

Die Krustenstruktur der Fjordregion Ostgrönlands zwischen dem präkambrischen Schild und den rezenten mittelozeanischen Rücken: Ergebnisse seismischer und gravimetrischer Modellierungen.

The crustal structure of the East Greenland Fjord Region between the Precambrian shield and the recent mid-oceanic ridges: Results from seismic and gravity modelling.

Mechita Schmidt-Aursch

Mechita Schmidt-Aursch
Alfred-Wegener-Institut
für Polar- und Meeresforschung
in der Helmholtz-Gemeinschaft
Columbusstraße
D-27568 Bremerhaven

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation, die 2002 im Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen vorgelegt wurde.

Dieses Dokument ist in der Reihe *Berichte zur Polarforschung*, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung Bremerhaven, erschienen.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	3
Tabellenverzeichnis	5
Kurzfassung	6
Summary	8
1 Einleitung	11
2 Geologische und geophysikalische Übersicht	13
2.1 Die Geologie der Fjordregion	13
2.2 Geophysikalische Informationen	16
3 Modellierung seismischer Weitwinkeldaten	18
3.1 Datengewinnung und Datenverarbeitung	18
3.2 Modellierung mit der Strahlenwegmethode	21
3.3 Das Profil Gåsefjord (AWI-90300/310 und AWI-94400)	26
3.4 Das Profil Fønfjord (AWI-90320)	35
3.5 Das Profil Nordvestfjord (AWI-90380 und AWI-94410)	42
3.6 Das Profil Øfjord (AWI-94420)	51
3.7 Das Profil Kejser-Franz-Joseph-Fjord (AWI-94320)	54
3.8 Das Profil Kong-Oscar-Fjord (AWI-94340)	63
3.9 Das Profil Dickson-Fjord (AWI-94360)	68
3.10 Das Profil Brede-Fjord (AWI-94300)	75
3.11 Finite-Differenzen-Modellierung	76
3.12 Zusammenfassung der Refraktionsseismik	92
4 Modellierung des Schwerefeldes	93
4.1 Kompilation der Schwerekarte	93
4.2 Modellierung der Potentialfelddaten	94
4.3 Das Profil Fønfjord (AWI-90320)	98
4.4 Das Profil Kejser-Franz-Joseph-Fjord (AWI-94320)	100
4.5 Das dreidimensionale Dichtemodell	100
4.6 Zusammenfassung der Gravimetrie	109

5 Diskussion	110
5.1 Die kontinentale Kruste	110
5.2 Der Kontinent-Ozean-Übergang	118
5.3 Die ozeanische Lithosphäre	122
6 Zusammenfassung und Ausblick	124
Literaturverzeichnis	126
Danksagung	134
A Tabelle der Stationen	135
B Seismogramme der FD-Modellierung	137
C Tabelle der Modellelemente	143

Abbildungsverzeichnis

2.1	Geologische Karte der Fjordregion Ostgrönlands	14
3.1	Lage der refraktionsseismischen Profile	19
3.2	Lage der projizierten refraktionsseismischen Profile	22
3.3	Fehler des Poissonverhältnisses	25
3.4	Seismogrammausschnitt der Station 301 des Profils Gåsefjord	27
3.5	P-Wellen-Laufzeiten für das Profil Gåsefjord	28
3.6	P-Wellen-Strahlenverlauf für das Profil Gåsefjord	29
3.7	P-Wellen-Modell für das Profil Gåsefjord	30
3.8	S-Wellen-Laufzeiten für das Profil Gåsefjord	32
3.9	S-Wellen-Strahlenverlauf für das Profil Gåsefjord	33
3.10	S-Wellen-Modell für das Profil Gåsefjord	34
3.11	Poissonverhältnis für das Profil Gåsefjord	34
3.12	P-Wellen-Laufzeiten für das Profil Fønfjord	36
3.13	P-Wellen-Strahlenverlauf für das Profil Fønfjord	37
3.14	P-Wellen-Modell für das Profil Fønfjord	38
3.15	S-Wellen-Laufzeiten für das Profil Fønfjord	39
3.16	S-Wellen-Strahlenverlauf für das Profil Fønfjord	40
3.17	S-Wellen-Modell für das Profil Fønfjord	41
3.18	Poissonverhältnis für das Profil Fønfjord	41
3.19	Seismogrammausschnitt der Station 382 des Profils Nordvestfjord	43
3.20	Seismogrammausschnitt der Station 414 des Profils Nordvestfjord	43
3.21	P-Wellen-Laufzeiten für das Profil Nordvestfjord	44
3.22	P-Wellen-Strahlenverlauf für das Profil Nordvestfjord	45
3.23	P-Wellen-Modell für das Profil Nordvestfjord	46
3.24	S-Wellen-Laufzeiten für das Profil Nordvestfjord	48
3.25	S-Wellen-Strahlenverlauf für das Profil Nordvestfjord	49
3.26	S-Wellen-Modell für das Profil Nordvestfjord	50
3.27	Poissonverhältnis für das Profil Nordvestfjord	50
3.28	Seismogrammausschnitt der Station 421 des Profils Øfjord	51
3.29	P-Wellen-Laufzeiten für das Profil Øfjord	52
3.30	P-Wellen-Strahlenverlauf für das Profil Øfjord	52

3.31	P-Wellen-Modell für das Profil Øfjord	53
3.32	S-Wellen-Laufzeiten für das Profil Øfjord	55
3.33	S-Wellen-Strahlenverlauf für das Profil Øfjord	55
3.34	S-Wellen-Modell für das Profil Øfjord	56
3.35	Poissonverhältnis für das Profil Øfjord	56
3.36	P-Wellen-Modell für das Profil Kejser-Franz-Joseph-Fjord	57
3.37	S-Wellen-Laufzeiten für das Profil Kejser-Franz-Joseph-Fjord	59
3.38	S-Wellen-Strahlenverlauf für das Profil Kejser-Franz-Joseph-Fjord	60
3.39	S-Wellen-Modell für das Profil Kejser-Franz-Joseph-Fjord	61
3.40	Poissonverhältnis für das Profil Kejser-Franz-Joseph-Fjord	62
3.41	P-Wellen-Modell für das Profil Kong-Oscar-Fjord	64
3.42	S-Wellen-Laufzeiten für das Profil Kong-Oscar-Fjord	65
3.43	S-Wellen-Strahlenverlauf für das Profil Kong-Oscar-Fjord	66
3.44	S-Wellen-Modell für das Profil Kong-Oscar-Fjord	67
3.45	Poissonverhältnis für das Profil Kong-Oscar-Fjord	69
3.46	P-Wellen-Modell für das Profil Dickson-Fjord	70
3.47	Seismogrammausschnitt der Station 369 des Profils Dickson-Fjord	71
3.48	S-Wellen-Laufzeiten für das Profil Dickson-Fjord	72
3.49	S-Wellen-Strahlenverlauf für das Profil Dickson-Fjord	73
3.50	S-Wellen-Modell für das Profil Dickson-Fjord	74
3.51	Poissonverhältnis für das Profil Dickson-Fjord	74
3.52	P-Wellen-Modell für das Profil Brede-Fjord	75
3.53	S-Wellen-Laufzeiten für das Profil Brede-Fjord	77
3.54	S-Wellen-Strahlenverlauf für das Profil Brede-Fjord	77
3.55	S-Wellen-Modell für das Profil Brede-Fjord	78
3.56	Poissonverhältnis für das Profil Brede-Fjord	78
3.57	Diffraktion an einer Kante	82
3.58	Seismogrammausschnitt der Station 302 des Profils Gåsefjord	84
3.59	P-Wellen-Modell für das Profil Gåsefjord nach Mandler (D)	86
3.60	P-Wellen-Modell für das Profil Gåsefjord nach Schlindwein (C)	86
3.61	Seismogrammausschnitt der Station 316 des Profils Gåsefjord	87
3.62	Amplitudenverlauf der PmP-Reflexion der Station 316	89
3.63	P-Wellen-Modell für das Profil Gåsefjord (B)	91

3.64 P-Wellen-Modell für das Profil Gåsefjord nach Mandler (E)	91
4.1 Karte der Bougueranomalie	95
4.2 Dichtemodell für das Profil Føn fjord	99
4.3 Dichtemodell für das Profil Kejser-Franz-Joseph-Fjord	101
4.4 Unterkanten der Sedimente und Oberkruste	102
4.5 Unterkanten der mittleren Kruste und Unterkruste	103
4.6 Karte der modellierten Bougueranomalie und des Residuums	105
4.7 Häufigkeitsverteilung des Residuums	106
4.8 Karte der Krustenmächtigkeit	107
4.9 Last der Gesteine in 50 km Tiefe	108
5.1 Karte der Mohotiefe und Oberflächentopographie	113
5.2 Schematische Darstellung der Extensionsstrukturen	116
5.3 Kontinentalränder des nördlichen Atlantiks	119
5.4 Schematische Darstellung eines vulkanischen Kontinentalrandes	120
B.1 Seismogrammausschnitt der Station 301 des Profils Gåsefjord	138
B.2 Seismogrammausschnitt der Station 321 des Profils Føn fjord	139
B.3 Seismogrammausschnitt der Station 322 des Profils Føn fjord	140
B.4 Seismogrammausschnitt der Station 382 des Profils Nordvestfjord	141
B.5 Seismogrammausschnitt der Station 383 des Profils Nordvestfjord	142

Tabellenverzeichnis

3.1 Tabelle der tiefenseismischen Profile	20
A.1 Tabelle der Landstationen und Ozeanboden-Hydrophone	135
C.1 Tabelle der Modellelemente	143

Kurzfassung

Die Fjordregion Ostgrönlands zwischen 69° N und 76° N gehört zusammen mit Nord- und Südostgrönland und den gegenüberliegenden Küsten Skandinaviens und Großbritanniens zu den Kontinentalrändern des Nordatlantiks. Sie wird geprägt von einem im Silur aufgefalteten kaledonischen Gebirge, dessen westliche Ausläufer vom Inlandeis bedeckt werden, von Sedimentbecken, welche während des Extensionskollapses im Devon und der anschließenden langanhaltenden Dehnung entstanden, und von tertiären Flutbasalten, die bei der Öffnung des Nordatlantiks gebildet wurden. Doch während die europäische Seite früh erforscht wurde, war über die Kruste Grönlands lange Zeit wenig bekannt. Erst seit dem Jahre 1988 wurde die Region während mehrerer Expeditionen refraktionsseismisch vermessen. Dabei boten die langen Fjorde Möglichkeiten für land-see-seismische Experimente. Auswertungen von Schwere- und Magnetfelddaten ergänzten die seismischen Modellierungen. Doch aufgrund unterschiedlicher Datengrundlagen und Arbeitsschwerpunkten finden sich teilweise in den Modellen verschiedener Autoren Widersprüche oder gegenteilige Interpretationen. So ist z.B. die Frage nach magmatischen Unterplattungen der Kruste in der Scoresby-Sund-Region noch nicht abschließend beantwortet. Auch ist bis heute wenig über den Aufbau der kontinentalen Kruste westlich der Profile, über die Struktur des Kontinent-Ozean-Überganges und über Mächtigkeiten der ozeanischen Kruste östlich des Schelfes bekannt. Ziel dieser Arbeit ist es deshalb, mit verschiedenen Modellierungsmethoden ein großräumiges Krustenmodell zu schaffen.

Dazu mußte zuerst ein einheitlicher Bearbeitungsstand aller Daten erreicht werden. Um für die tiefenseismischen Profile konsistente Geschwindigkeitsmodelle zu erhalten, wurden in der südlichen Fjordregion vier Profile neu modelliert. Die seismischen Geschwindigkeiten sind dabei den Modellen der nördlichen Fjordregion sehr ähnlich. Im Gegensatz zu früheren Arbeiten wurde in der Unterkruste keine Hochgeschwindigkeitsschicht angenommen, die maximale Geschwindigkeit beträgt dort nur 6.9 km/s . Stattdessen wurde eine ausgeprägte Topographie der Kruste-Mantel-Grenze modelliert, um reflektierte Phasen mit hoher mittlerer Geschwindigkeit aus diesem Bereich zu erklären. Zwei bisher noch nicht ausgewertete Stationen im Nordvestfjord führten zu einem Modell, welches eine Gebirgswurzel mit einer Mohotiefe von 48 km andeutet. Für alle betrachteten Profile wurden Scherwellenmodelle erstellt und das Poissonverhältnis berechnet. Das Poissonverhältnis zeigt überwiegend großräumige Variationen in der mittleren Kruste zwischen 0.22 und 0.24 , bei einigen Profilen finden sich auch oberflächennah in der kristallinen Kruste kleinräumige Variationen mit Werten zwischen 0.22 und 0.30 . Zur Klärung der Frage, ob die umstrittenen Reflexionen der Profile Gåsefjord und Fønfjord von der Ober- und Unterkante einer Hochgeschwindigkeitsschicht stammen, oder ob sie die Folge einer Mohotopographie sind, wurde an ausgewählten Stationen eine Finite-Differenzen-Modellierung durchgeführt. Ein Amplitudenvergleich der Phasen unterschiedlicher Modelle ergab, daß eine Hochgeschwindigkeitsschicht und somit eine magmatische Unterplattung in der südlichen Fjordregion unwahrscheinlich ist.

Die refraktionsseismischen Profile ergaben ein detailliertes Modell der Krustenstruktur im Bereich der Kaledoniden und der Sedimentbecken. Um das Modell in schwer zugängliche Gebiete auszudehnen, wurde eine großräumige dreidimensionale Schweremodellierung durchgeführt. Dazu wurde eine neue Karte der Bouguerschwere erstellt. Sie umfaßt den zentralen präkambrischen Schild Grönlands, die Kaledoniden und die Becken, den Kontinent-Ozean-Übergang und die Tiefseebereiche bis zu den nächstgelegenen mittelozeanischen Rücken. Das Ergebnis der Schweremodellierung sind Karten der Mohotiefen und Krustenmächtigkeiten. Die Krustenmächtigkeit ohne das aufliegende Inlandeis beträgt im Bereich des präkambrischen Schildes wie die Mohotiefe rund 35 km mit nur geringen kleinräumigen Variationen. Unter den zentralen Kaledoniden befindet sich eine Wurzelstruktur mit Mohotiefen bis zu 49 km. Da sich die größten Mohotiefen unterhalb der höchsten Oberflächenerhebungen befinden, nimmt hier die Krustenmächtigkeit maximale Werte von über 51 km an. In der Beckenregion dünnt die kontinentale Kruste auf rund 20 km aus. Jenseits des Kontinent-Ozean-Überganges, welcher nur stark vereinfacht modelliert wurde, nimmt die Mächtigkeit der ozeanischen Kruste auf etwa 9 km westlich des Kolbeinsey-Rückens ab, der minimale Wert von 3.5 km wird in der Nähe des Mohns-Rückens erreicht. Unterhalb der ozeanischen Kruste ist der obere Mantel deutlich leichter als im kontinentalen Bereich. Die Berechnung der Last der Gesteine an der Unterkante des Dichtemodells zeigt, daß die Region insgesamt isostatisch ausgeglichen ist und nur einzelne Teilbereiche nicht vollständig kompensiert sind.

Ein Vergleich des Krustenaufbaus Ostgrönlands mit anderen Regionen mit entsprechender Altersstruktur zeigt Ähnlichkeiten und Gegensätze. So liegt die Mächtigkeit des präkambrischen Schildes global gesehen im unteren Bereich. Da sie ohne seismische Randbedingungen aus der Schwere modelliert wurde, kann das Modell nicht als endgültig betrachtet werden. Wenig Zweifel gibt es dagegen an der Existenz der Gebirgswurzel. Die Seismik ergab genug Hinweise auf eine Wurzel, sodaß im Gegensatz zu den europäischen Kaledoniden aus der Schwere eine solche Struktur modelliert werden konnte. Die neuen seismischen Modelle der südlichen Fjordregion ergeben keine klare Aussage über den Extensionsmechanismus während des Devons. Sowohl eine Dehnung entlang einer westwärts einfallenden Scherzone in der Unterkruste, wie in der nördlichen Fjordregion, als auch eine Dehnung entlang einer ostwärts einfallenden Störung durch die gesamte Kruste wären möglich. Fast alle Kontinentalränder des nördlichen Atlantiks zeigen Merkmale eines vulkanischen Randes wie submarine Flutbasalte und großvolumige Intrusionen in der Unterkruste in der Nähe der Übergangszone. Der ostgrönländische Rand südlich des Kejsler-Franz-Joseph-Fjordes und die konjugierende Jan-Mayen-Region zeigen zwar keine Intrusionen, aber das Auftreten von Flutbasalten reicht, um sie ebenfalls als vulkanische Ränder zu klassifizieren. Die Mächtigkeit der ozeanischen Kruste, welche südlich der Jan-Mayen-Bruchzone dicker und nördlich davon dünner als der Durchschnitt ist, läßt sich auf Variationen der Manteltemperaturen zurückführen. Unterschiedliche thermische Strukturen der alten kontinentalen und der jungen ozeanischen Lithosphäre sind wahrscheinlich für den leichten Mantel unterhalb der ozeanischen Kruste verantwortlich.

Summary

The East Greenland Fjord Region between 69° N and 76° N forms together with North- and South-East Greenland, and the coasts of Scandinavia and Great Britain, the conjugate continental margins of the North Atlantic. The region is shaped by the Caledonian fold belt formed in Silurian times, whose western parts are covered by a permanent ice sheet, by sedimentary basins which developed during the ensuing Devonian extensional collapse and long-term rifting, and by Tertiary flood basalts generated during the opening of the North Atlantic. Whereas the European margin was explored at an early stage, the East Greenland side remained poorly known to geophysics for a long time. Refraction seismic surveys have been conducted in the region during several expeditions since 1988. The long fjords provided good opportunities for land-sea-seismic experiments. Analysis of gravity and magnetic data complemented the seismic modellings. Differing interpretation exist in the literature due to the different data basis and working emphasis of groups working in the region. For example the question of magmatic underplating of the crust in the Scoresby Sund region has not yet been finally answered. Also, until now little was known about the architecture of the continental crust to the west of the seismic profiles, the structure of the continent-ocean transition, and the thickness of the oceanic crust east of the shelf edge. Hence, the aim of this study is to create a large-scale crustal model from diverse modelling techniques.

For this purpose, a uniform processing stage of all data sets had to be achieved. Four profiles in the southern Fjord Region were remodelled to reach consistent velocity models for all deep seismic lines. Remodelled seismic velocities are similar to those in models of the northern Fjord Region. In contrast to previous studies, no high velocity layer in the lower crust was assumed. The maximum velocity there is only 6.9 km/s. Instead, a pronounced topography of the crust-mantle boundary was modelled to explain reflected phases with high mean velocities from this part of the model. Two stations in the Nordvestfjord, processed here for the first time, yield a model that indicates a crustal root with a Moho depth of 48 km. Shear wave models were compiled and Poisson's ratio was calculated for all considered seismic profiles. Poisson's ratio shows mainly large-scale variations between 0.22 and 0.24 in the middle part of the crust. Small-scale variations in the crystalline upper crust with values between 0.22 and 0.30 can be found in some profiles. A finite difference modelling of selected stations was performed to adress the controversy about whether reflections in the Gåsefjord and Fønfjord profiles originate from the upper and lower boundary of a high velocity layer, or instead are the consequence of Moho topography. Comparison of amplitudes from phases in different models enables it to be concluded that a high velocity layer, and thus magmatic underplating, is unlikely in the southern Fjord Region.

The refraction seismic profiles yielded a detailed model of the crustal structure in the area of the Caledonian mountains and the sedimentary basins. To expand the model in areas difficult to access, a large-scale three-dimensional gravity model was

constructed. A new map of the Bouguer anomaly was compiled in order to do the modelling. The Bouguer anomaly compilation spans the central Precambrian shield of Greenland, the Caledonian fold belt and the sedimentary basins, the continent-ocean transition and the deep sea areas as far as the nearest recent mid-oceanic ridges. The results of the gravity modelling are maps of the Moho depth and crustal thickness. The crustal thickness without the overlying inland ice is in the realm of the Precambrian shield around 35 km with only slight small-scale variations. Beneath the central Caledonian fold belt a crustal root structure exists with Moho depths as much as 49 km. As the maximum Moho depth is located underneath the highest surface elevation, the crustal thickness reaches here its maximum value of more than 51 km. The continental crust thins down to approximately 20 km in the domain of the sedimentary basins. The thickness of the oceanic crust beyond the continent-ocean transition, which was only modelled very simply, decreases to ca. 9 km west of the Kolbeinsey Ridge, a minimum value of 3.5 km is reached near the Mohns Ridge. The upper mantle below the oceanic crust clearly shows much lower densities than that below the continental crust. Calculation of the load of rocks and mantle at the lower boundary of the density models shows that the region as a whole is isostatically balanced and only locally not fully compensated.

Comparison of the crustal structure of East Greenland with other regions of similar age highlights similarities and differences. The thickness of the Precambrian shield is situated at the lower limit of the global range. The model cannot be considered as unequivocal as it is modelled only from gravity data without seismic constraints, although there can be only few doubts about the existence of the crustal root. Seismic data provide evidence of a root so that, in contrast to the European Caledonides, a root structure could be modelled from gravity data. The new seismic models of the southern Fjord region yield no clear conclusion about the extensional mechanisms during Devonian times. Both, extension along a westward dipping shear zone in the lower crust, like in the northern Fjord Region, as well as extension along an eastward dipping fault cutting the entire crust could be possible. Nearly all continental margins of the northern Atlantic Ocean show attributes of volcanic margins like submarine flood basalts and large volume intrusions in the lower crust near the transition zone. Though the East Greenland margin south of the Kejser Franz Joseph Fjord and the conjugate region of Jan Mayen reveal no intrusions, the occurrence of flood basalts is sufficient to classify them as volcanic margins. The variable thickness of the oceanic crust, which is thicker than average south of the Jan Mayen Fracture Zone and thinner than average north of it, can be ascribed to variations of mantle temperatures. Different thermal structures of the old continental and the young oceanic lithosphere are most likely responsible for the low density mantle beneath the oceanic crust.

1 Einleitung

*Time present and time past
Are both perhaps present in time future,
And time future contained in time past.*

*Jetzige Zeit und vergangene Zeit
Sind vielleicht gegenwärtig in künftiger Zeit,
Und die künftige Zeit enthalten in der Vergangenheit.*

T.S. Eliot, Four Quartets - Burnt Norton
(Deutsch von Nora Wydenbruck)

Grönland, mit 2 186 000 km² Fläche die größte Insel der Welt, ist zu etwa 80 % mit Eis bedeckt. Die bergigen eisfreien Ränder sind bis zu 250 km breit und enthalten die ältesten datierbaren Gesteine der Erde (Escher und Watt, 1976). Die großen geologischen Einheiten sind in Alter und Lithologie vergleichbar mit Gesteinen in Nordamerika und Europa, was zu der Annahme führte, daß Grönland einst Teil einer großen nordatlantischen Landmasse war. Die geologische Erforschung der Ostküste begann vor mehr als 130 Jahren mit einer deutschen Expedition unter der Führung von Karl Koldewey und wird heute vom geologischen Dienst Dänemarks und Grönlands (DANMARKS OG GRØNLANDS GEOLOGISKE UNDERSØGELSE, GEUS) fortgeführt (Henriksen, 1994). Die Geologie der Ostküste nördlich von 68° N wird vor allem durch das kaledonische Faltengebirge, mehrere paläozoisch-mesozoische Sedimentbecken und großräumige tertiäre Flutbasalte geprägt (Kapitel 2).

Die Vergletscherung Grönlands und die fast ganzjährige Bedeckung der Schelfregion mit Meereis verhinderten lange Zeit eine systematische geophysikalische Vermessung. Die geophysikalischen Untersuchungen Ostgrönlands begannen ungefähr 100 Jahre nach der Koldewey-Expedition (1869-1870) und wurden vor allem in Form von Reflexionsseismik auf dem Schelf durchgeführt (Larsen, 1990). Erste refraktionsseismische Messungen wurden im Jahre 1988 unter Beteiligung des ALFRED-WEGENER-INSTITUTS FÜR POLAR- UND MEERESFORSCHUNG (AWI) durchgeführt (Weigel et al., 1995). Spätere refraktionsseismische Messungen des AWI konzentrierten sich auf die sogenannte Fjordregion Ostgrönlands (Kapitel 2). Diese Region erstreckt sich zwischen 69° N und 76° N und ist von langen, bis zu 1500 m tiefen Fjorden durchzogen, welche land-see-seismische Experimente erlauben.

Es zeigte sich, daß die Fjordregion einige Besonderheiten aufweist. So wird der dortige Kontinentalrand im Gegensatz zu den Rändern in Südostgrönland und den gegenüberliegenden norwegischen Kontinentalrändern nicht als typisch vulkanisch eingestuft. Zwar ist die Verteilung der ozeanwärts einfallenden Schichten (*Seaward Dipping Reflectors*, SDRs) symmetrisch zu Nordwesteuropa (Larsen und Jakobsdóttir, 1988), aber es gibt keinen Hinweis auf magmatische Intrusionen oder Unterplattungen der Unterkruste im Bereich des Kontinent-Ozean-Überganges (Weigel et al., 1995), wie es sonst für vulkanische Ränder typisch ist (Barton und White, 1997).

Stattdessen wurden in der kontinentalen Unterkruste, fast 100 km vom Kontinent-Ozean-Übergang entfernt, magmatische Intrusionen in der Region der paläozoisch-mesozoischen Becken gefunden (Mandler und Jokat, 1998; Schlindwein und Jokat, 1999). Die Krustenmächtigkeit im Bereich der Kaledoniden ist mit Werten von knapp 50 km hoch (Mandler und Jokat, 1998) und wirft die Frage nach einer Gebirgswurzel auf, was im deutlichen Gegensatz zu den europäischen Kaledoniden auf Svalbard und in Norwegen und Großbritannien stehen würde (Meissner, 1986).

Trotz der detaillierten geophysikalischen Erforschung der Krustenstruktur Ostgrönlands sind noch viele Fragen offen. So ist z.B. die Ausdehnung der Kaledoniden Richtung Westen nicht genau bekannt, weil das bis zu 3 km mächtige Inlandeis das westliche Vorland bedeckt. Auch die Frage einer möglichen Gebirgswurzel, welche von den tiefenseismischen Profilen nur angedeutet wird, ist noch nicht abschließend geklärt. Die Ausmaße von magmatischen Unterplattungen der Unterkruste durch tertiären Vulkanismus im Bereich der Sedimentbecken werden ebenfalls noch kontrovers diskutiert (Mandler und Jokat, 1998; Schlindwein und Jokat, 1999).

Ziel dieser Arbeit ist es, diese Fragen zu beantworten und die Fjordregion Ostgrönlands in einen großräumigen tektonischen Zusammenhang zu setzen. Dazu werden die vorhandenen Geschwindigkeitsmodelle überprüft und die bisher noch nicht ausgewerteten Stationen und Profile modelliert (Kapitel 3). Scherwellenmodellierungen und die Betrachtung des Poissonverhältnisses, sowie Modellierungen von Amplituden mit Finiten Differenzen sollen weitere Informationen über die Beschaffenheit der Kruste ergeben. Der damit erreichte einheitliche Bearbeitungsstand aller Daten soll konsistente Geschwindigkeitsmodelle der gesamten Region ermöglichen.

Diese regionalen tiefenseismischen Geschwindigkeitsmodelle werden zusammengefaßt und liefern notwendige Randbedingungen für ein überregionales Dichtemodell (Kapitel 4). Eine neu kompilierte Karte der Bougueranomalie wird vorgestellt und bildet die Basis für eine dreidimensionale Schweremodellierung. Diese soll, zusammen mit weiteren geophysikalischen und geologischen Randbedingungen, zu einem großräumigen Krustenmodell führen, welches nicht nur das kaledonische Faltengebirge und die paläozoisch-mesozoischen Sedimentbecken umfassen soll, sondern auch den präkambrischen Kraton westlich der Kaledoniden und die sich östlich der Becken anschließenden Schelf- und Tiefseebereiche.

Die verschiedenen geologischen Altersprovinzen des so gewonnenen großräumigen Modells der Krustenstruktur Ostgrönlands, welche zusammen fast 3000 Ma tektonischer Entwicklung umfassen, werden anschließend diskutiert und mit anderen Regionen gleichen Alters verglichen (Kapitel 5). Dabei liegen die Schwerpunkte insbesondere auf dem kaledonischen Faltengebirge Skandinaviens und dem konjugierenden norwegischen Kontinentalrand auf der gegenüberliegenden Seite des Nordatlantiks. In Kapitel 6 werden anschließend die wichtigsten Ergebnisse und Schlußfolgerungen aus dieser Arbeit zusammengefaßt und es werden in einem Ausblick Ideen für weiterführende Messungen und Modellierungen vorgestellt.

2 Geologische und geophysikalische Übersicht

2.1 Die Geologie der Fjordregion

Die eisfreien Bereiche der Fjordregion Ostgrönlands zwischen 69° N und 76° N werden von einem ausgedehnten Hochgebirgsgürtel geprägt, welcher sich nahezu in Nord-Süd-Richtung parallel zur Küste erstreckt. Er ist zusammen mit Orogenen auf Svalbard, in Skandinavien, Großbritannien und Irland Bestandteil des kaledonischen Faltengebirges, welches bei der Schließung des Iapetus-Ozeans im Silur durch Kontinent-Kontinent-Kollision entstand (Haller, 1985). Langanhaltende Extension seit dem Devon und die Öffnung des Nordatlantiks im frühen Tertiär führten zu der Aufteilung des Orogens auf zwei Kontinente.

Abb. 2.1 zeigt eine geologische Übersichtskarte der Region mit grundlegenden tektonischen Einheiten (Escher und Pulvertaft, 1995; Henriksen, 1995). Sie umfaßt das bis zu 300 km breite kaledonische Faltengebirge, die paläozoisch-mesozoischen Sedimentbecken und die Flutbasalte des tertiären Vulkanismus. Die geologischen Einheiten der kontinentalen Kruste wurden entsprechend der Entwicklungsgeschichte der Fjordregion zusammengefaßt (Henriksen, 1994) und werden im folgenden kurz erklärt. Detaillierte Beschreibungen der Geologie finden sich u.a. bei Henriksen und Higgins (1976) und Henriksen (1985) für die Kaledoniden, bei Birkelund und Perch-Nielsen (1976) für die Sedimentbecken und bei Noe-Nygaard (1976) und Deer (1976) für die tertiären Basalte. Die Zeitangaben basieren auf Harland et al. (1982), die deutschen Begriffe werden nach Murawski (1992) verwendet.

Das kaledonische Faltengebirge

Das kristalline Grundgebirge der Kaledoniden besteht aus unterschiedlichen metamorphen Gesteinskomplexen, welche sowohl infrakrustale Gesteine wie Gneise, Migmatite und Granite, als auch superkrustale Gesteine wie Schiefer, Quarzite oder Marmor enthalten. Hierin lassen sich mehrere präkambrische gebirgsbildende Ereignisse nachweisen (Henriksen, 1985). Das Deckgebirge besteht aus Sedimenten mit einer Gesamtmächtigkeit von bis zu 17 km, welche zwischen dem frühen Proterozoikum und dem Ordovizium abgelagert wurden. Grund- und Deckgebirge wurden gemeinsam während der kaledonischen Orogenese kompliziert gefaltet und überschoben. Die Hauptphase der Auffaltung fand dabei zwischen dem späten Ordovizium und dem Mitteldevon (445 Ma bis 385 Ma) statt. Während der Gebirgsbildung kam es teilweise zu erneuter Metamorphose der Gesteine und es bleibt trotz detaillierter Untersuchungen eine gewisse Unsicherheit über Ausmaß und Intensität der kaledonischen Überprägung bestehen (Henriksen, 1994). Während der gesamten kaledonischen Gebirgsbildung, vor allem aber in der Spätphase und während des anschließenden Extensionskollapses im Devon kam es zur Ausbildung saurer bis intermediärer Intrusionen. Diese sind in der Fjordregion weitverbreitet und finden sich z.B. im Liverpool-Land oder westlich des Jameson-Land-Beckens.

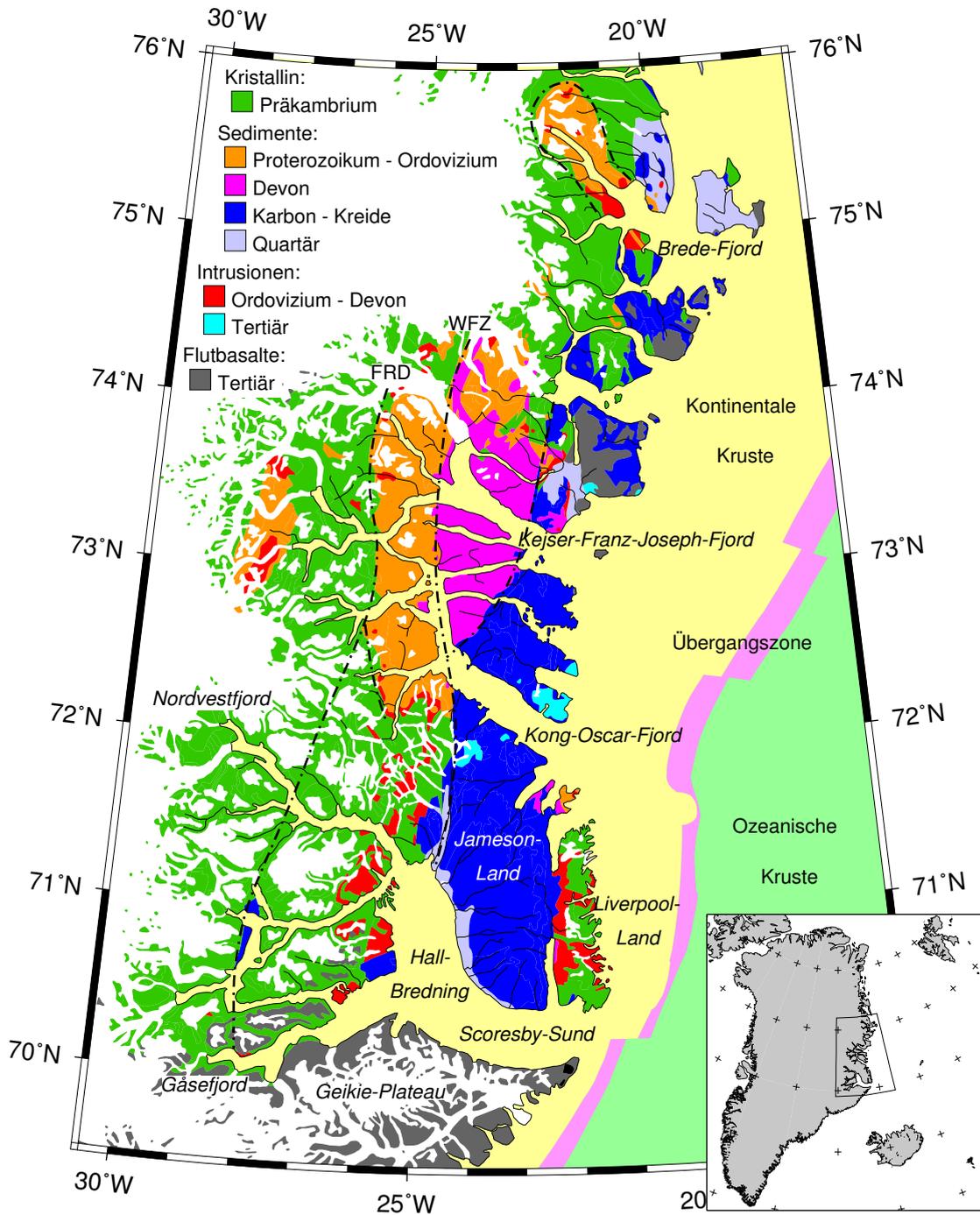


Abbildung 2.1: Vereinfachte geologische Karte der Fjordregion Ostgrönlands nach Escher und Pulvertaft (1995) und Henriksen (1995). Die geologischen Einheiten der kontinentalen Kruste wurden nach Henriksen (1994) zusammengefaßt. Wichtige Störungszone sind dargestellt und beschriftet. FRD: *Fjord Region Detachment*. WFZ: *Western Fault Zone*.

Im Gegensatz zu Nordostgrönland ist in der Fjordregion die westliche Grenze des kaledonischen Faltengebirges zum präkambrischen Schild unter den Gletschern des grönländischen Inlandeises verborgen. Zwei tektonische Fenster westlich des Nordvestfjordes und des Gåsefjordes zeigen unter den westwärts überschobenen Decken metamorphe kristalline und superkrustale Gesteine, welche zum kaledonischen Vorland gehören sollen (Henriksen, 1994). Der Ostrand des Orogens wird größtenteils durch mesozoische Sedimente bedeckt. Die Ausdehnung der Kaledoniden im Süden ist nicht genau bekannt, da die bis zu 3 km mächtigen tertiären Flutbasalte des Geikie-Plateaus die älteren kristallinen Komplexe bedecken.

Die paläozoisch-mesozoischen Sedimentbecken

Im Mitteldevon kam es zum Extensionskollaps der Kaledoniden. Während der Hauptphase der Dehnung bis zum Unterkarbon (Larsen und Marcussen, 1992) bildeten sich intermontane Becken aus westwärts gekippten Schollen (Birkelund und Perch-Nielsen, 1976), welche mit kontinentalen molasse-ähnlichen Konglomeraten und Sandsteinen gefüllt wurden. Während dieser Zeit kam es zu mehreren in- und extrusiven vulkanischen Phasen saurer und basischer Ausprägung. Ein neues tektonisches Regime ab dem frühen Perm mit mehreren Extensionsphasen führte zur Ablagerung von überwiegend marinen Sedimenten bis in die Kreidezeit (Henriksen, 1985). Nördlich des Kong-Oscar-Fjordes werden diese Sedimente von den devonischen Sedimenten durch eine Verwerfung getrennt, im Jameson-Land-Becken bedecken die jungen Sedimente die alten. Die Becken werden im Westen von den Kaledoniden durch ein System von nahezu nord-süd-streichenden Störungen getrennt (Birkelund und Perch-Nielsen, 1976). Die östlichen Beckenränder liegen heute größtenteils unter dem Meeresspiegel, nur das Jameson-Land-Becken wird im Osten durch das kristalline Liverpool-Land begrenzt.

Der tertiäre Vulkanismus

Die Öffnung des Nordatlantiks im Alttertiär vor etwa 54 Ma (Larsen und Watt, 1985) führte unter dem Einfluß des Island-*Hotspots* (langlebige örtliche Aufschmelzungszone unterhalb der Lithosphäre als Folge von Manteldiapiren) zur Bildung großer Mengen an Schmelzen (White und McKenzie, 1989). Diese intrudierten in die paläozoisch-mesozoischen Sedimentbecken oder flossen in Form von massiven Flutbasalten aus. Dies geschah vor allem in der Region zwischen dem Brede-Fjord und dem Kejser-Franz-Joseph-Fjord (Noe-Nygaard, 1976) und auf dem Geikie-Plateau südlich des Scoresby-Sundes (Deer, 1976). Auch das Jameson-Land-Becken wurde mit Flutbasalten bedeckt, durch Hebung und Erosion sind heute nur noch die Lagergänge in den Sedimenten erhalten (Larsen und Marcussen, 1992). Die Abspaltung des Jan-Mayen-Mikrokontinentes, welcher aus Jan-Mayen-Rücken und Jan-Mayen-Becken besteht, vor etwa 30 Ma führte erneut zu magmatischen Intrusionen, wie sie z.B. am östlichen Ende des Kong-Oscar-Fjordes vorkommen (Larsen, 1990).

2.2 Geophysikalische Informationen

Die schwierige Zugänglichkeit der Fjordregion durch die Vergletscherung Grönlands, die steilen Gebirgszüge der Kaledoniden und die fast ganzjährige Bedeckung der küstennahen Gewässer mit Eis erfordern für geophysikalische Messungen einen hohen logistischen Aufwand. Der Einsatz von moderner Technik in Form von Eisbrechern, Helikoptern, Flugzeugen und Satelliten in den letzten drei Jahrzehnten führte zu einem detaillierten geophysikalischen Bild der Region.

Seismische Messungen

Frühe reflexionsseismische Messungen in Ostgrönland konzentrierten sich vor allem auf das Schelfgebiet und das Jameson-Land-Becken. Im Zusammenhang mit der Suche nach Kohlenwasserstoffen wurden zahlreiche qualitativ hochwertige Profile vermessen. Larsen (1990) gibt eine Übersicht des ostgrönländischen Schelfes zwischen 61° N und 79° N. Neben Informationen über die Beschaffenheit der kristallinen ozeanischen Kruste werden Sedimentmächtigkeitskarten vorgestellt. Larsen und Marcussen (1992) veröffentlichten ein erstes Modell des detailliert vermessenen Jameson-Land-Beckens. Das Modell beinhaltet Sedimentmächtigkeiten bis zu 18 km und eine sehr dünne kristalline Kruste. Hinz et al. (1993) vergleichen die Sedimentstrukturen des grönländischen Kontinentalrandes mit denen des konjugierenden Kontinentalrandes vor Norwegen in der Vøring-Region.

Im Jahre 1988 wurde vom AWI in Zusammenarbeit mit den Universitäten Hamburg und Kiel erste refraktionsseismische Messungen mit dem Forschungseisbrecher POLARSTERN am Kontinentalrand Ostgrönlands durchgeführt. Die sechs Profile ergaben Einblicke in den Krustenaufbau des inneren Scoresby-Sundes, des Kontinent-Ozean-Überganges vor dem Kong-Oscar-Fjord und dem Scoresby-Sund, sowie des ozeanischen Bereiches zwischen dem Liverpool-Land und dem Kolbeinsey-Rücken. Weigel et al. (1995) modellierten im Scoresby-Sund eine 35 km dicke Kruste, welche im Schelfbereich auf 10 km Mächtigkeit ausdünn.

Zwei Jahre später startete das AWI ein mehrjähriges Programm zur geophysikalischen Erforschung der grönländischen Kaledoniden. Während der ersten Expedition 1990 wurden der Scoresby-Sund und die angrenzenden Fjorde tiefenseismisch vermessen. Fechner und Jokat (1996) entwickelten aus diesen Daten ein detailliertes Modell der Sediment- und Krustenmächtigkeiten des westlichen Jameson-Land-Beckens im Bereich des Hall-Brednings. Im Gegensatz zu älteren Studien (Larsen und Marcussen, 1992) postulierten sie eine Sedimentmächtigkeit von maximal 8 km bei Mohotiefen zwischen 24 km und 31 km. Mandler und Jokat (1998) modellierten aus den Weitwinkeldaten eine Krustenmächtigkeit von insgesamt 48 km im Bereich des Faltengebirges und 22 km unterhalb des Beckens. Im Übergangsbereich zwischen dicker und dünner Kruste modellierten sie in der Unterkruste eine Hochgeschwindigkeitsschicht, welche als ausgedehnte tertiäre magmatische Intrusion oder Unterplattung interpretiert wurde.

Die zweite POLARSTERN-Expedition des Programmes führte 1994 zu fünf refraktionsseismischen Profilen in der nördlichen Fjordregion (72° N–76° N) und drei ergänzenden Profilen in der Scoresby-Sund-Region. Schlindwein und Jokat (1999) modellierten für die nördlichen Profile eine komplexe Topographie der Kruste-Mantel-Grenze mit Tiefen zwischen 43 km unterhalb der Kaledoniden und 23 km im Bereich der mesozoischen Becken. Eine Hochgeschwindigkeitsschicht in der Unterkruste wurde ebenfalls als tertiäre magmatische Unterplattung interpretiert. Im Gegensatz zu Mandler und Jokat (1998) modellierten sie für die südliche Fjordregion geringere seismische Geschwindigkeiten und postulierten die Abwesenheit magmatischer Intrusionen in der Unterkruste.

Potentialfelddaten

Während seismische Messungen entlang von Profilen nur linienhafte Informationen ergeben, bieten Potentialfelddaten die Möglichkeit der flächenhaften Vermessung. Satelliten- und flugzeuggestützte Messungen erlauben die großräumige Gewinnung von Daten auch in unzugänglichen Gebieten. Gerade in den Polargebieten können damit vorhandene Datenlücken geschlossen werden. Lag z.B. von der Arktis im Jahre 1990 nur eine Übersichtskarte der Freiluft- und Bouguerschwere mit wenigen regionalen Details vor (Sobczak und Hearty, 1990), so werden im Rahmen des ARCTIC GRAVITY PROJECT (AGP) in nächster Zeit Datensätze mit einer Auflösung von 5' in Länge und Breite veröffentlicht werden (Arctic Gravity Project, 2002).

