabei für den Bereich des deutschen Festlandes auf Gradienten, die zwischen $0,9 \text{ s}^{-1}$ und $1,2 \text{ s}^{-1}$ schwanken. Dabei sinken die Gradienten nach Westen und Norden, was Jaritz et al. (1991) auf eine unterschiedlichen Verteilung von kalkig-mergeligen Anteilen und Schreibkreide zurückführen. Im Rahmen der Regressionsanalyse wurde in der vorliegenden Arbeit ebenfalls ein linearer Geschwindigkeitsgradient für das Penhandle ermittelt. Unter der Annahme, dass hier weit weniger mergelige Anteile im Sediment vorhanden sind, liegt der bestimmte Wert von $0,5 \text{ s}^{-1}$ im Rahmen der Erwartung. Die von Jaritz et al. (1991) beobachtete Abnahme der Geschwindigkeit von SE nach NW kehrt sich im Messgebiet um. Sie basiert nach ihren Aussagen (ebd.) im Festlandbereich auf der Abnahme klastischer Komponenten.

Weiterhin ergeben sich einige klare Befunde:

- Im Penhandle sind die Geschwindigkeitswerte niedriger als im Hauptgebiet.
- Die Geschwindigkeiten nehmen im Hauptgebiet von Südost nach Nordwest zu.
- Die Geschwindigkeiten im CG und HG sind erhöht.
- Der WSP zeigt keine Geschwindigkeitsvariationen.

-
- Das EL ist uneinheitlich.

Paläozän

Das Paläozän – oder in früherer Nomenklatur das aufstrebende Tertiär – präsentiert sich mit einer klaren und vergleichsweise scharfen Geschwindigkeits-Tiefen-Relation, die dem Modell der Zielfunktion gut folgt. Entsprechend gelingt eine vollständige, physikalisch glaubwürdige, Modellierung des gesamten Tiefenbereichs bis zur Oberfläche. Die in dieser Arbeit ermittelten seismischen Geschwindigkeiten für die Sedimente an der Oberfläche liegen für die Modellkurve bei 1660 m/s und liegen damit in dem von Jaritz et al. (1991) bestimmten Bereich für das gleiche Sediment im Festlandbereich von 1550 m/s bis 1800 m/s. Wieder wird von Jaritz et al. (1991) eine Abnahme der Geschwindigkeit von SE nach NW ermittelt, die sich an den Rändern mit unseren Ergebnissen deckt, sich dann aber hin zu größeren Geschwindigkeiten umkehrt. Jaritz et al. (1991) führen die Geschwindigkeitsänderungen auf verschiedene Anteile von Sandeinschaltungen zurück.

- Im Penhandle sind die Geschwindigkeitswerte niedriger als im Hauptgebiet.
- Die Geschwindigkeiten nehmen im Hauptgebiet von Südost nach Nordwest zu.
- Die Geschwindigkeiten im CG und HG sind erhöht.
- Der WSP zeigt keine Geschwindigkeitsvariationen.
- Das EL ist uneinheitlich.

Eozän, Oligozän, Miozän

Die Sedimente des Eozän, Oligozän und Miozän können gemeinsam betrachtet werden. Für alle diese Sedimente gilt, dass die Messwerte sich freundlich an die Zielfunktion schmiegen und nur geringe Variationen auftreten. Die Modellkurve der seismischen Geschwindigkeit liefert für die verschiedenen Oberflächensedimente Werte zwischen 1550 m/s und 1560 m/s und kommt damit zu den gleichen Werten, wie sie Jaritz et al. (1991) für das Festland ermittelt haben.

- Im Penhandle sind die Geschwindigkeitswerte niedriger als im Hauptgebiet.
- Die Geschwindigkeiten nehmen im Hauptgebiet von Südost nach Nordwest zu.

- Die Geschwindigkeiten im CG und HG sind erhöht.
- Der WSP zeigt keine Geschwindigkeitsvariationen.
- Das EL ist uneinheitlich.

Synopse

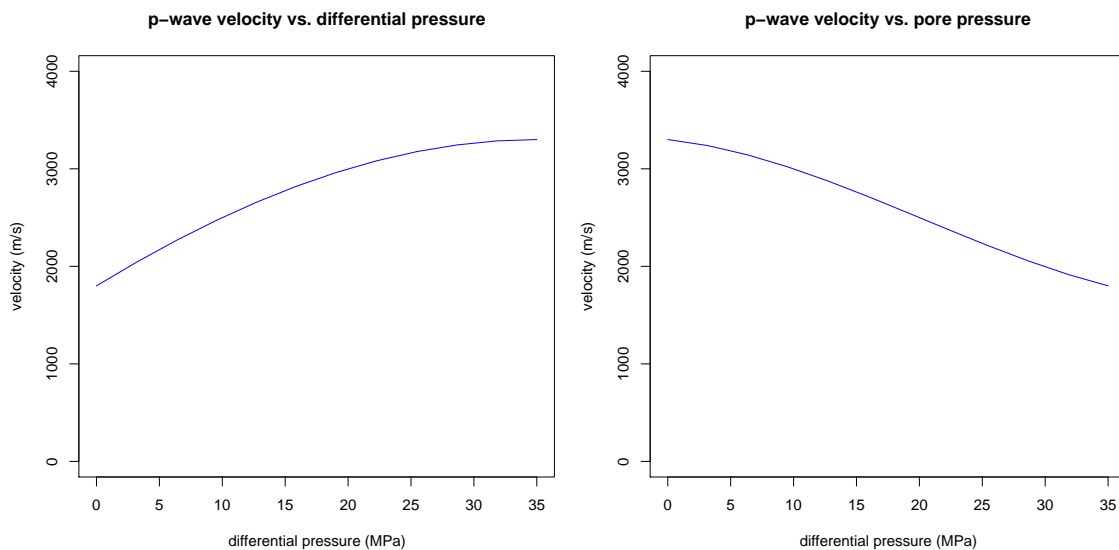
In Tab. 4.1 sind die verwertbaren Befunde in Bezug auf die Regionalstruktur zusammengestellt. Dabei entspricht die Abkürzung PH dem Penhandle, HR der Hauptregion, CG dem Central-Graben, HG dem Horn-Graben, WSP dem West-Schleswig-Block und EL dem Elbe-Lineament.

Tabelle 4.1.: Tabellarische Zusammenstellung der bewertbaren Befunde aus den normierten Geschwindigkeitskarten. Abkürzungen wie folgt: PH - Penhandle, HR - Hauptregion, CG - Central-Graben, HG - Horn-Graben, WSP - West-Schleswig-Block, EL - Elbe-Lineament. Befunde: - negative Geschwindigkeitsvariation, + positive Variation, o kein Trend, ≈ uneinheitlich, k.A. keine Angabe, da Befund vermutlich nicht belastbar. Himmelsrichtungen geben einen Trend an, so bedeutet +NE einen nach Nord-Osten zunehmender Trend

Zusammenfassung der Befunde						
Formation	PH	HR	CG	HG	WSP	EL
Zechstein A2	-	+NW	+	+	o	-
Top Zechstein	k.A.	+NW	k.A.	k.A.	≈	k.A.
Obere Kreide	-	+NW	+	+	o	≈
Paläozän	-	+NWW	+	+	≈	≈
Eozän	-	+W	o	o	≈	≈
Oligozän	-	+W	o	o	≈	≈
Miozän	-	+W	o	o	o	≈

Porendruck

Im Penhandle wurden in gleichen Tiefenbereichen insgesamt niedrigere Geschwindigkeiten als in der Hauptregion gemessen. Weiterhin ließen sich die Geschwindigkeitswerte im Penhandle durch das Verschieben der Regressionskurve für das Hauptgebiet gut anpassen. Dieser Umstand deutet auf einen erhöhten Porendruck im Sediment, der der Porositätsabsenkung entgegenwirkt und kleine Brüche im Sediment offen hält. Der erhöhte Porendruck verhindert die weitere Kompression der Sedimente und damit die Verringerung der Porosität. Da die Porosität einen entscheidenden



(a) P-Wellen-Geschwindigkeit bei Druckzunahme (b) P-Wellen-Geschwindigkeit bei Überdruck im Porenraum (bei 35 MPa externem Druck)

Abbildung 4.2.: (a) Darstellung der Veränderung von p-Wellen-Geschwindigkeiten bei Druckzunahme im Sediment. (b) Darstellung der Geschwindigkeitsabnahme, wenn der interne Druck im Porenraum gegen den äußeren Druck wirkt. Es ist hier ein externer Druck von 35 MPa angenommen. Die dargestellten Daten stammen aus Wyllie et al. (1958). Aus der Darstellung ist zu erkennen, dass die durch den äußeren Druck hervorgerufene Geschwindigkeitszunahme kompensiert werden kann durch Überdruck in den Poren, der den Porenraum und Brüche offen hält. Überdruck im Porenraum führt somit zu einer Verschiebung der Tiefen-Geschwindigkeits-Funktion auf ein niedrigeres Tiefenniveau.

Einfluss auf die Zunahme der seismischen Geschwindigkeit hat, führt dieses auch zu herabgesetzten Geschwindigkeiten (vergl. Abb. 4.2).

Überdruck entsteht in Sedimenten durch Unterkompaktion oder Hebungsprozesse. Bei der Unterkompaktion werden zumeist große Mengen von Sedimenten akkumuliert, die sich verfestigen und den Austritt des Porenwassers verhindern. So kann ein Porendruck entstehen, der größer als hydrostatisch ist. Bei sekundären Hebeprozessen verbunden mit Erosion kann auch ein Druck im Porenraum entstehen, der größer als lithostatisch ist (z.B. Japsen et al., 2007; Dutta, 2002; Gal et al., 1998; Wang, 2001; Wyllie et al., 1956; Kamel et al., 2002).

Die Messungen erlauben keine unmittelbaren Aussagen über die möglichen Ursachen für den erhöhten Porendruck. Die Arbeiten von Japsen (1998,2003), in denen Bohrlochmessungen und Faziesbestimmungen sowie teilweise auch Intervallgeschwindigkeiten innerhalb des Dänischen Troges im Norden des Messgebiets ausgewertet und diskutiert werden, kommen zu dem Schluss, dass sich die insgesamt niedrigen Geschwindigkeiten, die unterhalb der Erwartungen liegen, bevorzugt durch Überdruck im Porenraum erklären lassen. Hierfür werden die schlechte Permeabilität der tertiären/paläogenen Sedimente und die rasche Sedimentation verantwortlich gemacht, die

den Austritt der Fluide aus dem Porenraum der liegenden Sedimente blockiert. Weiterhin soll der Überdruck durch die känozoische Inversion erhöht worden sein, welche die Sedimente angehoben hat.

Geringerer Überdruck im Porenraum existiert demnach vermutlich dort, wo in den tertiären Sedimenten Sande eingeschaltet sind oder wo das Hangende durch z.B. Salztektunik mit Störungen durchzogen wurde. Hier kann der Porendruck abgebaut werden und sich die seismische Geschwindigkeit erhöhen. Dieses kann eine Ursache dafür sein, warum die Sedimente im Hauptgebiet höhere Geschwindigkeiten zeigen.

West-Schleswig-Block und Elbe-Lineament

Ganz offenbar keinen oder nur einen subtilen oder nicht sichtbaren Einfluss auf die Sedimente haben das Elbe-Lineament oder der West-Schleswig-Block. Dieses ist in Hinblick auf den WSP zunächst erstaunlich, da die Sedimente auf dem WSP, wie in Teil 2 dieser Arbeit vorgestellt, deutlich weniger deformiert sind. Eingedenk dieses Befundes ist dann aber davon auszugehen, dass diese Deformationen keinen so prägenden Einfluss auf die seismische Geschwindigkeit haben. Entsprechend stellt sich auch die Gegenüberstellung der Seismogramme mit den normierten Geschwindigkeiten dar (vergl. Abb. 3.22) dar. Sehr deutlich erkennt man im östlichen Bereich kleine Variationen der Geschwindigkeit, die im Zusammenhang mit Salzbewegungen stehen. Im westlichen Teil, der der Übergang zum WSP ist, verschwinden diese kleinräumigen Variationen. Insgesamt sind die Beträge dieser Variationen jedoch sehr gering und sind deshalb auch auf den Geschwindigkeitskarten nicht aufgelöst.

Die Gräben: Central-Graben und Horn-Graben

In den Sedimenten vom Zechstein bis ins beginnende Paläogen/Tertiär zeigen sich in den Gräben gegenüber der Umgebung erhöhte Geschwindigkeiten. Bei den jüngeren Sedimenten tritt der Grabenbereich nicht besonders in Erscheinung.

Die Gräben, die im Perm (Ziegler, 1982) vermutlich aus krustalen Schwächezonen entstanden sind, wurden in den folgenden Jahrtausenden mit den Sedimenten der jüngeren Ablagerungen befüllt. Im beginnenden Cenozoikum setzte dann eine Inversion ein. Es ist wahrscheinlich, dass die Sedimente von Zechstein bis Paläozän durch die postsedimentären Inversionsprozesse weiter komprimiert wurden. Bei den jüngeren Schichten, die synkinematisch oder erst postkinematisch abgelagert wurden, hat sich entsprechend keine Modifikation ergeben.

Diese Befunde passen zu den Befunden aus Teil 2 und geben einen Hinweis darauf, dass im Rahmen der Inversion die Gräben stärker beansprucht wurden und sich diese Beanspruchung auch auf die hangenden Sedimente im Grabenbereich erkennbar auswirkt. Es kann weitergehend spekuliert werden, ob die Gräben auch weiterhin tektonische Schwächezonen sind.

Das Hauptgebiet

Im Hauptgebiet zeigt sich über die gesamte geologische Geschichte ein Geschwindigkeitszunahme innerhalb der jeweiligen Sedimente, die zunächst von SE nach NW und später stärker nach W verläuft. Es folgt aus den Gegenüberstellungen der Seismogramme mit den normierten Geschwindigkeiten, dass diese Trends nicht mit besonderern Deformationsereignissen oder sonstigen, seismostratigrafischen Features korrelieren (vergl. Abb. 3.22).

Es kann hier angenommen werden, dass die sehr langwelligen Geschwindigkeitsvariationen im Nordseeuntergrund ein Ausdruck der sich mit Abstand zu den Liefergebieten verändernden Fazies der Sedimente sind. Diese Annahme wird durch die konkreten, durch Bohrungen belegten, Aussagen zur lithologischen und oft auch kleinräumigen Variabilität der Sedimente von z.B. Ziegler (1982) oder Jaritz et al. (1991) weiter befördert. Ohne Zugriff auf eine Vielzahl von Bohrungen kann dieser Frage aber nicht weiter nachgegangen werden.