Seit Beginn der refraktionsseismischen Messungen in Ostgrönland wurden die seismischen Daten zusammen mit Schweredaten modelliert. Dabei entstanden neue Schwerekarten, welche aus verschiedenen Quellen kompiliert wurden. Weigel et al. (1995) erstellten aus Meßdaten des Forschungsschiffes POLARSTERN und Daten des dänischen Vermessungs- und Katasterdienstes (KORT- OG MATRIKELSTYRELSEN, KMS) eine Karte der Freiluftschwere für das Gebiet zwischen dem Scoresby-Sund und dem Kolbeinsey-Rücken zusammen. Mandler und Jokat (1998) erstellten mit zusätzlichen Daten (Forsberg, 1991) eine Bouguerkarte und führten die erste dreidimensionale Schweremodellierung der Scoresby-Sund-Region durch. Schlindwein und Jokat (2000) erweiterten die Bouguerkarte für die nördliche Fjordregion und die ostgrönländische Küste bis 82° N.

Ausgedehnte aeromagnetische Untersuchungen des ostgrönländischen Schelfes wurden seit den frühen 70er Jahren von dem damaligen geologischen Dienst Grönlands (GRØNLANDS GEOLOGISKE UNDERSØGELSE, GGU, ab 1995 DANMARKS OG GRØNLANDS GEOLOGISKE UNDERSØGELSE, GEUS) durchgeführt (Larsen, 1975; Larsen und Thorning, 1980) und in Form von Anomaliekarten veröffentlicht (Larsen et al., 1988; Thorning, 1988). In den Jahren 1993 bis 1996 wurde die gesamte Küste Ostgrönlands zwischen 69° N und 84° N flächendeckend vom AWI im Rahmen des AEROMAG-Projektes aeromagnetisch vermessen. Diese Daten wurden zusammen mit Suszeptibilitätsmessungen an Gesteinen im Feld von Schlindwein und Meyer (1999) vorgestellt und interpretiert.

3 Modellierung seismischer Weitwinkeldaten

Die Kaledoniden Ostgrönlands und die angrenzenden Becken wurden im Laufe mehrerer Expeditionen vom AWI detailliert geophysikalisch vermessen (Kapitel 2.1). Die Auswertung der seismischen, magnetischen und gravimetrischen Daten durch drei Autoren (Fechner, 1994; Mandler, 1995; Schlindwein, 1998) führte zu Krustenmodellen für die gesamte Region. Doch aufgrund unterschiedlicher Datenbasen und Arbeitsschwerpunkten gibt es Differenzen zwischen den einzelnen Modellen. So sind z.B. die Unterschiede der Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen und Krustenmächtigkeiten teilweise größer als die angegebenen Fehler. Über die Ausdehnung der magmatischen Unterplattung der Unterkruste, welche einen wichtigen Beitrag zum Verständnis der Öffnungsgeschichte des Nordatlantiks leistet, gibt es verschiedene Meinungen. Da diese seismischen Modelle die Grundlage für eine überregionale Schweremodellierung bilden sollen, müssen sie deshalb zuerst auf einen einheitlichen Bearbeitungsstand mit konsistenten Geschwindigkeitsverteilungen gebracht werden. Deshalb werden im folgenden die meisten Profile nochmals betrachtet und die Geschwindigkeitsmodelle überprüft. Bisher noch nicht ausgewertete Stationen und Profile werden modelliert und fehlende Scherwellenmodelle werden ergänzt.

3.1 Datengewinnung und Datenverarbeitung

In den Jahren 1990 und 1994 wurden mit dem Forschungsschiff POLARSTERN in der Fjordregion Ostgrönlands refraktionsseismische Messungen durchgeführt. Dazu wurden entlang der bis zu 1500 m tiefen Fjorde an Land Empfängerstationen aufgebaut, welche die seismischen Signale der von POLARSTERN geschleppten Luftkanonen aufzeichneten. Abb. 3.1 zeigt eine Übersicht der in dieser Arbeit verwendeten Profile und der Landstationen. Tabelle 3.1 listet die Profile mit dem bisherigen Bearbeitungsstand auf. Eine vollständige Übersicht aller Profile liefern Jokat et al. (1996) und Jokat et al. (1995).

Datengewinnung

Während der ersten Expedition ARK VII/3 im Jahre 1990 diente eine 321 BOLT Luftkanone mit einem Schußintervall von 30 s als Anregung seismischer Signale. Bei einer durchschnittlichen Schiffsgeschwindigkeit von fünf Knoten entspricht dies einem Schußabstand von ungefähr 75 m. Die seismischen Signale wurden von vier bemannten LENNARTZ PCM Apparaturen mit vier bzw. acht Kanälen und sechs automatisch arbeitenden REFTEK Apparaturen mit sechs Kanälen, von denen nur drei Kanäle verwendet wurden, aufgezeichnet. Als Aufnehmer kamen 2 Hz LIPPMANN Drei-Komponenten-Seismometer, 2 Hz LIPPMANN Vertikal-Seismometer, sowie SENSOR Vertikal-Geophonketten mit je sechs 4.5 Hz Geophonen zum Einsatz. Zur Synchronisation verwendeten die PCM Stationen das DCF77 Zeitsignal, die

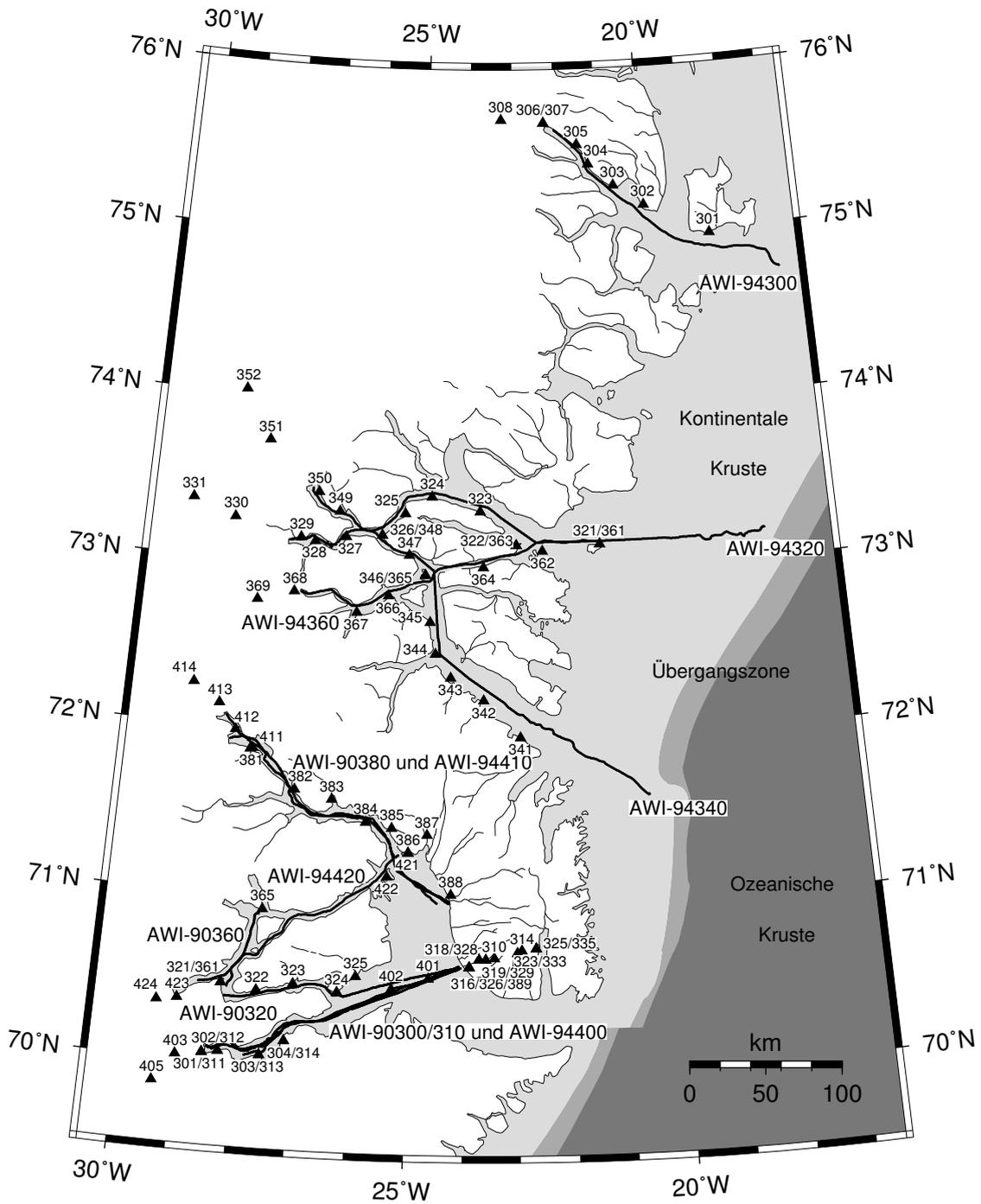


Abbildung 3.1: Lage der in dieser Arbeit verwendeten refraktionsseismischen Profile der Jahre 1990 und 1994. Durchgezogene Linien stellen die Positionen der Schüsse der Luftkanonen dar, Dreiecke die Positionen der Landstationen und Ozeanboden-Hydrophone. Die Nummern der Profile und Empfängerstationen sind angegeben.

Tabelle 3.1: Tabelle der in dieser Arbeit betrachteten tiefenseismischen Profile. Der bisherige Bearbeitungsstand und der jeweilige Autor sind angegeben.

Profil	Anzahl Stationen	Länge [km]	Modell P-Wellen	Modell S-Wellen	Referenz
AWI-90300	6	235	Ja	Ja	Mandler (1995)
AWI-90310	9	235	Ja	Ja	Mandler (1995)
AWI-90320	10	210	Ja	Ja	Mandler (1995)
AWI-90360	2	60	Ja	Ja	Mandler (1995)
AWI-90380	9	220	Ja	Ja	Mandler (1995)
AWI-94300	8	210	Ja	Nein	Schindwein (1998)
AWI-94320	11	375	Ja	Nein	Schindwein (1998)
AWI-94340	12	350	Ja	Nein	Schindwein (1998)
AWI-94360	9	230	Ja	Nein	Schindwein (1998)
AWI-94400	4	270	Ja	Nein	Schindwein (1998)
AWI-94410	4	270	Nein	Nein	
AWI-94420	4	200	Nein	Nein	

REFTEK Stationen das OMEGA Zeitsignal (Jokat et al., 1996). Im Jahre 1994 kamen bei der zweiten Expedition ARK X/2 zwei 321 BOLT Luftkanonen mit einer Schußfolge von 60 s zum Einsatz. Dies entspricht einem Schußabstand von etwa 150 m. Zwei bemannte LENNARTZ PCM Apparaturen mit vier Kanälen und zehn automatisch arbeitende REFTEK Apparaturen mit drei bzw. sechs Kanälen registrierten mit 1 Hz LIPPMANN Drei-Komponenten-Seismometer, 4.5 Hz SENSOR Drei-Komponenten-Geophonketten und 4.5 Hz SENSOR Vertikal-Geophonketten die seismischen Signale. Zusätzlich wurden im Scoresby-Sund zwei Ozeanboden-Hydrophone (OBH) eingesetzt. Als Zeitsignal wurde für die PCM Stationen wieder das DCF77 Signal verwendet, für die REFTEK Stationen das GPS Zeitsignal (Jokat et al., 1995).

Datenverarbeitung

Alle Daten lagen bereits in demultiplexter, d.h. nach Kanälen sortierter, und editierter Form vor. Notwendige Korrekturen, wie z.B. die Zeitdrift einiger Stationen, wurden von Mandler (1995) und Schindwein (1998) übernommen. Standen von einer Station mehrere Kanäle gleicher Qualität zur Verfügung, wurden sie zur Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses gestapelt. Sonst wurde der jeweils beste Kanal dargestellt. Auf eine entfernungsabhängige Stapelung (*Binning*) und eine Dekonvolution wurde verzichtet, da sie keine wesentliche Verbesserung in der

Darstellung brachten. Alle Daten wurden mit einem Bandpaß von 3–17 Hz gefiltert (Fechner, 1994). Versuche mit schmalbandigeren Filtern und Filtern in einem anderen Frequenzbereich für die Darstellung von Scherwellenregistrierungen ergaben kein besseres Ergebnis. Alle Sektionen wurden mit Hilfe einer AGC (*Automatic Gain Control*) von 2000 ms skaliert. Für jede Station wurde die reduzierte Laufzeit $T_{red} = T - X/v_{red}$ über den Abstand (*Offset*) X betrachtet. Die Reduktionsgeschwindigkeit v_{red} betrug für die Seismogramme zur Auswertung von Kompressionswellen 8 km/s, für die der Scherwellen 6 km/s. Es wurden dabei jeweils die Aufzeichnungen der Vertikalnehmer der Geophone verwendet. Die Datenqualität der horizontalen Aufnehmer war meist sehr viel schlechter, nur bei Station 367 des Profils AWI-94360 zeigte ein Seismogramm der Horizontalkomponente eine S-Wellen-Phase deutlicher als die vertikale Registrierung. Zur Bestimmung von Scheingeschwindigkeiten und Reflektortiefen wurden wassertiefenkorrigierte Ausdrücke erstellt, dabei wurde die Wasserschicht durch eine statische Korrektur mit einer Korrekturgeschwindigkeit von 1.5 km/s entfernt.

3.2 Modellierung mit der Strahlenwegmethode

Für die Modellierung mit der Strahlenwegmethode (*Raytracing*) wurde das Programm RAYINVR von Zelt und Smith (1992) verwendet. Das Programm erlaubt zweidimensionale isotrope Geschwindigkeitsmodelle mit beliebiger Oberflächentopographie. Ein Modell besteht aus einzelnen Schichten, die Schichtgrenzen werden durch Knotenpunkte definiert und sind aus linearen Segmenten zusammengesetzt. Entlang der Schichtgrenzen werden für die Ober- und Unterkanten der Schichten an frei wählbaren Punkten Geschwindigkeitswerte definiert. Vor der Berechnung der Strahlen wird das Modell automatisch in Trapezoide aufteilt und die Geschwindigkeit innerhalb der Trapezoide interpoliert. Es können refraktierte Wellen (Tauchwellen), Reflexionen und Kopfwellen modelliert werden. Die Quelle kann sich dabei in beliebiger Tiefe des Modells befinden, die Position der Empfänger ist immer an der Modelloberfläche.

Erstellung der Modellgeometrie

Um die komplexe dreidimensionale Geometrie des land-see-seismischen Experiments an ein zweidimensionales Tiefenmodell anzupassen, wurden nach Schlindwein (1998) mehrere Projektionen durchgeführt. Die kurvige Geometrie der einzelnen Profile wurde jeweils auf eine Gerade projiziert. Dazu wurde aus sämtlichen Schußpositionen eine Ausgleichsgerade berechnet. Die Stationen wurden auf diese Gerade projiziert. Danach wurden für alle Stationen und Schüsse der relative Abstand (=Profilkilometer) bezogen auf die erste Station des Profils berechnet. Der wahre Abstand zwischen Schuß und Station (*Offset*) blieb dabei erhalten. Abb. 3.2 stellt die gemessenen und die projizierten Profile dar. Insbesondere bei Profilen mit starken Krümmungen im Fjordverlauf (z.B. Profil Nordvestfjord, AWI-90380 und AWI-94410) kommt

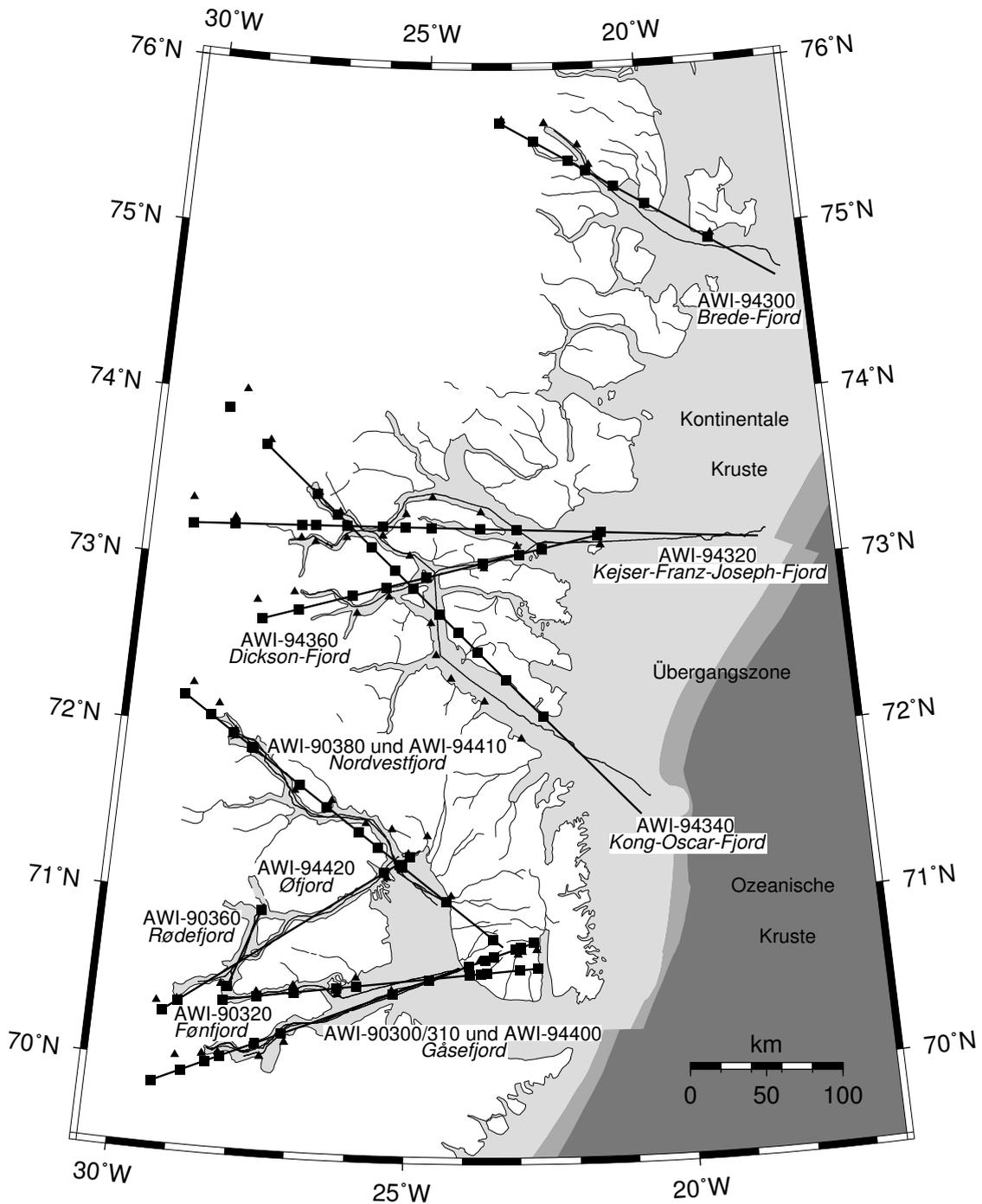


Abbildung 3.2: Lage der projizierten refraktionsseismischen Profile. Dünne durchgezogene Linien stellen die Positionen der Schüsse der Luftkanonen dar, Dreiecke die Positionen der Landstationen und Ozeanboden-Hydrophone. Dicke Geraden markieren die zweidimensionalen Modelle, Quadrate die Lage der projizierten Stationen.

es hierbei zu Fehlern. Durch die Projektion der Stationen auf eine Gerade ändert sich nicht nur der Abstand der einzelnen Stationen untereinander, auch durchlaufen die Wellen im Modell einen anderen Bereich als im Experiment. Dadurch kommt es zu einer räumlichen Mittelung des Modells und sehr kleinräumige Strukturen können nicht mehr aufgelöst werden. Ein weiteres Problem der Messungen im Fjord ist der seitliche Versatz zwischen Stationen und Schußpositionen. In einem zweidimensionalen Modell kann nicht gleichzeitig die Wasserschicht unter den Schüssen und die Gesteinsschicht unter den Stationen modelliert werden. Aus diesem Grund wurden die Stationen, welche innerhalb des Fjordes lagen, auf den Fjordboden projiziert. Dazu wurden die abgelesenen Laufzeiten mit einer statischen Korrektur ΔT versehen, die sich aus der wahren Stationshöhe h , der Wassertiefe w an der projizierten Lokation und der Gesteinsgeschwindigkeit v ergibt: $\Delta T = (h - w)/v$. Für Kompressionswellen wurde nach Schindwein (1998) eine Korrekturgeschwindigkeit von $v_p = 5.5 \text{ km/s}$ verwendet, für Scherwellen betrug $v_s = 3.2 \text{ km/s}$. Tabelle A.1 (Anhang A) listet alle Stationen mit den zugehörigen Koordinaten, Stationshöhen, Wassertiefen und Korrekturwerten auf. Stationen außerhalb der Fjorde wurden in ihrer Höhe belassen und eine Gesteinsschicht darunter modelliert. Um die Zahl der Knotenpunkte für die Modellgeometrie möglichst klein zu halten, wurde die Topographie des Fjordbodens nur grob nachempfunden, Abweichungen bis zu $\pm 200 \text{ m}$ Wassertiefe ergeben einen maximalen Laufzeitfehler von $\pm 50 \text{ ms}$, dies liegt in der Größenordnung der Ablesegenauigkeit.

Modellierung der Laufzeiten von P-Wellen

Die Meßanordnung des Experiments, viele Schüsse, die von wenigen Empfängern registriert wurden, ist für eine *Raytracing*-Modellierung mit RAYINVR wenig geeignet, deshalb wurden bei der Berechnung der Laufzeiten Schüsse und Stationen vertauscht. Der Weg der Strahlen und die Laufzeiten bleiben dabei gleich. In den Seismogrammen wurden die Laufzeiten im Abstand von einem Kilometer abgelesen, dabei wurde versucht, eine Ablesegenauigkeit von $\pm 50 \text{ ms}$ zu erreichen. Bei einigen Phasen mit starken Reverberationen im Signal wurde nicht das erste Maximum, sondern ein späteres, besser erkennbares Maximum abgelesen und die Laufzeiten entsprechend korrigiert. Für die Modellierung wurden allen Laufzeiten ein Fehler zugewiesen. Der angenommene Fehler liegt zwischen $\pm 50 \text{ ms}$ bei deutlich erkennbaren Einsätzen und $\pm 250 \text{ ms}$ bei schwer ablesbaren Laufzeiten. Bei refraktierten Wellen aus der Kruste (Pg) wurden die Scheingeschwindigkeiten v_{schein} aus den Steigungen der wassertiefenkorrigierten Laufzeitkurven berechnet. Bei reflektierten Phasen aus der Kruste (PcP) und von der Kruste-Mantel-Grenze (PmP) wurden die mittleren Geschwindigkeiten v_{rms} sowie die Reflektortiefen bestimmt. Die teilweise starke Topographie der Reflektoren, insbesondere der Moho, läßt jedoch in vielen Bereichen keine Aussagen über die Werte zu, da zur Berechnung ein Modell mit horizontaler Schichtung Voraussetzung ist. Aus diesen eindimensionalen Informationen wurden zweidimensionale Startmodelle erstellt, die durch Vorwärts-

modellierung schichtweise von oben nach unten verbessert wurden. Dabei wurde versucht, die Modelle möglichst einfach zu halten, um eine Überinterpretation von Details zu vermeiden. Jeweils alle Profile einer Teilregion wurden nach einer ersten Modellierung verglichen und aneinander angepaßt, um an Kreuzungspunkten oder nahe zusammenliegenden Profilabschnitten konsistente Modelle zu erhalten.

In der oberen Kruste war die Strahlenüberdeckung der einzelnen Modelle mit refraktierten Wellen meist sehr gut, für weite Profilabschnitte waren Gegenschüsse vorhanden. In diesen Bereichen konnten die seismischen Geschwindigkeiten auf ± 0.1 km/s genau bestimmt werden. Zur Abschätzung der Fehler wurden die Geschwindigkeiten einzelner Knotenpunkte so lange variiert, bis die modellierten Laufzeiten deutlich von den abgelesenen abwichen. Aus der mittleren Kruste wurden nur wenige direkte Wellen, aus der Unterkruste gar keine Refraktierten aufgezeichnet und die vorhandenen Reflexionshyperbeln ergaben nur eine grobe Abschätzung der mittleren Geschwindigkeiten. Dementsprechend müssen hier die Fehler mit höheren Werten bis zu ± 0.2 km/s angenommen werden. Die Genauigkeit der Reflektortiefen wurde ähnlich den Geschwindigkeitsfehlern bestimmt. Die Tiefenlage der Reflektoren wurde verändert, bis die Abweichungen in den Laufzeiten deutlich waren. Der Fehler der Reflektortiefen liegt abhängig von Anzahl und Qualität der Reflexionen zwischen ± 1.0 km und ± 2.0 km.

Scherwellenmodellierung

Die Qualität der Scherwellendaten war durchweg schlechter als die der P-Wellen. Zwar zeigten viele Stationen deutliche refraktierte Phasen aus der Oberkruste, aber Reflexionen traten nur selten auf. Zum Teil waren diese Reflexionen nur schwer zu erkennen und ihnen mußten deshalb Fehler bis zu ± 500 ms zugeordnet werden. Daher wurden für die Modellierung der Scherwellen die Tiefenlagen der mit P-Wellen bestimmten Schichtgrenzen nicht verändert, sondern nur die Geschwindigkeiten variiert. Als Startmodell wurde ein Verhältnis von v_p zu v_s von $\sqrt{3}$ angenommen. In der oberen und mittleren Kruste konnten die Scherwellengeschwindigkeiten direkt aus den Refraktierten bestimmt werden, in der unteren Kruste wurden die Geschwindigkeiten indirekt durch die Anpassung von Reflexionen modelliert. Zuvor wurden wie bei der Modellierung von P-Wellen die Scheingeschwindigkeiten v_{schein} der refraktierten und die mittleren Geschwindigkeiten v_{rms} der reflektierten Phasen bestimmt. Anhand dieser Daten und den folgenden Modellierungen stellte sich heraus, daß die meisten S-Wellen durch Konversion am Meeresboden entstanden, was sich durch den hohen Impedanzkontrast dort erklären läßt. In den Seismogrammen traten nur vereinzelt an anderen Schichtgrenzen konvertierte Phasen über einen kurzen *Offset*-Bereich auf, welche bei der Modellierung nicht berücksichtigt wurden, da eine sichere Bestimmung der Konversionsschichtgrenze nur durch eine aufwendige Finite-Differenzen-Modellierung möglich gewesen wäre. Der Fehler in der Geschwindigkeitsbestimmung liegt ähnlich wie bei den P-Wellen zwischen ± 0.1 km/s in der oberen Kruste und ± 0.2 km/s in der mittleren und unteren Kruste.

Das Poissonverhältnis

Kleine Abweichungen im Verhältnis von P- und S-Wellen-Geschwindigkeiten lassen sich nur schwer feststellen. Günstiger als der direkte Vergleich der Modelle ist die Betrachtung des Poissonverhältnisses ν . Hierbei geht der Quotient von v_p und v_s in die Berechnung quadratisch ein:

$$\nu = \frac{\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2 - 2}{2\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2 - 2} \quad (3.1)$$

Für ein Geschwindigkeitsverhältnis von $\sqrt{3}$ beträgt das Poissonverhältnis 0.25. Das Poissonverhältnis ν wurde für jeden Geschwindigkeitsknotenpunkt der Modelle berechnet und dann über den gesamten Bereich interpoliert.

Der Fehler des Poissonverhältnisses berechnet sich nach den Formeln der Fehlerfortsetzung nach Gauß (z.B. Kuchling, 1991) und hängt von v_p , v_s und den jeweiligen Fehlern von v_p und v_s ab. Da sich v_s durch das Poissonverhältnis ν ausdrücken läßt, kann man die Fehler in Abhängigkeit von v_p und ν sowie den Fehlern für v_p und v_s darstellen. Abb. 3.3 zeigt den mittleren und maximalen Fehler der Poissonverhältnisses für einen Fehler der seismischen Geschwindigkeiten von ± 0.1 km/s. Der mittlere Fehler liegt dabei zwischen 0.02 und 0.035 für P-Wellen-Geschwindigkeiten zwischen 5.0 km/s und 7.0 km/s und Poissonverhältnissen zwischen 0.22 und 0.27. Mit zunehmender Geschwindigkeit oder zunehmenden Poissonverhältnis wird der Fehler kleiner. Der maximale Fehler zeigt die gleiche Abhängigkeit, er nimmt Werte zwischen 0.025 und 0.047 an.

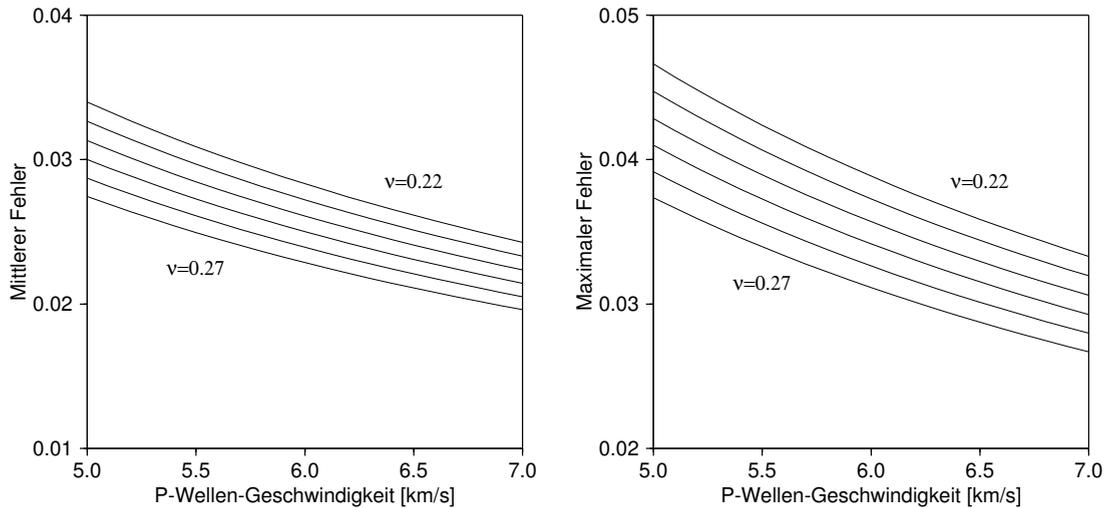


Abbildung 3.3: Mittlerer und maximaler Fehler des Poissonverhältnisses ν in Abhängigkeit von der P-Wellen-Geschwindigkeit für $\nu = 0.22$ bis $\nu = 0.27$ bei einem Fehler der P-Wellen-Geschwindigkeit von ± 0.1 km/s.

3.3 Das Profil Gåsefjord (AWI-90300/310 und AWI-94400)

Das Profil AWI-90300/310 verläuft von Südwesten nach Nordosten durch den Gåsefjord und den Hall-Bredning. Es wurde 1990 zweimal mit vier Stationen entlang des Fjordes (301/311, 302/312, 303/313 und 304/314) und insgesamt sieben Stationen (310, 314, 316, 318, 319, 323 und 325) auf Jameson-Land vermessen. Mandler (1995) wertete das 230 km lange Profil zusammen mit den anderen Profilen im Bereich des Scoresby-Sundes aus. 1994 wurde das Profil mit zwei Stationen westlich des Fjordes auf Gåseland (403 und 405) und zwei Ozeanboden-Hydrophonen (OBH) im Hall-Bredning (401 und 402) erweitert (AWI-94400). Die Gesamtlänge des Profils beträgt nun 270 km, insgesamt dreizehn Stationen zeigen verwertbare Einsätze. Schlindwein (1998) modellierte das Profil im Zusammenhang mit den Profilen der nördlichen Fjordregion und kam aufgrund der neuen Daten zu einem abweichenden Ergebnis. Um ein einheitliches Bild der Region zu gewinnen, wurde deshalb das Profil nochmals zusammen mit den Profilen Fønfjord (AWI-90320), Rødefjord (AWI-90360), Nordvestfjord (AWI-90380 und AWI-94410) und Øfjord (AWI-94420) ausgewertet. Eine ausführliche Diskussion der Unterschiede zwischen den einzelnen Modellen findet sich in Kapitel 3.11.

Kompressionswellen

Abb. 3.4 zeigt einen Ausschnitt der Registrierung der Station 301 im westlichen Gåsefjord mit den abgelesenen Laufzeiten. Zu erkennen ist die Refraktierte Pg, die aufgrund der Meeresbodentopographie im Fjord Undulationen aufweist. Das Seismogramm enthält drei innerkrustale reflektierte Phasen PcP1, PcP2 und PcP3, sowie zwei Äste der PmP-Reflexion an der Kruste-Mantel-Grenze. Die abgelesenen Einsätze mit ihren angenommenen Fehlern und die modellierten P-Wellen-Laufzeiten aller Stationen des Profils zeigt Abb. 3.5. Im Gegensatz zu der Seismogrammdarstellung werden hier nicht die absoluten Abstände (*Offset*) zwischen Schüssen und Stationen gezeigt, sondern die relativen Profilkilometer bezogen auf Station 405. In Abb. 3.6 sind die modellierten Strahlen aller Stationen nach Phasen sortiert dargestellt. Sie erlaubt eine Abschätzung darüber, wie gut einzelne Bereiche des Modells mit refraktierten Strahlen zur Geschwindigkeitsbestimmung überdeckt sind und wie viele Strahlen zur Modellierung von Reflektortopographien zur Verfügung stehen. Das interpolierte Geschwindigkeitsmodell zeigt Abb. 3.7. Dabei wird nur der Ausschnitt des Profils dargestellt, welcher von Strahlen überdeckt ist.

Die Sedimente des Jameson-Land-Beckens im Nordosten des Modells wurden in drei Schichten nach Fechner (1994) modelliert, allerdings wurden zum Teil leicht veränderte Geschwindigkeiten modelliert. Dem oberen Sedimentpaket aus dem oberen Jura wurde eine Geschwindigkeit von 3.5 km/s zugeordnet. Für die mittlere Sedimentschicht (Perm bis mittlerer Jura) wurde aus den zwei OBH Stationen 401 und 402, sowie der Landstation 316 eine Geschwindigkeit von 4.1–4.3 km/s bestimmt. Die Geschwindigkeit für die devonischen Sedimente wurde aus Einsätzen der Statio-

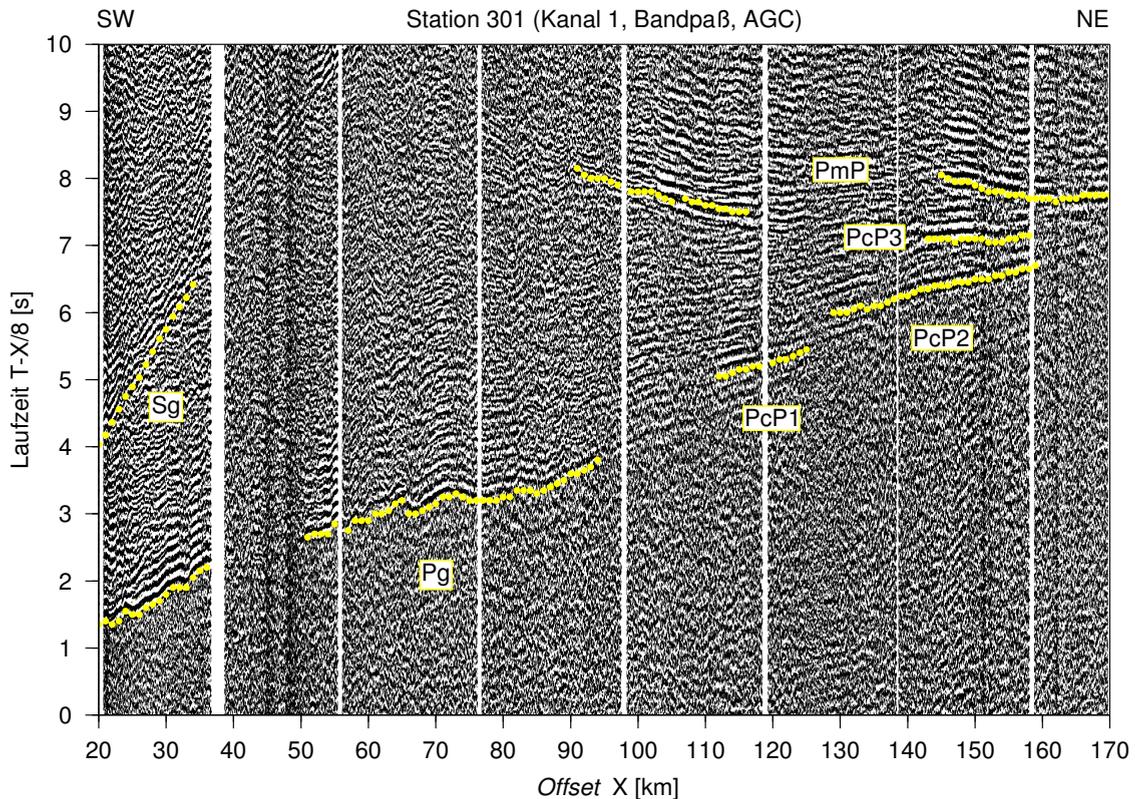


Abbildung 3.4: Seismogrammausschnitt der Station 301 des Profils Gåsefjord. Verwendete Einsätze sind markiert und beschriftet.

nen 401, 402, 316, 319 und 323 zu 5.6–5.8 km/s bestimmt. Insbesondere die Stationen 401, 402 und 316 zeigen mehrere Pg-Laufzeitäste mit unterschiedlichen Scheingeschwindigkeiten. Die glatte Meeresbodentopographie des Hall-Brednings spiegelt sich in den linearen Laufzeitkurven wieder. Die Beckensedimente erreichen im Osten unter Jameson-Land eine Mächtigkeit von rund acht Kilometern, sie keilen nach Westen hin zum Gåsefjord aus. Die vier Stationen entlang des Gåsefjordes zeigen eine rasche Geschwindigkeitszunahme von 5.5–5.9 km/s an der Oberfläche auf 6.1–6.2 km/s in 3.5 km Tiefe, was auf kristalline Gesteine und eine dünne oder nicht vorhandene Sedimentdecke hinweist. Im Osten liegt der Wert unterhalb des Beckens bei 6.0 km/s. Die Gradienten gleichen sich mit zunehmender Tiefe aus, sodaß in 12.5 km Tiefe eine einheitliche Geschwindigkeit von 6.35 km/s vorherrscht. In dieser Tiefe konnten auch zwei krustale Reflexionen (PcP1) der Stationen 301 und 319 angepaßt werden.

Aus der mittleren Kruste liefert nur die westlichste Station 405 eine direkte Geschwindigkeitsinformation durch eine refraktierte Pg. Davon ausgehend wurde eine Geschwindigkeitszunahme von 6.35 km/s auf 6.5 km/s modelliert. Die Unterkante dieser Schicht verläuft nahezu horizontal in etwa 20 km Tiefe und ist durch Reflexionen (PcP2) der Stationen 301 bis 304 und 319 gut belegt. Für die Unterkruste

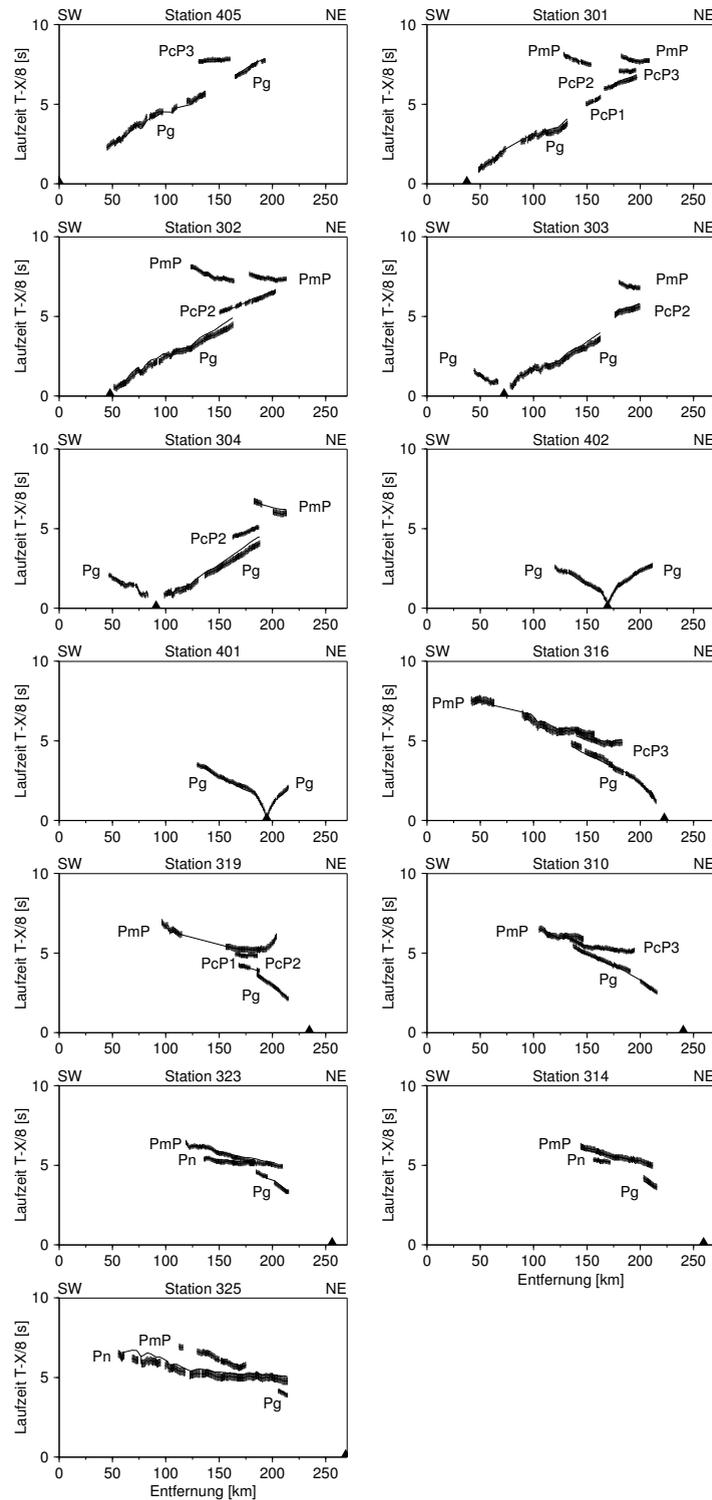


Abbildung 3.5: Laufzeiten der P-Wellen für das Profil Gåsefjord. Abgelesene Laufzeiten sind mit ihren Fehlerbalken dargestellt. Durchgezogene Linien zeigen die modellierte Laufzeitkurven. Schwarze Dreiecke markieren die Lage der Stationen.