Die wesentlichen Ergebnisse der Geschwindigkeitsanalysen sind:

- Die Bestimmung der Parameter für die Zielfunktion hat für die Horizonte mit Ausnahme des Top Zechstein geologisch sinnvolle Geschwindigkeitswerte ergeben, die dort, wo Vergleichsdaten vorlagen, keine großen Abweichungen zu den Auswertungen von Sonic Logs aufweisen, die von Jaritz et al. (1991) für das nordwestliche Fenstland Deutschlands gemacht wurden. Es kann aus diesem Befund geschlossen werden, dass die Tiefenkorrektur im Grundsatz veritabel funktioniert.
- Die großflächige Auswertung von qualitativ hochwertigen Intervallgeschwindigkeiten liefert ähnliche Ergebnisse, wie die Auswertung von Bohrlochdaten.
- Kleine Variationen der Geschwindigkeiten werden nur bedingt aufgelöst. Diese sind durch Kompression zu erwarten.
- Große tektonische Phasen wie die känozoische Inversion zeigen in den Gräben eine verstärkte Kompression, die zu höheren seismischen Geschwindigkeiten führt. Die Geschwindigkeitserhöhung kann durch eine Verringerung des Porenraums begründet sein.
- Großräumige Geschwindigkeitstrends werden verursacht durch die Paläotopografie, die Entfernung zu den Liefergebieten der Sedimente und durch die Transportwege (Luft oder Wasserströmungen). Diese führen zu differentiellen Sedimentationsprozessen, die zu lokal unterschiedlichen Korngrößen-sortierungen und Materialbestandteilen führen.
- Negative Geschwindigkeitsanomalien deuten auf einen Überdruck im Porenraum der Sedimente hin, der vermutlich auf eine Versiegelung durch känozoische Sedimente zurückzuführen ist. Entsprechend können die insgesamt niedrigen seismischen Geschwindigkeiten eventuell einen Hinweis auf den Grad der Versiegelung der Sedimentsäule liefern. Im ungestörten, ruhigen Penhandle sind die Geschwindigkeiten daher auch niedriger als in der Hauptregion, die von Salztektunik beherrscht wird.

- Inwieweit auch *pathways* und *chimneys* zur Porendruckreduktion beitragen und über seismische Geschwindigkeitsvariationen kartierbar sind, ist noch festzustellen.

Die Ergebnisse der Arbeit liefern Parameter für zukünftige Modelle. Über diese Beobachtungen und Interpretationen hinaus ergeben sich aus der Studie aber auch konkrete, wichtige Fragen. Von besonderer Bedeutung ist dabei die Frage, warum die Gräben sich an eben den Stellen, an denen sie existieren, bildeten. Damit verbunden ist die Frage, ob die Gräben auch heute noch eine Schwächestelle in der tieferen Kruste sind und wodurch diese Schwäche begründet ist. Wirklich wichtige nächste Schritte wären, Gewissheit über die tieferen Abschnitte des Basements zu erhalten. Hierzu müsste eine großräumige Kampagne mit Tiefenseismik (Reflectionsseismik und möglichst auch Refraktionsseismik) durchgeführt werden, um das Basement exakter zu kartieren. Solange diese Strukturen nur an sehr wenigen Punkten konkret beobachtet werden können, sind die Unwägbarkeiten der Positionierung zu groß. Erst mit genauen und belastbaren Erkenntnissen über den tiefen Untergrund würden sich krustale Strukturen mit sedimentären Features korrelieren lassen.

Eine andere Frage ist, ob es einen Zusammenhang zwischen Porenüberdruck und quartären Rinnen gibt. Möglicherweise entstehen quartäre Rinnen als Hebungen bedingt durch lokalen Überdruck im Porenraums des Untergrunds.

Anhang

Akquisitionsparameter und Durchführung des Datenprozessings

Tabelle A.1.: Akquisitionsparameter und Datenprozessing der TGS NOPEC zu den verwendeten Seismogrammsektionen.

1	CLIENT: TGS-NOPEC	ACQUISITION CO: CGG	VESSEL: RIG MASTER
2	LINES GERMANY	FILTERED AND SCALED MIGRATION	
3	REEL NO 296-37	ACQUIRED: 1986	
4	RECORDING SYSTEM: SN 358	RECORDING FORMAT: SEGD	
5	CHANNELS: 120 + 4 AUX	FOLD: 60	
6	SAMPLE INTERVAL: 2MS	RECORD LENGTH: 7000MS (5000MS FOR REPRO)	
7	FILTER : LOW CUT: OUT	HIGH CUT: 154Hz @ 72dB/oct	
8	SOURCE : AIR GUN 4400 CU IN	INTERVAL: 25m DEPTH: 6m	
9	STREAMER : CH 120 92m	CH 1 3067M	
10	GRP INT: 25M	DEPTH: 9m	
11	PROCESSED BY TGS-NOPEC DATA PROCESSING; APRIL-SEPT02 Tel: 0044 (0)1234-272122		
12	INPUT: SEG-D TO ProMAX INTERNAL FORMAT. RESAMPLE: 2ms TO 4ms. AA FILTER		
13	STATIC SHIFT: -128ms S. O. D. DELAY +10.14ms GUN/CABLE (APPLIED AT STACK)		
14	GEOMETRY ASSIGNMENT. AMPLITUDE RECOVERY: 1/r + 2dB/s TO 5000ms AVERAGE V(T)		
15	TAU-P TRANSFORM: 324 p-TRACES -676 ms/km - +200ms/km TRANSFORMED		
16	PREDICTIVE DECONVOLUTION: TWO DESIGN GATES 1: 300-2500ms 2: 2000-5000ms AT		
17	p=0. GAP=24ms OPERATOR=160ms (BOTH GATES).		
18	TIME-VARIANT DIP FILTER. INVERSE TAU-P TRANSFORM.		
19	VELOCITY ANALYSIS: AT 4km INTERVALS. FORWARD NMO: 4km VELOCITY FIELD		
20	RADON DEMULTIPLE: 162 p-TRACES -200 - +1400ms RESIDUAL MOVEOUT RANGE		
21	RADON FILTER APPLIED BELOW TOP-CHALK HORIZON ONLY		
22	RANDOM NOISE ATTENUATION: FX DECONVOLUTION APPLIED ON CDPs		
23	COMMON OFFSET F-K DMO USING SINGLE AVERAGE V(T)		
24	STOLT F-K MIGRATION ON COMMON OFFSET USING SMOOTHED 4km V(X, T)		
25	INVERSE NMO: 4km VELOCITY FIELD. VELOCITY ANALYSIS: AT 2km INTERVALS (500m		
26	INTERVALS IN SPECIFIED AREAS). FORWARD NMO: 2km VELOCITY FIELD		
27	TRACE MUTING: OUTER TRACE MUTE VARYING WITH TOP CHALK HORIZON. INNER TRACE		
28	MUTE APPLIED BELOW TOP PRE-ZECHSTEIN HORIZON ONLY		
29	CMP STACK 6000%. K-FILTER: AT +/- 1/2 K-NYQUIST. DEMIGRATION. 2:1 TRACE		
30	INTERPOLATION. SPECTRAL SHAPE. DECONVOLUTION: DESIGN GATE TOP PRE-ZECH -		
31	5000ms GAP=32ms OP LEN=160ms; KIRCHHOFF TIME MIG (105% SMOOTH 2KM V(X, T))		
32	BANDPASS FILTER; TIME VARIANT SCALING 500MS GATES, OVERLAPPING 50%		