Das Profil Gåsefjord (AWI-90300/310 und AWI-94400)

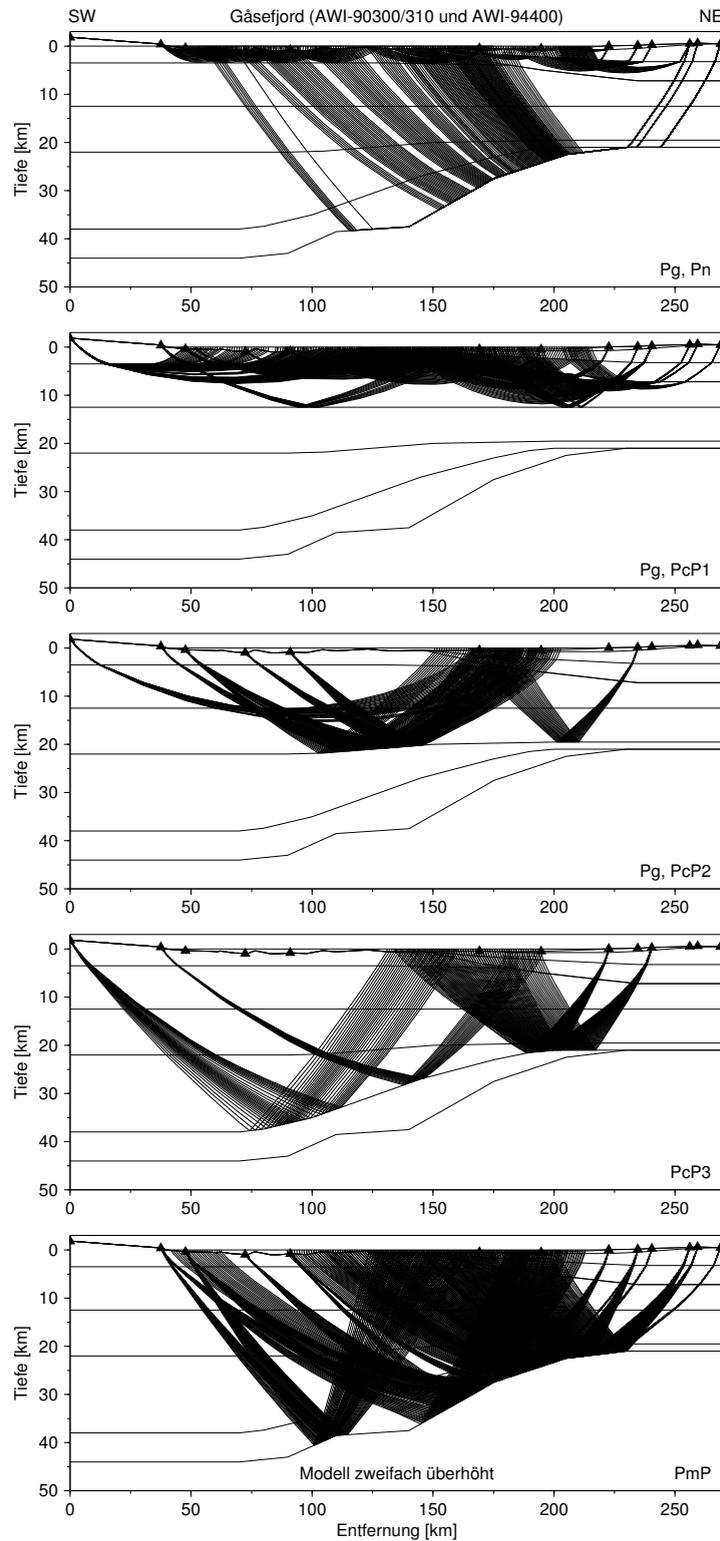


Abbildung 3.6: Strahlenverlauf der P-Wellen für das Profil Gåsefjord. Für jede Phase sind die Strahlen aller Stationen, markiert durch schwarze Dreiecke, dargestellt.

liegt keine direkte Geschwindigkeitsinformation aus Refraktierten vor, es wurden Geschwindigkeiten von 6.55–6.9 km/s angenommen. Aus der Unterkruste wurden an vier Stationen (405, 301, 316 und 323) kräftige Reflexionen (PcP3) registriert. Daraus wurde ein Reflektor modelliert, der im Westen in 37 km Tiefe beginnt und gleichmäßig gegen Osten bis auf 21 km Tiefe ansteigt.

Alle sechs Stationen auf Jameson-Land registrierten über lange Profilschnitte Reflexionen von der Kruste-Mantel-Grenze (PmP). Die Modellierung dieser Phasen ergab, daß in diesem Bereich die Moho die gleiche Tiefe wie der Reflektor in der Unterkruste hat und gegen Westen steil abfällt. Die Stationen im Gåsefjord weisen dagegen nur kurze Laufzeitäste der PmP auf, die Stationen 301 und 302 zeigen jeweils zwei PmP-Phasen mit ähnlichen Scheingeschwindigkeiten (Abb. 3.4). Diese Reflexionen können gut durch Topographie der Moho angepaßt werden. Die Moho steigt von Westen her von 44 km Tiefe an, bildet dann in 37 km Tiefe ein Plateau und steigt weiter bis auf 21 km an. Refraktierte Signale aus dem Mantel (Pn) konnten nur bei den drei östlichen Stationen beobachtet werden. Mit einer Geschwindigkeit von 8.0 km/s für den Mantel konnten die Laufzeiten der Stationen 323 und 324 sehr gut modelliert werden. Bei Station 325 ergaben sich Abweichungen, was sich teilweise mit der schlechten Datenqualität erklären läßt.

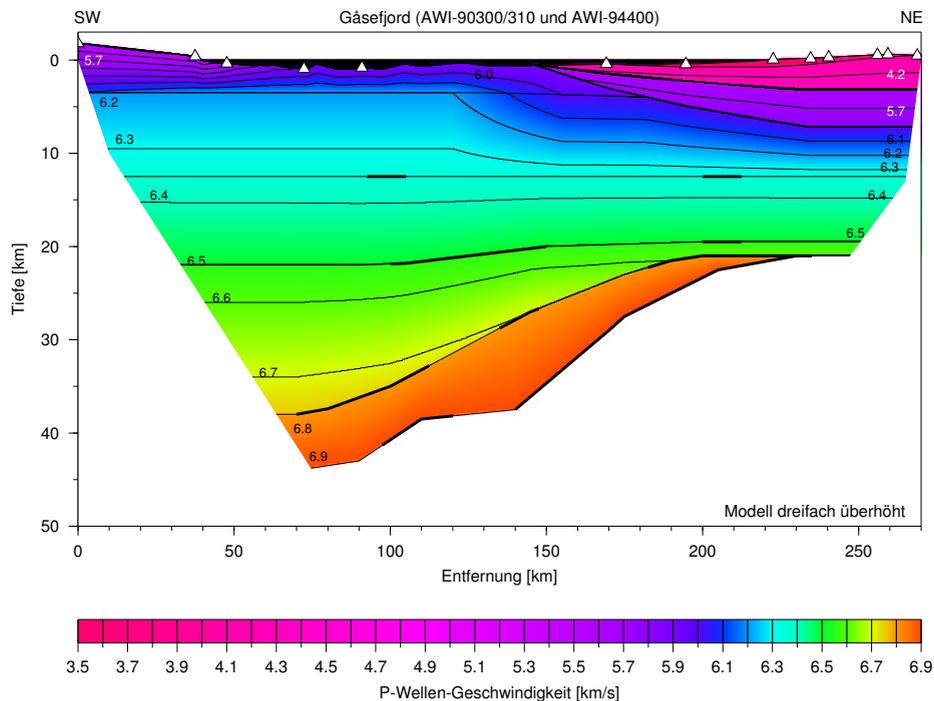


Abbildung 3.7: Geschwindigkeitsmodell der P-Wellen für das Profil Gåsefjord. Isolinienabstand 0.1 km/s. Weiße Dreiecke markieren den Standort der Empfängerstationen. Dicke Linien stellen die Modellschichtgrenzen dar, fettgedruckte Bereiche sind durch Reflexionen belegt. Das Profil ist dreifach überhöht.

Scherwellen

Die Qualität der Scherwellenregistrierungen ist schlechter als die der P-Wellen. Nur bei sieben Stationen konnten Einsätze bestimmt werden, sie sind in Abb. 3.8 dargestellt. Die fünf westlichen Stationen entlang des Gåsefjordes zeigen refraktierte Sg-Phasen aus der Oberkruste. Wie Abb. 3.9 zeigt, kann nur für die oberen 12.5 km bis Profilkilometer 175 die Geschwindigkeit direkt bestimmt werden. Für die drei Sedimentschichten wurde deshalb nach Fechner (1994) ein v_p/v_s -Verhältnis von 1.73 angenommen. In der kristallinen Oberkruste nimmt die Geschwindigkeit der S-Wellen schneller zu als die der P-Wellen, bereits in 12.5 km Tiefe wird ein Wert von 3.8 km/s erreicht. Die Geschwindigkeiten in größeren Tiefen wurden modelliert, indem die Parametrisierung der Schichtgrenzen nicht verändert wurde und nur die Geschwindigkeit variiert wurde. Eine Reflexion am unteren krustalen Reflektor (ScS3 der Station 316), sowie Mohoreflexionen in den Seismogrammen der Stationen 302, 302 und 310 legen eine nur langsame Zunahme der Geschwindigkeit in der oberen Unterkruste auf 3.9 km/s nahe, erst in der unteren Unterkruste nimmt die Geschwindigkeit wieder schneller auf 4.0 km/s zu. Abb. 3.10 zeigt das interpolierte Modell der Scherwellen. Da die drei östlichen Stationen auf Jameson-Land keine S-Wellen registrierten, ist das Modell nur bis zu Profilkilometer 230 mit Strahlen überdeckt.

Das Poissonverhältnis

Um Unterschiede zwischen den Modellen der P- und S-Wellen festzustellen, wurde das Poissonverhältnis ν berechnet (Abb. 3.11). Das Startmodell der Scherwellenmodellierung hatte ein v_p/v_s -Verhältnis von 1.73, dies entspricht einem Poissonverhältnis von 0.25. Für das Jameson-Land-Becken wurde dieser Wert nach Fechner (1994) beibehalten, da keine der Stationen in diesem Bereich Sg-Phasen aufweist, welche eine direkte Bestimmung der Geschwindigkeiten und somit des Poissonverhältnisses erlaubt. Im Westen des Profils zeigt die kristalline Oberkruste in einer Tiefe von 3.5 km keine Abweichung von dem Anfangswert. Darunter nimmt zwischen Profilkilometer 60 und 230 das Poissonverhältnis ab, erreicht in 12.5 km Tiefe den minimalen Wert von 0.22 und nimmt dann wieder zu. An dem mittleren krustalen Reflektor in 20 km Tiefe hat das Poissonverhältnis wieder den Wert 0.25 erreicht. Darunter gibt es keine Hinweise für eine weitere Änderung des Startmodells. Die maximale Abweichung des Poissonverhältnisses von dem Startwert beträgt 0.03 und liegt damit in der gleichen Größenordnung wie der mittlere Fehler (Abb. 3.3). Daher müssen die Zahlenwerte mit Vorsicht betrachtet werden. Dennoch kann die Aussage getroffen werden, ob das Poissonverhältnis im Vergleich zum Anfangsmodell erhöht oder erniedrigt ist. Dies wird bei dem Modellvorgang deutlich, der von einem Modell mit konstantem Poissonverhältnis ausgeht. Um die Laufzeiten der S-Wellen anzupassen, mußten die Geschwindigkeiten an Stellen mit großen Abweichungen um einen Betrag geändert werden, der größer als der Fehler der Geschwindigkeiten ist und auch in Bereichen mit kleinen Abweichungen war die Richtung der Korrektur eindeutig.

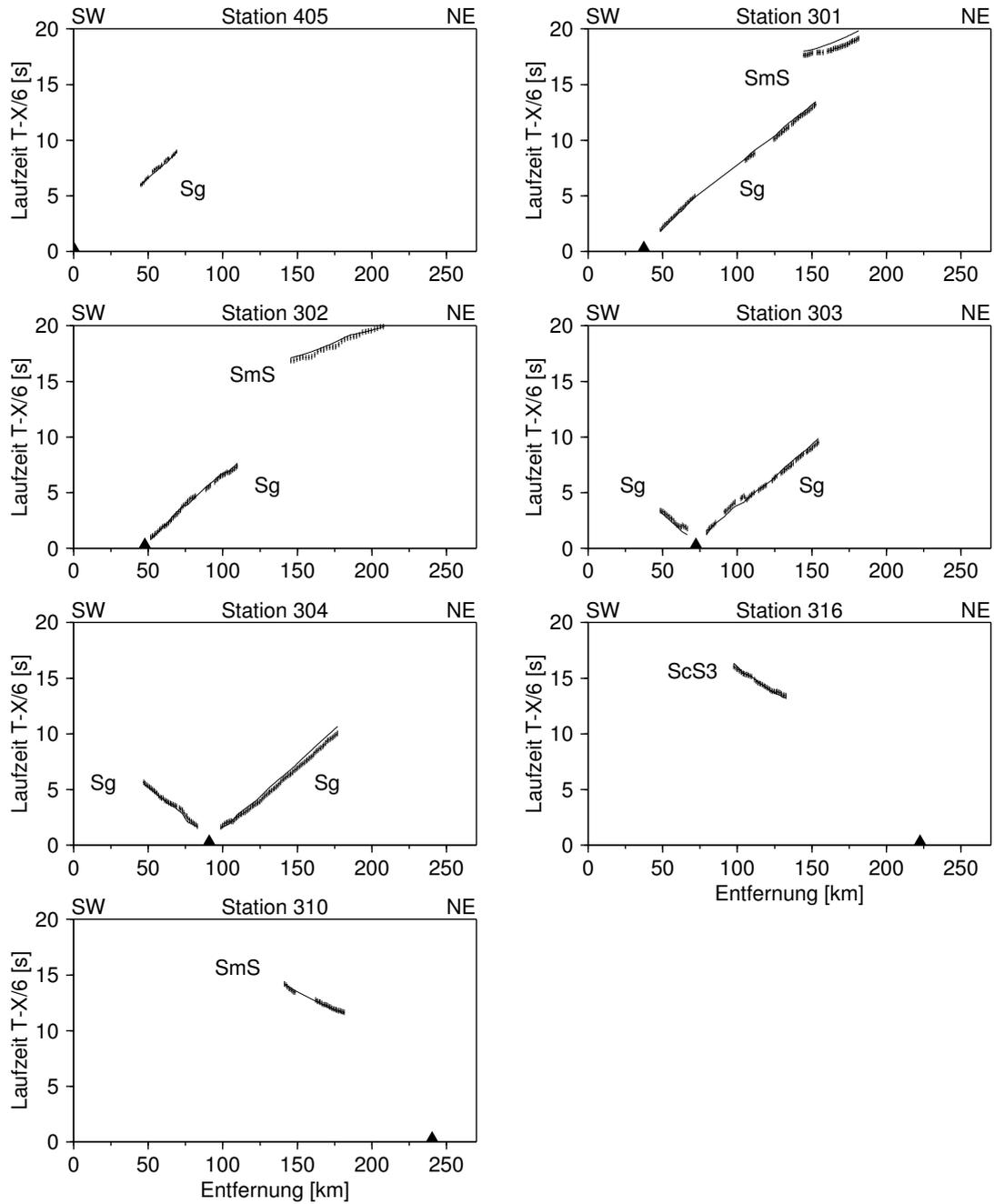


Abbildung 3.8: Laufzeiten der S-Wellen für das Profil Gåsefjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.5.

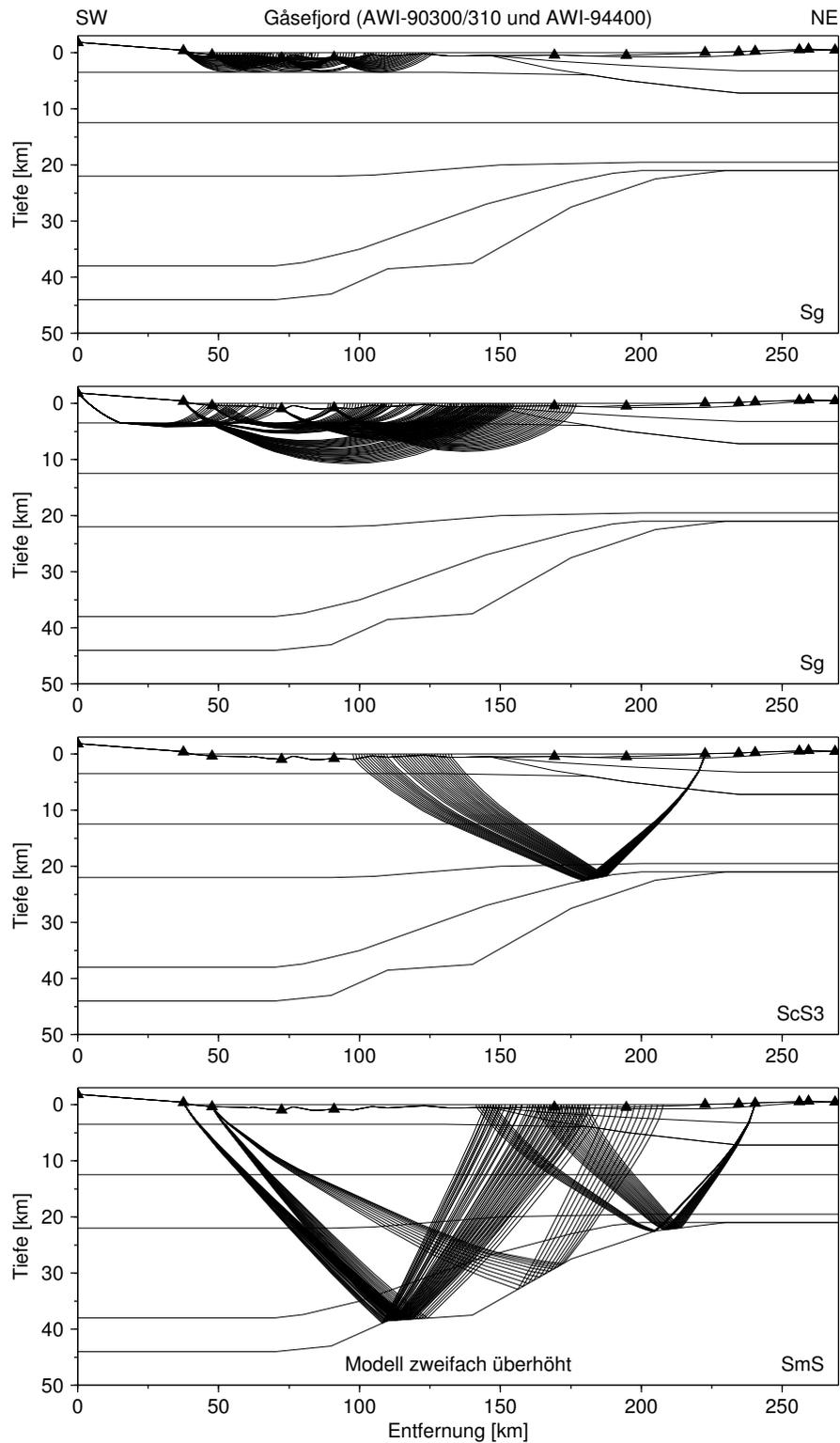


Abbildung 3.9: Strahlenverlauf der S-Wellen für das Profil Gåsefjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.6.

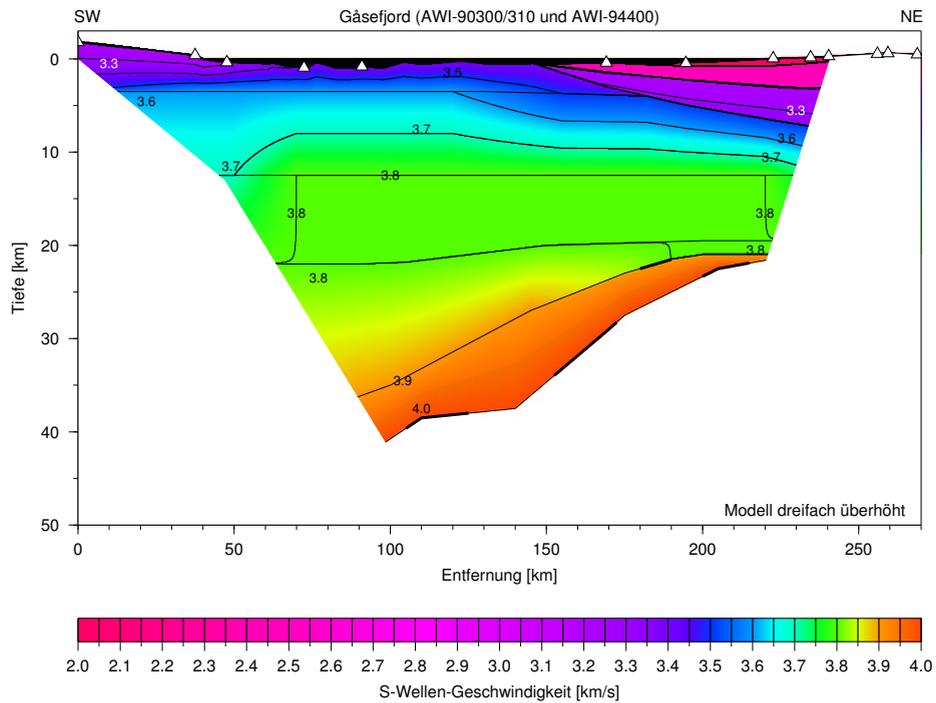


Abbildung 3.10: Geschwindigkeitsmodell der S-Wellen für das Profil Gåsefjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.7.

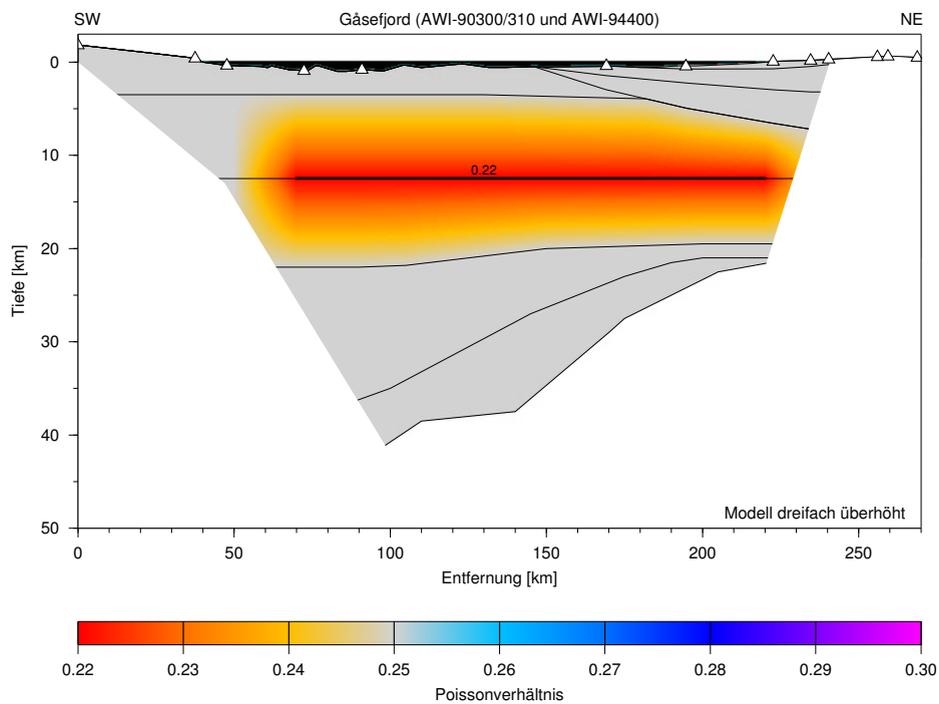


Abbildung 3.11: Modell des Poissonverhältnisses für das Profil Gåsefjord. Dicke Linien stellen die Modellschichtgrenzen dar. Das Profil ist dreifach überhöht.

3.4 Das Profil Føn fjord (AWI-90320)

Das 210 km lange West-Ost-Profil AWI-90320 wurde 1990 vermessen und von Mandler (1995) bearbeitet. Es besteht aus fünf Stationen entlang des Føn fjordes (321 bis 325) und fünf Stationen auf Jameson-Land (326, 328, 329, 333, 335) (Abb. 3.2). Alle Stationen haben verwertbare Registrierungen. Im Hall-Bredning verläuft das Profil nahezu parallel zu dem Profil Gåsefjord (AWI-90300/310 und AWI-94400), auf Jameson-Land stehen die Stationen an den selben Standorten wie bei der Vermessung des Profils Gåsefjord. Durch die Projektionen der gekrümmten Profile auf Geraden sind die Lokationen der Stationen in den Modellen der beiden Profile nicht mehr die selben. Auch das Profil Føn fjord wurde nochmals neu modelliert, um ein konsistentes Geschwindigkeitsmodell für die gesamte Region zu erhalten.

Kompressionswellen

Abb. 3.12 stellt die abgelesenen und modellierten Laufzeitkurven der Stationen dar. Alle Stationen im Føn fjord zeigen über große Distanzen hinweg Pg-Phasen, teilweise mit mehr als 100 km *Offset*, die ein detailliertes Modell der Oberkruste erlauben. Der Knick in den Laufzeitkurven zwischen Profilkilometer 60 und 70 hat seine Ursache nicht in einer Geschwindigkeitsänderung, sondern ist die Folge der Meeresbodentopographie. Die Wassertiefe nimmt in diesem Bereich von über 1500 m auf rund 200 m ab, was sich z.B. auch in der PcP3-Reflexion der Station 333 widerspiegelt. In Abb. 3.13 sind die modellierten Strahlen dargestellt. Die oberen 12.5 km des Modells sind sehr gut mit Strahlen überdeckt und es gibt genug Gegenschüsse, um die Geschwindigkeiten zuverlässig zu bestimmen. Die Geschwindigkeitsverteilung in der Oberkruste entspricht der des benachbarten Profils Gåsefjord. Das interpolierte Geschwindigkeitsmodell der P-Wellen zeigt Abb. 3.14. Die bisher bestimmten Geschwindigkeiten in den Sedimenten des Jameson-Land-Beckens konnten durch refraktierte Phasen der Stationen 326, 328 und 329 bestätigt werden. Auch bei diesem Profil nimmt im Westen die Geschwindigkeit schnell von 5.6–5.9 km/s auf 6.2 km/s in 3.5 km Tiefe zu und in 12.5 km Tiefe wird eine über das gesamte Profil einheitliche Geschwindigkeit von 6.35 km/s erreicht.

Zwei kurze PcP1-Phasen der Stationen 324 und 326 werden in dieser Tiefe reflektiert. Refraktierte Phasen der Stationen 328 und 333, sowie PcP2-Reflexionen der Stationen 322 und 335 weisen auf einen ähnlichen Aufbau der mittleren Kruste wie im Gåsefjord mit einem Reflektor in 20 km Tiefe hin. Problematisch zu modellieren war die Unterkruste im westlichen Teil des Profils. Nur die PcP3-Reflexion der Station 321 erlaubte die Modellierung des dritten Reflektors in diesem Bereich. Er tritt hier bereits bei einer Tiefe von 28 km und einer Geschwindigkeit von 6.7 km/s auf. Die Kruste-Mantel-Grenze dagegen kann durch mehrere PmP-Reflexionen bestimmt werden. Die Seismogramme der Stationen 321 und 322 enthalten ähnlich der Stationen 301 und 302 des Profils Gåsefjord zwei Äste der PmP-Laufzeitkurven, die sich durch Reflektortopographie modellieren lassen. Die Moho liegt im Westen

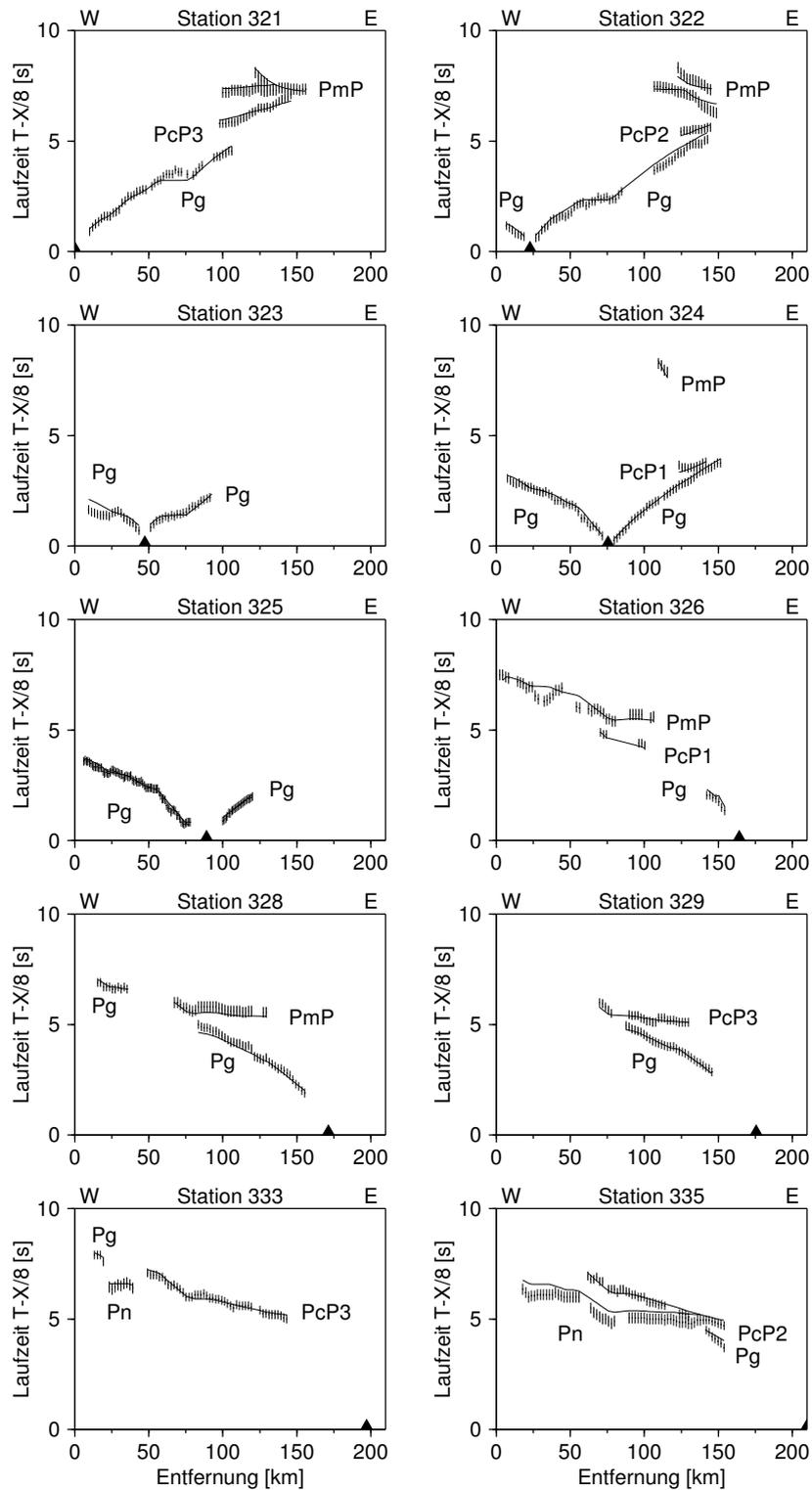


Abbildung 3.12: Laufzeiten der P-Wellen für das Profil Fønfjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.5.

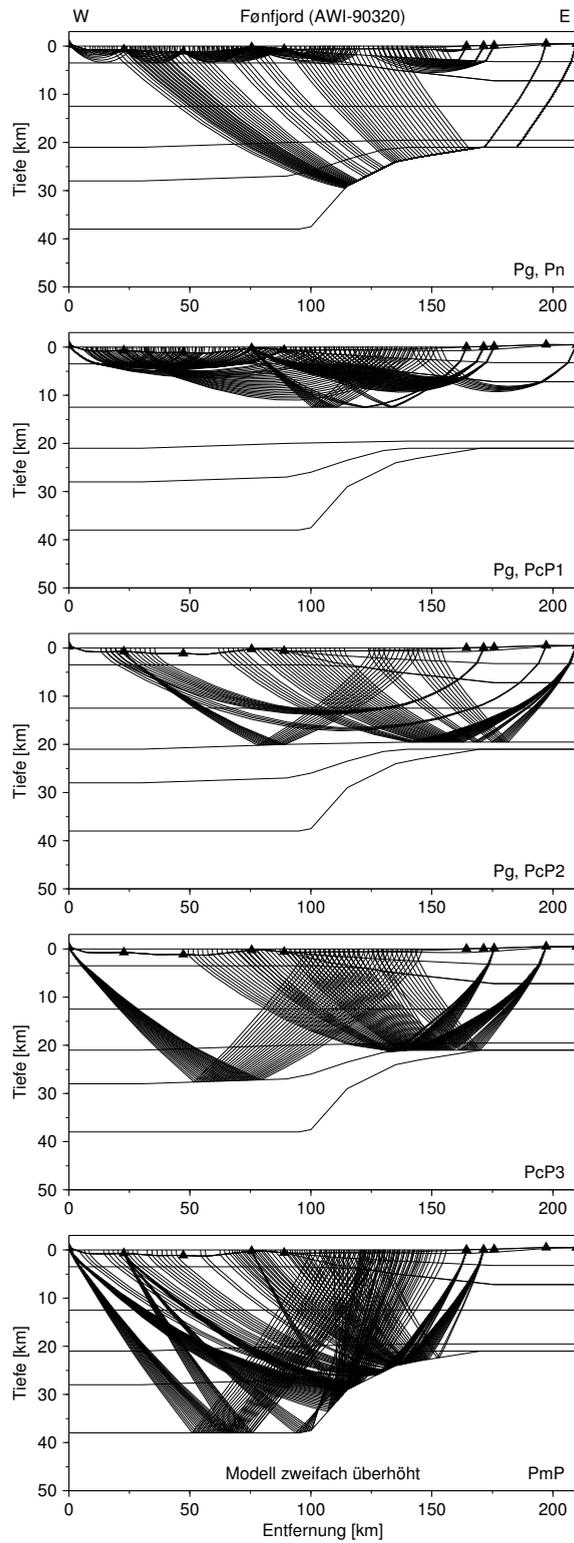


Abbildung 3.13: Strahlenverlauf der P-Wellen für das Profil Fønford. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.6.

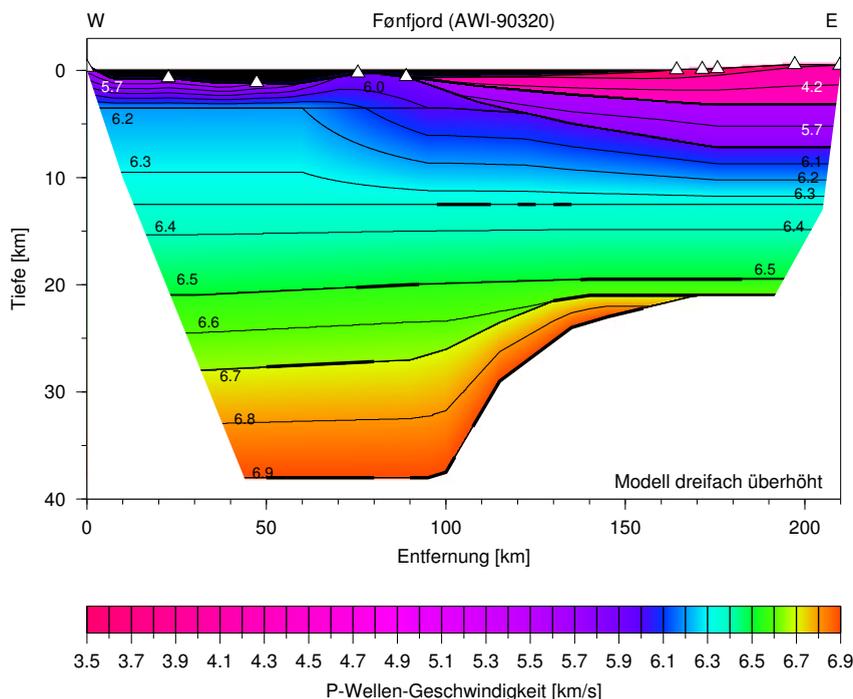


Abbildung 3.14: Geschwindigkeitsmodell der P-Wellen für das Profil Fønford. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.7.

in einer Tiefe von 38 km bis sie bei Profilkilometer 100 steil ansteigt. Der östliche Teil des Modells im Bereich des Hall-Brednings und Jameson-Lands entspricht dem Modell Gåsefjord, was sich durch die gleiche Position der Stationen erklären läßt. Auch hier steigt die Moho bis auf eine Höhe von 21 km an, wo sie mit dem unteren krustalen Reflektor zusammentrifft. Die Mantelrefraktierte Pn der Station 333 ließ sich gut anpassen, die Pn-Phase der Station 335 zeigt ähnlich der Station 325 des Profils Gåsefjord deutliche Abweichungen.

Scherwellen

Von den zehn Stationen zeigen nur die fünf westlichen Stationen im Fjord (213 bis 325) Einsätze von Scherwellen (Abb. 3.15). Refraktierte Sg-Phasen auf allen Stationen ermöglichen die Modellierung der oberen Kruste bis 12.5 km Tiefe. Auch hier beschränkt sich die Geschwindigkeitsinformation auf die kristallinen Gesteine im westlichen Bereich des Fjordes, da keine auf den Sedimenten des Jameson-Land-Beckens aufgebaute Station Scherwellen aufgezeichnet hat (Abb. 3.16). Der Geschwindigkeitsgradient der Scherwellen ist wie beim Profil Gåsefjord in der Oberkruste hoch, von 3.2 km/s an der Oberfläche beginnend wird bereits in einer Tiefe von nur 12.5 km eine Geschwindigkeit von 3.8 km/s erreicht. Eine kurze ScS3-Phase der Station 321 und zwei kurze Mohoreflexionen der Stationen 321 und 322 liefern nur wenig Information über die mittlere und untere Kruste. Nimmt man an, daß auch

in diesem Tiefenbereich die Geschwindigkeiten denen des benachbarten Gåsefjordes entsprechen, so lassen sich beide Reflexionen zufriedenstellend modellieren. Das interpolierte Modell der Scherwellen zeigt Abb. 3.17, es ist nur bis Profilkilometer 150 von Strahlen überdeckt.

Das Poissonverhältnis

Die Geschwindigkeitsmodelle des Profils Føn fjord ähneln sehr den Modellen des Profils Gåsefjord, deshalb ist auch die Verteilung des Poissonverhältnisses entsprechend (Abb. 3.18). In den oberen 3.5 km der Kruste und im Jameson-Land-Becken beträgt das Poissonverhältnis 0.25, es nimmt dann auf 0.22 in einer Tiefe von 12.5 km ab. In der mittleren Kruste nimmt es wieder auf den Anfangswert 0.25 zu. Unterhalb einer Tiefe von 20 km konnten aufgrund fehlender Daten keine weiteren Veränderungen von dem Startwert festgestellt werden.

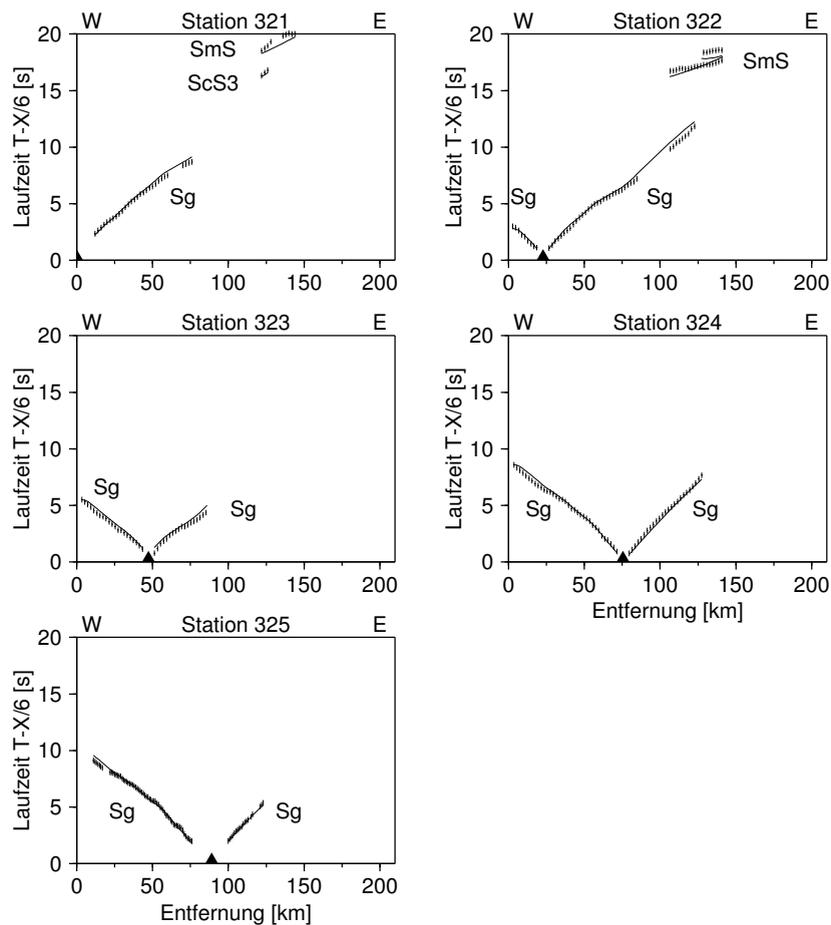


Abbildung 3.15: Laufzeiten der S-Wellen für das Profil Føn fjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.5.

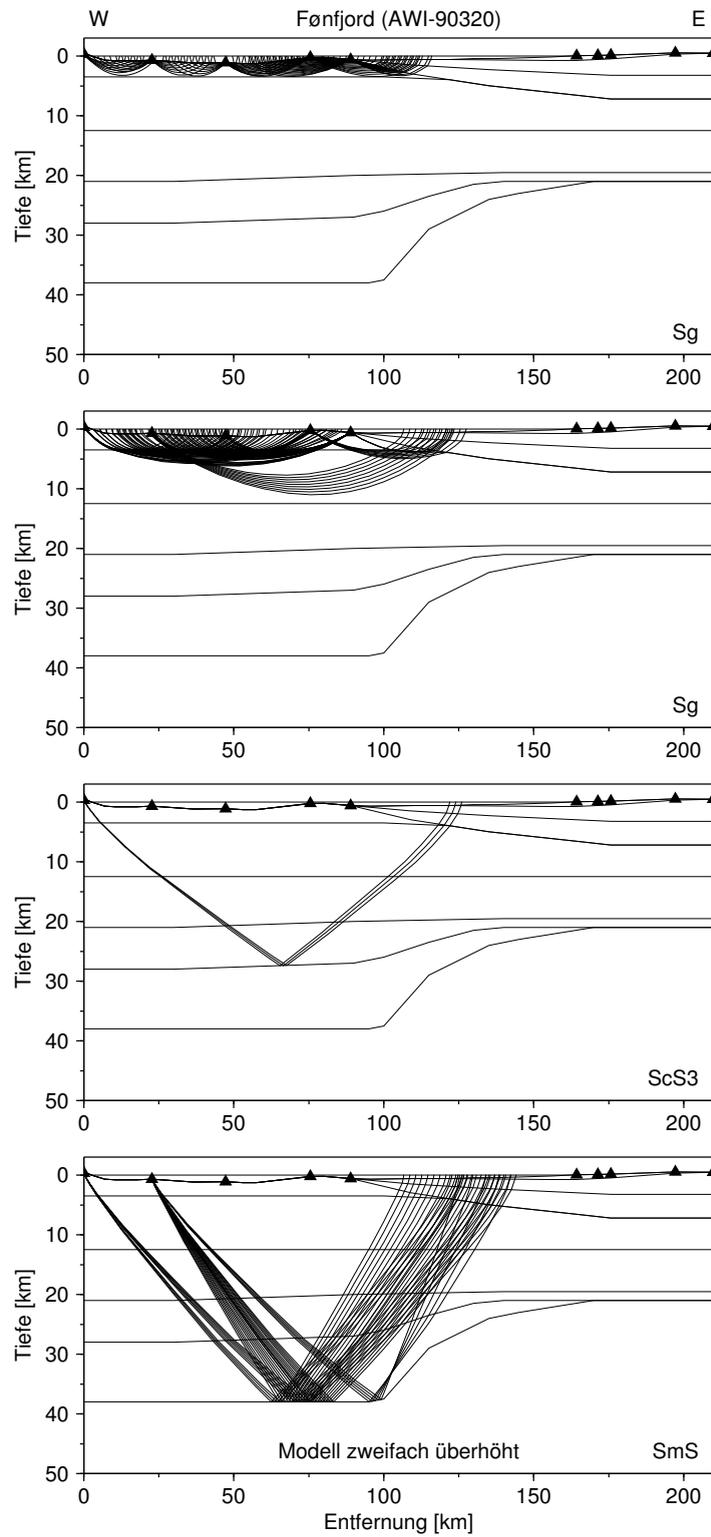


Abbildung 3.16: Strahlenverlauf der S-Wellen für das Profil Føn fjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.6.

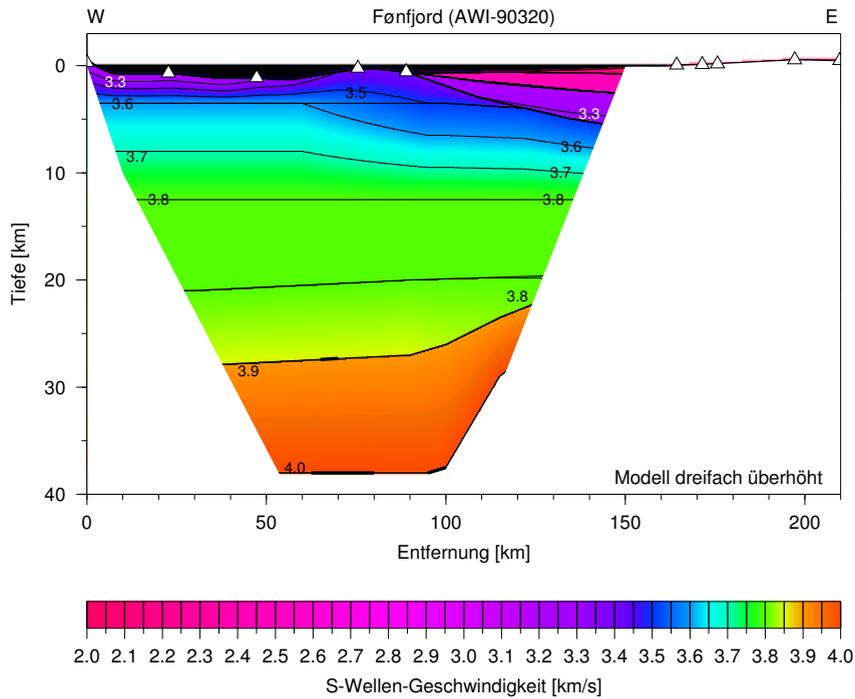


Abbildung 3.17: Geschwindigkeitsmodell der S-Wellen für das Profil Fønford. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.7.