Zeitmigrierte Seismogrammsektionen mit Interpretation

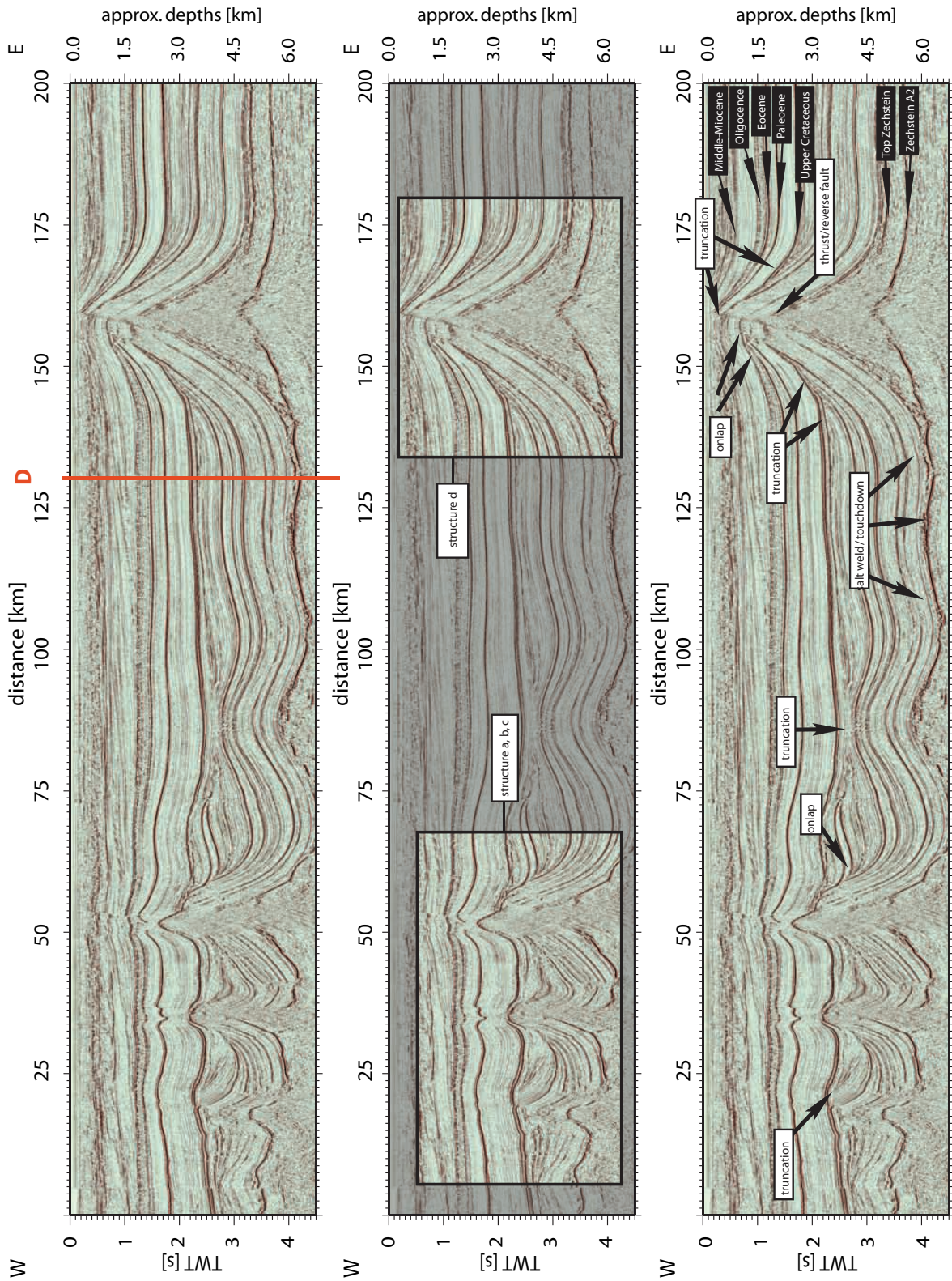


Abbildung B.1.: Seismogrammsektion: Profil A

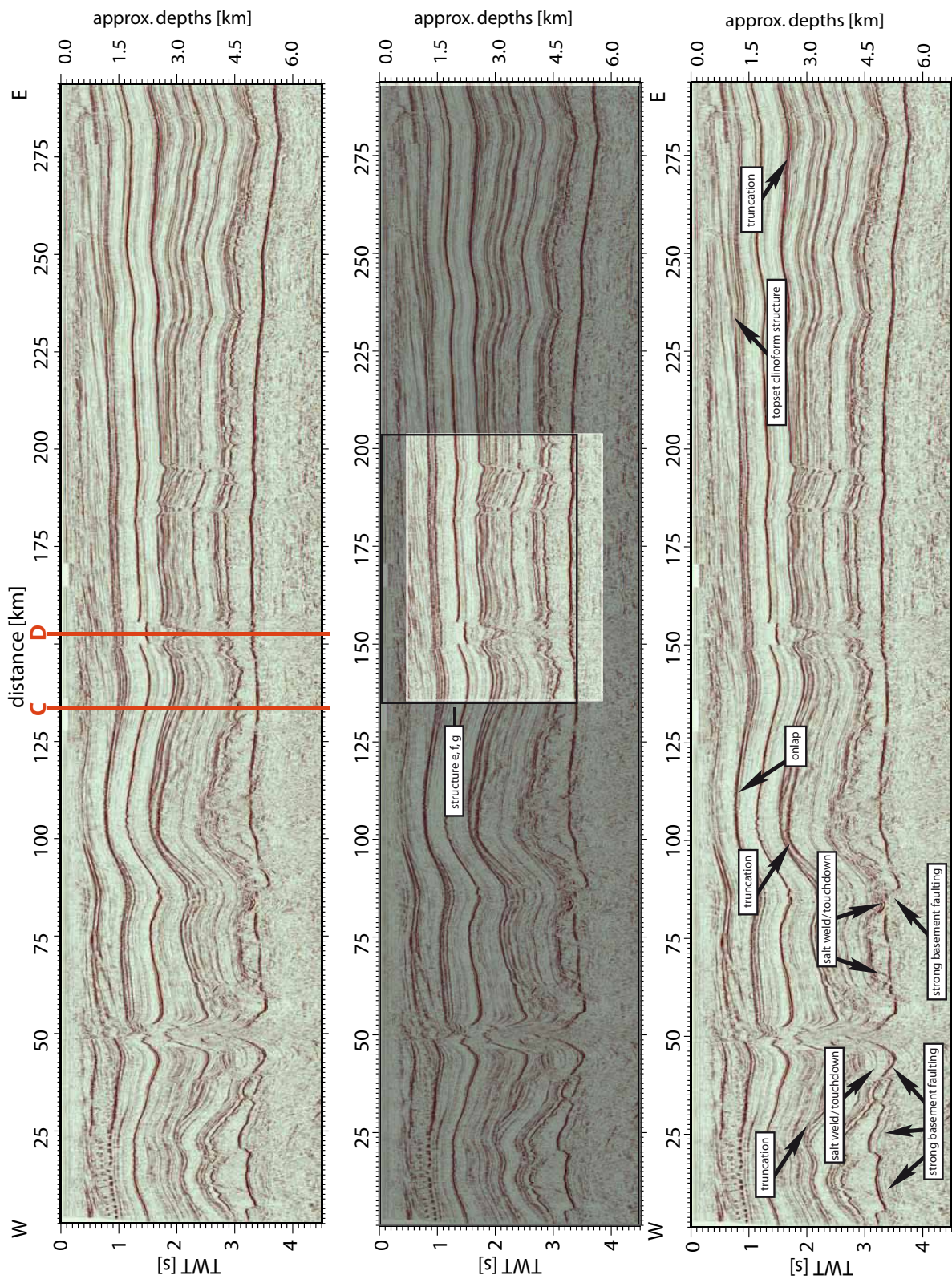


Abbildung B.2.: Seismogrammsektion: Profil B

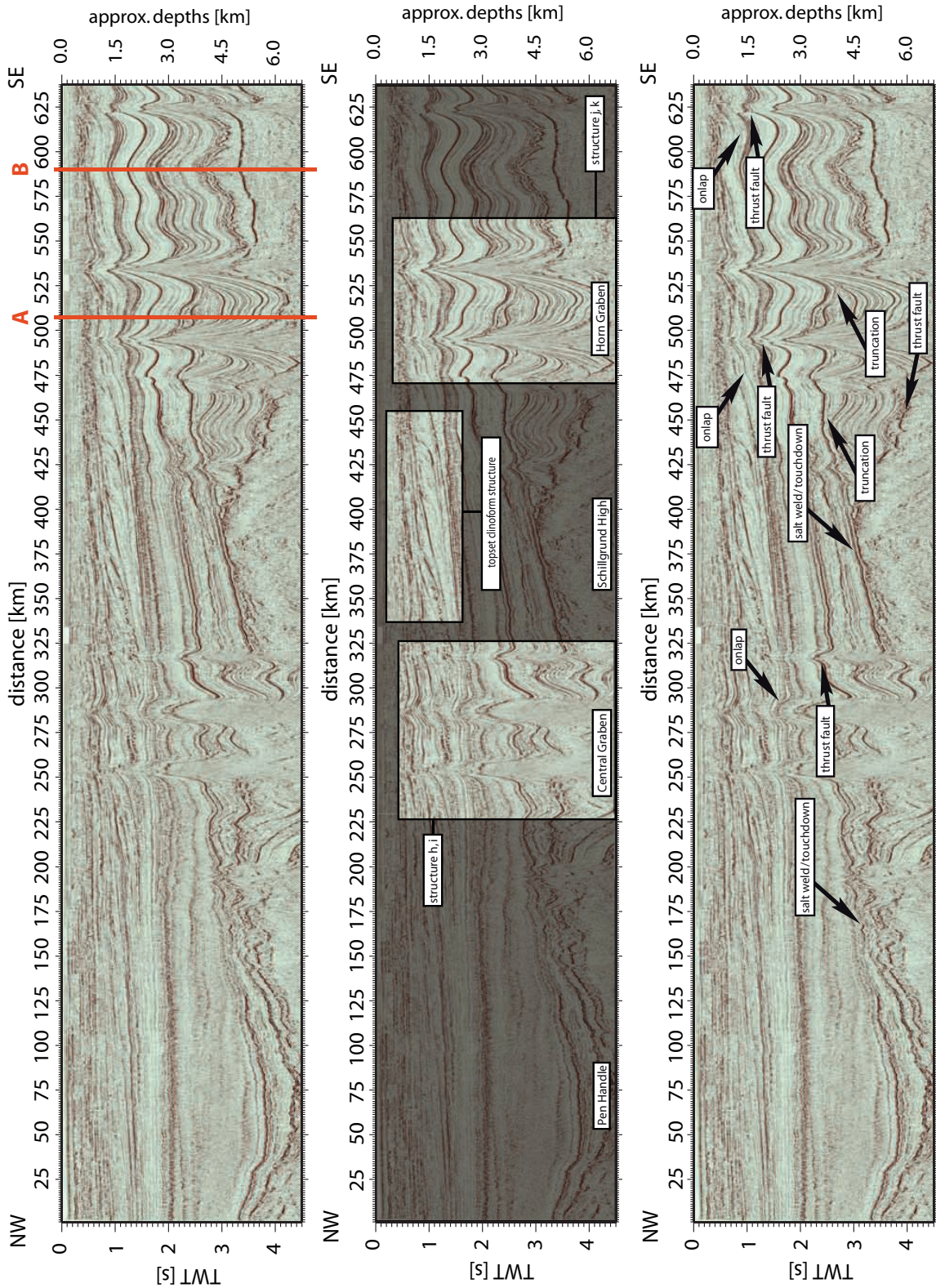


Abbildung B.3.: Seismogrammsektion: Profil C

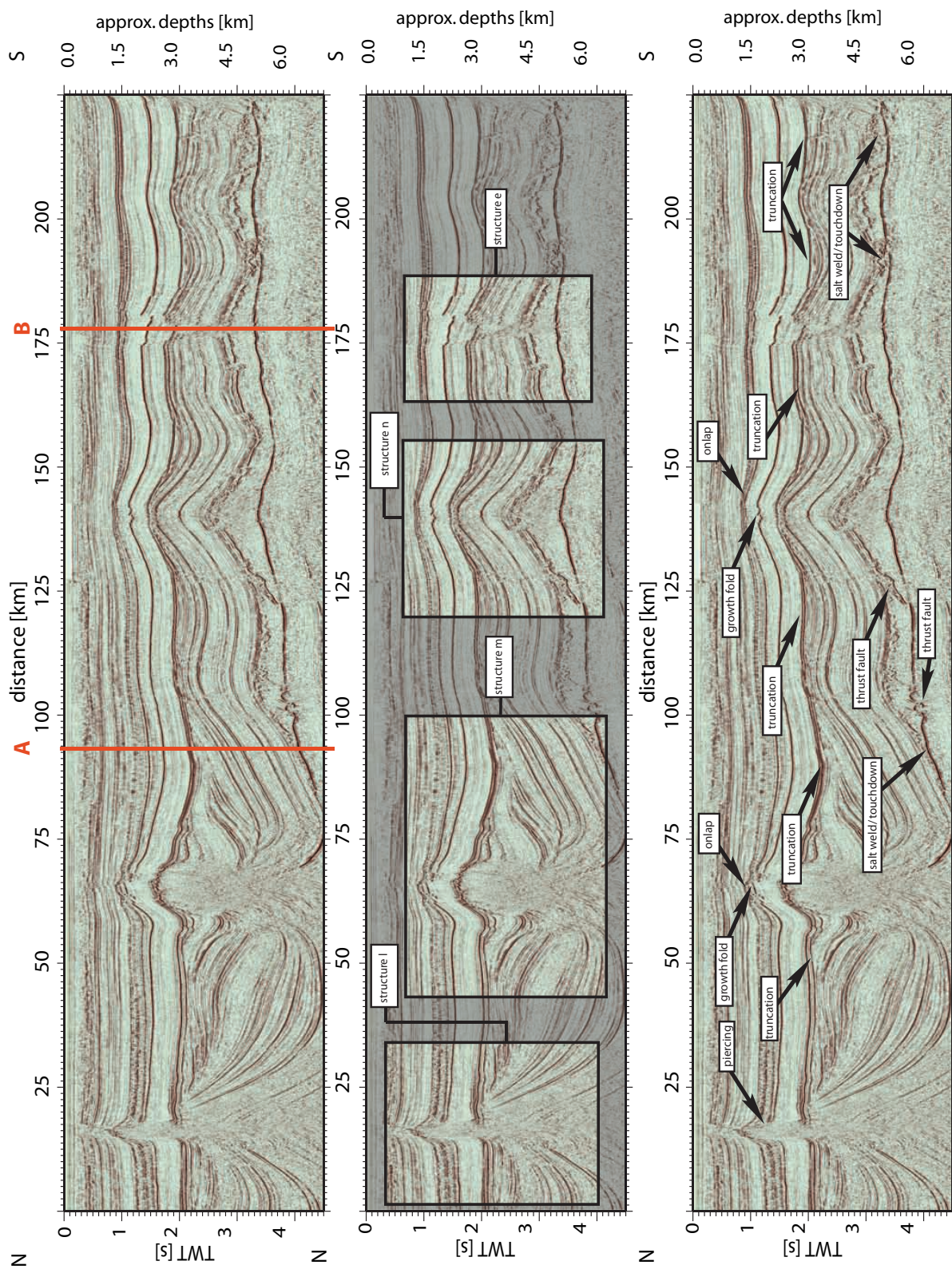


Abbildung B.4.: Seismogrammsektion: Profil D

Deleted Scenes

Die Frage, ob Tektonik die Sedimente kontrolliert, kann nicht abschließend beantwortet werden. Dem geneigten Betrachter bleibt überlassen, die Kausalität der Tektonik im Zweifel so weit zu fassen, dass sich die Kausalitätskette von Tektonik über Grabenbildung unmittelbar auf den Einfluss der Gräben oder pauschaler der Paläotopografie auf Sedimentationsprozesse erstreckt. Auch wenn diese Sichtweise die Kausalitätsvorstellungen der Mehrheit überstrapazieren dürfte, weist dieser Gedankengang nach, dass pauschale Erklärungsmodelle für die Genetik ganzer Landstriche eingedenk der Komplexität und Verwobenheit der geologischen und tektonischen Prozesse zu kurz greifen und es notwendig ist, mit jedem Modell auch Anfang und Ende der inhärenten Kausalitätskette zu bezeichnen. Eine bloße Betrachtung von Korrelationen kann somit auch nur ein Schritt bei der Aufgabe sein, der Erde ihre Rätsel zu entreißen. Ohne die Kausalität – oder den konkreten Wirkprozess – mit zu bezeichnen und zu erforschen, ist somit nur ein kleiner Teil der Arbeit getan.