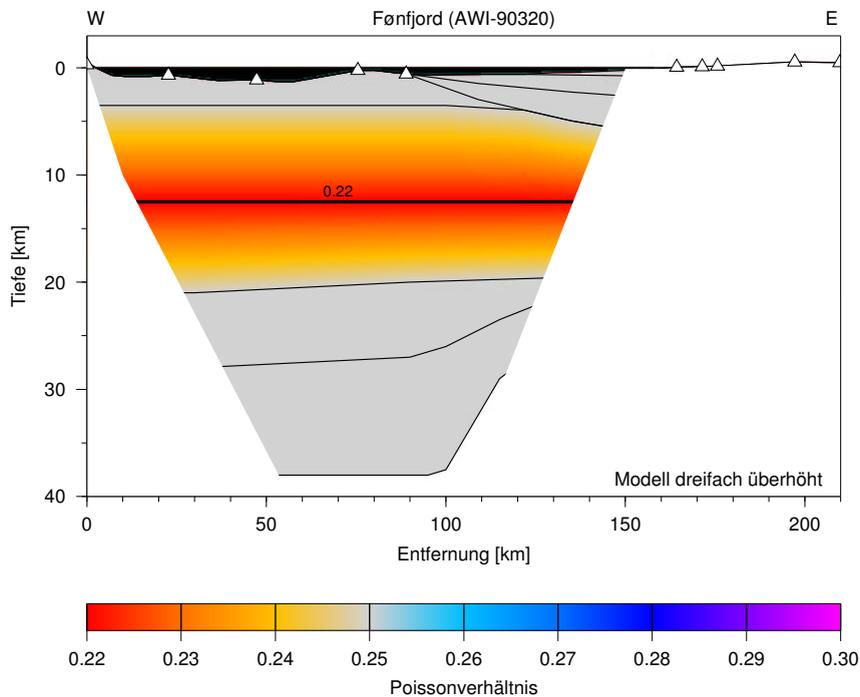


Abbildung 3.18: Modell des Poissonverhältnisses für das Profil Fønford. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.11.

3.5 Das Profil Nordvestfjord (AWI-90380 und AWI-94410)

Das Profil AWI-90380 verläuft von Nordwest nach Südost durch den Nordvestfjord und den nördlichen Teil des Hall-Brednings (Abb. 3.2). Es wurde 1990 mit sieben Stationen entlang des Fjordes (381 bis 387) und zwei Stationen auf Jameson-Land (388 und 389) vermessen und von Mandler (1995) zusammen mit den Profilen des südlichen Scoresby-Sundes ausgewertet. Im Jahre 1994 wurde das Profil mit vier Stationen (411 bis 414) Richtung Nordwesten erweitert (AWI-94410). Die Gesamtlänge des Profils beträgt nun 270 km. Von insgesamt dreizehn Stationen können die Daten von zehn Stationen verwendet werden. Da die Registrierungen der 1994 aufgestellten Stationen bisher noch nicht berücksichtigt wurden, wird hier ein neues Modell des Nordvestfjordes vorgestellt. Die starke Krümmung des Fjordes zwischen den Stationen 382 und 386 und der seitliche Versatz der Stationen 387 und 389 zu den Schüssen führen zu größeren Fehlern bei der Projektion des Profils auf eine Gerade als bei den bisherigen Profilen. Insbesondere bei Stationen in der Krümmung des Fjordes, wie z.B. Station 383, werden die Positionen der Einsätze entlang des Profils um mehrere Kilometer verschoben, da der wahre *Offset* zwischen Schuß und Station beibehalten wird. Dies bedeutet, daß die Strahlen im Modell einen anderen Weg durchlaufen, als die Wellen in der Realität. Dennoch konnten die meisten Einsätze angepaßt werden.

Kompressionswellen

Die Qualität der Daten des Profils Nordvestfjord ist deutlich schlechter als die der südlichen Profile. Die rauhe Topographie des Fjordbodens mit Wassertiefen zwischen 100 m und 1500 m führte zu starken Undulationen der Signale. Abb. 3.19 zeigt einen Seismogrammausschnitt der Station 382. Die undulierende Pg ist gut zu erkennen, bei der refraktierten Scherwelle Sg sind die Undulationen wegen des steilen Anstiegs der Laufzeitkurve kaum sichtbar. Abb. 3.20 zeigt einen Seismogrammausschnitt der Station 414. Die Einsätze der Pg- und PcP1-Phasen sind nur als Teilstücke eines Laufzeitastes zu erkennen. Dies betrifft nahezu alle Stationen des Profils. Die Einsätze der meisten Phasen konnten nicht als durchgehende Laufzeitkurve bestimmt werden, sondern sind nur abschnittsweise deutlich erkennbar (Abb. 3.21). Dennoch ist die obere Kruste zufriedenstellend mit Strahlen überdeckt (Abb. 3.22). Die seismischen Geschwindigkeiten des Kristallins in diesem Bereich sind niedriger als bei den Profilen Gåsefjord und Fønfjord. Hier nimmt die Geschwindigkeit von 5.6 km/s an der Oberfläche auf 6.0–6.1 km/s in 3.5 km Tiefe zu (Abb. 3.23). Darunter steigt sie gleichmäßig bis auf einen Wert von 6.4 km/s am ersten krustalen Reflektor an. Der Reflektor wird durch fünf PcP1-Reflexionen der Stationen 414, 381, 382, 383 und 387 bestimmt. Er beginnt im Nordwesten des Profils in einer Tiefe von 20 km und steigt ab Profilkilometer 100 langsam an, bis er bei Profilkilometer 215 die minimale Tiefe von 13 km erreicht. Die kräftigen PcP1-Reflexionen der Stationen 382 (Abb. 3.19) und 383 gehen etwa bei einem *Offset* von 110 km in refraktierte Pg-Phasen der mittleren Kruste über.

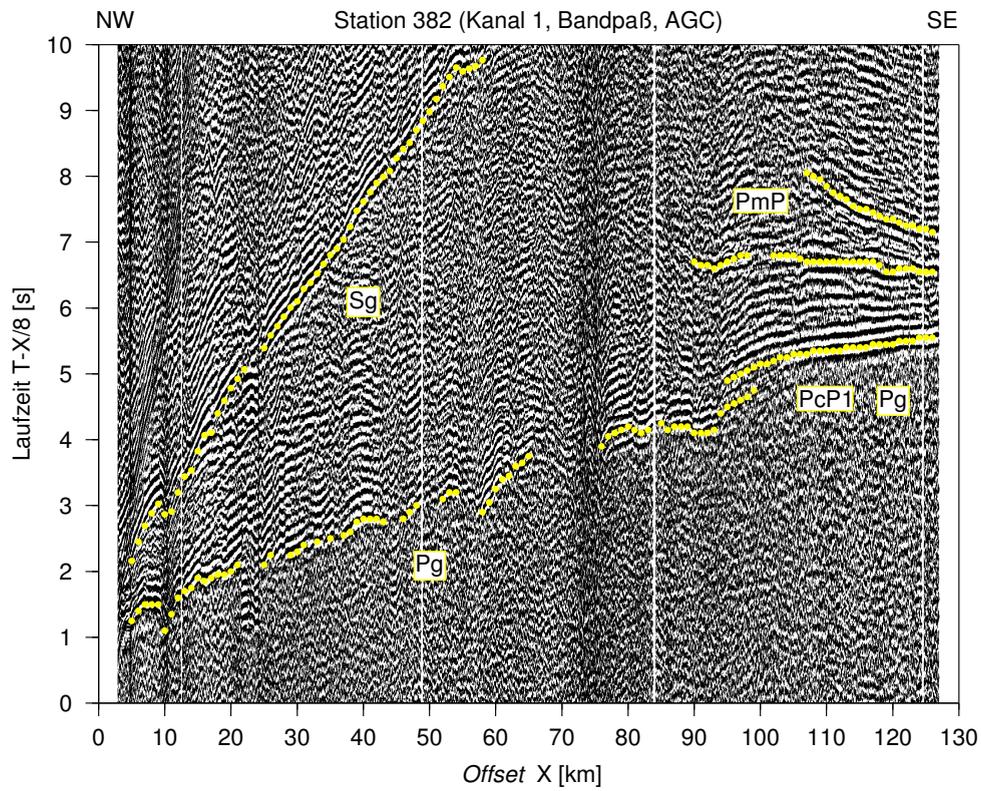


Abbildung 3.19: Seismogrammausschnitt der Station 382 des Profils Nordvestfjord. Verwendete Einsätze sind markiert und beschriftet.

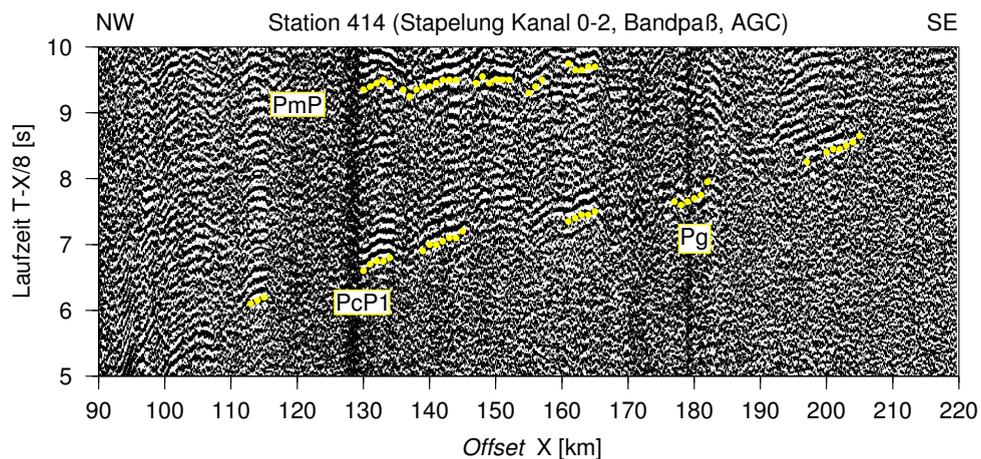


Abbildung 3.20: Seismogrammausschnitt der Station 414 des Profils Nordvestfjord. Verwendete Einsätze sind markiert und beschriftet.

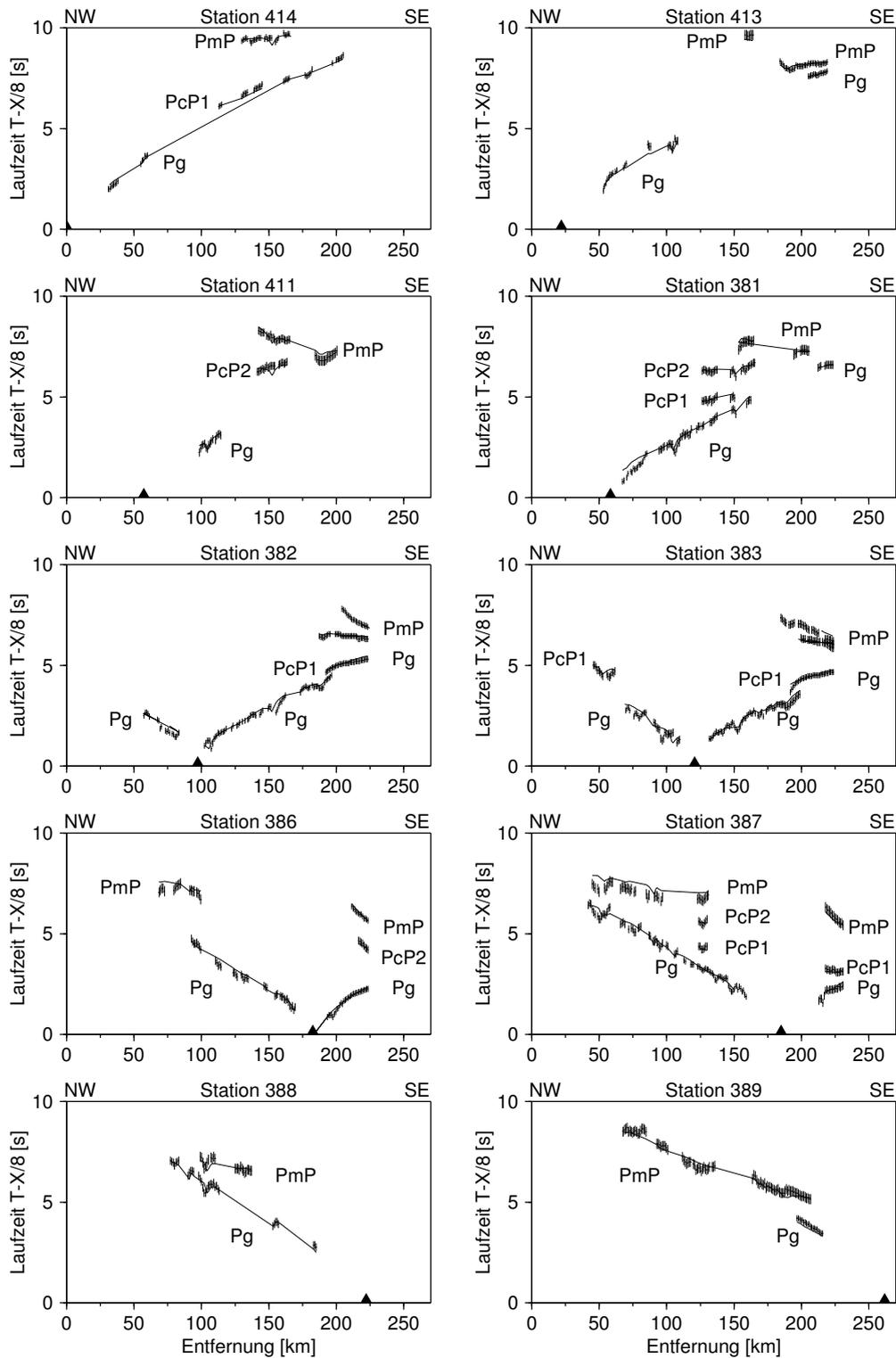


Abbildung 3.21: Laufzeiten der P-Wellen für das Profil Nordvestfjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.5.

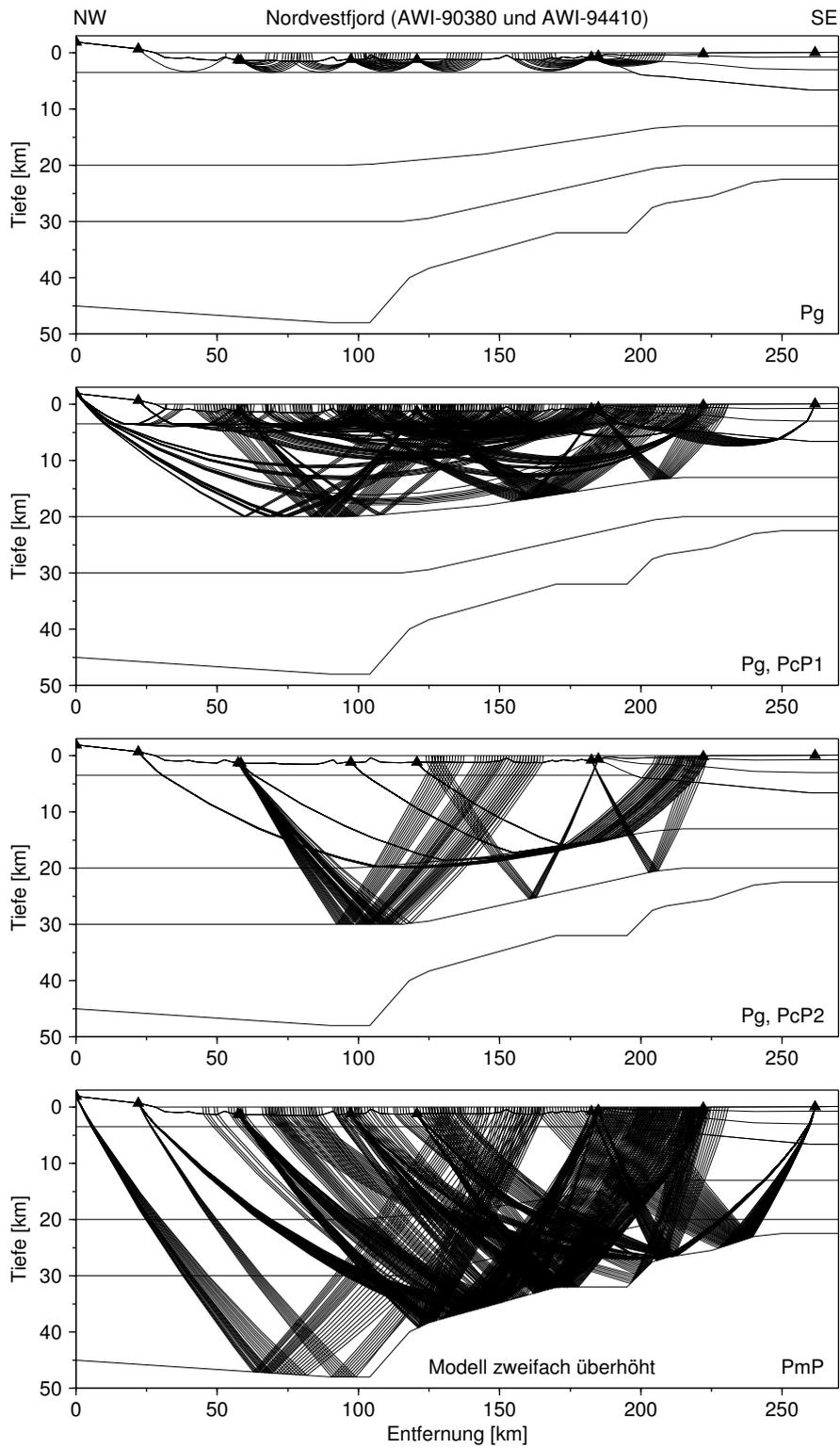


Abbildung 3.22: Strahlenverlauf der P-Wellen für das Profil Nordvestfjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.6.

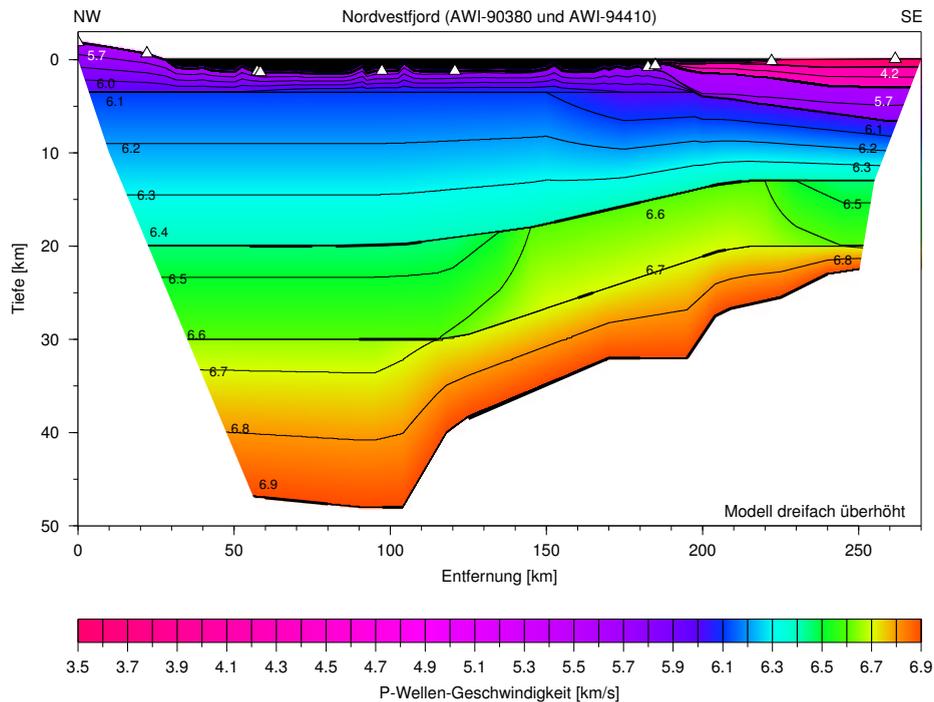


Abbildung 3.23: Geschwindigkeitsmodell der P-Wellen für das Profil Nordvestfjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.7.

Weitere drei Stationen enthalten Pg-Einsätze aus der mittleren Kruste. Doch während die Laufzeiten der Stationen 413 und 381 eine Geschwindigkeitszunahme von 6.45 km/s unterhalb des ersten Reflektors auf 6.6 km/s bis zum nächsten Reflektor nahelegen, zeigen die Einsätze der Stationen 382 und 383 deutlich höhere Geschwindigkeiten. Deshalb wurden zwischen den Profilkilometern 150 und 230 Geschwindigkeiten von 6.6–6.7 km/s modelliert. Der damit verbundene hohe Impedanzkontrast zwischen der oberen und der mittleren Kruste spiegelt sich in den starken PcP1-Reflexionen der Stationen 382 und 383 wider. Im Gegensatz zu den südlichen Profilen konnten im Nordvestfjord nur zwei krustale Reflektoren identifiziert werden. Der untere Reflektor ist durch PcP2-Reflexionen von vier Stationen (411, 381, 386, 387) belegt und verläuft nahezu parallel zu dem oberen Reflektor. Er steigt von 30 km im Nordwesten auf 20 km im Südosten an.

Die Kruste-Mantel-Grenze konnte durch eine Vielzahl von PmP-Reflexionen gut modelliert werden, alle Stationen zeigen entsprechende Phasen. Besonders interessant sind dabei die beiden äußeren Stationen im Nordwesten. Abb. 3.20 zeigt einen Seismogrammausschnitt der Station 414. Er zeigt eine sehr späte Reflexion, die erst nach 9 s reduzierter Laufzeit ($v_{red} = 8$ km/s) auftritt. Nimmt man eine weitere gleichmäßige Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe von 6.6 km/s auf 6.9 km/s wie bei den anderen Profilen der Region an, so ergibt die Modellierung dieser Phase eine Mohotiefe von 48 km. Eine kurze PmP-Phase bei Station 413 bestätigt diesen Wert. Die Daten dieser Station weisen außerdem eine zweite Mohoreflexion auf, die deutlich

früher auftritt, etwa bei 8 s reduzierter Laufzeit. Zusammen mit den Einsätzen der anderen Stationen ergab sich daraus eine komplexe Mohotopographie. Ab Profilkilometer 105 steigt die Moho von 48 km Tiefe steil auf 40 km an, um dann zwischen 125 km und 170 km langsamer auf 32 km anzusteigen. Die Stationen 382 (Abb. 3.19) und 383 zeigen wieder zwei PmP-Phasen, die durch Diffraktion an einer Kante bei Profilkilometer 200 modelliert wurden. Dabei ließen sich nur die Laufzeiten der Station 382 befriedigend anpassen, bei Station 383 sind die Abweichungen groß. Dies ist vermutlich die Folge der dreidimensionalen Meßanordnung, da bei Station 383 die Krümmung des Fjordes besonders groß ist (Abb. 3.2). Östlich von Profilkilometer 210 steigt die Kruste-Mantel-Grenze weiter bis auf eine Höhe von 23 km an.

Scherwellen

Neun der insgesamt zehn Stationen zeigen Einsätze von Scherwellen (Abb. 3.24). Die kristalline Oberkruste wird im mittleren Bereich des Profils dicht mit Strahlen überdeckt (Abb. 3.25). Die Scherwellengeschwindigkeit nimmt rasch von 3.2–3.3 km/s auf 3.5–3.6 km/s in 3.5 km Tiefe zu (Abb. 3.26). Darunter nimmt sie gleichmäßig auf 3.7–3.8 km/s am oberen krustalen Reflektor zu. Eine ScS1-Reflexion der Station 387 über einen *Offset* von 10 km kann damit angepaßt werden. Die Station 387 liefert mit einer ScS2-Reflexion über 20 km Distanz die einzige Information über die mittlere Kruste. Dort wurde eine Geschwindigkeitszunahme auf 3.8–3.9 km/s modelliert. Die Moho-reflexionen von fünf Stationen konnten mit einem v_p/v_s -Verhältnis von 1.73 in der Unterkruste angepaßt werden, d.h. die Geschwindigkeit liegt zwischen 3.85 km/s und 4.0 km/s. Eine SmS-Phase über knapp 10 km *Offset* der äußersten Station 414 nach 22.5 s reduzierter Laufzeit ($v_{red} = 6$ km/s) bestätigt die große Mohotiefe von 48 km im Nordwesten des Profils. Die Stationen 382 und 383 zeigen auch bei den Scherwellen zwei an der Kruste-Mantel-Grenze reflektierte Phasen, die jedoch bei Station 382 deutliche Abweichungen zwischen abgelesener und modellierter Laufzeitkurve aufweisen. Diese könnten zwar durch eine sehr kleinräumige Geschwindigkeitsänderung verringert werden, dann gäbe es aber Abweichungen bei anderen Stationen.

Das Poissonverhältnis

Das ermittelte Poissonverhältnis des Profils Nordvestfjord ist in Abb. 3.27 dargestellt. Im Gegensatz zu den bisher betrachteten Profilen zeigt das Poissonverhältnis hier bereits in den oberen Kilometern Abweichungen vom Startwert 0.25. Ab Profilkilometer 50 nimmt das Verhältnis von 0.25 an der Oberfläche auf 0.23 in 3.5 km Tiefe ab. Eine Ausnahme bilden hier wieder die Sedimente des Jameson-Land-Beckens, die nicht durch Sg-Phasen modelliert werden konnten, dort kann deshalb keine Aussage über das Poissonverhältnis getroffen werden. Der Wert von 0.23 wird bis zum ersten krustalen Reflektor beibehalten. Darunter findet sich nur noch zwischen Profilkilometer 70 und 140 ein kleiner Bereich mit einem Poissonverhältnis von 0.24, die restliche mittlere und untere Kruste zeigt keine Abweichung vom Anfangswert.

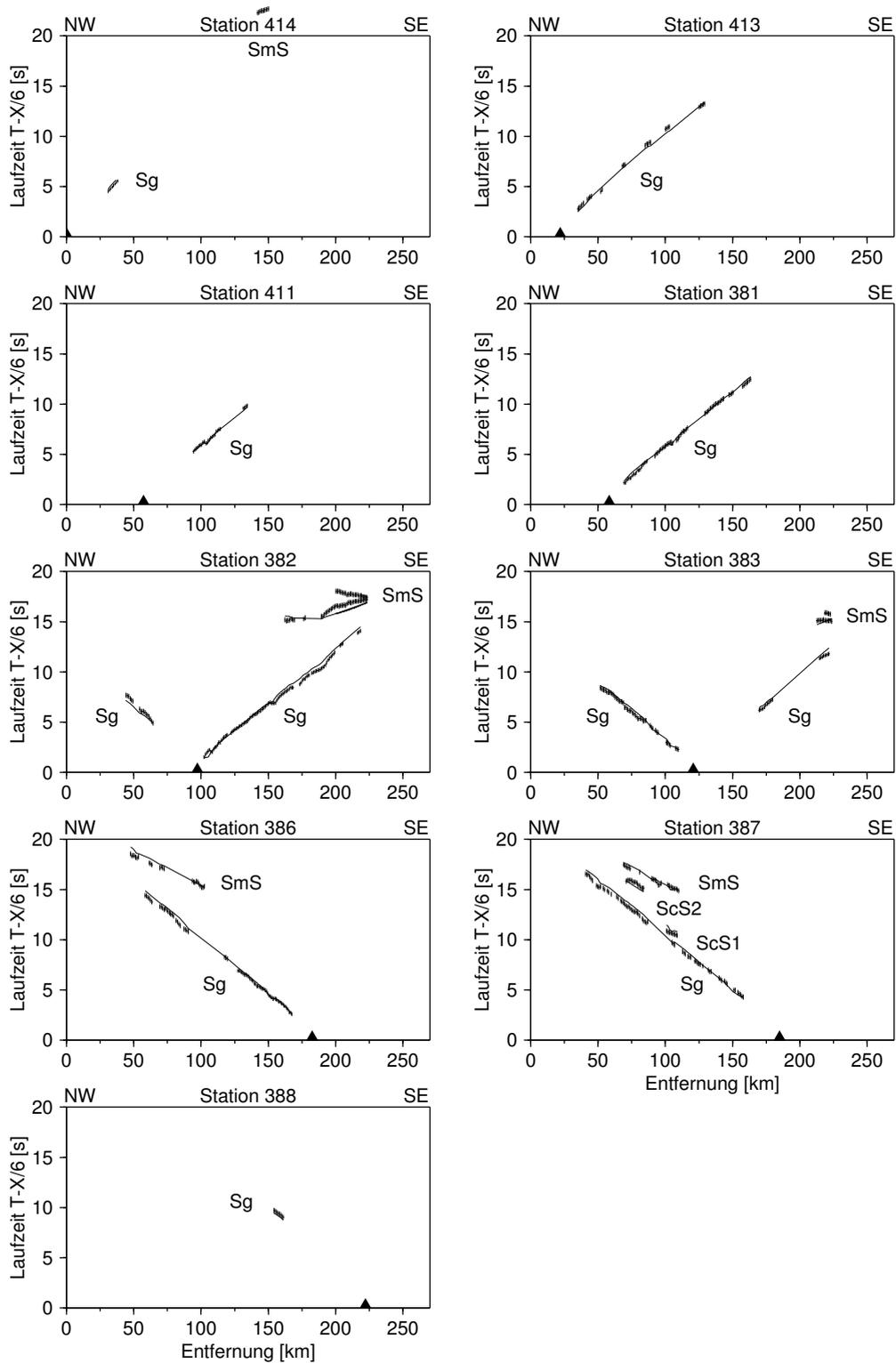


Abbildung 3.24: Laufzeiten der S-Wellen für das Profil Nordvestfjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.5.

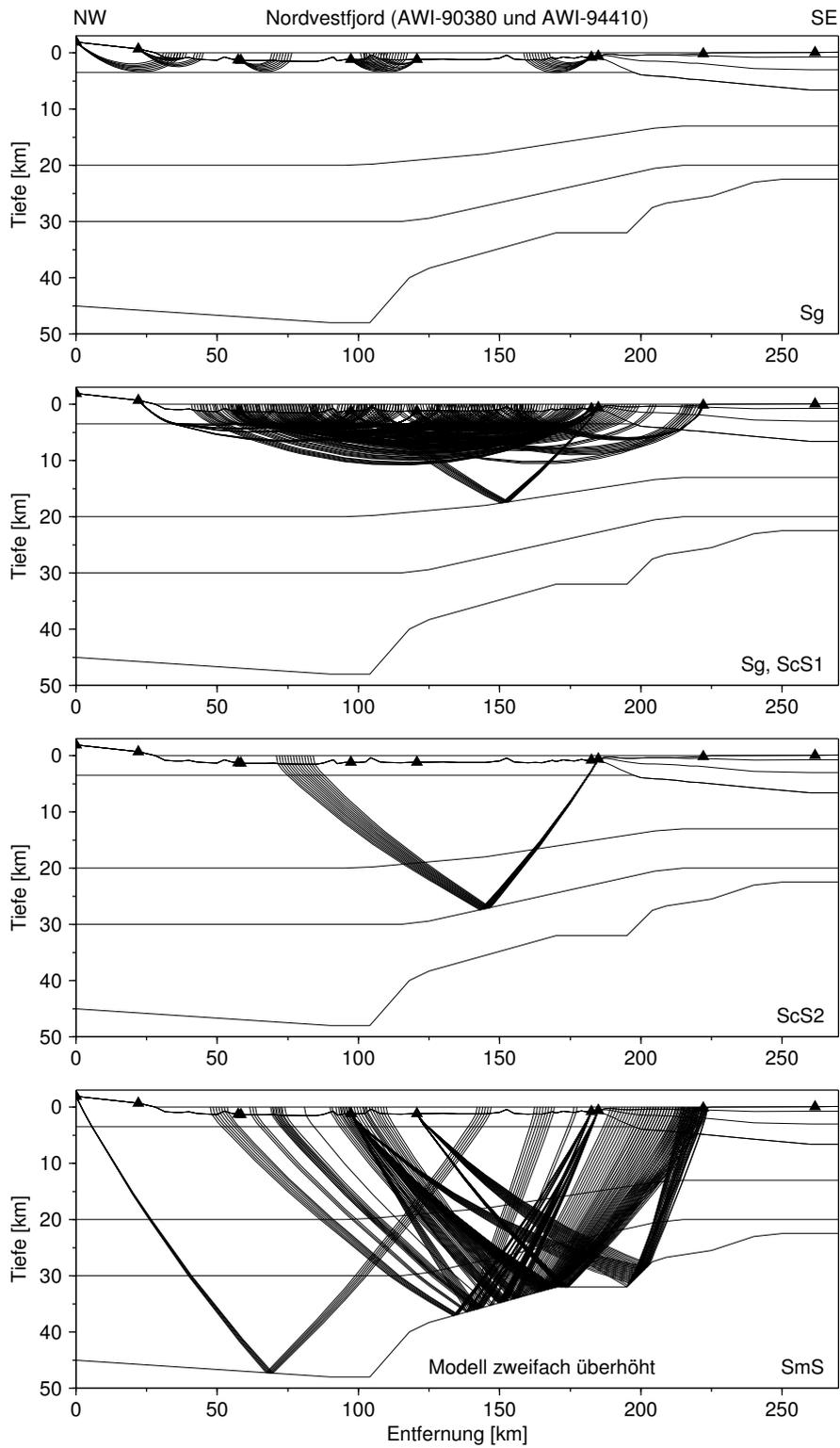


Abbildung 3.25: Strahlenverlauf der S-Wellen für das Profil Nordvestfjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.6.

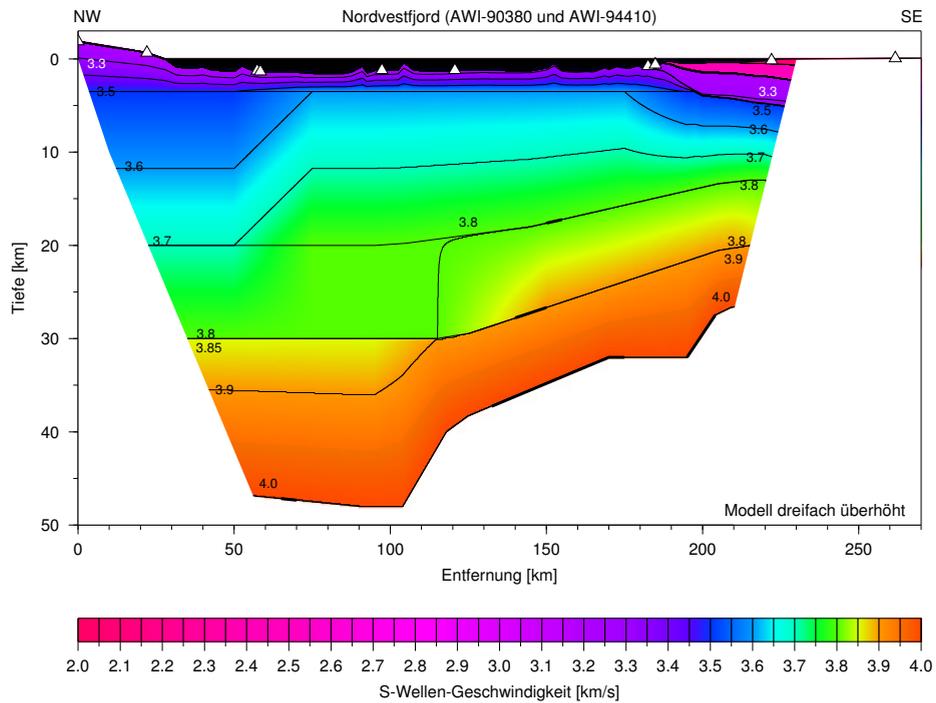


Abbildung 3.26: Geschwindigkeitsmodell der S-Wellen für das Profil Nordvestfjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.7.

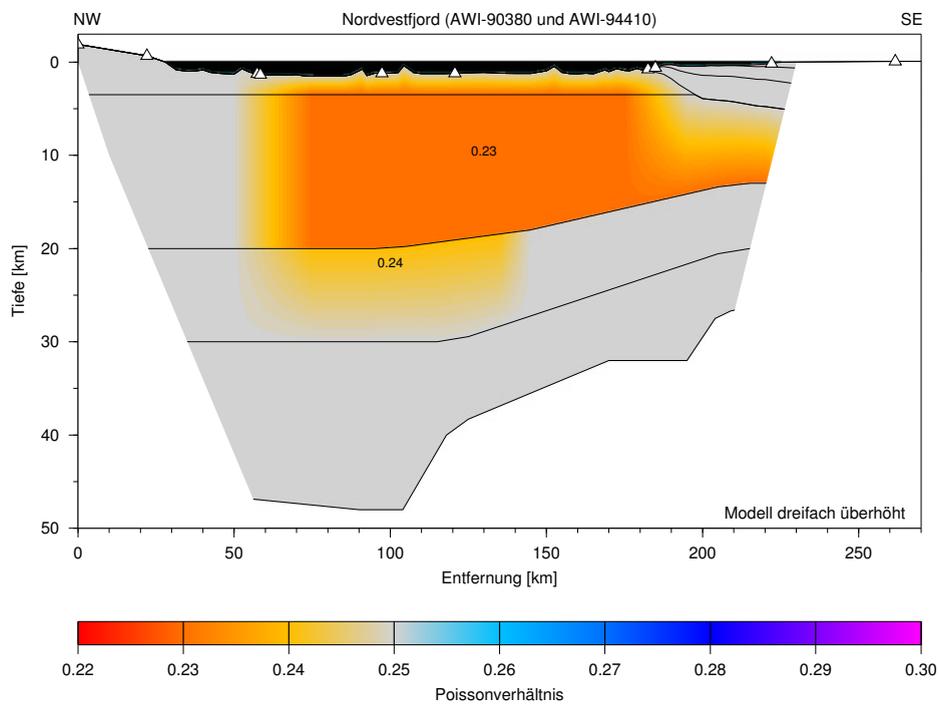


Abbildung 3.27: Modell des Poissonverhältnisses für das Profil Nordvestfjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.11.

3.6 Das Profil Øfjord (AWI-94420)

Das 200 km lange Profil AWI-94420 wurde 1994 gewonnen und verläuft von Südwest nach Nordost durch den Vestfjord, den Øfjord und die nordöstliche Ecke des Hall-Brednings, wo es das Profil Nordvestfjord (AWI-90380 und AWI-94410) kreuzt (Abb. 3.2). Die seismischen Signale wurden von vier Stationen registriert, zwei im kurzen Vestfjord (423 und 424) und zwei am Ende des Hall-Brednings (421 und 422). Alle vier Stationen lieferten brauchbare Daten. Dieses Profil wurde bisher noch nicht ausgewertet, deshalb wurde es im Rahmen dieser Arbeit modelliert.

Kompressionswellen

Auf allen vier Seismogrammen des Profils konnten refraktierte Pg-Phasen abgelesen werden, die mehr als 100 km *Offset* aufweisen. Abb. 3.28 zeigt als Beispiel die Aufzeichnung der Station 421. In Abb. 3.29 sind die Laufzeiten der Pg-Phasen aller Stationen dargestellt. Die obere Kruste ist bis in eine Tiefe von 15 km mit Strahlen sehr gut überdeckt, wie Abb. 3.30 zeigt. Im Südwesten des Profils ist die Geschwindigkeitsverteilung ähnlich wie bei den Profilen Gåsefjord und Fønffjord. Die

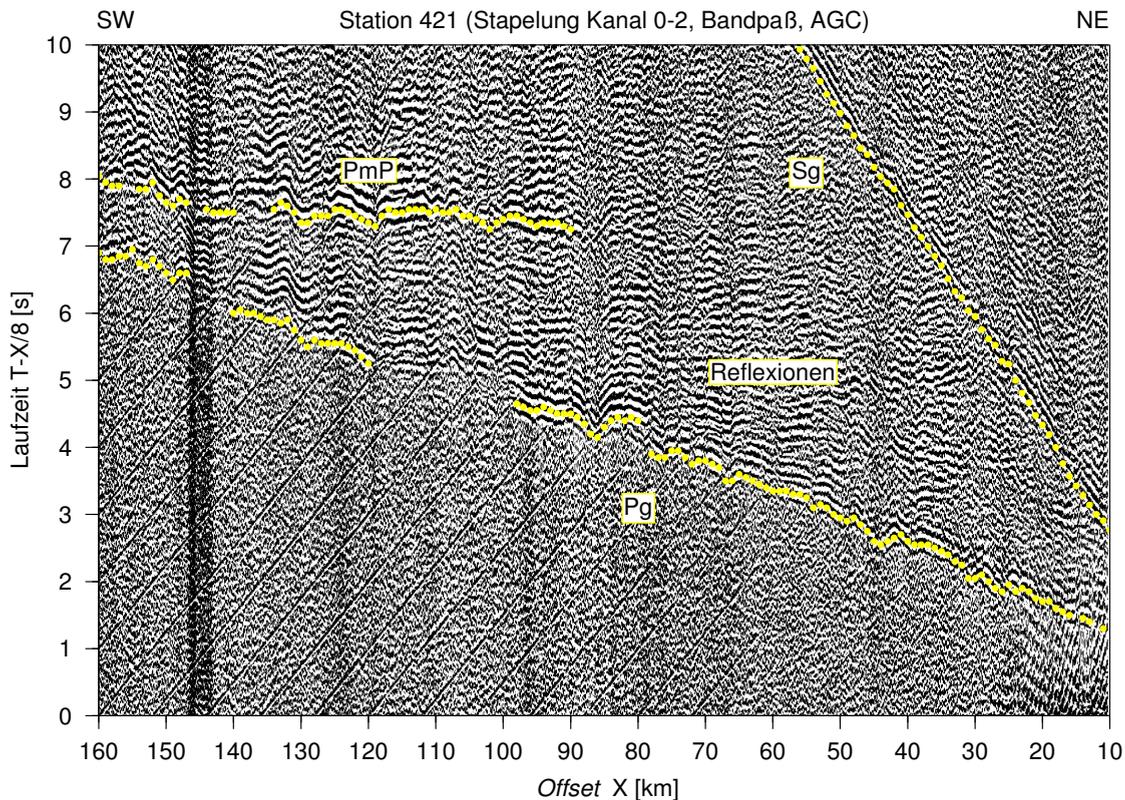


Abbildung 3.28: Seismogrammausschnitt der Station 421 des Profils Øfjord. Verwendete Einsätze sind markiert und beschriftet.

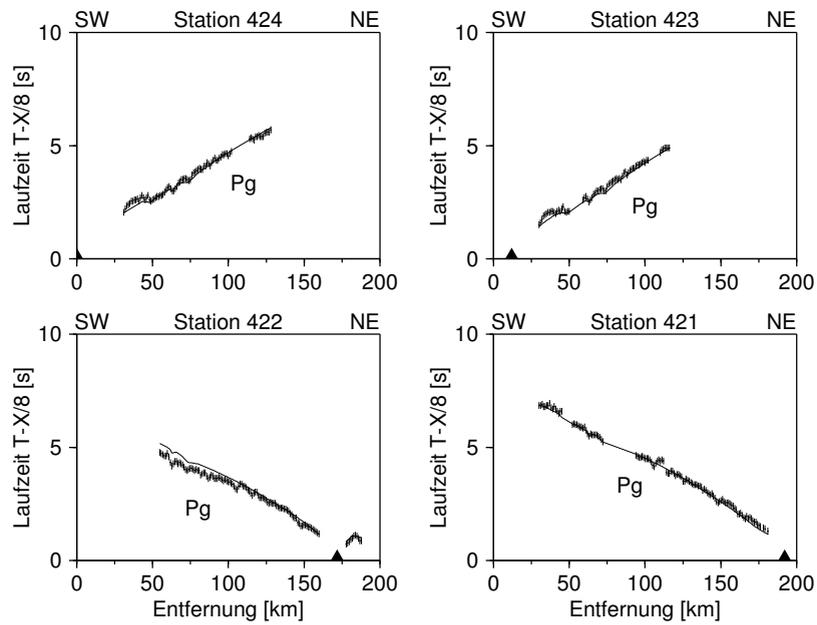


Abbildung 3.29: Laufzeiten der P-Wellen für das Profil Øfjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.5.

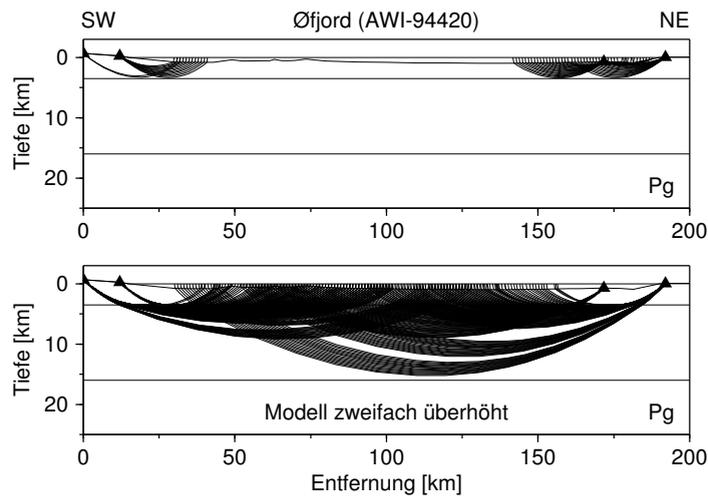


Abbildung 3.30: Strahlenverlauf der P-Wellen für das Profil Øfjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.6.

Geschwindigkeit nimmt sehr schnell von 5.6 km/s an der Oberfläche auf 6.1 km/s in 3.5 km Tiefe zu. Das Ergebnis einer Modellierung des Profils Rødefjord (AWI-90360), welches nur 60 km lang ist und aus zwei Stationen (361 und 365) besteht, bestätigt diese Werte. Im Nordosten finden sich die etwas geringeren Geschwindigkeiten des Profils Nordvestfjord wieder, hier beträgt die Geschwindigkeit in 3.5 km Tiefe nur 6.0 km/s. Mit der Tiefe gleichen sich diese Unterschiede aus, sodaß die Geschwindigkeit in 16 km Tiefe einheitlich 6.4 km/s beträgt. Dieser Wert paßt sowohl zu den Modellen der südlichen Profile Gåsefjord und Føn fjord, als auch zu dem nördlichen Profil Nordvestfjord. In größeren Tiefen unterscheiden sich diese Profile in der Geschwindigkeitsverteilung und in Anzahl und Lage der krustalen Reflektoren, sodaß irgendwo entlang des Profils Øfjord ein Übergang stattfinden muß. Leider gibt es in den Daten aufgrund der geringen Profillänge keine refraktierten Wellen aus tieferen Schichten. Zwar kann man bei allen Stationen krustale Reflexionen erkennen, aber diese bilden eher ein diffuses Band als deutlich erkennbare Einsätze (Abb. 3.28). Größtenteils lassen sich den Reflexionen keine eindeutigen Laufzeiten zuordnen, sodaß diese nicht für die Modellierung der mittleren und unteren Kruste verwendet werden können. Die Reflexionen von der Kruste-Mantel-Grenze sind zwar deutlich erkennbar, aber ihre Qualität reicht nicht aus, um zuverlässige mittlere Geschwindigkeiten v_{rms} oder Reflektortiefen zu bestimmen. Die Mohotiefe kann somit nicht einmal annähernd bestimmt werden. Aus diesem Grund wurde das Profil nur bis in eine Tiefe von 15 km modelliert (Abb. 3.31).

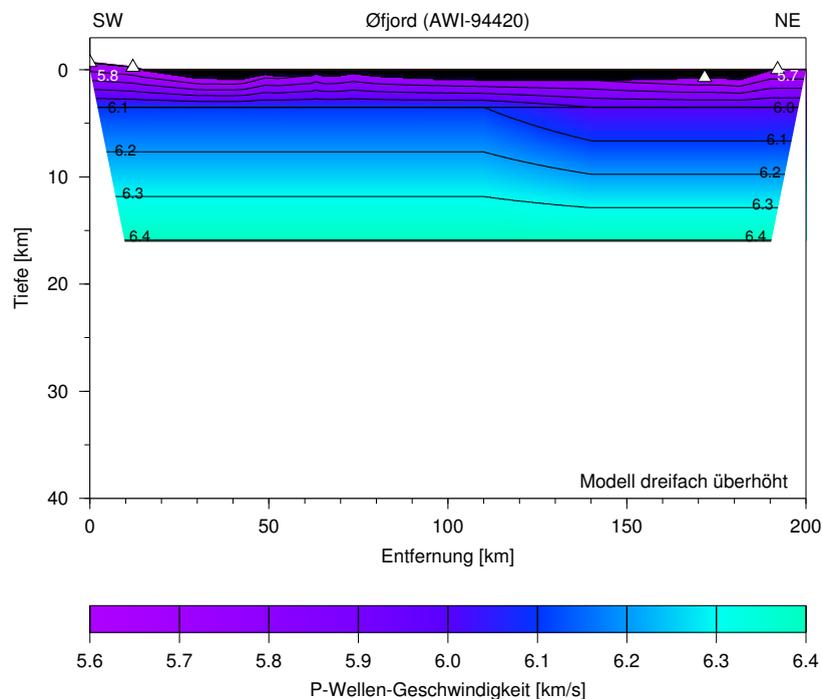


Abbildung 3.31: Geschwindigkeitsmodell der P-Wellen für das Profil Øfjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.7.

Scherwellen und das Poissonverhältnis

Alle Stationen haben refraktierte Sg-Phasen registriert (Abb. 3.32, damit ist das Modell in den oberen 15 km ausreichend mit Strahlen überdeckt (Abb. 3.33). Wie bei allen bisher betrachteten Profilen der südlichen Fjordregion nimmt die Geschwindigkeit der Scherwellen im Verhältnis schneller mit der Tiefe zu, als die der P-Wellen. Während sie an der Oberfläche noch 3.2 km/s beträgt, ist sie in 3.5 km Tiefe auf 3.6 km/s angestiegen und am unteren Ende des Modells in 15 km Tiefe wird ein Wert von 3.8 km/s erreicht (Abb. 3.34). Dementsprechend ist der Verlauf des Poissonverhältnisses. Es beträgt an der Oberkante des Modells 0.25 und nimmt auf 0.23 in 3.5 km Tiefe ab. Dieser Wert wird bis zur Unterkante des modellierten Bereiches in 15 km Tiefe beibehalten (Abb. 3.35).

3.7 Das Profil Kejser-Franz-Joseph-Fjord (AWI-94320)

Das 1994 vermessene Profil AWI-94320 ist mit 375 km Länge das längste refraktionsseismische Profil in der Fjordregion. Es verläuft in West-Ost-Richtung entlang des Kejser-Franz-Joseph-Fjordes, vorbei an der Insel Bontekoe-Ø, und endet aufgrund schwieriger Eisbedingungen nach weiteren 100 km auf dem Schelf kurz vor dem Kontinent-Ozean-Übergang. Alle elf ausgebrachten Stationen (321 bis 331) zeigen seismische Signale sehr guter Qualität. Das Profil wurde von Schindwein (1998) zusammen mit den Profilen Kong-Oscar-Fjord (AWI-94340), Dickson-Fjord (AWI-94360) und Brede-Fjord (AWI-94300) ausgewertet. Die Geschwindigkeitsmodelle für P-Wellen wurden für alle vier Profile überprüft und ohne Änderungen übernommen. Alle Modelle wurden um bisher noch nicht vorhandene Scherwellengeschwindigkeiten und Poissonverhältnisse ergänzt.

Kompressionswellen

Abb. 3.36 zeigt das unveränderte Geschwindigkeitsmodell für P-Wellen nach Schindwein (1998). Im kaledonischen Kristallin im Westen des Profils finden sich in den oberen drei Kilometern des Modells Geschwindigkeiten zwischen 5.7 km/s und 6.0 km/s. Ab Profilkilometer 158 beginnt ein devonisches Sedimentbecken mit Geschwindigkeiten zwischen 5.3 km/s an der Oberfläche und 5.7 km/s in 2 km Tiefe. Daran schließen sich ab Profilkilometer 210 mesozoische Sedimente mit einer oberflächennahen tertiären Intrusion bei Kilometer 330 an. Hier nimmt die Geschwindigkeit auf den ersten beiden Tiefenkilometern sehr schnell von 4.0 km/s auf 5.1 km/s zu, um danach langsamer auf einen Wert von 5.8 km/s in 6 km Tiefe anzusteigen. Die obere Kruste wird durch einen Reflektor mit ausgeprägter Topographie in einer Tiefe zwischen 10 km und 14 km Tiefe begrenzt, die Geschwindigkeit beträgt an der Oberseite des Reflektors 6.2 km/s. Im westlichen Drittel des Profils nimmt die Geschwindigkeit weiter gleichmäßig bis auf 6.9 km/s in 43 km Tiefe zu. In diesem Bereich findet sich kein

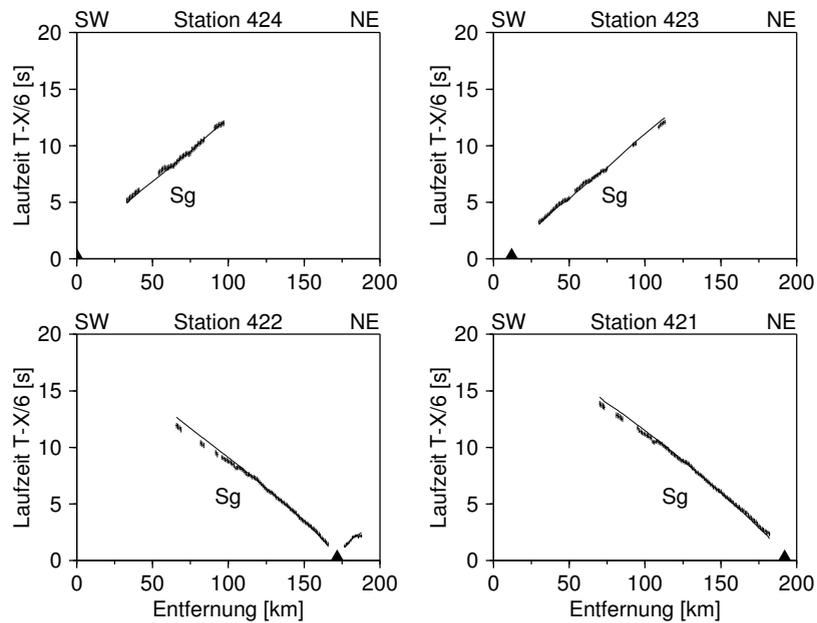


Abbildung 3.32: Laufzeiten der S-Wellen für das Profil Øfjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.5.

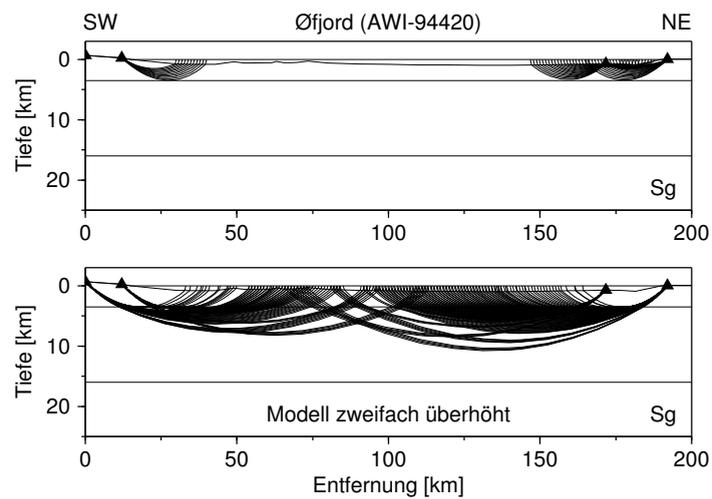


Abbildung 3.33: Strahlenverlauf der S-Wellen für das Profil Øfjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.6.

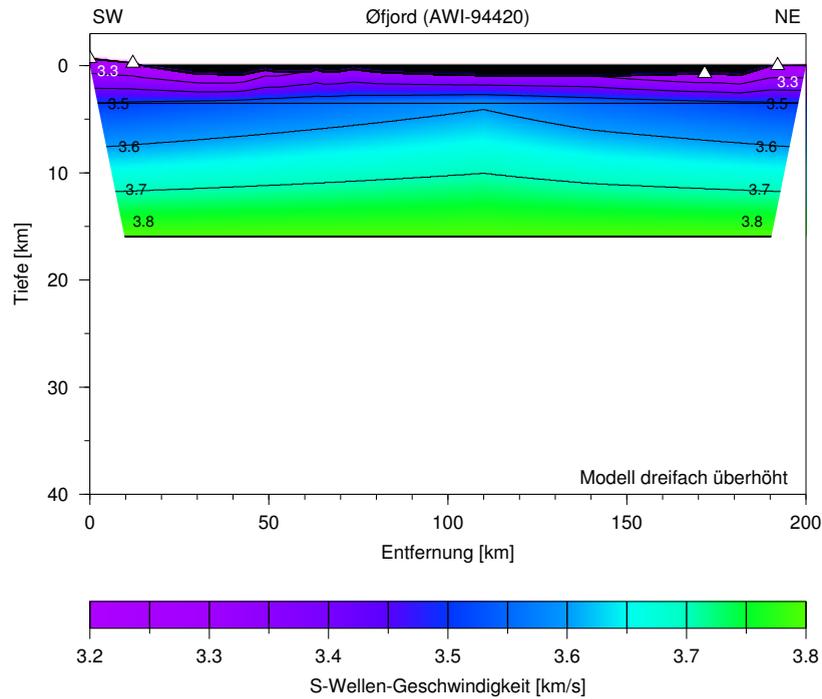


Abbildung 3.34: Geschwindigkeitsmodell der S-Wellen für das Profil Øfjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.7.

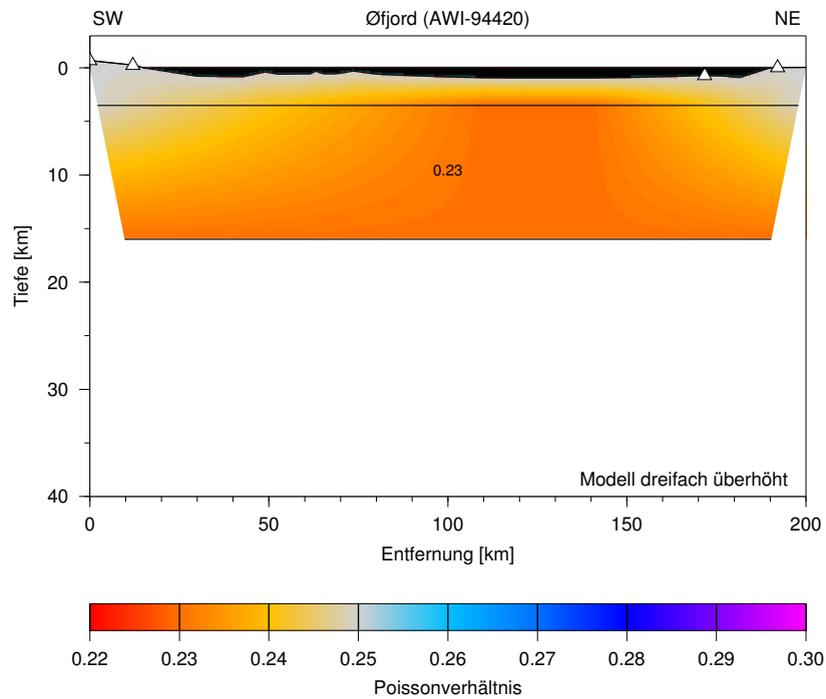


Abbildung 3.35: Modell des Poissonverhältnisses für das Profil Øfjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.11.

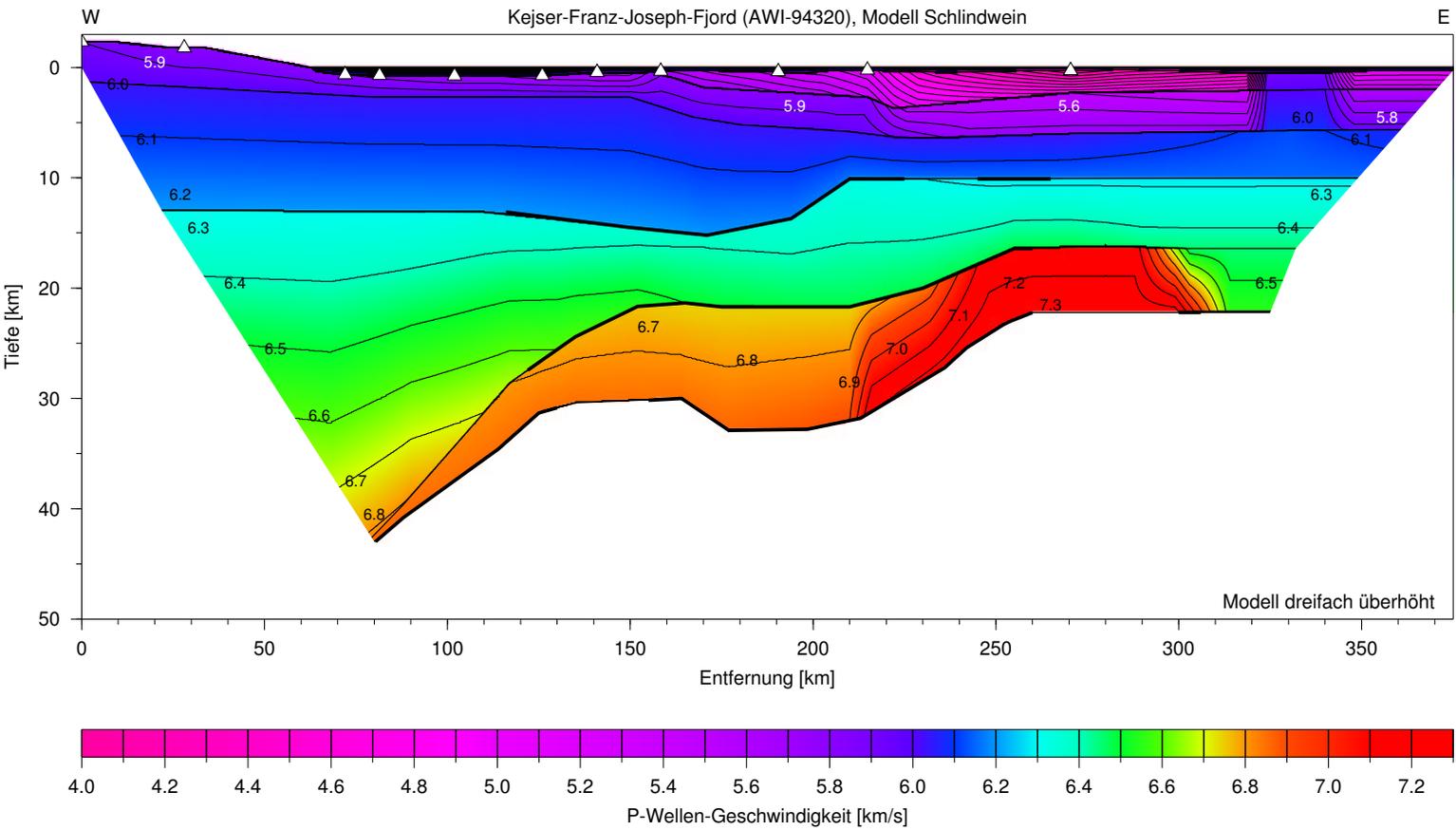


Abbildung 3.36: Geschwindigkeitsmodell der P-Wellen für das Profil Keiser-Franz-Joseph-Fjord nach Schлиндwein (1998). Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.7.

weiterer krustaler Reflektor. Ein solcher Reflektor tritt aber zwischen Profilkilometer 125 und 270 auf. Er steigt von etwa 30 km Tiefe auf 21.5 km an, bildet dort ein Plateau und erreicht im Osten eine Tiefe von nur 16.5 km. Die Moho zeigt ebenfalls eine ausgeprägte Topographie mit Werten zwischen 22 km im Osten und 43 km Tiefe im Westen des Profils. Zwischen dem unteren krustalen Reflektor und der Moho wurde ab einer Profillänge von 230 km eine Hochgeschwindigkeitsschicht mit Werten bis zu 7.3 km/s modelliert. Die seismische Geschwindigkeit für den oberen Mantel wurde von Schlindwein (1998) aus zahlreichen Pn-Phasen für alle nördlichen Profile zu 7.94 ± 0.1 km/s bestimmt.

Scherwellen

Die Aufzeichnungen von allen elf Stationen weisen Einsätze von Scherwellen in guter Qualität auf (Abb. 3.37). Die kristalline Oberkruste ist im Westen bis Profilkilometer 230 gut mit Strahlen überdeckt (Abb. 3.38). Teilweise lassen sich die refraktierten Sg-Phasen über mehr als 100 km *Offset* verfolgen, z.B. bei Station 329. Im Gegensatz zu den Profilen der südlich gelegenen Scoresby-Sund-Region nimmt hier auf den ersten beiden Kilometern die Scherwellengeschwindigkeit im Verhältnis zur Kompressionswellengeschwindigkeit mit der Tiefe langsamer zu (Abb. 3.39). Zwei kurze ScS1-Reflexionen der Stationen 327 und 329 konnten mit dieser Geschwindigkeitsverteilung ebenfalls modelliert werden. In diesem Profil gibt es, wie auch im Süden, keine direkte Geschwindigkeitsinformationen von Stationen, welche auf mesozoischen Sedimenten standen. Zwischen 3 km und 14 km Tiefe nimmt die Geschwindigkeit der S-Wellen in der Mitte des Profils schnell von 3.5 km/s auf 3.7 km/s zu. Aus der mittleren Kruste gibt es keine refraktierten S-Wellen mehr, hier lassen nur die ScS2-Reflexionen der Stationen 321, 323 und 325 darauf schließen, daß es keine nennenswerten Abweichungen vom Startmodell mit einem v_p/v_s -Verhältnis von 1.73 gibt. Das gilt auch für die Unterkruste in der Mitte und im Osten des Profils, dort liefern die Mohoreflexionen von sechs Stationen (321, 322, 323, 325, 326, 329) indirekte Geschwindigkeitsinformationen.

Das Poissonverhältnis

Das Poissonverhältnis des Profils Kejsjer-Franz-Joseph-Fjord zeigt in zwei Regionen Abweichungen von Anfangswert 0.25 (Abb. 3.40). In den westlichen hundert Kilometern des Profils beträgt das Poissonverhältnis an der Oberfläche 0.29–0.30, um dann wieder rasch auf 0.25 in 3 km Tiefe abzunehmen. Zwischen Profilkilometer 100 und 300 ist das Poissonverhältnis in der unteren Oberkruste kleiner als 0.25, der Minimalwert von 0.22 wird bei Profilkilometer 170 direkt oberhalb des ersten krustalen Reflektors erreicht. Unterhalb dieses Reflektors ergab die Modellierung der Scherwellen, welche dort erst den Bereich ab Profilkilometer 100 überdeckt, keine Hinweise auf eine Änderung des Startmodells.

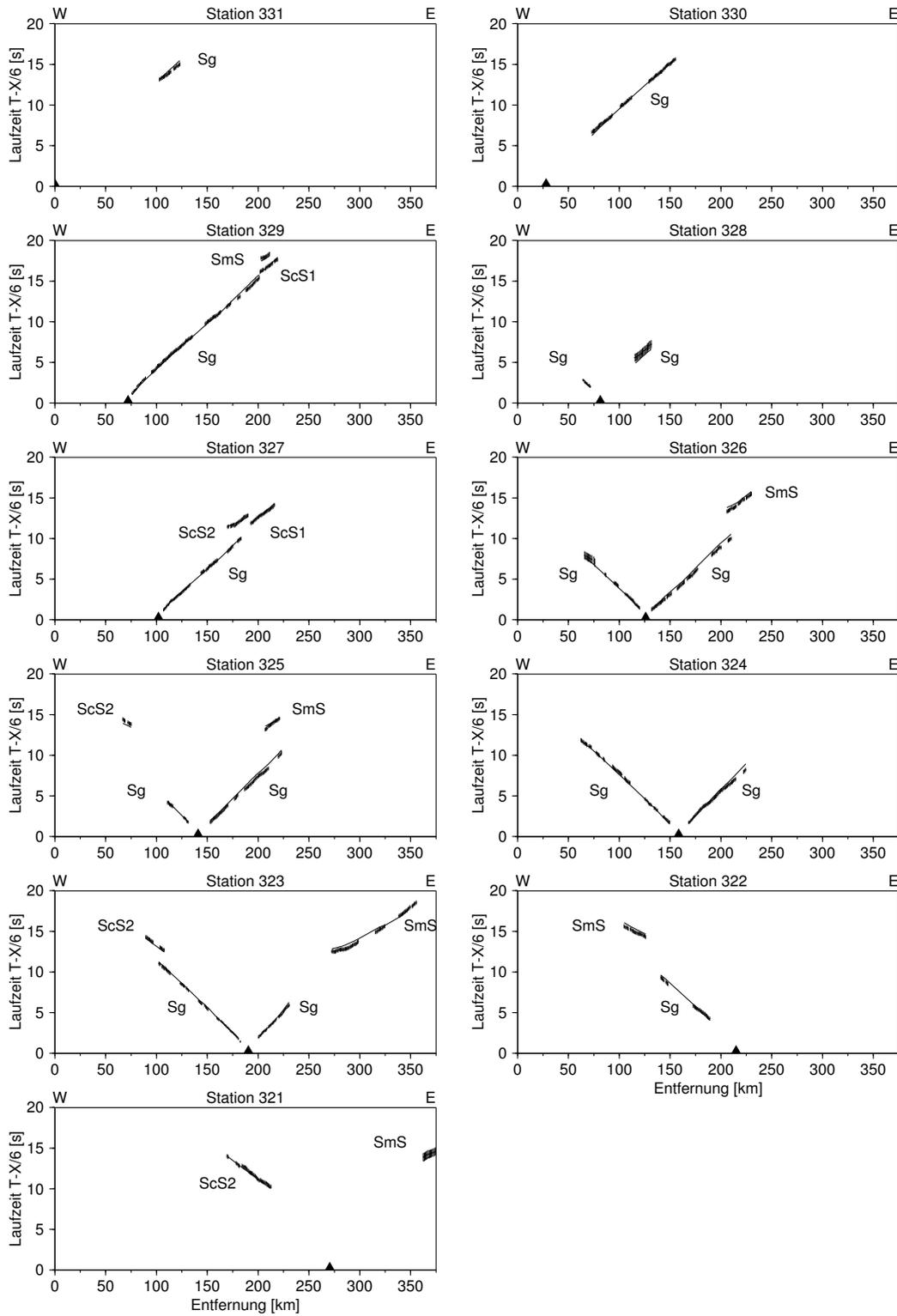


Abbildung 3.37: Laufzeiten der S-Wellen für das Profil Kejser-Franz-Joseph-Fjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.5.

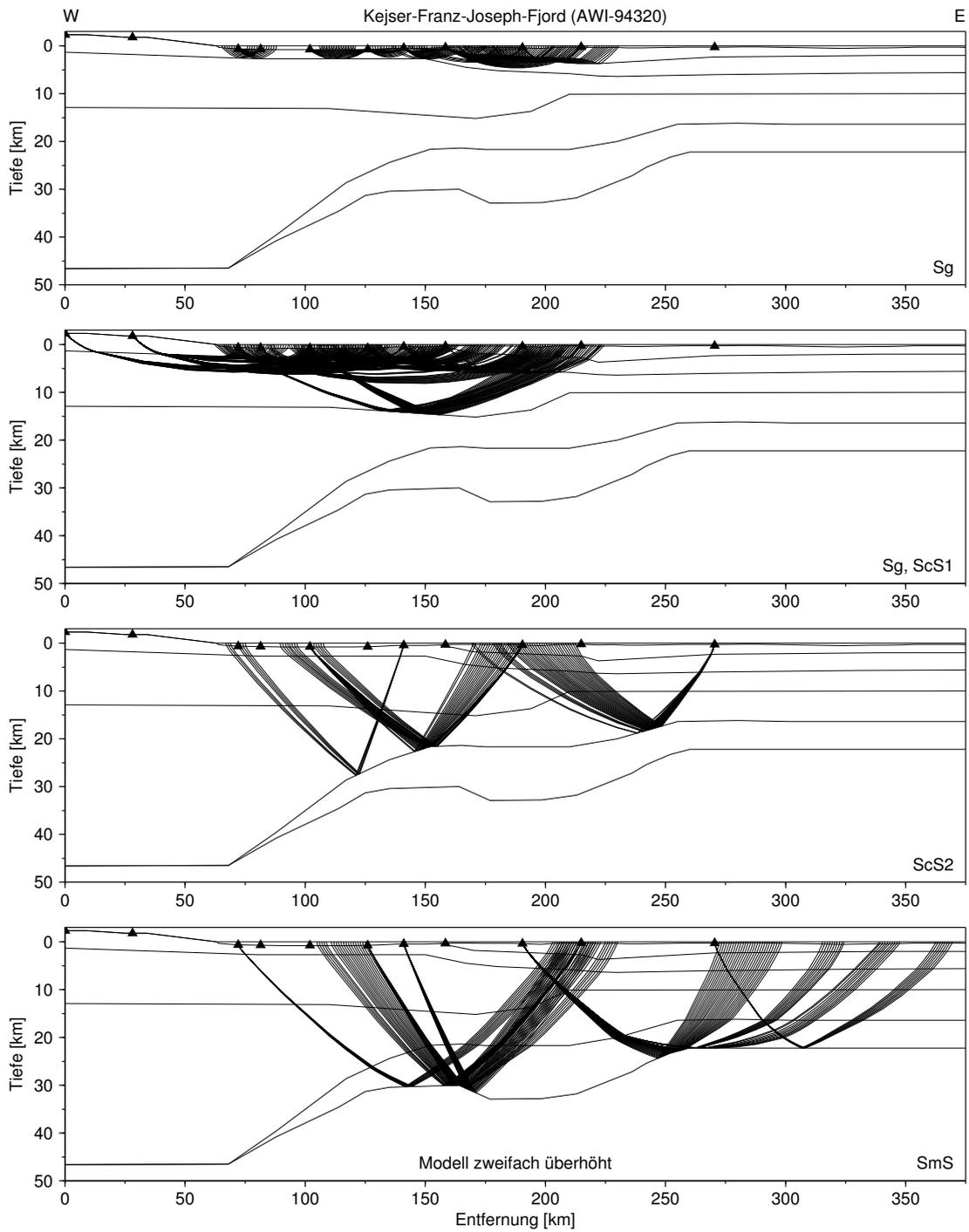


Abbildung 3.38: Strahlenverlauf der S-Wellen für das Profil Keiser-Franz-Joseph-Fjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.6.

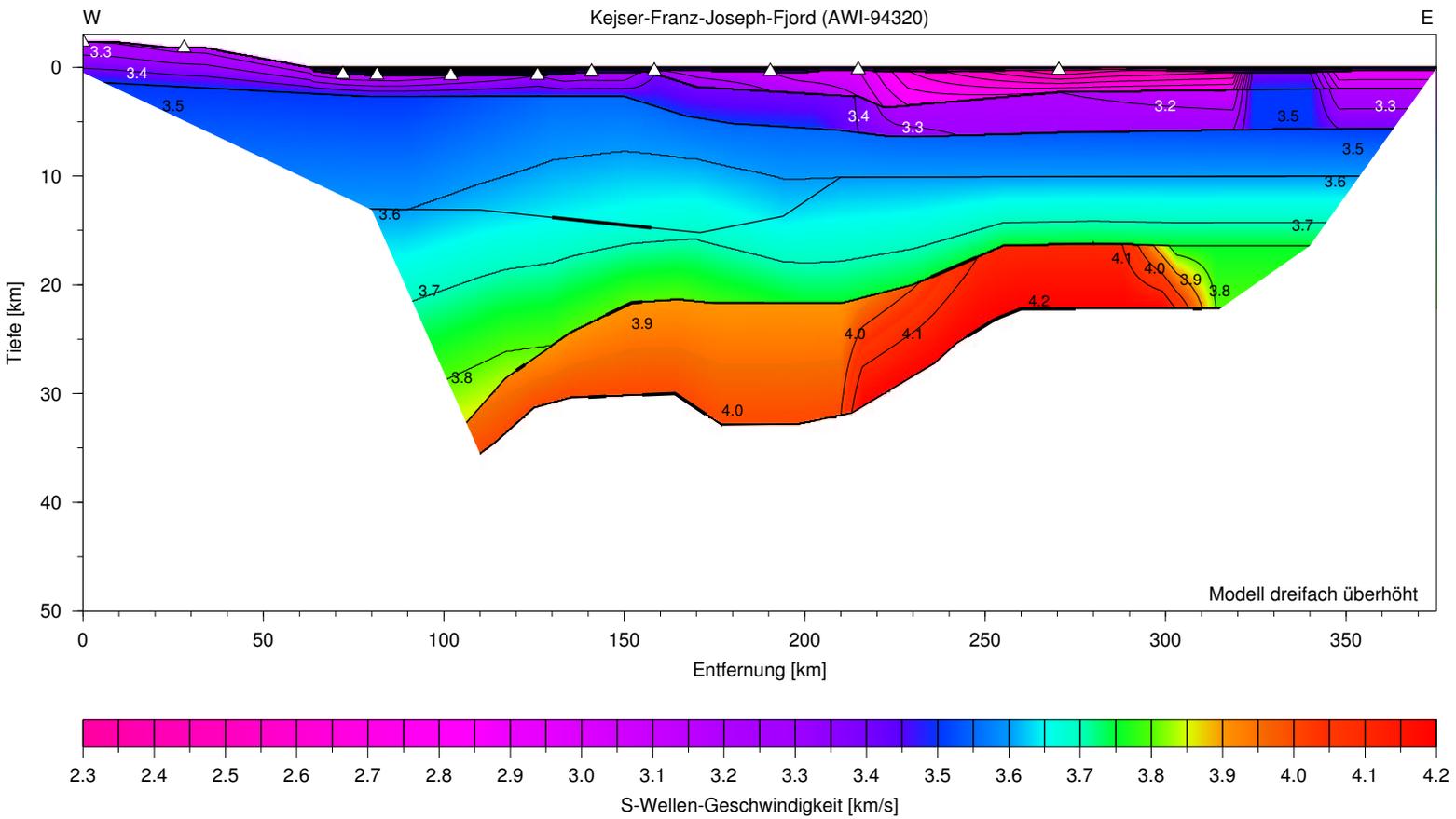


Abbildung 3.39: Geschwindigkeitsmodell der S-Wellen für das Profil Keiser-Franz-Joseph-Fjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.7.

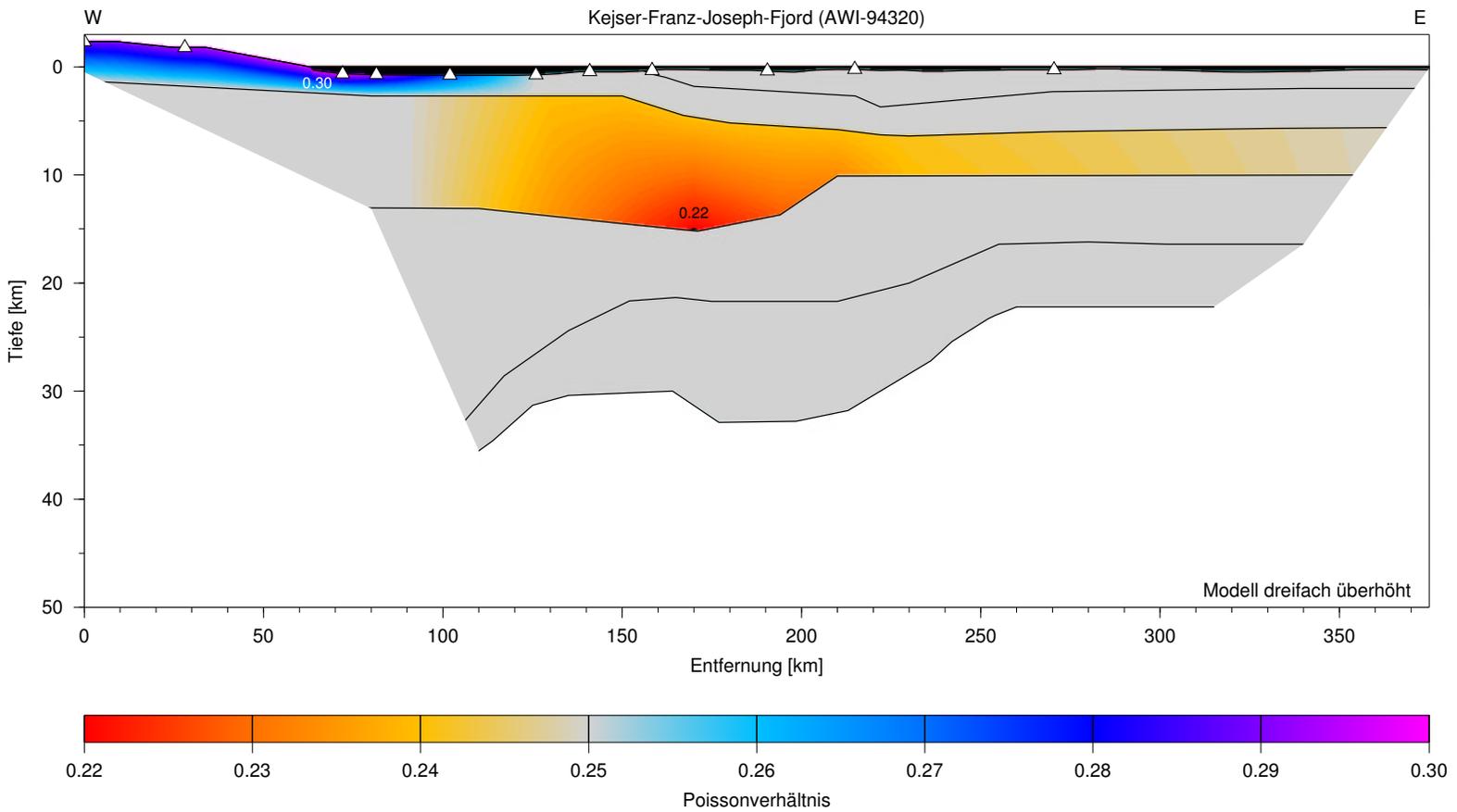


Abbildung 3.40: Modell des Poissonverhältnisses für das Profil Keiser-Franz-Joseph-Fjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.11.

3.8 Das Profil Kong-Oscar-Fjord (AWI-94340)

Das Profil AWI-94340 beginnt im Nordwesten im Isfjord, durchläuft den Kong-Oscar-Fjord und endet nach insgesamt 350 km im Südosten auf dem Schelf vor Jameson-Land (Abb. 3.2). Dabei kreuzt es die Profile Kejser-Franz-Joseph-Fjord (AWI-94320) und Dickson-Fjord (AWI-94360). Von den zwölf ausgebrachten Stationen (341 bis 352) konnten von Schlindwein (1998) die Daten von zehn Stationen für die Modellierung verwendet werden.

Kompressionswellen

Das unveränderte Geschwindigkeitsmodell der P-Wellen des Profils Kong-Oscar-Fjord nach Schlindwein (1998) ähnelt in der Geschwindigkeitsverteilung und den Reflektortopographien dem vorherigen Profil Kejser-Franz-Joseph-Fjord. Auch hier hat das Kristallin der Oberkruste seismische Geschwindigkeiten zwischen 5.7 km/s und 6.0 km/s (Abb. 3.41). Allerdings wurden aufgrund des gewundenen Verlaufes des Fjordes auf diesem Profil keine devonischen Sedimente beobachtet, sondern ab Profilkilometer 180 beginnen mesozoische Sedimente mit seismischen Geschwindigkeiten größer als 4.4 km/s. Bis zum ersten krustalen Reflektor in 12 km Tiefe nimmt die Geschwindigkeit langsam auf 6.2 km/s zu. Diese Schichtgrenze ist nur im Osten direkt durch Reflexionen bestätigt und zeigt keine Topographie. Die mittlere Kruste wird an der Unterkante durch einen zweiten Reflektor begrenzt. Er beginnt im Osten in einer Tiefe von 18 km, fällt bei Profilkilometer 200 steil auf etwa 22 km Tiefe ab und nähert sich im Westen der Kruste-Mantel-Grenze bei 30 km Tiefe. Die Moho verläuft in der Mitte und im Osten des Profils nahezu parallel zu dem zweiten krustalen Reflektor in Tiefen zwischen 26 km und 30 km. Dazwischen wurde ab 210 km Profillänge wieder ein Hochgeschwindigkeitskörper mit Geschwindigkeiten zwischen 7.0 km/s und 7.2 km/s modelliert.

Scherwellen

Die Seismogramme aller zehn verwendbaren Stationen zeigen Einsätze von Scherwellen (Abb. 3.42). Die Oberkruste ist zwischen Profilkilometer 40 und 240 ausreichend mit refraktierten Strahlen überdeckt, zwei kurze ScS1-Reflexionen der Stationen 342 und 344 geben Hinweise auf die Geschwindigkeiten östlich davon (Abb. 3.43). Insgesamt konnte das Profil über 320 km Länge mit Informationen aus Scherwellen modelliert werden (Abb. 3.44). In der oberen Schicht des Modells weicht die modellierte Scherwellengeschwindigkeit kaum vom Startmodell ab, lediglich zwischen 150 km und 190 km Profillänge sind die S-Wellen etwas langsamer als erwartet. Hier beträgt die Geschwindigkeit nur 3.2 km/s bei P-Wellen-Geschwindigkeiten um 5.8 km/s. In der Tiefe des ersten krustalen Reflektors wird eine Scherwellengeschwindigkeit von etwa 3.6 km/s erreicht. Die mittlere Kruste bis zum zweiten Reflektor ließ sich nur mit Hilfe der reflektierten ScS2-Phasen der Stationen 343, 344, 345

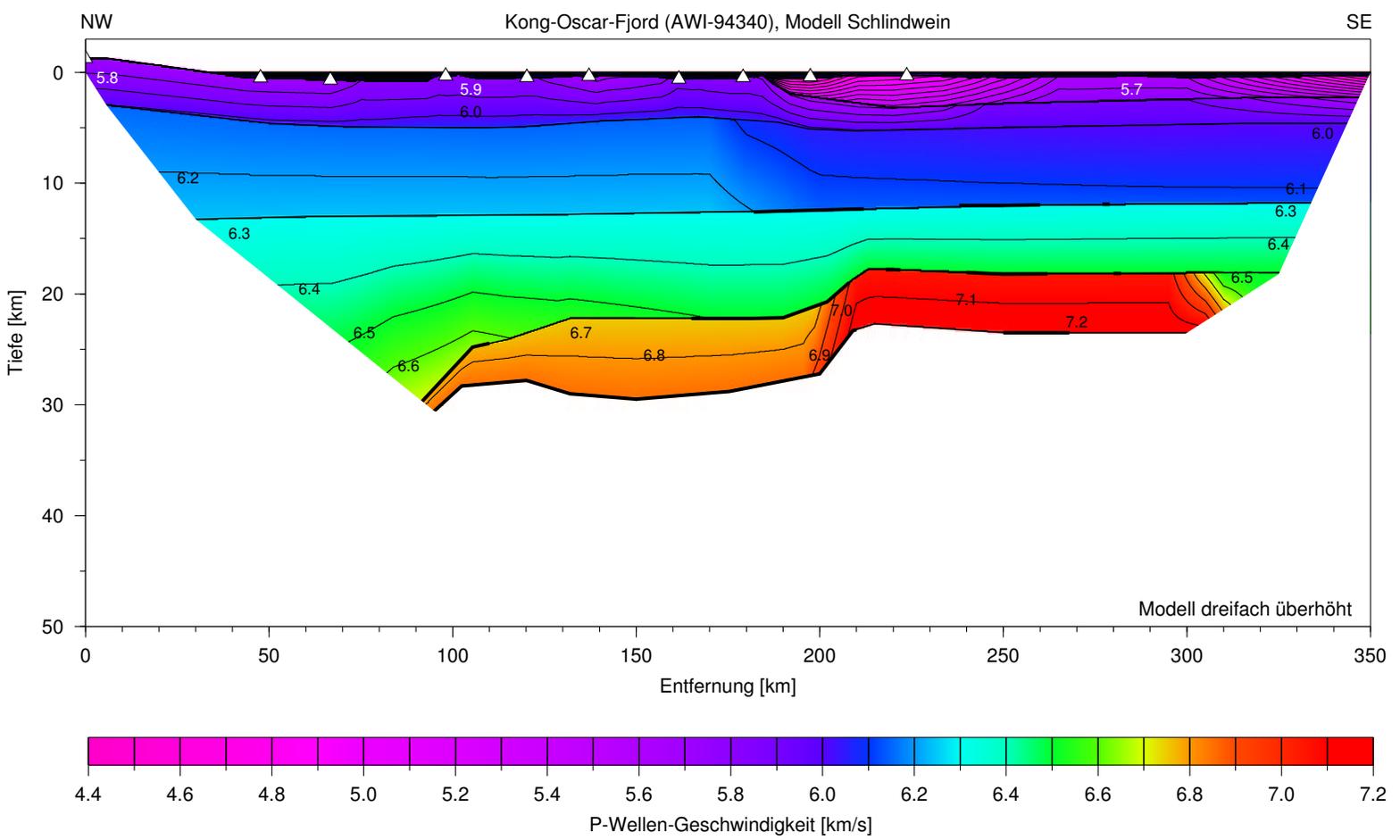


Abbildung 3.41: Geschwindigkeitsmodell der P-Wellen für das Profil Kong-Oscar-Fjord nach Schlindwein (1998). Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.7.