Abbildungsverzeichnis

2.1.	Zusammenhang von Strahl und Wellenfront	11
3.1.	Quelltext: Ausschnitt aus der Auswertefunktion für den Raytracer	23
3.2.	Ausschnitt aus der Auswertefunktion für die Wellenfrontinversion	26
4.1.	Ablaufdiagramm für synth. Tests des Ortsmodell-Rekonstruktors	28
4.2.	Quelltext: Modelldeklaration für ein lineares Geschwindigkeitsmodell	30
4.3.	Analytisches Modell mit linearem Geschwindigkeitsfeld: Vergleich der Strahlenverläufe und Geschwindigkeitsfelder	32
4.4.	Analytisches Modell mit linearem Geschwindigkeitsfeld: Residuen der Rekonstruktion	33
4.5.	Quelltext: Modelldeklaration für ein 3-Schicht-Modell mit Hochgeschwindigkeitskörper	35
4.6.	Analytisches Modell eines 3-Schicht-Falls mit einem Hochgeschwindigkeitskörper	36
4.7.	Analytisches Modell eines 3-Schicht-Falls mit einem Hochgeschwindigkeitskörper: Residuen der Rekonstruktion	37
4.8.	Modelldeklaration für eine nachempfundene Salzstruktur	39
4.9.	Analytisches Modell mit nachempfundener Salzstruktur: Vergleich der Strahlenverläufe und Geschwindigkeitsfelder	40
4.10.	Analytisches Modell mit nachempfundener Salzstruktur: Residuen der Rekonstruktion	41
5.1.	Minimal erforderliche Auslage für Geschwindigkeitsmessungen bei angenommenen Hauptfrequenzen von 50 Hz und 150 Hz in Abhängigkeit der NMO-Geschwindigkeit. Es ist zu beachten, dass nicht der gesamte dargestellte Bereich für das Gebiet relevant ist. NMO-Geschwindigkeiten sind Effektivwerte (<i>RMS-velocities</i>) für den gesamten Signaldurchlauf. Für das Gebiet kann von Werten zwischen 2000 m/s und 3000 m/s ausgegangen werden.	45
5.2.	Ausschnitt der zeitmigrierten Seismogrammsektion g19 (TGS NOPEC, Norwegen) eines Salzdiapirs aus dem Gebiet der deutschen Nordsee.	47
5.3.	Geschwindigkeitsmodell für Sektion g19	48
5.4.	Tiefenmigration des Ausschnitts der Sektion g19.	49
5.5.	Beispiel eines Image-Rays.	50
5.6.	Ausschnitt der zeitmigrierten Seismogrammsektion g28 (TGS NOPEC, Norwegen) aus dem Gebiet der deutschen Nordsee.	53

5.7.	Geschwindigkeitsmodell für Sektion g28	54
5.8.	Tiefenmigration des Ausschnitts der Sektion g28	55
1.1.	Entwicklungsphasen des Salzaufstiegs unter verschiedenen Modellannahmen . . .	62
1.2.	Großräumige Verteilung und Ausrichtung von Salzstrukturen	64
1.3.	Seismisches Profilnetz der TGS NOPEC: GR86	65
3.1.	Salt jags: Bei der Annahme pseudo-fluiden Salzes und einem spröden, festen umgebenden Material würde unter kompressionalen Bedingungen das harte Material der umgebenden Sedimente in das Salz intrudieren.	71
4.1.	Karte der Basementstrukturen in der Nordseeregion	74
4.2.	Seismogrammsektion: Profil A	83
4.3.	Salzdiapir am Rand des West-Schleswig-Blocks (schematisch)	84
4.4.	Seismogrammsektion: Profil B	85
4.5.	Seismogrammsektion: Profil C	86
4.6.	Seismogrammsektion: Profil D	87
4.7.	Entwicklung von Salzdiapiren über Kompression	88
4.8.	Räumliche Verteilung von touchdowns im Arbeitsgebiet.	89
4.9.	Kompression in Basement und Sediment	90
1.1.	Seismisches Profilnetz der TGS NOPEC: GR86	96
2.1.	Schematische Darstellung der Datenmanipulation zur Erzeugung tiefennormierter Geschwindigkeitsfelder	102
2.2.	Häufigkeitsverteilung von Messwerten in bestimmten Tiefen- und Geschwindigkeitbereichen. In der Abbildung (b) ist der ungefähre Verlauf eines lokalen Minimums in rot dargestellt. An diesem Minimum wird der Datensatz, der offenkundig aus zwei Modi besteht, aufgeteilt.	104
3.1.	Darstellung der v_p gegen die Tiefe für das Zechstein A2	110
3.2.	Darstellung der seismischen Geschwindigkeit gegen die Tiefe für die Sedimente des Zechsteins A2. Die Verteilung der Messwerte ist bimodal. Eine Trennung entlang des Dichteminimums der Besetzung der Bereiche (siehe rechte Abbildung) ergibt auch geografisch zwei verschiedene Regionen (vergl. Abb. 3.3), das Hauptgebiet (blaue Messwert in der rechten Abbildung) und den Penhandle (rote Messwerte in der rechten Abbildung).	111
3.3.	Regionale Verbreitung der beiden Geschwindigkeitsdomänen im Zechstein A2 . . .	112
3.4.	Globales Geschwindigkeitsmodell für das Zechstein A2	114
3.5.	Globales Geschwindigkeitsmodell für das Zechstein A2	115
3.6.	Darstellung der seismischen Geschwindigkeit gegen die Tiefe für das Top Zechstein	117

3.7. Darstellung der seismischen Geschwindigkeit gegen die Tiefe für die Sedimente der Oberen Kreide. Die Verteilung der Messwerte ist zumindest bimodal. Eine Trennung entlang eines identifizierbaren Dichteminimums der Besetzung der Bereiche (siehe rechte Abbildung) ergibt auch geografisch zwei verschiedene Regionen (vergl. Abb. 3.3), das Hauptgebiet (blaue Messwert in der Abb. b) und den Penhandle (rote Messwerte in Abb. b).	119
3.8. Regionale Verbreitung der Geschwindigkeitsdomänen in der oberen Kreide	120
3.9. Globales Geschwindigkeitsmodell für die Obere Kreide	121
3.10. Darstellung der v_p gegen die Tiefe für das Paläozän	123
3.11. Darstellung einer regionalen Separation. Der Datensatz wurde in zwei Teile getrennt: In das Penhandle und die Hauptregion. Die jeweils niedrigeren Geschwindigkeiten (dargestellt in rot) gehören zum Penhandle.	124
3.12. Darstellung der v_p gegen die Tiefe für das Eozän	125
3.13. Im Mittleren Miozän fällt im Tiefenbereich ab etwa 1200 auf, dass sich die Geschwindigkeiten in zwei Bereiche zusammenballen. Diese Zusammenballungen gehören auch zu verschiedenen Regionen. Die jeweils niedrigeren Geschwindigkeiten (dargestellt in rot) gehören zum Penhandle.	126
3.14. Darstellung der v_p gegen die Tiefe für das Oligozän.	128
3.15. Im Mittleren Miozän fällt im Tiefenbereich ab etwa 1200 auf, dass sich die Geschwindigkeiten in zwei Bereiche zusammenballen. Diese Zusammenballungen gehören auch zu verschiedenen Regionen. Die jeweils niedrigeren Geschwindigkeiten (dargestellt in rot) gehören zum Penhandle.	129
3.16. Darstellung der v_p gegen die Tiefe für das Miozän.	130
3.17. Im Mittleren Miozän fällt im Tiefenbereich ab etwa 1200 auf, dass sich die Geschwindigkeiten in zwei Bereiche zusammenballen. Diese Zusammenballungen gehören auch zu verschiedenen Regionen. Die jeweils niedrigeren Geschwindigkeiten (dargestellt in rot) gehören zum Penhandle.	131
3.18. Abbildungen der hinsichtlich des globalen Tiefen-Geschwindigkeitsmodells normierten seismischen Geschwindigkeiten in Kombination mit den tektonischen Strukturen des tiefen Basements. Diskussion siehe Text.	136
3.19. Abbildungen der hinsichtlich des globalen Tiefen-Geschwindigkeitsmodells normierten seismischen Geschwindigkeiten in Kombination mit den tektonischen Strukturen des tiefen Basements. Diskussion siehe Text.	137
3.20. Abbildungen der hinsichtlich des globalen Tiefen-Geschwindigkeitsmodells normierten seismischen Geschwindigkeiten in Kombination mit den tektonischen Strukturen des tiefen Basements. Diskussion siehe Text.	138