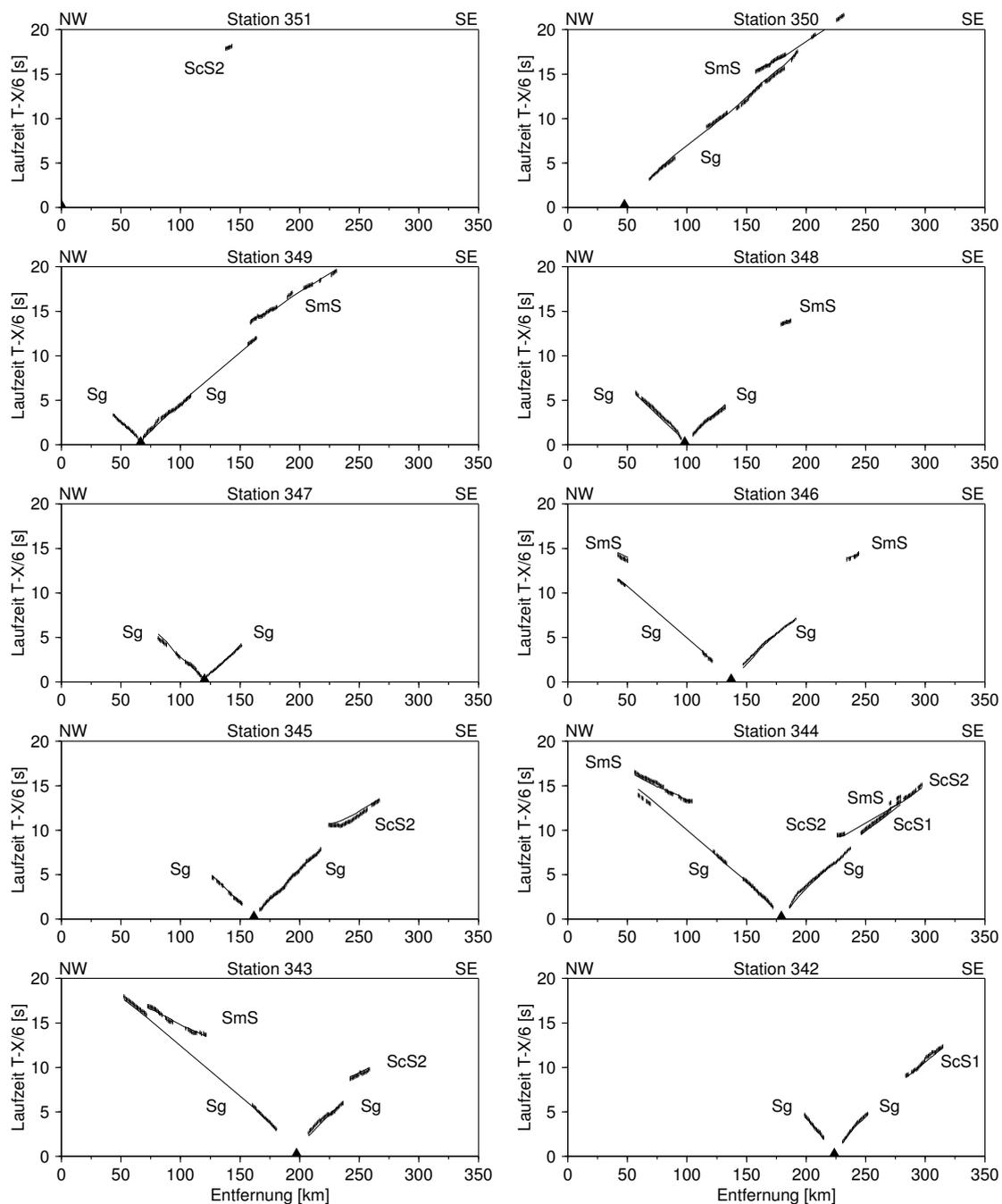


Abbildung 3.42: Laufzeiten der S-Wellen für das Profil Kong-Oscar-Fjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.5.

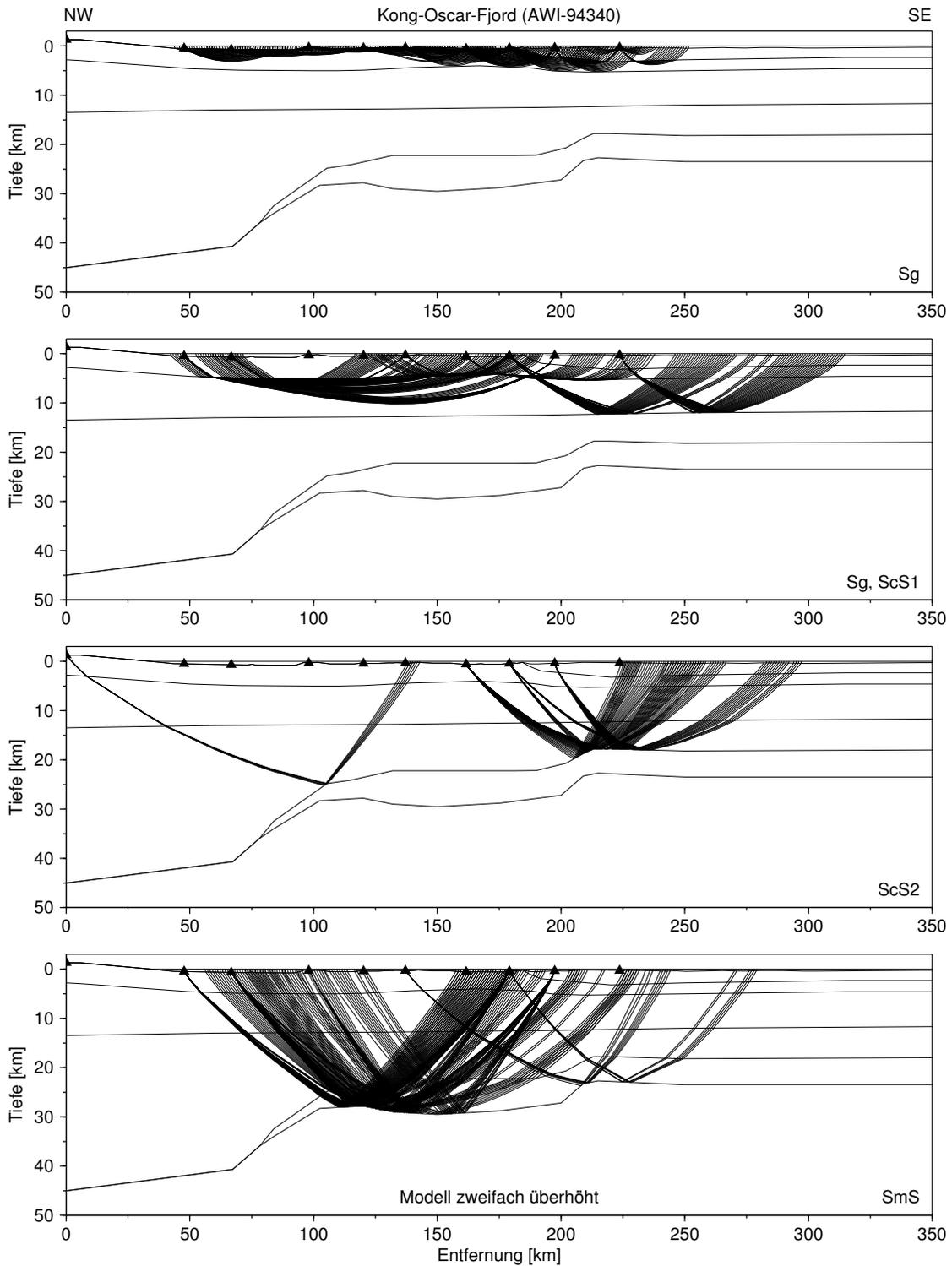


Abbildung 3.43: Strahlenverlauf der S-Wellen für das Profil Kong-Oscar-Fjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.6.

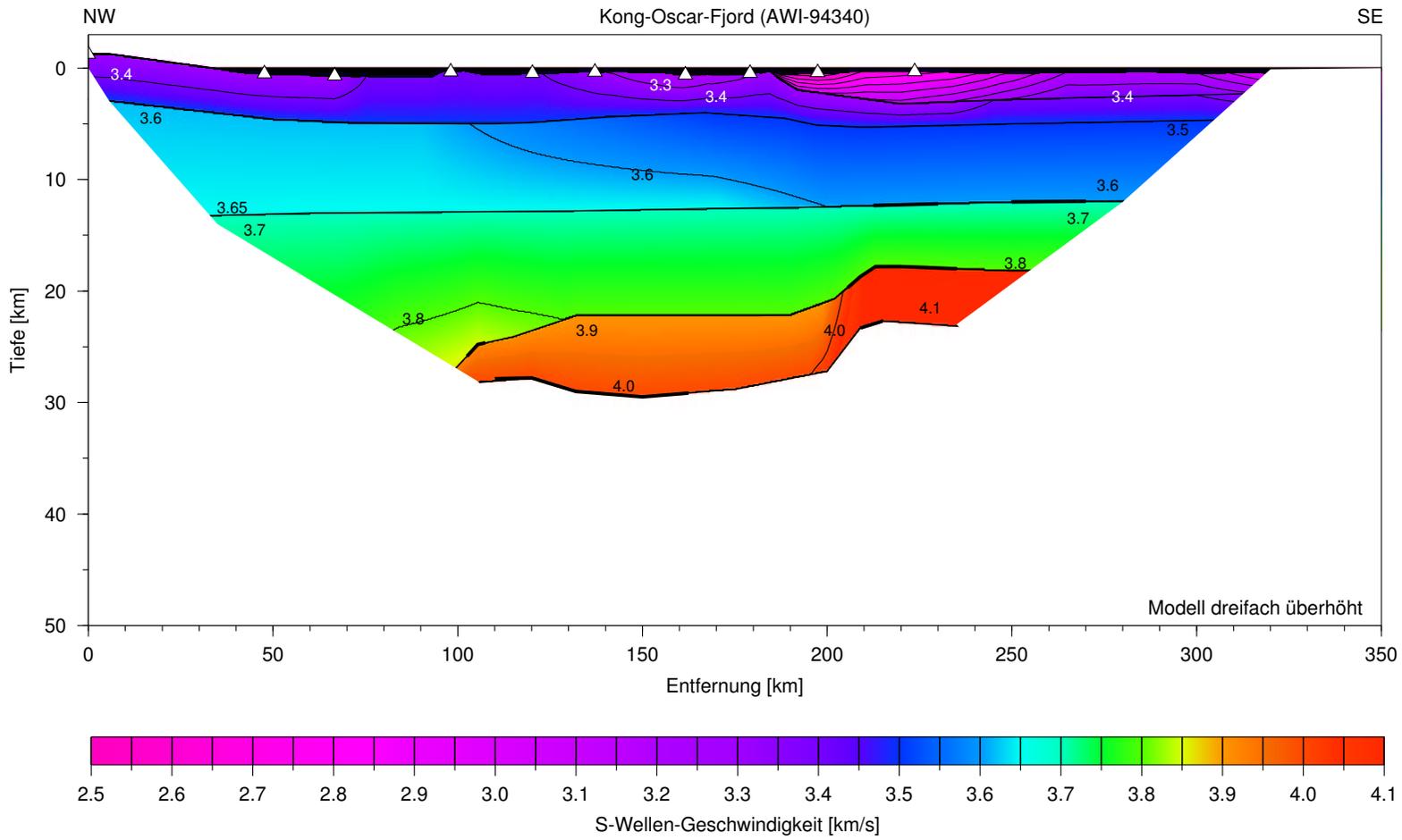


Abbildung 3.44: Geschwindigkeitsmodell der S-Wellen für das Profil Kong-Oscar-Fjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.7.

und 351 modellieren. Die Geschwindigkeit oberhalb des Reflektors beträgt entlang des gesamten Modells 3.8 km/s. Zahlreiche Mohoreflexionen (Station 343, 344, 346, 348, 349 und 350) liefern keine Hinweise auf eine Änderung des Anfangsmodells in der Unterkruste, die maximale S-Wellen-Geschwindigkeit von 4.1 km/s wird in der Hochgeschwindigkeitsschicht erreicht.

Das Poissonverhältnis

Abb. 3.45 zeigt das berechnete Poissonverhältnis des Profils Kong-Oscar-Fjord. In den oberen drei Kilometern des Modells beträgt es in der westlichen kristallinen Kruste und den mesozoischen Sedimenten im Osten 0.25. Ein sehr kleinräumiges Maximum von 0.28 wird in der Nähe der Station 345 bei Profilkilometer 160 erreicht. Darunter nimmt das Poissonverhältnis im Westen einen Wert von 0.24 an, der im Bereich des ersten krustalen Reflektors über das ganze Profil hinweg beibehalten wird. Unterhalb des Reflektors nimmt das Poissonverhältnis langsam wieder auf den Startwert von 0.25 ab, der entlang des zweiten Reflektors erreicht wird und der sich in der Unterkruste nicht weiter verändert.

3.9 Das Profil Dickson-Fjord (AWI-94360)

Das in West-Ost-Richtung orientierte Profil AWI-94360 beginnt im Westen des Dickson-Fjords, kreuzt das Profil Kong-Oscar-Fjord, folgt dem Sofia-Sund und endet nach 230 km an der Insel Bontekoe Ø, wo es auf das Profil Kejser-Franz-Joseph-Fjord (AWI-94320) trifft (Abb. 3.2). Alle neun Landstationen (361 bis 369) registrierten seismische Signale guter Qualität mit einem maximalen *Offset* von 180 km. Auch bei diesem Profil wurde das Geschwindigkeitsmodell der P-Wellen unverändert von Schlindwein (1998) übernommen.

Kompressionswellen

Das Profil Dickson-Fjord, das dritte Profil der nördlichen Fjordregion, weist eine sehr ähnliche Struktur wie die beiden benachbarten Profile Kejser-Franz-Joseph-Fjord und Kong-Oscar-Fjord auf. Die mittleren Geschwindigkeiten der oberen Kruste variieren zwischen 5.8 km/s im Kristallin, 5.3 km/s im Bereich der devonischen Sedimente und 4.4 km/s im mesozoischen Becken. Der erste innerkrustale Reflektor verläuft nahezu horizontal zwischen 10 km und 13 km Tiefe, dort wird eine seismische Geschwindigkeit von rund 6.2 km/s erreicht. Der zweite Reflektor und die Kruste-Mantel-Grenze zeigen eine ähnliche Topographie mit zwei Anstiegen und einem Plateau im Osten wie in den beiden anderen Profilen (Abb. 3.46) und auch die Geschwindigkeitsverteilung ist entsprechend. Die Hochgeschwindigkeitsschicht am Ende des Profils erreicht eine maximale Geschwindigkeit von 7.3 km/s, welche durch refraktierte Phasen bestimmt werden konnte.

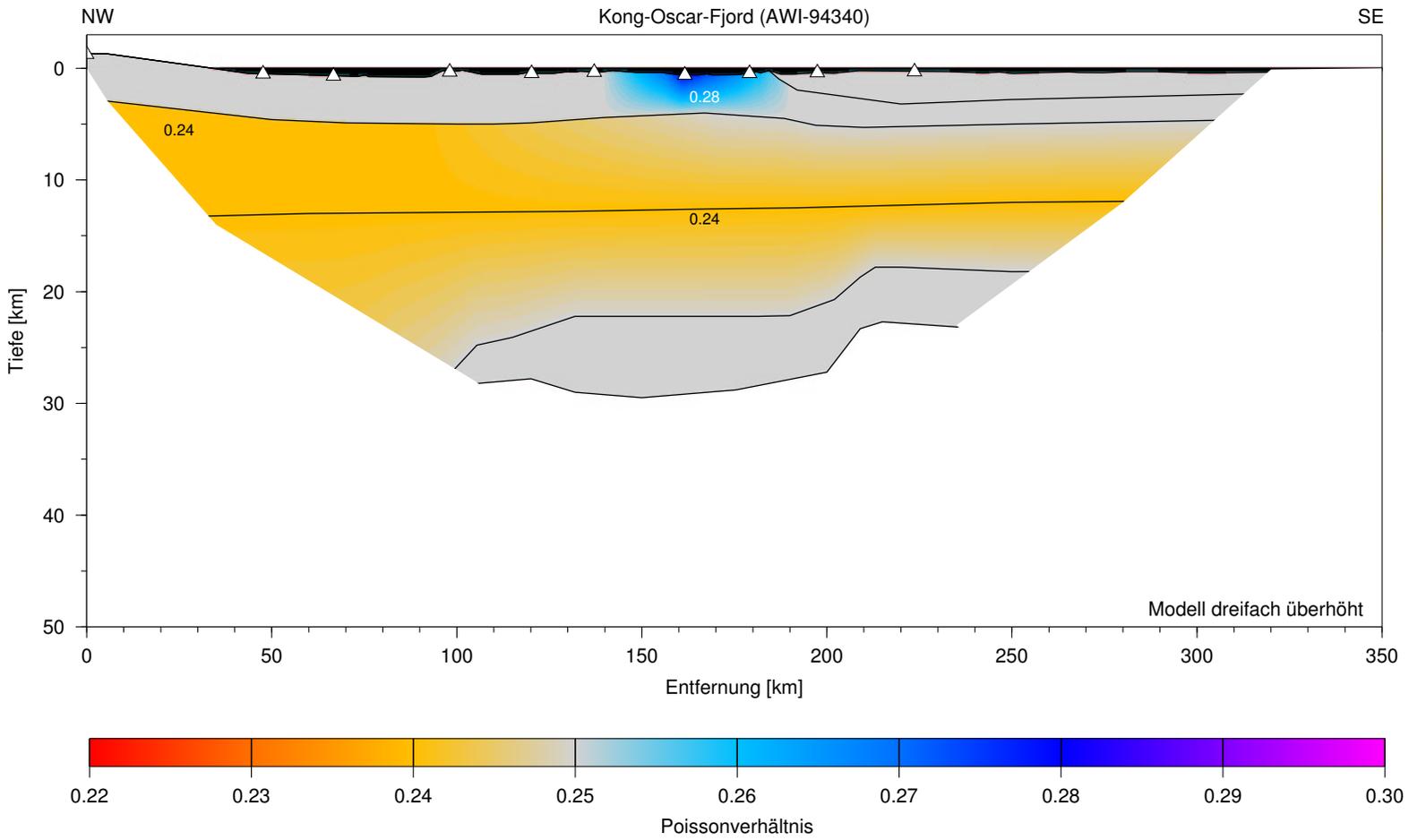


Abbildung 3.45: Modell des Poissonverhältnisses für das Profil Kong-Oscar-Fjord.
Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.11.

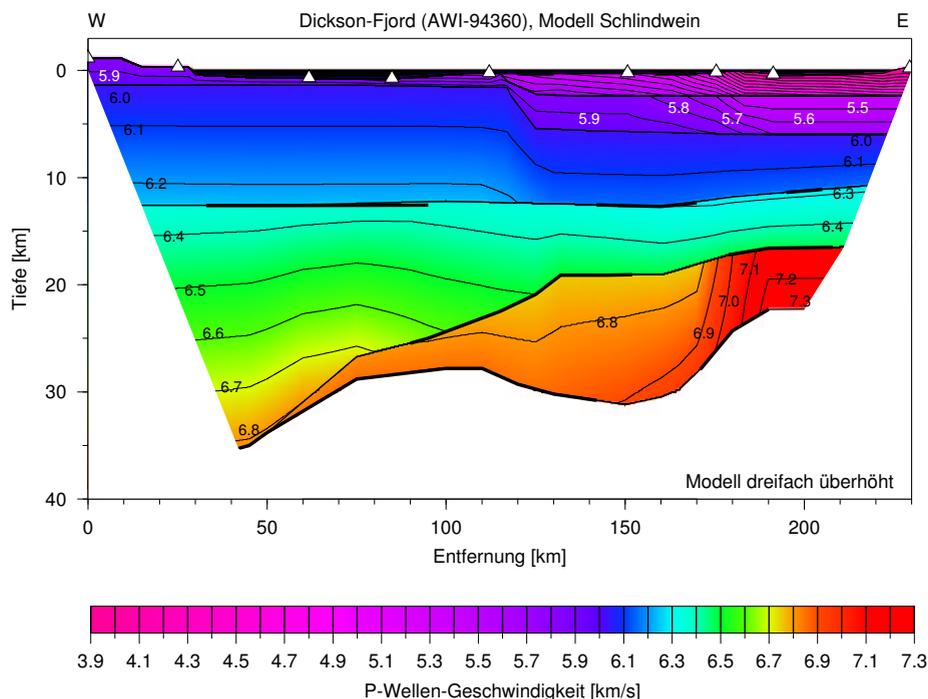


Abbildung 3.46: Geschwindigkeitsmodell der P-Wellen für das Profil Dickson-Fjord nach Schlindwein (1998). Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.7.

Scherwellen

Alle neun Stationen beinhalten Einsätze von S-Wellen (Abb. 3.48). Sg-Phasen der westlichen acht Stationen überdecken die Oberkruste bis 200 km Profillänge (Abb. 3.49). Im Westen des Profils nimmt die Scherwellengeschwindigkeit oberflächennah im Verhältnis etwas langsamer zu als die P-Wellen, bis zum ersten krustalen Reflektor beträgt das v_p/v_s -Verhältnis wieder 1.73. Als einziges Profil konnten im Dickson-Fjord die in den mesozoischen Sedimenten verlaufenden S-Wellen registriert, und die Geschwindigkeitsverteilung dort bestimmt werden (Stationen 362 und 363). Im unteren Bereich des Beckens ab 3 km Tiefe finden sich leicht erhöhte Geschwindigkeiten (Abb. 3.50). Es wurden wenig krustale Reflexionen registriert, aus der Oberkruste gab es keine ScS1-Phasen und aus der mittleren Kruste nur drei ScS2-Phasen (Stationen 362, 363 und 364). Diese ließen sich schlecht anpassen, insbesondere die Reflexion der Station 362 zeigt große Abweichungen. Die Mohoreflexionen von sechs Stationen hingegen konnten gut modelliert werden und ergaben eine leichte Geschwindigkeitserhöhung im Bereich des unteren krustalen Reflektors zwischen Profilkilometer 50 und 120. Abb. 3.47 zeigt einen Seismogrammausschnitt der Station 369. Die Laufzeiten wurden mit einer Geschwindigkeit von $v_{red} = 6 \text{ km/s}$ reduziert, dargestellt ist der Bereich zwischen 50 km und 180 km *Offset* und zwischen 10 s und 20 s reduzierter Laufzeit. Neben einer kurzen Sg-Phase und einer 70 km langen Mohoreflexion kann man ab 120 km *Offset* eine Sn-Phase aus dem Mantel

erkennen. Es ist die einzige Mantelscherwelle, die auf allen refraktionsseismischen Profilen der Fjordregion beobachtet wurde. Ihre Scheingeschwindigkeit beträgt etwa 4.7 km/s, aber mit nur 15 km *Offset* ist sie zu kurz, um Aussagen über Geschwindigkeiten von Scherwellen im oberen Mantel treffen zu können, zumal kein Gegenschuß vorhanden ist.

Das Poissonverhältnis

Das interpolierte Poissonverhältnis des Profils Dickson-Fjord zeigt (Abb. 3.51). Oberflächennah befindet sich in der Nähe des Profilkilometers 50 ein Bereich, in dem das Poissonverhältnis 0.28 beträgt. In den mesozoischen Sedimenten konnte erstmals eine Abweichung des Poissonverhältnisses von den Startwerten modelliert werden, hier findet sich ein leicht erniedrigtes Verhältnis von 0.24. Im Gegensatz zu den anderen Profilen der mittleren Fjordregion, den Profilen Kejser-Franz-Joseph-Fjord und Kong-Oscar-Fjord, weist hier die mittlere Kruste im Bereich des zweiten Reflektors ein Poissonverhältnis von 0.25 auf. Ebenso zeigt dieses Profil als einziges in der unteren Kruste eine Abweichung vom Anfangsmodell. Oberhalb des zweiten Reflektors nimmt das Poissonverhältnis zwischen Profilkilometer 50 und 120 einen Wert von 0.24 an.

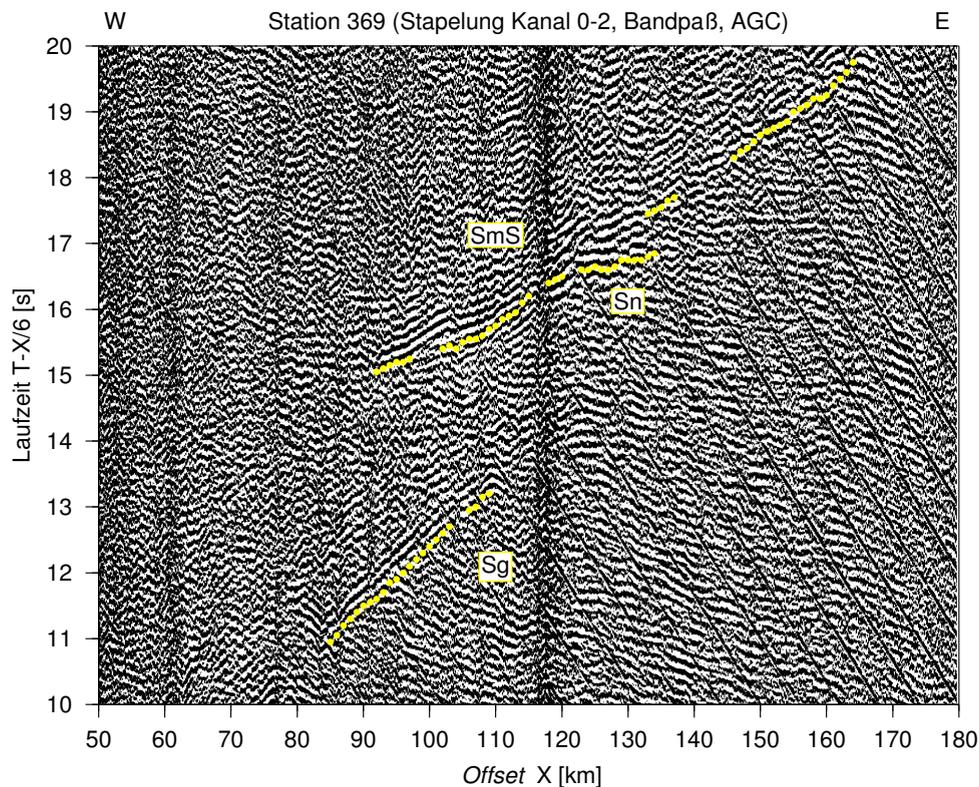


Abbildung 3.47: Seismogrammausschnitt der Station 369 des Profils Dickson-Fjord. Verwendete Einsätze sind markiert und beschriftet.

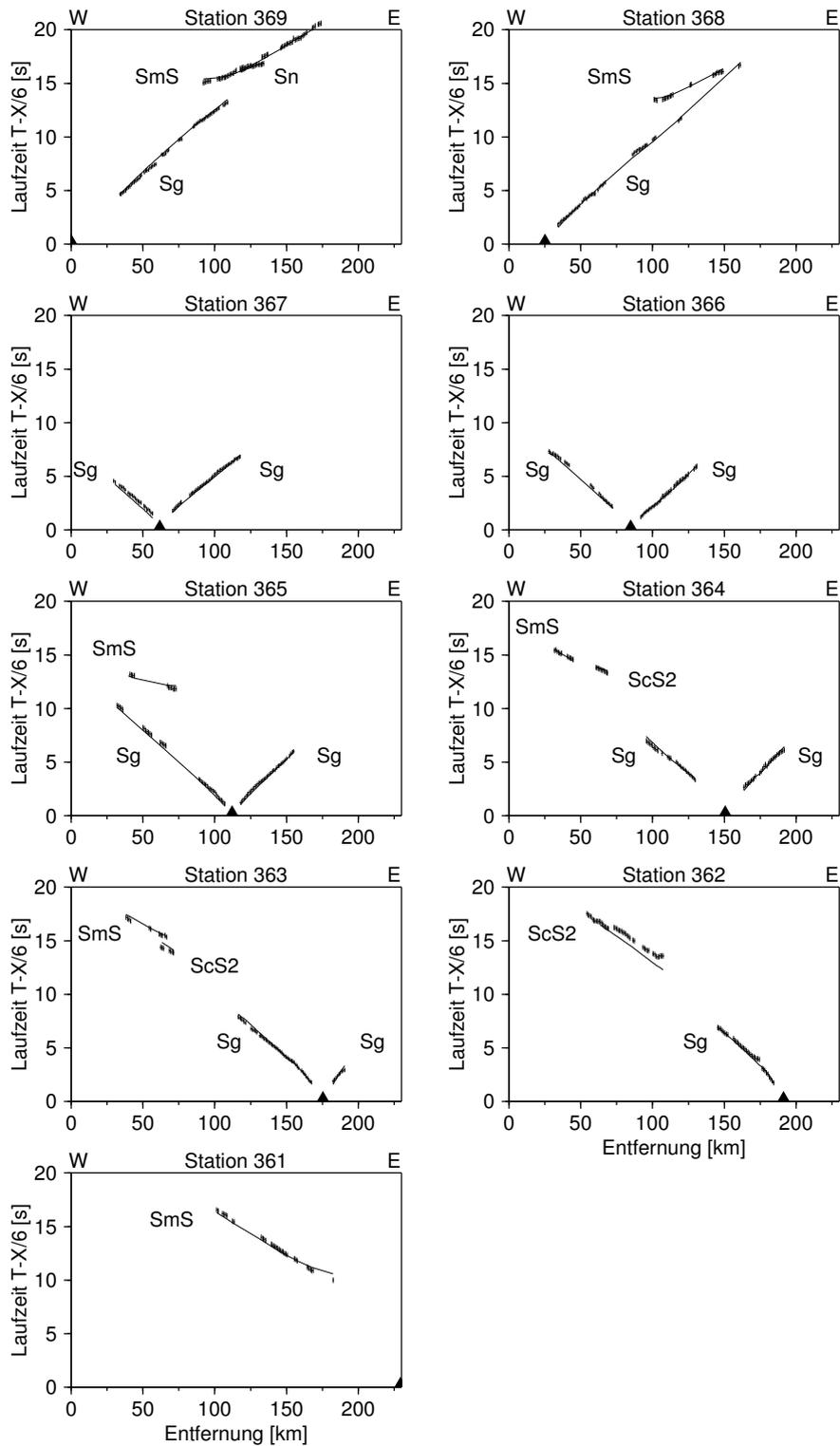


Abbildung 3.48: Laufzeiten der S-Wellen für das Profil Dickson-Fjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.5.

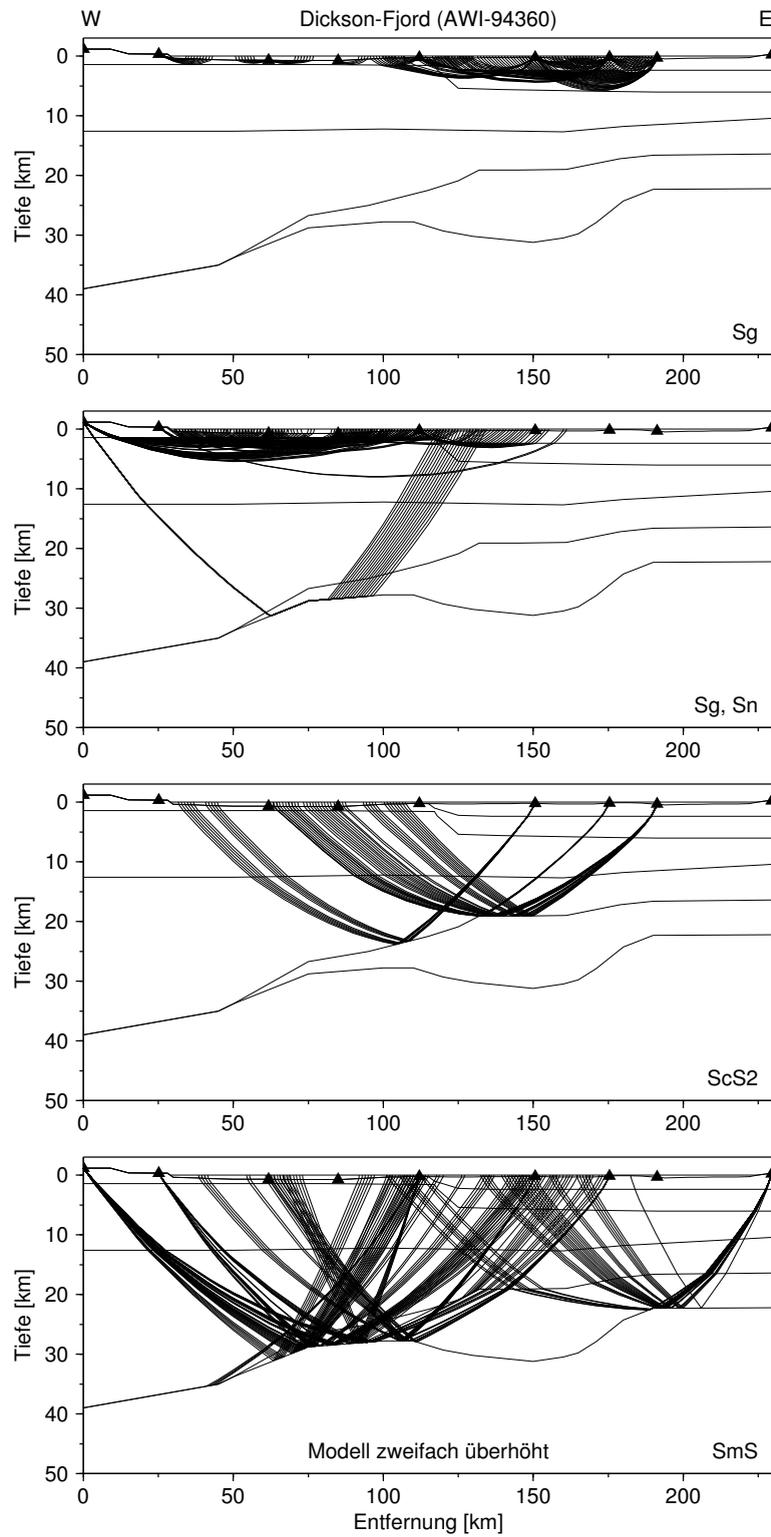


Abbildung 3.49: Strahlenverlauf der S-Wellen für das Profil Dickson-Fjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.6.

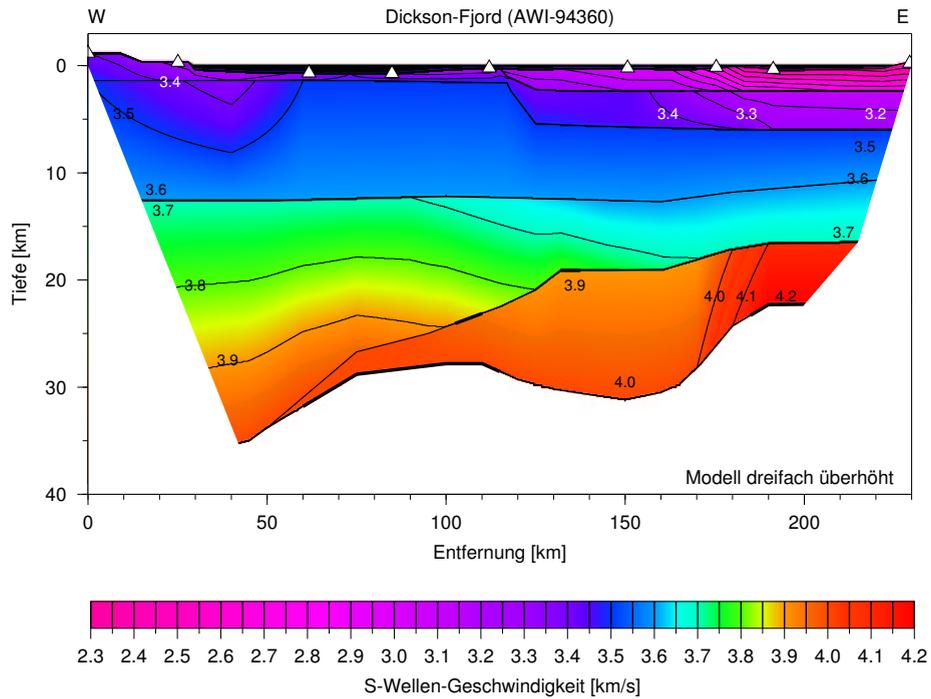


Abbildung 3.50: Geschwindigkeitsmodell der S-Wellen für das Profil Dickson-Fjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.7.

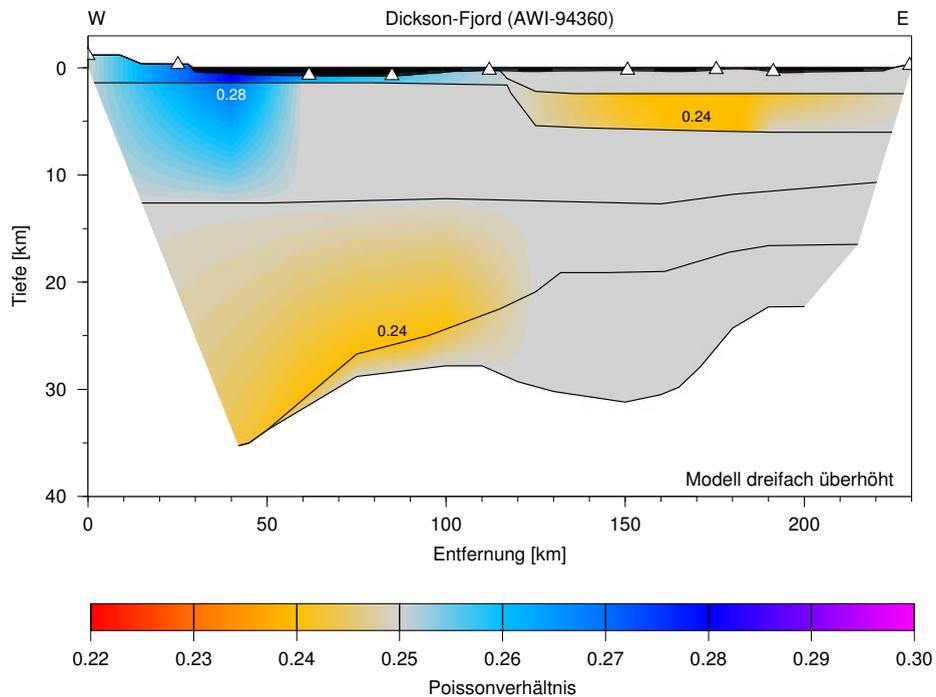


Abbildung 3.51: Modell des Poissonverhältnisses für das Profil Dickson-Fjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.11.

3.10 Das Profil Brede-Fjord (AWI-94300)

Das Profil AWI-94300 ist das nördlichste Profil in der Fjordregion (Abb. 3.2). Es verläuft 210 km weit von Nordwesten nach Südosten durch den Brede-Fjord und den Ardencaple-Fjord. Von den acht ausgebrachten Stationen konnten die Aufzeichnungen von sechs Stationen (301 bis 303, 305, 306 und 308) für die Interpretation verwendet werden. Das Geschwindigkeitsmodell der Kompressionswellen nach Schlindwein (1998) wurde ohne Änderungen übernommen.

Kompressionswellen

Im Vergleich zu den südlichen Profilen (Kejser-Franz-Joseph-Fjord, Kong-Oscar-Fjord und Dickson-Fjord) sind bei diesem Profil im Nordwesten die seismischen Geschwindigkeiten des Kristallins relativ niedrig, sie betragen nur 5.1–5.5 km/s an der Oberfläche und 6.0 km/s in 4 km Tiefe. Die mesozoischen Sedimente im Osten und eine tertiäre Basaltintrusion bei Profilkilometer 170 zeigen dagegen vergleichbare Geschwindigkeiten. In der mittleren Kruste ist der erste Reflektor nur sehr schwach ausgeprägt, die Geschwindigkeit nimmt langsam zu auf 6.5 km/s in etwa 25 km Tiefe. Dort befindet sich der zweite Reflektor, der nur wenig Topographie aufweist. Nahezu parallel zu diesem Reflektor verläuft die Moho, die Tiefen zwischen 35 km im Nordwesten und 25 km im Südosten annimmt (Abb. 3.52).

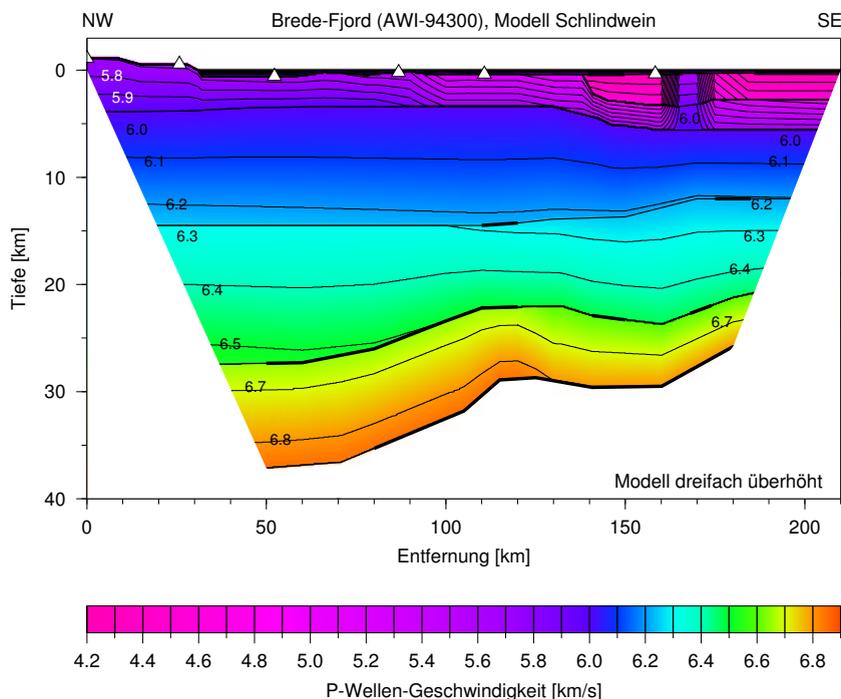


Abbildung 3.52: Geschwindigkeitsmodell der P-Wellen für das Profil Brede-Fjord nach Schlindwein (1998). Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.7.

Scherwellen

Von den sechs Stationen mit verwertbaren Signalen zeigen die fünf westlichen korrelierbare Einsätze von Scherwellen. Diese sind meist nur kurze Äste einer Sg-Phase, lediglich bei Station 305 konnte auch bei einem *Offset* von 150 km die Laufzeiten einer refraktierten Welle abgelesen werden (Abb. 3.53). In keinem Seismogramm sind Reflexionen aus der Kruste mit ausreichender Qualität zu erkennen. Aus diesem Grund konnte nur für die oberen zehn Kilometer der Kruste ein Scherwellenmodell erstellt werden (Abb. 3.54). Die seismische Geschwindigkeit nimmt in der ersten Hälfte des Profils von 3.2 km/s an der Oberfläche auf 3.3–3.5 km/s in 4 km Tiefe zu. In der südöstlichen Hälfte des Profils gibt es keine refraktierten Phasen aus den Sedimenten und dem oberen Kristallin, nur einige wenige Strahlen durchdringen die tiefere Oberkruste zwischen Profilkilometer 70 und 180 (Abb. 3.55). Sie ergaben keinen Hinweis auf eine weitere Änderung des Startmodells im Bereich der Oberkruste. Einige wenige PmP-Reflexionen deuten auf eine Änderung in der mittleren oder unteren Kruste hin, aber ohne refraktierte oder reflektierte Phasen aus diesem Bereich kann nicht entschieden werden, wo diese stattfindet.

Das Poissonverhältnis

Die geringe Überdeckung des Scherwellenmodells mit Strahlen läßt nur wenig Aussagen über das Poissonverhältnis zu. Für die oberen fünf Kilometer der kristallinen Kruste konnte im äußersten Nordwesten des Modells kleinräumig ein Poissonverhältnis von 0.27 berechnet werden, die Scherwellengeschwindigkeit wird an dieser Stelle allerdings nur durch wenige Strahlen bestimmt. Für die restlichen Bereiche der Oberkruste bis in etwa 10 km Tiefe konnte keine Abweichung vom Anfangswert 0.25 festgestellt werden (Abb. 3.56).

3.11 Finite-Differenzen-Modellierung

Die Neumodellierung der vier tiefenseismischen Profile im Süden der Fjordregion mit *Raytracing* führte zu konsistenten Geschwindigkeitsmodellen für die gesamte Region. Die neuen Modelle der Profile Gåsefjord und Føn fjord enthalten nun im Gegensatz zu früheren Arbeiten keine Hochgeschwindigkeitsschicht unter der Unterkruste mehr, welche als tertiäre magmatische Unterplattung interpretiert wurde. Reflektierte Phasen mit hohen Scheingeschwindigkeiten wurden stattdessen mit einer ausgeprägten Topographie der Kruste-Mantel-Grenze erklärt. Doch welches Modell wahrscheinlicher ist, kann mit dieser Methode allein nicht entschieden werden. Das (Nicht-)Vorhandensein von Unterplattungen in der südlichen Fjordregion ist jedoch für das Verständnis des tertiären Vulkanismus wichtig. Deshalb wurden weitere Modellierungen mit der Methode der Finiten Differenzen (FD) durchgeführt. Obwohl dieses Verfahren sehr zeitaufwendig und rechenintensiv ist, bietet es gegenüber der Strahlenwegmethode zwei Vorteile.

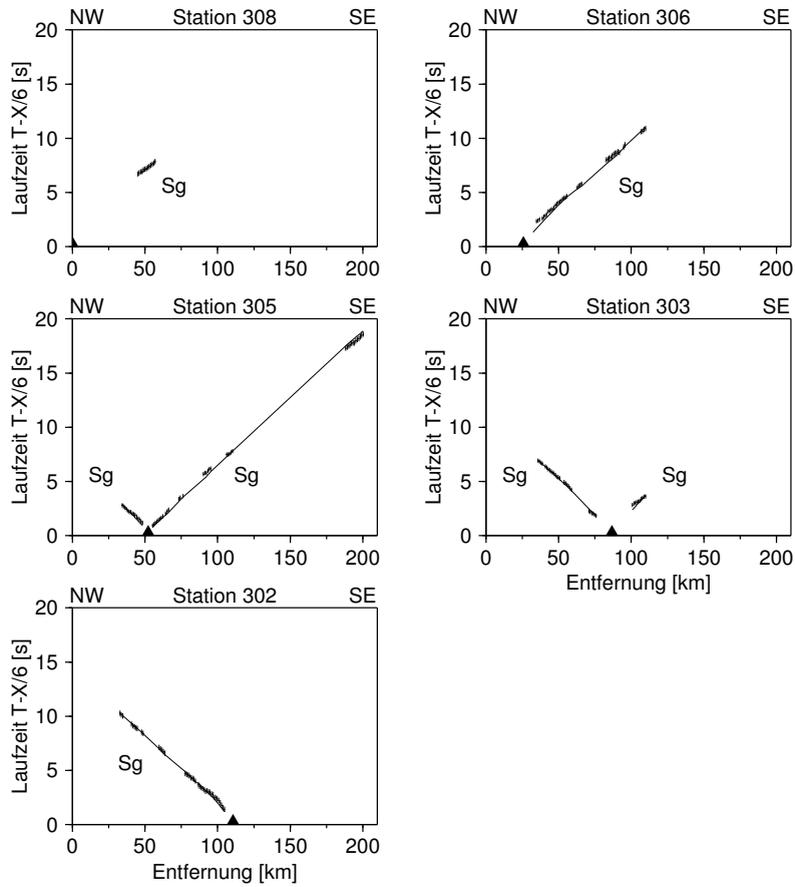


Abbildung 3.53: Laufzeiten der S-Wellen für das Profil Brede-Fjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.5.

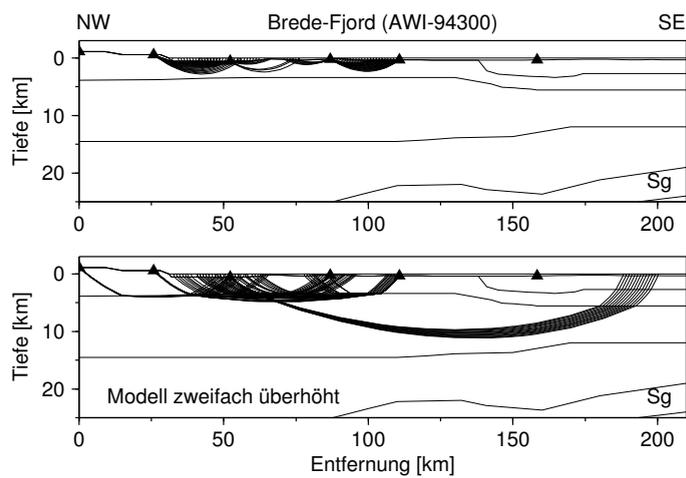


Abbildung 3.54: Strahlenverlauf der S-Wellen für das Profil Brede-Fjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.6.

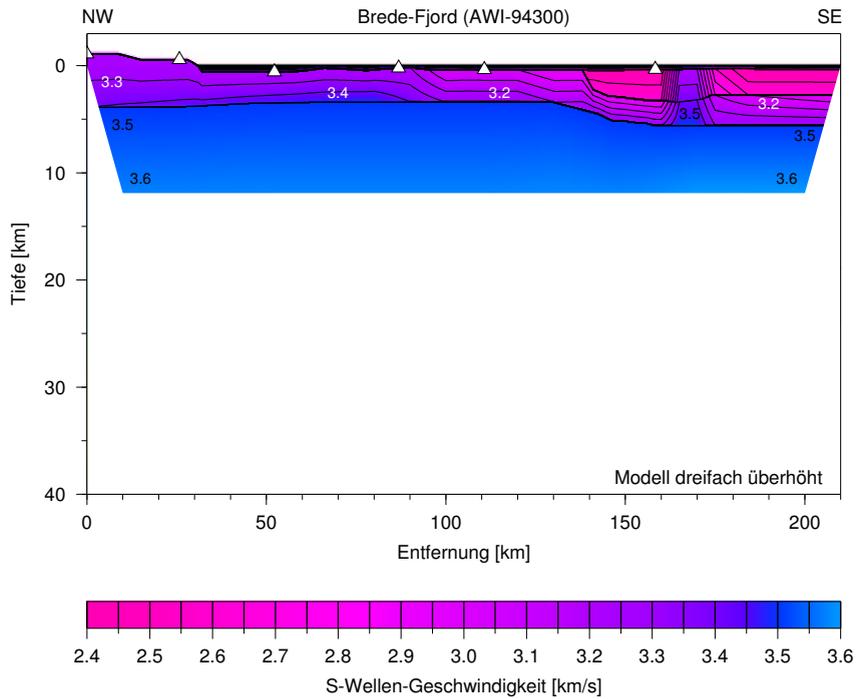


Abbildung 3.55: Geschwindigkeitsmodell der S-Wellen für das Profil Brede-Fjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.7.

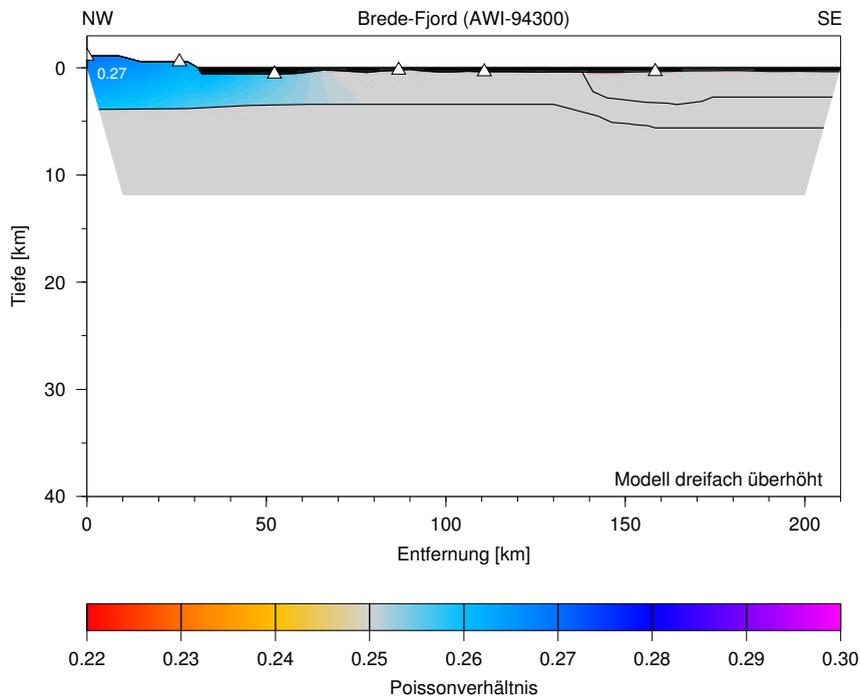


Abbildung 3.56: Modell des Poissonverhältnisses für das Profil Brede-Fjord. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.11.

Das bisher zur Modellierung verwendete Strahlenverfahren basiert auf einer Hochfrequenzapproximation der Wellengleichung, welche die Betrachtung von Wellenstrahlen erlaubt. Das Verfahren versagt allerdings, wenn die Wellenlänge der sich ausbreitenden Welle nicht sehr viel kleiner als die Wellenlänge der Änderung der Modellgeschwindigkeit ist, z.B. bei der Diffraktion an einer Kante. Für solche Anwendungen ist ein sogenanntes Gitterverfahren wie die Finite-Differenzen-Modellierung besser geeignet. Bei dieser Methode wird die Wellengleichung diskretisiert und statt Strahlen werden Wellenfronten betrachtet. Damit können auch Reflexionen von Schichtgrenzen mit starker Topographie modelliert werden, wo mit *Raytracing* keine Strahlen mehr berechnet werden können. Außerdem werden im Gegensatz zu der Strahlenwegmethode an Schichtgrenzen nicht nur Geschwindigkeitskontraste betrachtet, sondern es wird die akustische Impedanz zur Berechnung von Amplituden verwendet. Damit können auch Dichteunterschiede an Schichtgrenzen bei der Modellierung berücksichtigt werden.

Methode

Für diese Arbeit wurde das Finite-Differenzen-Programm FDVEPS von Bohlen (1998) verwendet, welches in zwei oder drei Dimensionen Wellenausbreitung in inhomogenen viskoelastischen Medien berechnen kann. Dazu wird der Raum auf ein rechtwinkliges regelmäßiges Gitter mit dem Gitterpunktabstand dx abgebildet, die Zeit wird in diskrete Zeitschritte dt aufgeteilt. Die in der Wellengleichung auftretenden partiellen räumlichen Ableitungen werden durch Differenzenoperatoren vierter Ordnung angenähert, die partiellen zeitlichen Ableitungen werden durch einen Differenzenquotient zweiter Ordnung dargestellt. Dabei wird die Methode des versetzten Gitters (*Staggered Grid*) verwendet, d.h. die Operatoren befinden sich nicht direkt auf einem Gitterpunkt, sondern werden um einen halben Gitterpunktabstand versetzt angewendet. Dies erlaubt die Verwendung eines relativ groben Gitters. Dennoch darf der Gitterpunktabstand dx nicht zu groß sein, da sonst starke numerische Dispersion auftritt. Der Fehler durch numerische Dispersion wird kleiner als fünf Prozent, wenn die kleinste auftretende Wellenlänge noch mit mindestens sechs Gitterpunkten dargestellt wird. Damit gilt für den Gitterpunktabstand dx , der kleinsten vorkommenden seismischen Geschwindigkeit v_{min} und der Maximalfrequenz f_{max} des Quellsignals:

$$6 \leq \frac{v_{min}}{dx f_{max}} \quad (3.2)$$

Die Stabilität der Modellierung hängt von dem Abstand dt der Modellierungszeitschritte, dem Gitterpunktabstand dx und der größten vorkommenden seismischen Geschwindigkeit v_{max} ab, für den 2D Fall gilt:

$$dt \leq \frac{0.6dx}{v_{max}} \quad (3.3)$$

Bestimmung der Modellparameter

Für vollelastische Modellierungen werden nur die gesteinsphysikalischen Parameter v_p , v_s und ρ benötigt. Die seismischen Geschwindigkeiten v_p und v_s sind aus den Strahlenwegmodellierungen bekannt. Die Dichte ρ wurde für die kristalline Kruste nach Christensen und Mooney (1995) aus den P-Wellen-Geschwindigkeiten berechnet. Eine Wasserschicht mit $v_p = 1.5$ km/s und Sedimente mit niederen Geschwindigkeiten der Scherwellen erfordern nach Glg. 3.2 einen sehr kleinen Gitterpunktabstand dx , was zu einer hohen Anzahl von Gitterpunkten führt. Um Speicherplatz zu sparen, wurden deshalb die Wasserschicht und die beiden oberen Sedimentschichten des Jameson-Land-Beckens durch eine Sedimentschicht mit $v_p = 4.5$ km/s, $v_s = 2.6$ km/s und $\rho = 2.3 \cdot 10^3$ kg/m³ ersetzt. Der dadurch entstehende Laufzeitfehler beträgt bei einer modellierten Wassertiefe von 450 m maximal 180 ms. Der Fehler kann akzeptiert werden, da die Laufzeiten bereits mit dem Strahlenverfahren ausreichend genau modelliert wurden. Das reale Quellsignal mit seinem Frequenzspektrum bis zu 17 Hz führt nach Glg. 3.3 zu sehr kleinen Modellierungszeitschritten dt und somit zu langen Rechenzeiten. Aus diesem Grund wurde ein *Rickerwavelet* mit einer Fundamentalfrequenz von $f = 5$ Hz verwendet. Da es bei den folgenden Betrachtungen weder auf die Form des Quellsignals, noch auf ein bestimmtes Frequenzspektrum ankommt, kann das niederfrequente *Rickerwavelet* verwendet werden.

Mit diesen Werten ergibt sich für den Gitterpunktabstand $dx = 0.05$ km und für die Modellierungszeitschritte $dt = 0.003$ s. Bei einem Modell von 200 km Länge und 50 km Tiefe entspricht dieses vier Millionen Gitterpunkten, eine Modellierung von 60 s Wellenausbreitung benötigt 20000 Modellierungszeitschritte. Auf der verwendeten SGI ORIGIN O2000 benötigt eine solche Modellierung knapp 400 MB Arbeitsspeicher und 36 Stunden Rechenzeit. Es wird hierbei die gleiche Geometrie wie bei der Strahlenwegmodellierung verwendet, d.h. die synthetische Explosionsquelle befindet an der Stelle der realen Empfängerstation und die synthetischen Seismogramme werden entlang des Schußprofils im Abstand von 100 m aufgezeichnet. Die anfangs verwendete freie Oberfläche des Modells erwies sich als ungünstig, da starke Reverberationen spätere Einsätze kleinerer Amplitude überdeckten. Stattdessen wurde die erste Sedimentschicht nach oben hin erweitert und an Stelle einer freien Oberfläche ein absorbierender Rand modelliert. Der dämpfende Rand soll verhindern, daß die modellierten Wellen an den Rändern des numerischen Gitters reflektiert werden und im Inneren des Modells mit den gewünschten Wellen interferieren. Dazu wird der viskoelastische Randbereich mit einem kleinen Qualitätsfaktor versehen und gleichzeitig die Phasengeschwindigkeit reduziert. Trotz der dämpfenden Randbedingung treten an allen Modellrändern Reflexionen auf, die aber anhand ihrer Scheingeschwindigkeiten und niederen Frequenzen in den Seismogrammen leicht zu identifizieren sind. Bei großen Impedanzkontrasten und starker Topographie der Schichtgrenze wirkt jeder Gitterpunkt wie eine Elementarquelle und es entsteht nicht nur eine reflektierte Phase, sondern ein breites Band von Reverberationen.

Diffraction an einer Kante

In den Kapiteln 3.3 bis 3.5 wurden neue Geschwindigkeitsmodelle für die Profile Gåsefjord, Føn fjord und Nordvestfjord vorgestellt (Abb. 3.7, 3.14 und 3.23). Im Gegensatz zu den älteren Modellen von Mandler (1995) wurden hier in den Profilen Gåsefjord und Føn fjord die beiden Phasen der PmP-Reflexionen durch Topographieeffekte an der Moho erklärt. Solche Effekte können jedoch mit der Betrachtung von Strahlen allein nicht vollständig modelliert werden. Abb. 3.57 zeigt ein einfaches Beispiel. Es besteht aus einem Modell mit zwei Schichten unterschiedlicher akustischer Impedanz. Die Schichtgrenze steigt von 15 km Tiefe gleichmäßig über 10 km hinweg auf 10 km Tiefe an. Dabei bildet die Grenze zwei scharfe Kanten bei 10 km und 20 km Profillänge. Die linke Spalte der Abbildung zeigt das Modell mit einer Explosionsquelle an der Oberfläche des linken Modellrandes, in der rechten Spalte befindet sich die Quelle in der rechten oberen Ecke des Modells. Die Bilder in Abb. 3.57 a) zeigen den Verlauf der Strahlen bei einer Modellierung mit *Raytracing*. Die Reflexionen an der Schichtgrenze können jeweils nur bis Profilkilometer 20 modelliert werden, da sich dort das Modell im Verhältnis zur Wellenlänge des *Wavelets* für diese Methode zu stark ändert. Darunter (Abb. 3.57 b) sind die Laufzeitkurven von der Strahlenwegmethode und die Seismogramme der Finiten-Differenzen-Modellierung dargestellt. Die *Raytracing*-Laufzeitkurve der Quelle am linken Modellrand zeigt zwei sich kreuzende Äste mit einem maximalen *Offset* von 22 km, die Quelle am rechten Rand erzeugt einen Ast von 20 km Länge. Das FD-Seismogramm zeigt neben einer refraktierten Pg-Phase jeweils drei reflektierte Phasen, die sich über das gesamte Modell erstrecken. In den Schnappschüssen in den Abbildungen 3.57 c) und d) kann man die Entstehung dieser diffraktierten Phasen an der Kante gut erkennen. Die Ecken wirken dabei als Punktquellen, die eine kreisförmige Welle anregen.

Für das Profil Gåsefjord wurde an Stelle einer dünnen Hochgeschwindigkeitsschicht an der Kruste-Mantel-Grenze bei Profilkilometer 110 eine ähnliche Kante wie in dem vorhergehenden Beispiel modelliert, um die PmP-Laufzeiten der Stationen 301 und 302 zu erklären. Auch das neue Modell des Profils Føn fjord enthält statt der zusätzlichen Schicht eine Mohokante bei Profilkilometer 100, welche mit den Reflexionen der Stationen 321 und 322 modelliert wurde. Die beiden PmP-Phasen der Stationen 382 und 383 des Profils Nordvestfjord wurden bereits von Mandler (1995) durch Mohotopographie erklärt. In dem neuen Modell befindet sich die Kante bei Profilkilometer 195. Alle sechs genannten Stationen wurden mit Finiten Differenzen modelliert, als Beispiel soll hier die Station 302 des Profils Gåsefjord vorgestellt werden. Die Seismogramme der anderen fünf Stationen sind in Anhang B in den Abbildungen B.1 (Station 301 des Profils Gåsefjord), B.2 und B.3 (Stationen 321 und 322 des Profils Føn fjord) und B.4 und B.5 (Stationen 382 und 383 des Profils Nordvestfjord) dargestellt.

Abb. 3.58 zeigt Seismogrammausschnitte der Station 302 des Profils Gåsefjord. In der oberen Hälfte (Abb. 3.58 a) sind die realen Daten dargestellt. Neben den Refraktierten Pg und Sg sind eine innerkrustale Reflexion PcP2 und die beiden Äste der

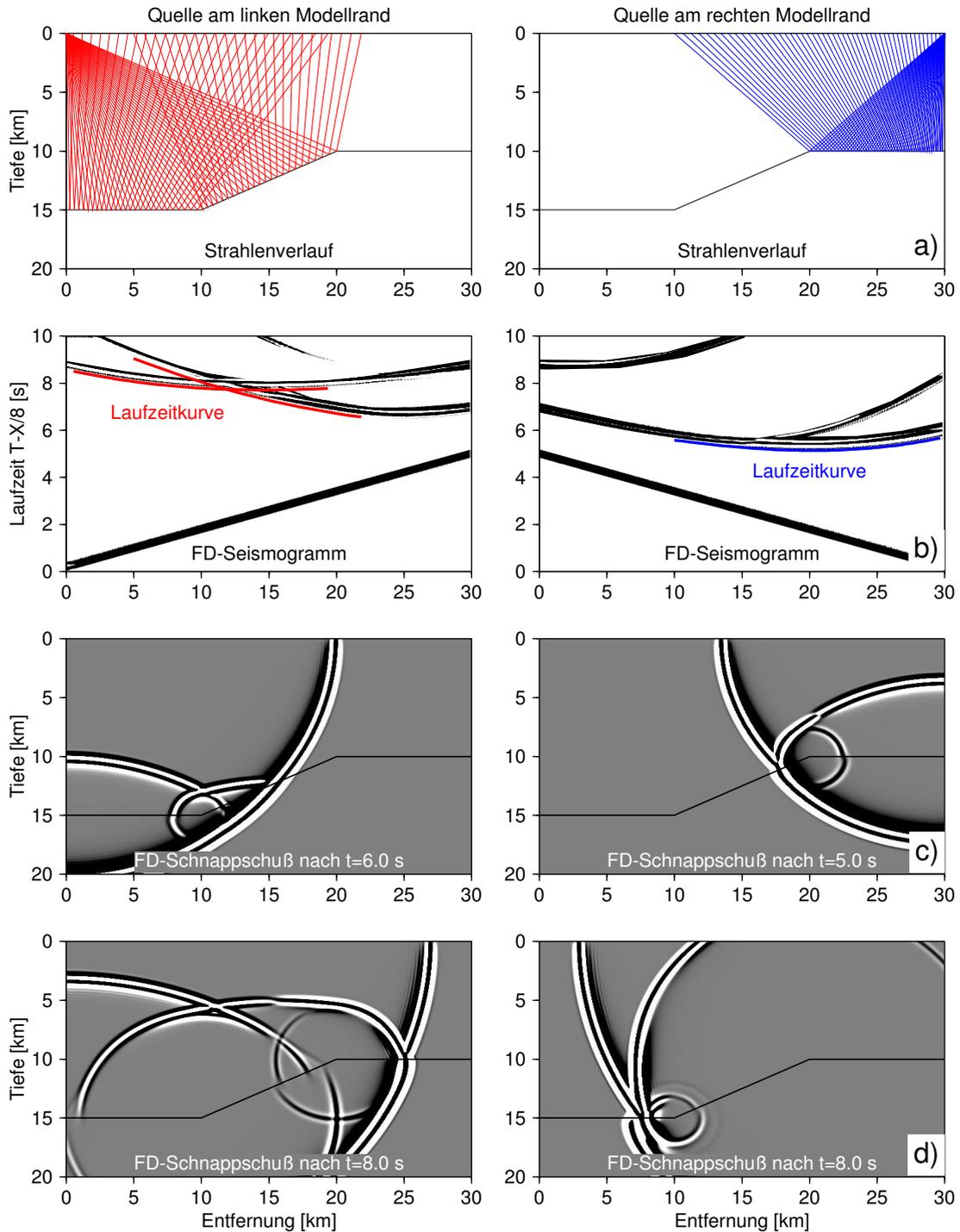


Abbildung 3.57: Diffraction an einer Kante. a) Mit *Raytracing* berechnete Strahlen. b) Mit FD modelliertes Seismogramm. Die durchgezogenen Linien stellen die mit *Raytracing* berechneten Laufzeitkurven für die Reflexionen dar. c) und d) FD-Schnappschüsse mit Diffractionen zu unterschiedlichen Zeitpunkten.

Mohoreflexion PmP zu erkennen. Der untere Teil (Abb. 3.58 b) zeigt das synthetische Seismogramm der FD-Modellierung. Das Seismogramm wurde spurnormiert und der Nulldurchgang der Spuren ins Negative verschoben (*Bias*), um die störenden Reverberationen und Randreflexionen zu unterdrücken. Die interessierenden Phasen Pg, Sg, PcP2 und PmP treten deutlich hervor. Um diese Phasen sicher identifizieren zu können, wurden zahlreiche Schnappschüsse betrachtet. Die Schnappschüsse wurden jeweils nach einer Sekunde modellierter Wellenausbreitung ausgegeben und stellen eine Momentaufnahme des Wellenfeldes zu diesem Zeitpunkt dar. Damit läßt sich die Entstehung von reflektierten und konvertierten Phasen gut verfolgen. Bestimmt man in den Schnappschüssen den Zeitpunkt und die Entfernung, an der solche Phase auf einen Empfänger trifft, so kann man diesen Einsatz anschließend im Seismogramm genau lokalisieren.

Zum direkten Vergleich der beiden Modellierungsmethoden sind die mit der Strahlenwegmethode berechneten Laufzeitkurven in dem FD-Seismogramm ebenfalls dargestellt. Im Rahmen des Fehlers, welcher durch die Ersetzung der Wasserschicht durch eine Sedimentschicht auftritt, stimmen die *Raytracing*-Laufzeiten gut mit den FD-Laufzeiten überein. Im Gegensatz zu den realen Daten sind in dem synthetischen Seismogramm alle drei Äste der diffraktierten Mohoreflexion sichtbar. Besonders deutlich wird dies bei den beiden Stationen des Profils Nordvestfjord (Abb. B.4 und B.5). Während die beiden abgelesenen PmP-Phasen durch *Raytracing* nur unvollständig modelliert werden können, zeigt die Finite-Differenzen-Modellierung eine Anpassung der Laufzeiten über den gesamten *Offset*-Bereich der realen Daten. Die diskutierten reflektierten Phasen in der südlichen Fjordregion, insbesondere bei den Profilen Gåsefjord und Fønfjord, können also nicht nur durch eine dünne Hochgeschwindigkeitsschicht zwischen Unterkruste und Mantel, sondern auch durch Diffraktion an einer Kante in der Kruste-Mantel-Grenze erklärt werden.

Amplitudenbetrachtung

Das erste Geschwindigkeitsmodell für das Profil Gåsefjord (D) basiert auf den Daten der POLARSTERN-Expedition 1990 und wurde von Mandler (1995) zusammen mit fünf weiteren Profilen in der Scoresby-Sund-Region vorgestellt. Die P-Wellengeschwindigkeit der kristallinen Oberkruste steigt sehr rasch von 5.5 km/s an der Oberfläche auf 6.1 km/s in 3 km Tiefe und 6.6 km/s in 12–15 km Tiefe an. Danach nimmt die Geschwindigkeit langsamer zu, im Westen des Profils wird in einer Tiefe von 25 km eine Geschwindigkeit von 6.8 km/s erreicht (Abb. 3.59). Der Unterkruste wurden Geschwindigkeiten zwischen 7.0 km/s und 7.1 km/s zugeordnet. Die Krustenmächtigkeit beträgt im Südwesten des Profils 48 km und nimmt Richtung Nordost auf 22 km ab. Die zwei PmP-Phasen der Stationen 301 und 302 wurden durch Reflexionen von der Ober- und Untergrenze einer dünnen Hochgeschwindigkeitsschicht zwischen Unterkruste und Mantel erklärt. Die maximal 3 km mächtige Schicht hat eine seismische Geschwindigkeit von 7.3 km/s und wurde als Unterplattung von Mantelmaterial interpretiert.

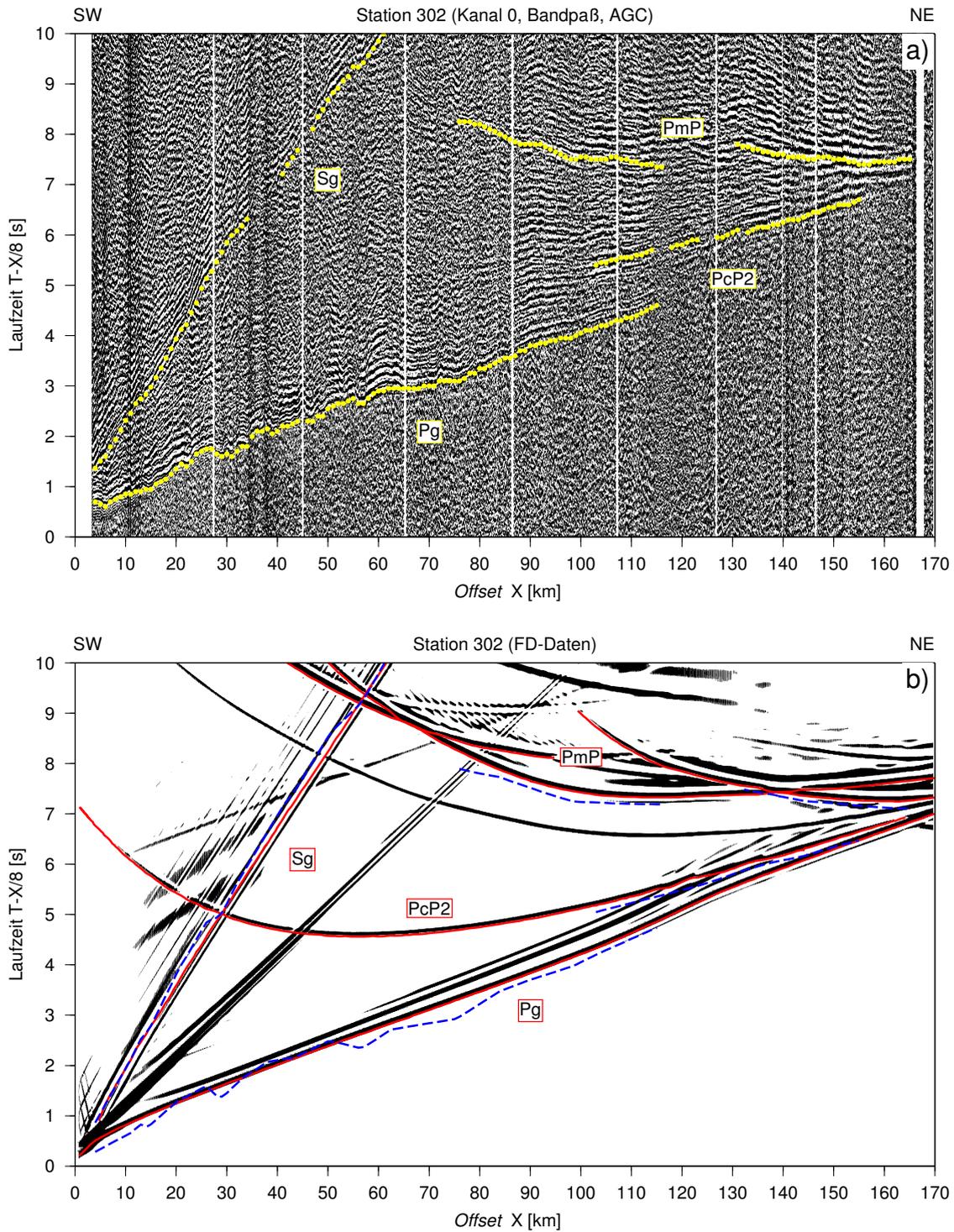


Abbildung 3.58: Seismogrammausschnitt der Station 302 des Profils Gåsefjord. a) Reale Daten. Abgelesene Einsätze sind markiert und beschriftet. b) Mit FD modellierte Daten. Wichtige Phasen sind markiert und beschriftet. Die unterbrochenen Linien stellen die mit *Raytracing* berechneten Laufzeitkurven dar.

Das Profil wurde zur Klärung einiger offener Fragen während der POLARSTERN-Expedition 1994 nochmals vermessen. Zur besseren Erfassung der Intrusion an der Kruste-Mantel-Grenze wurden auf dem Inlandeis westlich des Fjordes zwei Stationen aufgestellt. Ferner wurde seismische Energie verdoppelt, um mehr refraktierte Phasen aus der mittleren und unteren Kruste zur Geschwindigkeitsbestimmung zu erhalten. Zwei Ozeanboden-Hydrophone im Scoresby-Sund sollten bessere Geschwindigkeitswerte für die Sedimente ergeben. Schlindwein (1998) modellierte das Profil Gåsefjord (C) im Zusammenhang mit den Profilen der nördlichen Fjordregion und konnte das Modell Richtung Westen um eine Station und im Scoresby-Sund um zwei Stationen guter Qualität erweitern (Abb. 3.60). Die krustalen P-Wellengeschwindigkeiten nehmen in diesem Modell mit der Tiefe deutlich langsamer zu, Werte von 6.6 km/s werden erst zwischen 20 km und 30 km Tiefe erreicht, Werte von 6.8 km/s im Südwesten in etwa 37 km Tiefe. Die Kruste-Mantel-Grenze steigt von 44 km im Westen auf 18 km am östlichen Modellrand gleichmäßig an. Das Modell enthält keine Hochgeschwindigkeitsschicht zwischen Unterkruste und Mantel. Ein Teil der PmP-Phasen der Station 301 wurde als PcP2-Reflexionen an einem innerkrustalen Reflektor modelliert, dabei ergaben sich allerdings deutliche Abweichungen zwischen abgelesenen und modellierten Laufzeiten.

Für das Profil Gåsefjord existieren nun einschließlich dieser Arbeit insgesamt drei Modelle, die sich im Geschwindigkeitsverlauf erheblich unterscheiden, insbesondere in der Struktur der Kruste-Mantel-Grenze. Die Frage nach einer vorhandenen Hochgeschwindigkeitsschicht, welche als tertiäre magmatische Unterplattung interpretiert wird, kann durch die Modellierung von Laufzeiten allein nicht geklärt werden, da die Mächtigkeit der Schicht von maximal 3 km im Bereich des von Mandler (1995) angegebenen Fehlers für die Mohotiefe liegt. Auch die mittleren Geschwindigkeiten v_{rms} der PmP-Phasen lassen keine gesicherte Aussage zu, da sie für die einzelnen Reflexionsäste sehr nahe zusammenliegen. Deshalb soll eine qualitative Amplitudenbetrachtung Aufschluß bringen. Dazu wurden alle sechs Stationen auf Jameson-Land (310, 314, 316, 319, 323 und 325) mit Finiten Differenzen modelliert und die Amplituden der Mohoreflexionen untersucht. Das beste Ergebnis wurde bei Station 316 erzielt, dort läßt sich in den realen Daten die PmP-Reflexion über 70 km hinweg gut verfolgen. Die PmP-Phasen der vier Stationen im westlichen Gåsefjord (301, 302, 303 und 304), welche ebenfalls mit Finiten Differenzen modelliert wurden, überdecken einen zu geringen *Offset*, um Aussagen über Amplitudenvariationen treffen zu können, obwohl in den synthetischen Daten deutliche Amplitudenvariationen vorhanden sind.

Abb. 3.61 zeigt einen Ausschnitt der realen Daten der Station 316 (Abb. 3.61 a) und das FD-Seismogramm des neuen Modells (Abb. 3.61 b). Neben den refraktierten Pg-Phasen und den innerkrustalen PcP3-Reflexionen sind auch die dicht daneben liegenden PmP-Reflexionen zu erkennen. Die Phasen des synthetischen Seismogramms wurden wieder durch die Auswertung der Schnappschüsse identifiziert. Die Laufzeiten der mit *Raytracing* modellierten Strahlen stimmen gut mit den FD-Daten überein. Die PmP-Reflexion der realen Daten besteht nicht nur aus einem

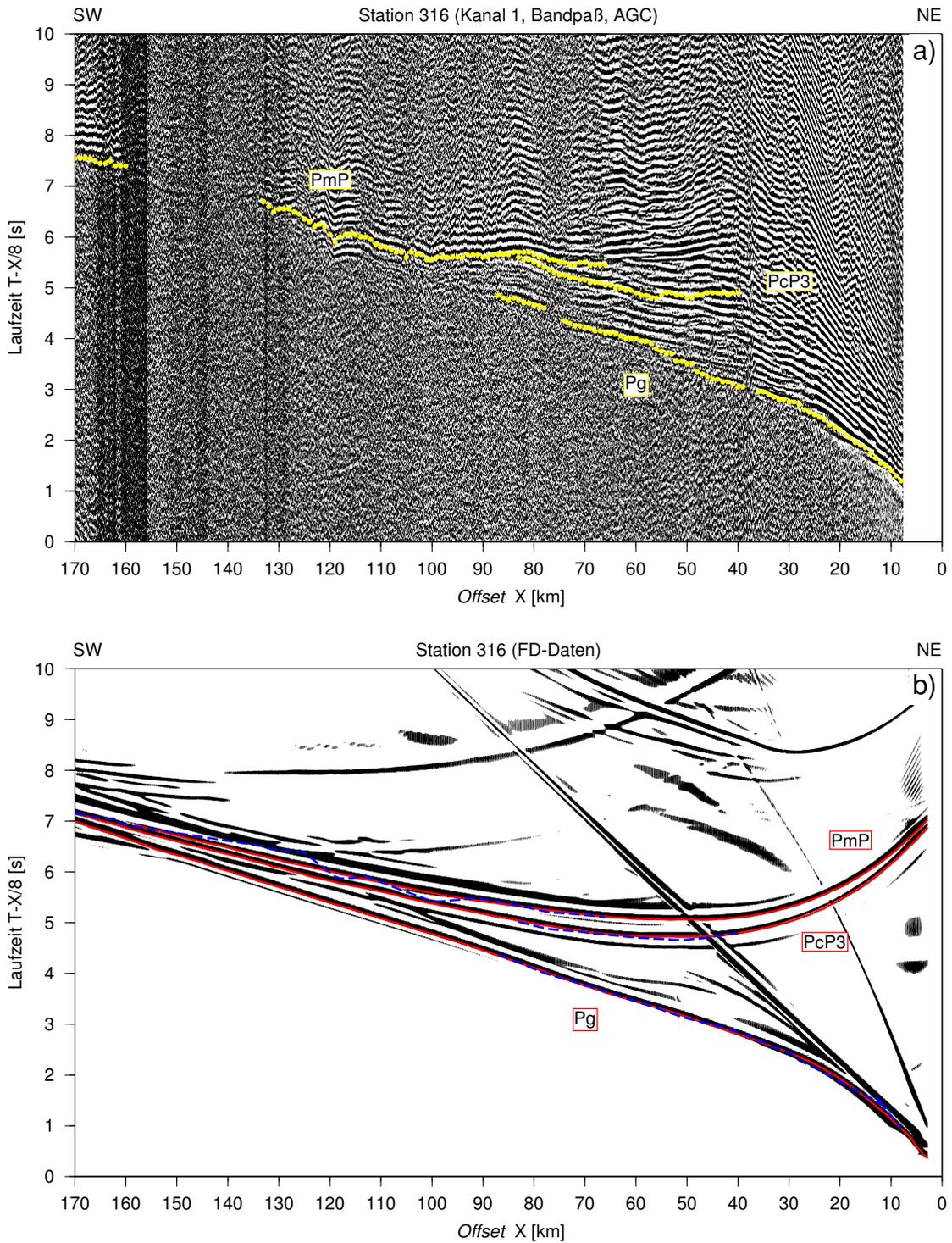


Abbildung 3.61: Seismogrammausschnitt der Station 316 des Profils Gåsefjord. a) Reale Daten. Abgelesene Einsätze sind markiert und beschriftet. b) Mit FD modellierte Daten. Wichtige Phasen sind markiert und beschriftet. Die unterbrochenen Linien stellen die mit *Raytracing* berechneten Laufzeitkurven dar.

scharf definierten Einsatz, sondern aus einem längeren Wellenzug, dessen Ersteinsatz teilweise nur schlecht erkennbar ist. Aus diesem Grund wurde ausgehend von den abgelesenen Laufzeiten aus dem Seismogramm ein 500 ms breiter Datenstreifen ausgeschnitten. Von jeder einzelnen, nur noch 500 ms langen Spur wurden die Maxima des Wellenzuges bestimmt und deren Amplituden über dem *Offset* dargestellt. Da in dem ausgeschnittenen Streifen viel Rauschen enthalten ist, sind die Amplitudenwerte breit gestreut. Zur besseren Darstellung der langwelligen Variationen wurden verschiedene Filter an den Amplitudenwerten getestet. Ein laufendes Mittel (Medianfilter) mit einer Fensterlänge von 5 km ergab das beste Resultat und wurde deshalb weiter verwendet. Die Einsätze der mit Finiten Differenzen modellierten Reflexionen sind in den Seismogrammen deutlich zu erkennen und konnten sehr genau aus den Seismogrammen ausgeschnitten werden. Durch das Fehlen von Rauschen sind alle bestimmten Maxima Bestandteil der gewünschten Phase und eine Filterung der Amplitudenwerte zur Darstellung war nicht mehr notwendig. Da zur Amplitudenbetrachtung der realen Daten wegen der besseren Qualität nur die Vertikalkomponente verwendet wurde, wurde auch von den FD-Daten nur der vertikale Anteil des Wellenfeldes verwendet.

In Abb. 3.62 a) ist der Verlauf der realen Amplituden der PmP-Reflexion dargestellt. Ab einem *Offset* von 65 km steigen die Amplitudenwerte kontinuierlich an, bis bei ca. 85 km das Maximum erreicht wird. Danach fallen die Werte wieder steil ab, um ab einem *Offset* von 100 km auf einem Niveau zu bleiben. Abb. 3.62 b) zeigt den Amplitudenverlauf der mit FD modellierten PmP-Phase des neuen Modells (A) (Abb. 3.7). Da die Amplituden der synthetischen Daten um eine Größenordnung kleiner als die realen Daten sind, wurden die Skalierungen so gewählt, daß der Amplitudenverlauf vergleichbar ist. Bei 50 km *Offset* kreuzt in dem Seismogramm die Sg-Phase die Mohoreflexion, was zu einer kurzwelligen Amplitudenvariation führt. Der langwellige Anteil der Amplitudenvariation entspricht sehr gut dem der realen Daten, das Maximum wird hier bei etwa 80 km *Offset* erreicht. Um den Einfluß des Impedanzkontrastes zwischen Unterkruste und Mantel auf die Amplituden zu überprüfen, wurden die seismischen Geschwindigkeiten und Dichten bei gleichbleibenden Schichtgrenzen verändert (Abb. 3.63). Dabei wurden die Geschwindigkeiten von Mandler (1995) verwendet, d.h. 6.6–6.9 km/s für die obere, und 7.0–7.1 km/s für die untere Unterkruste. Die dabei auftretenden Laufzeitfehler konnten akzeptiert werden, da nicht die Geometrie der Schichtgrenzen, sondern die akustische Impedanz modelliert werden sollte. Der Amplitudenverlauf des neuen Modells mit schneller Unterkruste (B) ist dem des Modells mit langsamer Kruste (A) sehr ähnlich, nur ist das Maximum symmetrisch und um wenige Kilometer verschoben (Abb. 3.62 b).

Das Modell (C) nach Schlindwein (1998) (Abb. 3.60) mit seinen niederen seismischen Geschwindigkeiten und dem Fehlen einer Hochgeschwindigkeitsschicht in der Unterkruste zeigt einen Amplitudenverlauf, der den realen Daten ähnelt. Hier steigt das Maximum allerdings erst steil an, um dann flacher abzufallen und der Maximalwert wird bereits bei einem *Offset* von 70 km erreicht. Dennoch kann dieses Modell zu Erklärung der Amplituden akzeptiert werden.