3.21. Abbildungen der hinsichtlich des globalen Tiefen-Geschwindigkeitsmodells normierten seismischen Geschwindigkeiten in Kombination mit den tektonischen Strukturen des tiefen Basements. Diskussion siehe Text.	139
3.22. Darstellung der normierten Geschwindigkeiten Profil A.	140
3.23. Darstellung der normierten Geschwindigkeiten Profil B.	141
3.24. Darstellung der normierten Geschwindigkeiten Profil C.	142
3.25. Darstellung der normierten Geschwindigkeiten Profil D.	143
4.1. Karte der Basementstrukturen im Gebiet der deutschen Nordsee. Die Positionen der Strukturen stammen aus Lyngsie et al. (2006).	146
4.2. (a) Darstellung der Veränderung von p-Wellen-Geschwindigkeiten bei Druckzunahme im Sediment. (b) Darstellung der Geschwindigkeitsabnahme, wenn der interne Druck im Porenraum gegen den äußeren Druck wirkt. Es ist hier ein externer Druck von 35 MPa angenommen. Die dargestellten Daten stammen aus Wyllie et al. (1958). Aus der Darstellung ist zu erkennen, dass die durch den äußeren Druck hervorgerufene Geschwindigkeitszunahme kompensiert werden kann durch Überdruck in den Poren, der den Porenraum und Brüche offen hält. Überdruck im Porenraum führt somit zu einer Verschiebung der Tiefen-Geschwindigkeits-Funktion auf ein niedrigeres Tiefenniveau.	151
B.1. Seismogrammsektion: Profil A	162
B.2. Seismogrammsektion: Profil B	163
B.3. Seismogrammsektion: Profil C	164
B.4. Seismogrammsektion: Profil D	165

Tabellenverzeichnis

1.1.	Verschiedene Einflussfaktoren, die in Sedimenten für die Veränderung seismischer Geschwindigkeiten ursächlich sein können (nach Wang (2001))	98
1.2.	Lithologie der Sedimente Zechstein A2, Top Zechstein, Obere Kreide, Paläogen, Eozän, Oligozän und Mittleren Miozän	99
3.1.	Parameterschätzung für Zechstein A2	113
3.2.	Parameterschätzung für Zechstein A2	115
3.3.	Parameterschätzung für Top Zechstein	118
3.4.	Parameterschätzung für die Obere Kreide	121
3.5.	Parameterschätzung für das Paläozän	122
3.6.	Parameterschätzung für das Eozän	126
3.7.	Parameterschätzung für das Oligozän	127
3.8.	Parameterschätzung für das Mittlere Miozän	131
4.1.	Tabellarische Zusammenstellung der bewertbaren Befunde aus den normierten Geschwindigkeitskarten. Abkürzungen wie folgt: PH - Penhandle, HR - Hauptregion, CG - Central-Graben, HG - Horn-Graben, WSP - West-Schleswig-Block, EL - Elbe-Lineament. Befunde: - negative Geschwindigkeitsvariation, + positive Variation, o kein Trend, ≈ uneinheitlich, k.A. keine Angabe, da Befund vermutlich nicht belastbar. Himmelsrichtungen geben einen Trend an, so bedeutet +NE einen nach Nord-Osten zunehmender Trend	150
A.1.	Akquisitionsparameter und Datenprozessing der TGS NOPEC	159

Literaturverzeichnis

- Ben-Menahem, A. and Beydoun, W.: Range of validity of seismic ray and beam methods in general inhomogeneous media-I. General theory, *Geophysical Journal International*, 1985.
- Beydoun, W. and Ben-Menahem, A.: Range of validity of seismic ray and beam methods in general inhomogeneous media-II. A canonical problem, *Geophysical Journal International*, 1985.
- Bjørlykke, K., Ramm, M., and Saigal, G.: Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution, *International Journal of Earth Sciences*, 1989.
- Brocher, T. M.: Compressional and shear-wave velocity versus depth relations for common rock types in northern California, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98, 950–968, doi: 10.1785/0120060403, 2008.
- Bruns, H.: Das Eikonal, *Berichte der königlichen Sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften*, 21, 323–436, 1895.
- Červený, V.: *Seismic Ray Theory*, books.google.com, 2001.
- Church, A.: An Unsolvable Problem of Elementary Number Theory, *American Journal of Mathematics*, 1936.
- Church, A.: *The Calculi of Lambda-Conversion*, books.google.com, 1985.
- Dutta, N.: Geopressure prediction using seismic data: Current status and the road ahead, *Geophysics*, 2002.
- Fehlberg, E.: Klassische Runge-Kutta-Formeln fünfter und siebenter Ordnung mit Schrittweiten-Kontrolle, *Computing*, 1969.
- Fehlberg, E.: Klassische Runge-Kutta-Formeln vierter und niedrigerer Ordnung mit Schrittweiten-Kontrolle und ihre Anwendung auf Wärmleitprobleme, *Computing*, 1970.
- Frankel, T.: *The Geometry of Physics: An Introduction*, p. 694, 2004.
- Frederiksen, S., Nielsen, S., and Balling, N.: Post-Permian evolution of the Central North Sea: a numerical model, *Tectonophysics*, 2001.
- Gal, D., Dvorkin, J., and Nur, A.: A physical model for porosity reduction in sandstones, *Geophysics*, 1998.

- Gurwitsch, I. I. and Bartsch, H.: Seismische Erkundung: Übersetz. Der bearbeit. Russischen Originalausgabe, p. 699, 1970.
- Hamilton, E.: Shear-Wave Velocity vs. Depth in Marine Sediments: A Review, *Geophysics*, 1976.
- Hamilton, W.: SUPPLEMENT TO AN ESSAY ON THE THEORY OF SYSTEMS OF RAYS, *Transactions of the Royal Irish Academy*, 1830.
- Hamilton, W.: SECOND SUPPLEMENT TO AN ESSAY ON THE THEORY OF SYSTEMS OF RAYS By, *Transactions of the Royal Irish Academy*, 1831.
- Hamilton, W.: Thir Supplement to an Essay on the Theory of Systems of Rays, *Transactions of the Royal Irish Academy*, 1837.
- Hubral, P.: Time Migration - Some Ray Theoretical Aspects, *Geophysical Prospecting*, 1977.
- Hudec, M. and Jackson, M.: Terra infirma: Understanding salt tectonics, *Earth Science Reviews*, 2007.
- Hughes, J.: Why functional programming matters, *The Computer Journal*, 1989.
- Jackson, M.: Structural Dynamics of Salt Systems, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1994.
- Japsen, P., Mukerji, T., and Mavko, G.: Constraints on velocity-depth trends from rock physics models, *Geophysical Prospecting*, 2007.
- Kamel, M., Mabrouk, W., and Bayoumi, A.: Porosity estimation using a combination of Wyllie-Clemenceau equations in clean sand formation from ..., *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 2002.
- Kockel, F.: Problemy diapiryzmu solnego w północnych Niemczech, *geologos.com.pl*, 2003.
- Lyngsie, S., Thybo, H., and Rasmussen, T.: Regional geological and tectonic structures of the North Sea area from potential field modelling, *Tectonophysics*, 2006.
- Marion, D., Nur, A., Yin, H., and HAN, D.: Compressional Velocity and Porosity in Sand-Clay Mixtures, *Geophysics*, 57, 554-563, 1992.
- Mohr, M., Kukla, P., Urai, J., and Bresser, G.: Multiphase salt tectonic evolution in NW Germany: seismic interpretation and retro-deformation, *International Journal of Earth Sciences*, 2005.
- Officer, C. B.: *Introduction to Theoretical Geophysics*, 1974.

- Prasad, M.: Velocity-permeability relations within hydraulic units, *Geophysics*, 68, 108–117, doi: 10.1190/1.1543198, 2003.
- Scheck, M., Bayer, U., and Lewerenz, B.: Salt movements in the Northeast German Basin and its relation to major post-Permian tectonic phases ..., *Tectonophysics*, 2003.
- Scheck-Wenderoth, M. and Lamarche, J.: Crustal memory and basin evolution in the Central European Basin System—new insights from a 3D ..., *Tectonophysics*, 2005.
- Scheck-Wenderoth, M., Bayer, U., and Lewerenz, B.: Salt redistribution during extension and inversion inferred from 3D backstripping, *Tectonophysics*, 2003.
- Schultz-Ela, D.: Origin of drag folds bordering salt diapirs, *AAPG Bulletin*, 2003.
- Shumway, G.: Sound Velocity vs. temperature in Water-Saturated Sediments, *Geophysics*, 1958.
- Stoll, R.: Acoustic waves in Ocean Sediments, *Geophysics*, 1977.
- Trusheim, F.: Mechanism of salt migration in northern Germany, *AAPG Bulletin*, 1960.
- van Wees, J., Stephenson, R., Ziegler, P., Bayer, U., McCann, T., Dadlez, R., Gaupp, R., Narkiewicz, M., Bitzer, F., and Scheck, M.: On the origin of the Southern Permian Basin, Central Europe, *Marine and Petroleum Geology*, 2000.
- Vandeville, B. and Jackson, M.: The fall of diapirs during thin-skinned extension, *Mar Petrol Geol*, 1992.
- Vandeville, B. C.: A new interpretation of Trusheim's classic model of salt-diapir growth, *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 2002.
- Vandeville, B. C.: Salt tectonics driven by sediment progradation: Part I-Mechanics and kinematics, *AAPG Bulletin*, 2005.
- Vandeville, B. C. and Jackson, M.: The rise of diapirs during thin-skinned extension, *Marine and Petroleum Geology*, 1992a.
- Vandeville, B. C. and Jackson, M.: The fall of diapirs during thin-skinned extension, *Marine and Petroleum Geology*, 1992b.
- Wang, Z.: Fundamentals of seismic rock physics, *Geophysics*, 2001.
- Wyllie, M., Gregory, A., and Gardner, L.: Elastic Wave Velocity in Heterogeneous and Porous Media, *Geophysics*, 1956.

Wyllie, M., Gregory, A., and Gardner, G.: An Experimental Investigation of Factors Affecting Elastic Wave Velocities in Porous Media, *Geophysics*, 1958.

Yilmaz, Ö. and Doherty, S. M.: *Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data*, p. 2027, 2000.

Ziegler, P.: Triassic rifts and facies patterns in Western and Central Europe, *International Journal of Earth Sciences*, 1982.

Ziegler, P. and Dezes, P.: *Crustal evolution of Western and Central Europe*, Geological Society London Memoirs, 2006.

Danksagung

Es ist ganz sicher unmöglich, all denen, die auf die eine oder andere Art zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben, angemessen zu danken. Bei der Vielzahl der Menschen, die mir einfallen, könnte ich leicht einige Seiten füllen und hätte noch immer den Eindruck, nicht allen hinreichend gedankt zu haben. Ich halte mich daher kurz und beschränke mich auf eine ganz kleine Auswahl.

Ich danke

- **Herrn Prof. Dr. Wolfgang Rabbel** für die Aufgabenstellung, die weit genug gefaßt war, um mir nicht die Freiheit bei der Ausgestaltung der Arbeit zu nehmen. Besonders danke ich auch die vielfältige Unterstützung durch immerwährende Diskussionsbereitschaft und viele wertvolle Anregungen. Zudem kam der Spaß nie zu kurz.
- **Herrn Prof. Dr. Hans-Jürgen Götze** für die Übernahme des Korreferats und für die wirklich guten Ratschläge und motivierenden Worte.
- **meinen Kollegen** an der Universität. Einige von Euch sind im Laufe der vergangenen Jahre meine Freunde geworden. Ich danke Euch allen für die schöne Zeit und die vielen großartigen Unterhaltungen und Unternehmungen – fachlich wie privat. Ich hoffe, wir alle haben auch in der Zukunft noch viel miteinander zu tun.
- **Dennis Wilken** für die vielen Tee- und Kaffeesitzungen und die gemeinsamen Pläne für eine bessere Zukunft. Ich bin gespannt, ob etwas von dem, was wir geplant und uns vorgenommen haben, eines Tages gebaut wird. Die Welt wäre dann besser, keine Frage.
- **Angela Schlesinger** für die Unterstützung am Anfang der Arbeit und **Claudia Haase** für ihre Unterstützung auf der Zielgeraden.
- **Dr. Susanne Wölz** und **Dr. Christof Müller** für die gemeinsame Zeit bis zu ihrer Auswanderung und für die Einladung, sie mit ganzer Familie in Neuseeland besuchen zu dürfen.
- meiner Schwester **Birte Laghima**, die, abgesehen davon, dass sie grundsätzlich großartig ist und jeden Dank auch ohne gesonderte Tat verdient, mir in der vorliegenden Sache dabei geholfen hat, einige Skizzen anzufertigen.

- **Marc Neben** nicht nur für das Korrekturlesen der vorliegenden Arbeit oder für die Hinweise zur ur- und frühgeschichtlichen Deutung der Ergebnisse, sondern auch und ganz besonders für eine Vielzahl anderer Dinge in meinem privaten Umfeld, die vermutlich auf keine Kuhhaut mehr passen.
- **Dr. Thomas Rohwer** mit dem ich viele Stunden über Fragen an der Grenzfläche zwischen Naturwissenschaft und Philosophie diskutiert habe und mit dem ich dem einen oder anderen Rätsel auf die Spur gegangen bin, der zudem immer eine passende Antwort für (meine) mathematischen Fragen hat und der ganz ohnehin ein guter Freund ist.
- meinen lieben Eltern **Gudrun** und **Bernd**, die mir schon immer und jederzeit mit Rat und Tat zur Seite stehen.
- ganz besonders meiner lieben Frau **Benedicte**, deren Unterstützung ich mir immer sicher sein konnte — auch wenn es für sie nicht immer einfach war und vieles zu kurz gekommen ist. Ich danke ihr auch dafür, dass sie in der Endphase der Ausarbeitung mit unserem kleinen Sohn Joshua ins Exil zu meinen Schwiegereltern ging, um mir ein paar Tage konzentrierter Arbeit zu schenken.
- meinen Schwiegereltern **Friedrich** und **Ingrid**, die so nett waren und Bene und Joshi aufgenommen haben und uns auch sonst sehr lieb unterstützen.

Erklärung

Meine Abhandlung zur Promotion ist – abgesehen von der Beratung durch meine akademischen Lehrer – nach Inhalt und Form meine eigene Arbeit. Sie hat weder ganz noch teilweise hier oder an anderer Stelle im Rahmen eines Prüfungsverfahrens vorgelegen.

Kiel, den 16. Dezember 2008

.....
(Sven Willert-Arndt)