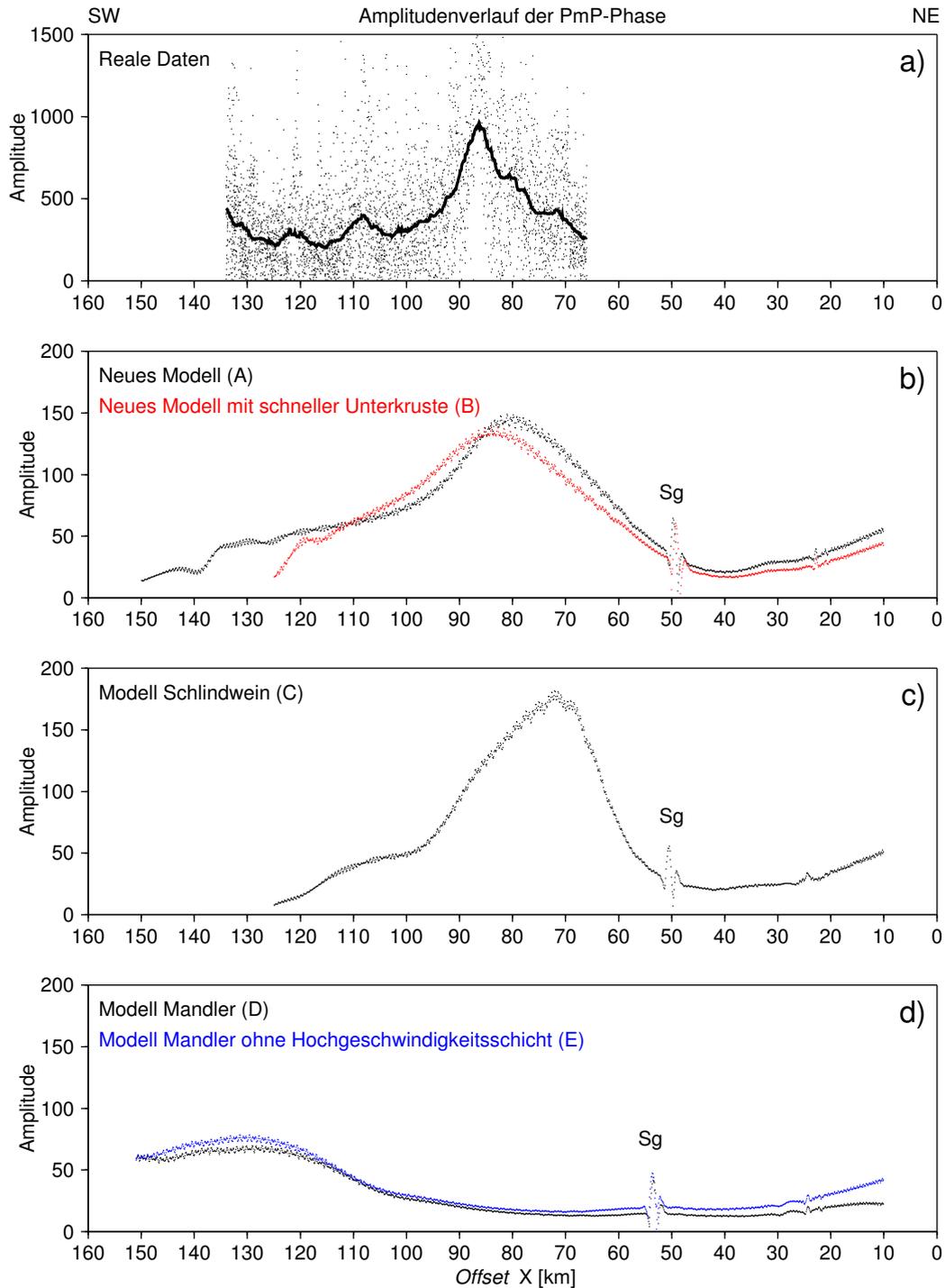


Abbildung 3.62: Amplitudenverlauf der PmP-Reflexion der Station 316 über dem Offset. a) Amplituden der realen Daten. Ungefilterter Verlauf (Punkte) und mit einem laufenden Mittel gefilterter Verlauf (durchgezogene Linie). b)–d) Amplituden der mit FD berechneten Reflexionen für unterschiedliche Modelle A–E.

Eine völlig unterschiedliche Kurve hingegen ergab sich bei dem Modell nach Mandler (1995) (D) mit hohen seismischen Geschwindigkeiten in der gesamten Kruste und einer dünnen Hochgeschwindigkeitsschicht zwischen Unterkruste und Mantel (Abb. 3.59). Hier bleiben die Amplituden bis zu einem *Offset* von etwa 100 km niedrig, um dann langsam anzusteigen und ab 120 km *Offset* nahezu konstant zu bleiben (Abb. 3.62 d). Auch hier wurde der Impedanzkontrast an der Kruste-Mantel-Grenze variiert, dazu wurde die dünne Schicht hoher Geschwindigkeit aus dem Modell entfernt, die Mohotopographie wurde dabei nicht verändert (Abb. 3.64). Die mit diesem Modell (E) gewonnene Kurve zeigt kaum einen Unterschied zu dem vorherigen Beispiel mit der Hochgeschwindigkeitsschicht.

Die Beispiele in den Abbildungen 3.62 b) und d) zeigen, daß der Amplitudenverlauf der Mohoreflexion nur unwesentlich von dem Impedanzkontrast an der Kruste-Mantel-Grenze abhängt. Anhand der akustischen Impedanz allein läßt sich also noch keine Aussage über das Vorhandensein einer Hochgeschwindigkeitsschicht treffen. Entscheidend für die Amplituden ist die Topographie der Moho, welche den Ein- und Ausfallswinkel der reflektierten Welle, und somit den Reflexionskoeffizient und die Amplitude, bestimmt. Die Topographie wiederum wird durch das Nichtvorhandensein einer Hochgeschwindigkeitsschicht maßgeblich geprägt, denn nur mit einer komplexen Mohogeometrie können dann die einzelnen Laufzeitäste der Reflexionen zufriedenstellend angepaßt werden. Somit zeigt die Finite-Differenzen-Modellierung mit einer Amplitudenbetrachtung, daß das neu erstellte Modell (A) des Profils Gåsefjord (Abb. 3.7) das plausibelste ist und eine Hochgeschwindigkeitsschicht in der südlichen Fjordregion unwahrscheinlich ist.

Unbekannte Phasen

Außer der Modellierung von diffraktieren Phasen und Amplitudenverläufen wurde noch eine weitere Anwendung der FD-Modellierung getestet. Schlindwein (1998) beschreibt mehrere Seismogramme, welche Phasen enthalten, deren Ursprung mit *Raytracing* allein nicht geklärt werden konnten. Es könnte sich z.B. um multiple Reflexionen zwischen zwei Schichten oder innerhalb der Kruste konvertierte Phasen handeln. Da die Modellierung mit Finiten Differenzen das komplette Wellenfeld berechnet, wurden sieben Stationen des Profils Kejser-Franz-Joseph-Fjord (322, 323, 325, 326, 327, 330 und 331) und drei Stationen des Profils Kong-Oscar-Fjord (345, 347 und 349), welche solche Einsätze enthalten, mit FD modelliert. Leider erfüllte sich die Erwartung nicht, in den synthetischen Seismogrammen die Phasen identifizieren zu können. Oftmals lagen die zahlreichen, teilweise mehrmals konvertierten Refraktierten und Reflexionen zu dicht zusammen, um anhand der Laufzeiten eine sichere Unterscheidung treffen zu können. Teilweise wurden die Phasen auch durch numerisch bedingte Reverberationen überdeckt oder fanden sich in den Seismogrammen überhaupt nicht wieder. Die meisten dieser Einsätze sind, ausgehend von den FD-Seismogrammen, wahrscheinlich PcS-Phasen, also in der Kruste reflektierte und von P nach S konvertierte Wellen.

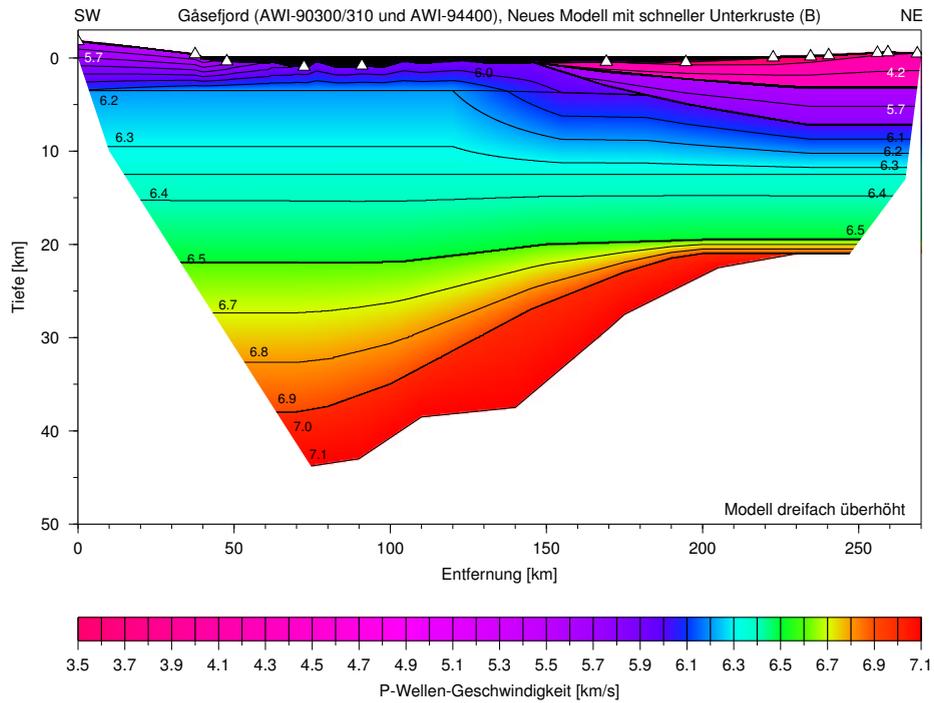


Abbildung 3.63: Geschwindigkeitsmodell der P-Wellen für das Profil Gåsefjord mit schneller Unterkruste (B). Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.7.

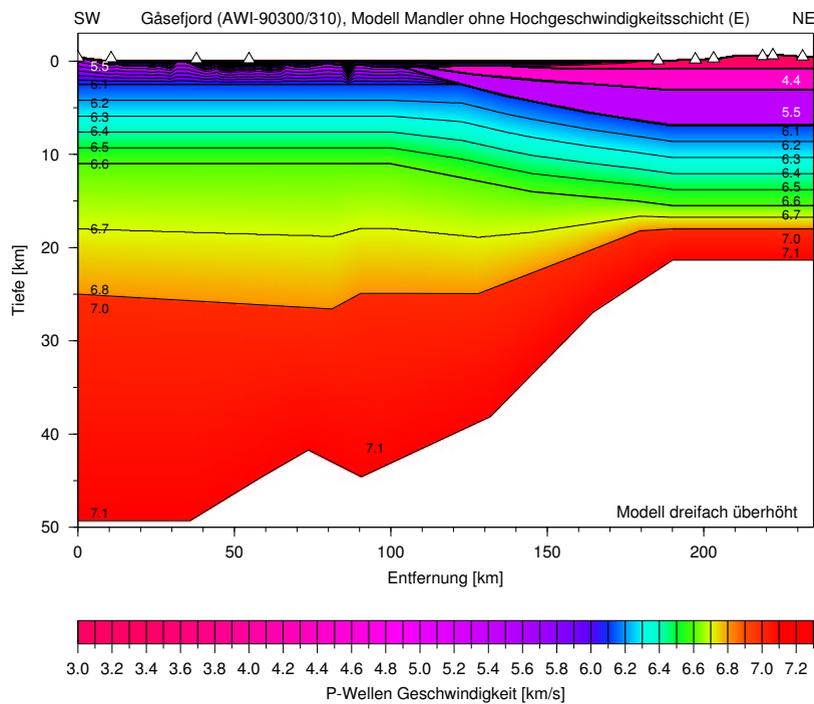


Abbildung 3.64: Geschwindigkeitsmodell der P-Wellen für das Profil Gåsefjord nach Mandler (1995) ohne Unterplattung (E). Weitere Erläuterungen siehe Abb. 3.7.

3.12 Zusammenfassung der Refraktionsseismik

Die vorliegenden Modellierungen vervollständigen die bisherigen Arbeiten über die Fjordregion Ostgrönlands. Insgesamt wurden dabei die Daten von 75 Stationen betrachtet. Davon wurden aus den P-Wellen-Einsätzen von 39 Stationen fünf neue Geschwindigkeitsmodelle erstellt, aus den Scherwellendaten von 61 Stationen wurden neun Profile neu modelliert. Aus den 100 Seismogrammen der verwendeten Stationen wurden insgesamt rund 8750 Laufzeiten abgelesen und modelliert.

Mit der Auswertung der Profile Nordvestfjord und Øfjord sind erstmalig alle Profile und Stationen modelliert. Die Erweiterung des Profils Nordvestfjord um drei neue Stationen ergab dabei eine Mohotiefe von rund 48 km im Westen bei seismischen Geschwindigkeiten der Kruste von nicht mehr als 6.9 km/s. Das Profil Øfjord ergab leider nur ein Modell für die oberen 15 km der Kruste. Zusammen mit den neuen Modellen für die Profile Gåsefjord und Fønifjord wurden für die gesamte Fjordregion konsistente Geschwindigkeitsmodelle erstellt. Die Geschwindigkeiten nehmen dabei Werte an, die für paläozoische Orogene typisch sind (Meissner, 1986; Christensen und Mooney, 1995).

Eine Scherwellenmodellierung wurde für alle Profile durchgeführt. Dabei weisen die Stationen auf den Sedimentbecken nur wenige S-Wellen auf, davon sind die meisten reflektierte Phasen. Deshalb konnte für weite Bereiche der Sedimente kein Geschwindigkeitsmodell aufgestellt werden. Während die Geschwindigkeiten der kristallinen Oberkruste durch zahlreiche refraktierte Phasen direkt bestimmt werden konnte, war für die mittlere und untere Kruste nur eine indirekte Bestimmung über die Anpassung von Reflexionen möglich. Fehlende Sn-Phasen lassen keine Aussage über den oberen Mantel zu.

Für alle Profile wurde das Poissonverhältnis berechnet. Die nördlichen Profile Brede-Fjord, Kejser-Franz-Joseph-Fjord, Kong-Oscar-Fjord und Dickson-Fjord zeigen dabei in der oberen kristallinen Kruste kleinräumig und oberflächennah Werte zwischen 0.27 und 0.30. Das Profil Dickson-Fjord weist als einziges im Bereich der mesozoischen Sedimente einen erniedrigten Wert von 0.24 auf. Alle Profile außer Brede-Fjord und Dickson-Fjord nehmen in der unteren Oberkruste und in der mittleren Kruste großräumig Werte zwischen 0.24 und 0.22 an, bei den Profilen Nordvestfjord und Øfjord treten diese Werte auch nahe der Oberfläche auf. In der unteren Kruste weicht nur das Profil Dickson-Fjord von dem Anfangsmodell ab, ein Wert von 0.24 wird nahe des unteren krustalen Reflektors erreicht.

Eine Finite-Differenzen-Modellierung zeigt, daß die beobachteten Phasen von der Kruste-Mantel-Grenze in der südlichen Fjordregion nicht nur durch Reflexionen an der Ober- und Unterkante einer Hochgeschwindigkeitsschicht erklärt werden können, sondern auch durch Diffraktion an einer Kante oder durch Topographie des Reflektors. Amplitudenbetrachtungen am Beispiel einer Station aus dem Gåsefjord ergaben, daß eine Hochgeschwindigkeitsschicht und somit eine magmatische Unterplattung im Bereich des Scoresby-Sundes unwahrscheinlich ist. Die beobachteten Mohoreflexionen sind stattdessen Folge von Topographieeffekten.

4 Modellierung des Schwerefeldes

Die Modellierung der tiefenseismischen Daten mit *Raytracing* und Finiten Differenzen ergab ein detailliertes Bild der Krustenstruktur in der Fjordregion Ostgrönlands zwischen 17° W und 30° W. Die seismischen Geschwindigkeitsmodelle sind nun für die gesamte Region konsistent und das Auftreten tertiärer magmatischer Unterplattungen wurde auf die Region nördlich 72° N eingegrenzt. Doch über den Krustenaufbau westlich der seismischen Profile ist noch wenig bekannt. Insbesondere die Fragen nach einer Gebirgswurzel, welche durch die Seismik angedeutet wird, und Krustenmächtigkeiten im Bereich des alten Schildes in Zentralgrönland sind noch offen. Östlich der seismischen Profile schließt sich der Kontinent-Ozean-Übergang und die ozeanische Kruste an. Außer einigen refraktionsseismischen Profilen zwischen dem Scoresby-Sund und dem Kolbeinsey-Rücken (Weigel et al., 1995) gibt es wenig Informationen über die dortige Krustenstruktur. Eine dreidimensionale Schweremodellierung soll deshalb die aus der Seismik resultierenden krustalen Modelle in diese wenig erforschten Gebiete ausdehnen. Da dort nur wenige oder gar keine lokalen seismischen Detailinformationen vorliegen, können nur regionale Strukturen modelliert werden.

4.1 Kompilation der Schwerekarte

Die großräumige dreidimensionale Schweremodellierung soll nicht nur die Kaledoniden der Fjordregion Ostgrönlands und die angrenzenden Sedimentbecken umfassen, sondern auch den Schelfbereich und die Tiefsee bis zu den mittelozeanischen Rücken (Mohns-Rücken und Kolbeinsey-Rücken, Abb. 4.1). Für dieses ausgedehnte Gebiet mußte eine neue Schwerekarte aus mehreren Quellen zusammengestellt werden. Ein Großteil der Daten wurde vom dänischen KORT- OG MATRIKELSTYRELSEN (KMS) zur Verfügung gestellt. Er umfaßt ganz Grönland und den Nordatlantik zwischen 50° und 10° westlicher Länge. Das Gitter mit einer Auflösung von 10' in der Länge und 5' in der Breite basiert auf flugzeuggestützten Messungen über dem Festland (Brozina et al., 1993) und einigen Landstationen auf dem eisfreien Küstenstreifen. Diese Daten wurde vom KMS im marinen Bereich durch Schiffs- und Satellitenmessungen ergänzt (Forsberg und Kenyon, 1994).

Östlich von 11° W konnten die Satellitendaten nach Laxon und McAdoo (1998) problemlos angefügt werden. Sie lagen ebenfalls in Form eines Gitters vor mit einer Auflösung von 7.5' in der Länge und 3.75' in der Breite. Für die Schwerekarte wurde die Auflösung dem groberen Gitter des KMS angepaßt. Ein Vergleich der Freiluftschwere der beiden Datensätze zeigte, daß der Unterschied in diesem Bereich für die meisten Gitterpunkte kleiner als 10 mGal ist, die maximale Differenz beträgt 15 mGal ($1 \text{ mGal} = 1 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$). Da die Freiluftschwere in eine Bougueranomalie umgerechnet wurde, welche eine Spanne von mehr als 450 mGal umfaßt, wurde auf eine Angleichung der Datensätze verzichtet. Stattdessen wurden die beiden Gitter bei 11° W ohne weitere Bearbeitungsschritte zusammengefügt.

Für das grönländische Festland stand bereits vom KMS die Bouguerschwere als Gitter zur Verfügung. Sie beinhaltet eine einfache Plattenreduktion ohne Geländekorrektur und wurde mit einer Reduktionsdichte von $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ berechnet. Für den marinen Bereich des KMS-Gitters und die Satellitendaten östlich von 11° W lag nur die Freiluftschwere vor, hier wurde mit der gleichen Reduktionsdichte die einfache Bougueranomalie berechnet, d.h. die Wasserschicht wurde durch eine Gesteinsschicht mit der Reduktionsdichte ersetzt. Da die Bougueranomalie über dem Festland keine Geländekorrektur enthält, wurde im marinen Bereich ebenfalls auf eine topographische Reduktion verzichtet. Damit bleiben die Daten und ihre Fehler vergleichbar. Zur Berechnung der Bouguerkorrektur wurden die Wassertiefen der INTERNATIONAL BATHYMETRIC CHART OF THE ARCTIC OCEAN (IBCAO) verwendet (Jakobsson et al., 2000).

Die vollständige Karte der Bouguerschwere zeigt Abb. 4.1. In Zentralgrönland im Bereich des alten Kratons westlich von 35° W zeigt das Schwerefeld nur kleinräumige Variationen, das Niveau der Bougueranomalie liegt hier zwischen -80 mGal und -120 mGal . Daran schließt sich Richtung Osten im Bereich des kaledonischen Faltengebirges eine ausgeprägte negative Anomalie an. Westlich des Keiser-Franz-Joseph-Fjordes und des Kong-Oscar-Fjordes ($72-73^\circ \text{ N}$) werden Werte kleiner als -230 mGal erreicht. In der Verlängerung des Gåsefjordes ($69-70^\circ \text{ N}$) befindet sich eine weitere negative Anomalie von etwa -200 mGal . Über den ostgrönländischen Sedimentbecken und dem Schelfgebiet steigt die Bouguerschwere kontinuierlich an und erreicht Werte bis etwa 60 mGal . Die höchsten Werte bis zu 250 mGal finden sich in der Tiefsee im Bereich des Grönland-Beckens. Die beiden mittelozeanischen Rücken Mohns-Rücken und Kolbeinsey-Rücken sind ebenso wie die Jan-Mayen-Bruchzone und der Jan-Mayen-Rücken, welcher kein mittelozeanischer Rücken, sondern ein Teil des Jan-Mayen-Mikrokontinentes ist, in der Schwerekarte deutlich zu erkennen.

4.2 Modellierung der Potentialfelddaten

Für die dreidimensionale Modellierung der Schweredaten wurde das interaktive graphische Programm IGMAS verwendet (Götze und Lahmeyer, 1988; Schmidt, 2000). Das Programm erlaubt die numerische Vorwärtsmodellierung beliebig im Raum verteilter Potentialfelddaten aus magnetischen und/oder gravimetrischen Messungen. Das Dichte- und/oder Suszeptibilitätsmodell, welches auch eine Oberflächentopographie enthalten kann, wird hierbei auf parallelen vertikalen Ebenen mit beliebigem Abstand definiert. Die Ebenen sollen dabei möglichst senkrecht zum Streichen wichtiger geologischer Strukturen angeordnet werden. In jeder Ebene werden beliebig geformte Körper mit konstanten Dichten und/oder Suszeptibilitäten durch Knotenpunkte festgelegt. Die Oberfläche dieser Körper wird automatisch durch Triangulation innerhalb und zwischen den Ebenen berechnet. Die Potentialfelder der so entstandenen unregelmäßigen geschlossenen Polyeder werden für das gesamte Modell berechnet und mit den gemessenen Werten verglichen.

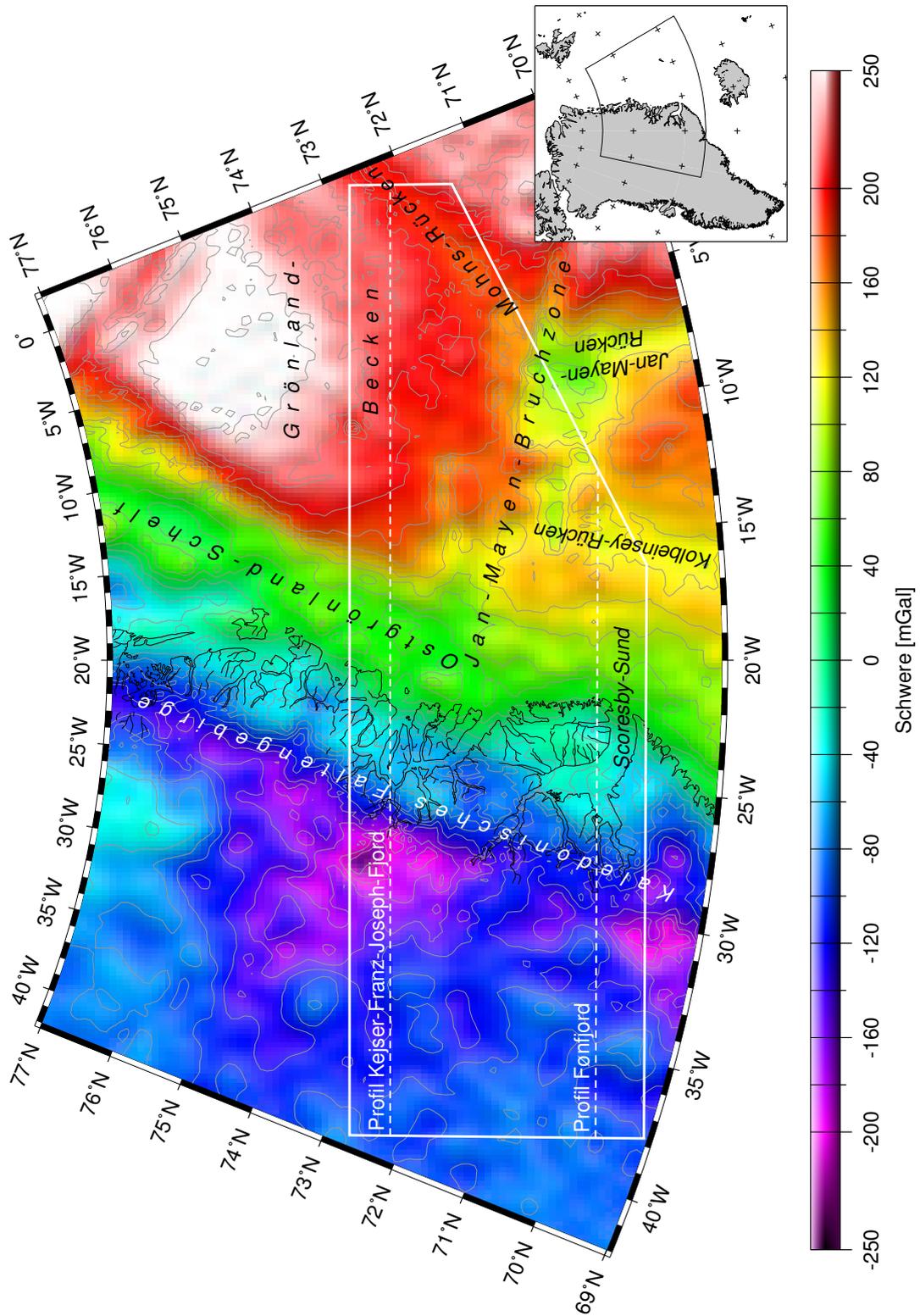


Abbildung 4.1: Karte der Bougueranomalie. Isolinienabstand 25 mGal. Der Rahmen umrandet den modellierten Bereich. Unterbrochene Linien markieren zwei Profile.

Erstellung des Dichtemodells

Das dreidimensionale Dichtemodell für Ostgrönland wurde aus insgesamt 33 in West-Ost-Richtung ausgerichteten Ebenen zusammengestellt. Auf diesen Ebenen wurden vierzehn Schichten unterschiedlicher Dichte definiert. Tabelle C.1 (Anhang C) zeigt eine Zusammenfassung der einzelnen Modellelemente und einige ihrer physikalischen Eigenschaften. Die Wasserschicht A wurde aufgrund der Bouguerreduktion mit der Hintergrunddichte von $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ modelliert, dabei wurde eine vereinfachte Meeresbodentopographie verwendet.

Die Struktur der kontinentalen Kruste ist durch die zahlreichen refraktionsseismischen Profile gut bekannt. Da das verwendete Programm IGMAS mit Elementen konstanter Dichte rechnet, wurden die Geschwindigkeitsmodelle in mehrere Schichten mit einer mittleren Geschwindigkeit \bar{v}_p aufgeteilt (Sedimente B und C, Oberkruste D und E, mittlere Kruste F, Unterkruste G und H, Intrusion in der Unterkruste I). Die devonischen und mesozoischen Sedimente wurden nach Schindwein (1998) in zwei Schichten mit Dichten von $2.30 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ (B) und $2.55 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ (C) modelliert. Die kristalline Kruste wurde in fünf Schichten mit mittleren Geschwindigkeiten zwischen 6.15 km/s und 7.15 km/s unterteilt. Diese Geschwindigkeiten wurden abhängig von den Tiefenlagen der Schichten mit den empirischen Beziehungen nach Christensen und Mooney (1995) in Dichten umgerechnet. Dabei ergaben sich Dichten zwischen $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ für die Oberkruste D und $3.10 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ für die magmatische Intrusion in der Unterkruste I (Tab. C.1).

Über die interne Struktur der ozeanischen Kruste ist in dieser Region bisher wenig bekannt. Deshalb wurde eine vereinfachte ozeanische Kruste modelliert, welche aus nur zwei Schichten besteht. Den dünnen ozeanischen Sedimenten J mit einer P-Wellen-Geschwindigkeit von etwa 2.0 km/s (Klingelhöfer et al., 2000; Kodaira et al., 1998b) wurden nach Nafe und Drake (1957) eine Dichte von $2.00 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ zugewiesen. Für die gesamte magmatische ozeanische Kruste K wurde eine mittlere Dichte von $2.90 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ angenommen (Seibold, 1996). Der Mantel wurde im gesamten kontinentalen und ozeanischen Bereich zunächst mit einer Standarddichte von $3.30 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ modelliert (Berckhemer, 1990), welche im Verlauf der Modellierung modifiziert wurde.

Dreidimensionale Schweremodellierung

Das modellierte Gebiet umfaßt eine Fläche von $523\,600 \text{ km}^2$ (Abb. 4.1). Die Seitenlängen betragen dabei bis zu 1400 km. Das Dichtemodell wurde an den Rändern um jeweils 1000 km ausgedehnt, um Randeffekte zu vermeiden. Das Modell wurde auf 33 parallelen Ebenen mit insgesamt knapp 4900 Knotenpunkten definiert. Für das Startmodell standen zahlreiche Randbedingungen zur Verfügung. So konnte die Ausdehnung der ostgrönländischen Sedimentbecken der geologischen Karte nach Escher und Pulvertaft (1995) entnommen werden (Abb. 2.1). Die Unterkante

der Sedimente, sowie die innerkrustalen Schichtgrenzen sind entlang der tiefenseismischen Profile bekannt (Fechner, 1994; Schlindwein, 1998). Die Lage des Überganges zwischen kontinentaler und ozeanischer Kruste wurde nach Escher und Pulvertaft (1995) bestimmt (Abb. 2.1). Für die Region zwischen dem Scoresby-Sund und dem Kolbeinsey-Rücken ist die Krustenstruktur nach Weigel et al. (1995) bekannt, Larsen (1990) liefert zusätzliche Informationen über die Sedimentmächtigkeiten. Östlich des Kolbeinsey-Rückens wurden die seismischen Modelle von Kodaira et al. (1998b) verwendet. Als Grundlage für die Modellierung in der Nähe des Mohns-Rückens dienten die Daten von Klingelhöfer et al. (2000).

Ziel der Schwermodellierung ist es, die langwelligen Anteile der Bougueranomalie zu erklären. Diese werden im Wesentlichen durch die Krustenmächtigkeit bzw. die Tiefenlage der Moho bestimmt. Aus diesem Grund wurden keine Versuche gemacht, die oberen und mittleren Bereiche der kontinentalen Kruste zu modellieren. Die Schichtgrenzen wurden deshalb zwischen den seismischen Profilen lediglich interpoliert. Eine Ausnahme sind die Sedimente des Jameson-Land-Beckens. Das Becken wurde südlich des Scoresby-Sundes, wo es keine tiefenseismischen Informationen gibt, gravimetrisch modelliert. Da es keine Hinweise auf eine Änderung der Krustenstruktur westlich der Fjordregion gibt, wurden die Schichten beibehalten und Richtung Zentralgrönland extrapoliert. Die ozeanische Kruste besteht aus nur zwei Schichten, deshalb konnte dort die Unterkante der Sedimente, bzw. die Oberkante des ozeanischen Kristallins (*Basement*), modelliert werden, um auch kleinräumige Anomalien zu erklären.

Der Kontinent-Ozean-Übergang in der südlichen Fjordregion wird zwar von Weigel et al. (1995) beschrieben, aber die Übergangszone mit großen horizontalen Geschwindigkeitsgradienten kann nur sehr schwer in ein Dichtemodell mit Körpern konstanter Dichte integriert werden. Für den Übergang wären mehrere Körper notwendig gewesen, welche die Anzahl der Freiheitsgrade bei der Modellierung, besonders im Norden, wo keine Seismik vorliegt, übermäßig erhöht hätte. Deshalb wurde in dieser Arbeit auf eine detaillierte Modellierung des Überganges verzichtet, stattdessen wurden die einzelnen Dichtekörper der kontinentalen und ozeanischen Kruste direkt nebeneinander gesetzt. Für die gesamte Kruste wurde die Mohotiefe, sowie die Grenze zwischen mittlerer und Unterkruste solange variiert, bis die Anomalien zufriedenstellend angepaßt waren.

Durch die Modellierung in drei Dimensionen lassen sich absolute Fehler der Mohotiefen nur schwer angeben, denn je nach Ausdehnung und Form der Strukturen haben gleiche Variationen der Tiefen unterschiedliche Veränderungen der Schwere zur Folge. Hinzu kommen noch die Fehler der Tiefen der oberen Schichten und die Fehler der berechneten Dichtewerte. Für die kontinentale Kruste muß deshalb für die Mohotiefe ein maximaler Fehler von ± 5.0 km angenommen werden, der mittlere Fehler wird auf etwa ± 3.0 km geschätzt. Bei der ozeanischen Kruste sind die Fehler durch die geringe Anzahl der Schichten kleiner, der mittlere Fehler wird hier auf ± 2.0 km geschätzt.

4.3 Das Profil Fønfjord (AWI-90320)

Einen 980 km langen Schnitt durch das Dichtemodell der südlichen Fjordregion zeigt Abb. 4.2. Diese Modellebene verläuft nahezu parallel zu dem seismischen Profil Fønfjord (Abb. 4.1). Zwischen Profilkilometer 390 und 600 werden die Schichtgrenzen durch das refraktionsseismische Geschwindigkeitsmodell vorgegeben (Abb. 3.14). Die Sedimente des Jameson-Land-Beckens mit Dichten von $2.30 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ (B) und $2.55 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ (C) sowie der steile Anstieg der Moho bei Profilkilometer 480 sind deutlich zu erkennen. Westlich des seismischen Profils fällt die Moho unterhalb der Kaledoniden nur wenig auf 39 km Tiefe ab, westlich von Kilometer 350 unterhalb des alten Schildes steigt sie wieder auf etwa 35 km Tiefe an. Die Bouguerschwere zeigt in diesem Bereich kurzweilige Variationen von etwa 50–100 km Länge, die mit Variationen der Mohotiefe allein nicht modelliert werden können. Das Residuum beträgt deshalb bis zu $\pm 25 \text{ mGal}$. Östlich des Jameson-Land-Beckens schließt sich ab Profilkilometer 610 das kristalline Liverpool-Land an, welches nicht von Sedimenten bedeckt ist (Abb. 2.1). Obwohl eine 5 km mächtige Wurzel modelliert wurde (Mandler, 1995), konnte die Bougueranomalie an dieser Stelle nicht zufriedenstellend angepaßt werden. Das Residuum beträgt hier -70 mGal .

Ab Profilkilometer 700 beginnt die ozeanische Kruste. Sie ist in der Nähe des Kolbeinsey-Rückens insgesamt etwa 9 km mächtig, davon nimmt die Sedimentschicht J ungefähr 1 km ein (Kodaira et al., 1998b). Westlich des Rückens nimmt die Mohotiefe auf knapp 20 km zu (Weigel et al., 1995). Auch die Sedimentmächtigkeit nimmt in dieser Region zu. Larsen (1990) beschreibt direkt vor dem Scoresby-Sund und Liverpool-Land Sedimentmächtigkeiten von stellenweise bis zu 10 km, der Großteil der Sedimente ist dort 4–6 km mächtig. Doch die Bouguerschwere konnte mit so hohen Werten nicht modelliert werden. Die verwendete Dichte von $2.00 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ ist für diese Mächtigkeiten zu gering, da Sedimente in dieser Tiefe bereits stark kompaktiert sind und höhere Dichten aufweisen (Schön, 1996). Ein weiterer Körper mit höherer Dichte wäre für eine genaue Modellierung nötig gewesen. Da aber die hohen Mächtigkeiten nur sehr kleinräumig auftreten (Abb. 4.2) und außerdem im Bereich des Kontinent-Ozean-Überganges liegen, der nur vereinfacht modelliert werden sollte, wurde die Sedimentmächtigkeit so gewählt, daß die Schwere optimal angepaßt wird. Damit ist die modellierte Sedimentschicht nur maximal 4 km mächtig.

Der ozeanische Mantel wurde zuerst wie der kontinentale Mantel L mit einer Standarddichte von $3.30 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ modelliert. Doch damit konnte das Niveau der Bouguerschwere von rund 200 mGal im ozeanischen Bereich nicht angepaßt werden. Es hätte z.B. eine sehr viel mächtigere Sedimentschicht oder eine dickere magmatische ozeanische Kruste angenommen werden müssen. Die Schichtmächtigkeiten sind jedoch aus seismischen Messungen bekannt, eine zweite Möglichkeit wäre deshalb eine leichtere Kruste gewesen. Für die kristalline ozeanische Kruste hätte dazu im Süden des Modells eine Dichte von ungefähr $2.50 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ verwendet werden müssen, im Norden der Region, wo die Krustenmächtigkeit deutlich geringer ist, wäre sogar eine Dichte von weniger als $2.00 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ notwendig gewesen. Da solche Dichtewerte

jedoch unrealistisch gering sind, wurde stattdessen ein leichter Mantel angenommen. Mit einer Manteldichte unterhalb der ozeanischen Kruste von $3.20 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ (M) und unterhalb des Kolbeinsey-Rückens von $3.15 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ (N) konnte die Bouguer-schwere sehr gut modelliert werden.

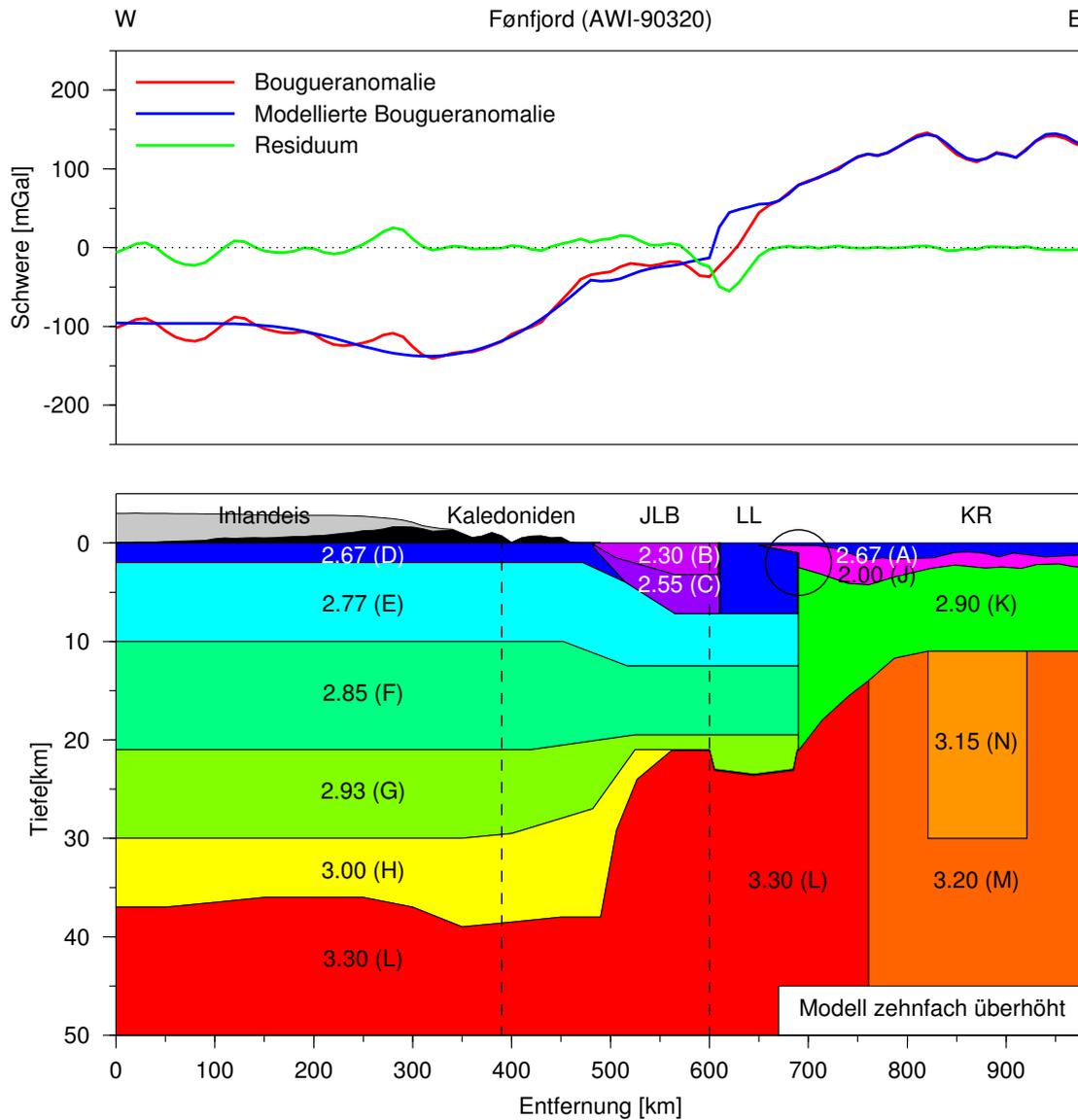


Abbildung 4.2: Dichtemodell für das Profil Fønford. JLB: Jameson-Land-Becken. LL: Liverpool-Land. KR: Kolbeinsey-Rücken. Die Bouguerschwere, die modellierte Bouguerschwere und das Residuum sind als Kurven dargestellt. Die Dichtewerte und Abkürzungen der modellierten Schichten sind angegeben. Unterbrochene Linien umrahmen das tiefenseismische Profil. Der Kreis markiert den Bereich der fehlerhaften Sedimentmächtigkeiten. Die nicht im Modell enthaltene Oberflächentopographie ist schematisch dargestellt. Das Profil ist zehnfach überhöht.

4.4 Das Profil Kejser-Franz-Joseph-Fjord (AWI-94320)

Der zweite Schnitt durch das Dichtemodell (Abb. 4.3) verläuft etwa parallel zu dem seismischen Profil Kejser-Franz-Joseph-Fjord in der nördlichen Fjordregion (Abb. 3.36). Die Modellebene ist 1400 km lang, zwischen Profilkilometer 490 und 765 liefert die Refraktionsseismik Randbedingungen über die Schichtgrenzen, wie z.B. die Mächtigkeit des Sedimentbeckens oder die komplexe Mohotopographie (Abb. 3.36). Die magmatische Intrusion in der Unterkruste I wurde in dem Modell berücksichtigt, sie spiegelt sich aber in der Bougueranomalie nicht wider. Die refraktionsseismische Modellierung ergab eine maximale Mohotiefe von 43 km, wobei die Neigung der Kruste-Mantel-Grenze noch höhere Werte vermuten läßt. Die Schweremodellierung bestätigt dies, die Moho sinkt bis auf eine Tiefe von 49 km zwischen Profilkilometer 400 und 450 ab. Westlich davon steigt sie wieder steil an, um im Bereich des Kratons Werte um etwa 35 km anzunehmen. Auch in diesem Profil zeigt die Bouguerschwere im Westen kleinräumige Undulationen, die nicht allein durch Veränderung der Krustenmächtigkeit modelliert werden können, hier beträgt das Residuum ebenfalls ungefähr ± 25 mGal.

Ab Profilkilometer 800 wurde die ozeanische Kruste modelliert. Sie ist im Bereich des Mohns-Rückens am östlichen Ende des Profils maximal 5 km mächtig mit einer Sedimentschicht J von weniger als 1 km Dicke (Klingelhöfer et al., 2000). Zwischen dem Kontinent-Ozean-Übergang und dem Mohns-Rücken sind bisher keine seismisch bestimmten Krustenmächtigkeiten bekannt, hier ergab die Schweremodellierung eine Abnahme der Mohotiefe von etwa 20 km in der Nähe der Übergangszone auf 7 km östlich von Profilkilometer 1100. Auch in der Fjordregion nördlich von 72° mußte unterhalb der magmatischen ozeanischen Kruste K ein leichter Mantel M angenommen werden, um die Bougueranomalie von mehr als 200 mGal bei gegebener Mohotiefe und Krustendichte modellieren zu können.

4.5 Das dreidimensionale Dichtemodell

Schichtgrenzen

Das vollständige dreidimensionale Dichtemodell besteht aus insgesamt 33 vertikalen Ebenen, von denen zwei als typische Beispiele für die südliche und nördliche Fjordregion besprochen wurden. Auf eine Darstellung der anderen Ebenen soll hier verzichtet werden, stattdessen soll das Modell in Form von einzelnen Schichten vorgestellt werden. Eine Übersicht der Schichtgrenzen des Modells zeigen die Abbildungen 4.4 und 4.5. Dargestellt ist jeweils die untere Begrenzung einer bestimmten Schicht. Die Karte in Abb. 4.4 a) zeigt die Tiefenlage der Unterkante der Sedimentschicht J, also die Grenze zwischen den Sedimenten und dem Kristallin der ozeanischen Kruste. Die maximale Tiefe der Schichtgrenze beträgt hierbei 5.2 km. Die Unterkante der Sedimente C der kontinentalen Kruste ist in Abb. 4.4 b) dargestellt. In der nördlichen Fjordregion beträgt die mittlere Tiefe 5 km, der maximale Wert von 7.2 km wird im

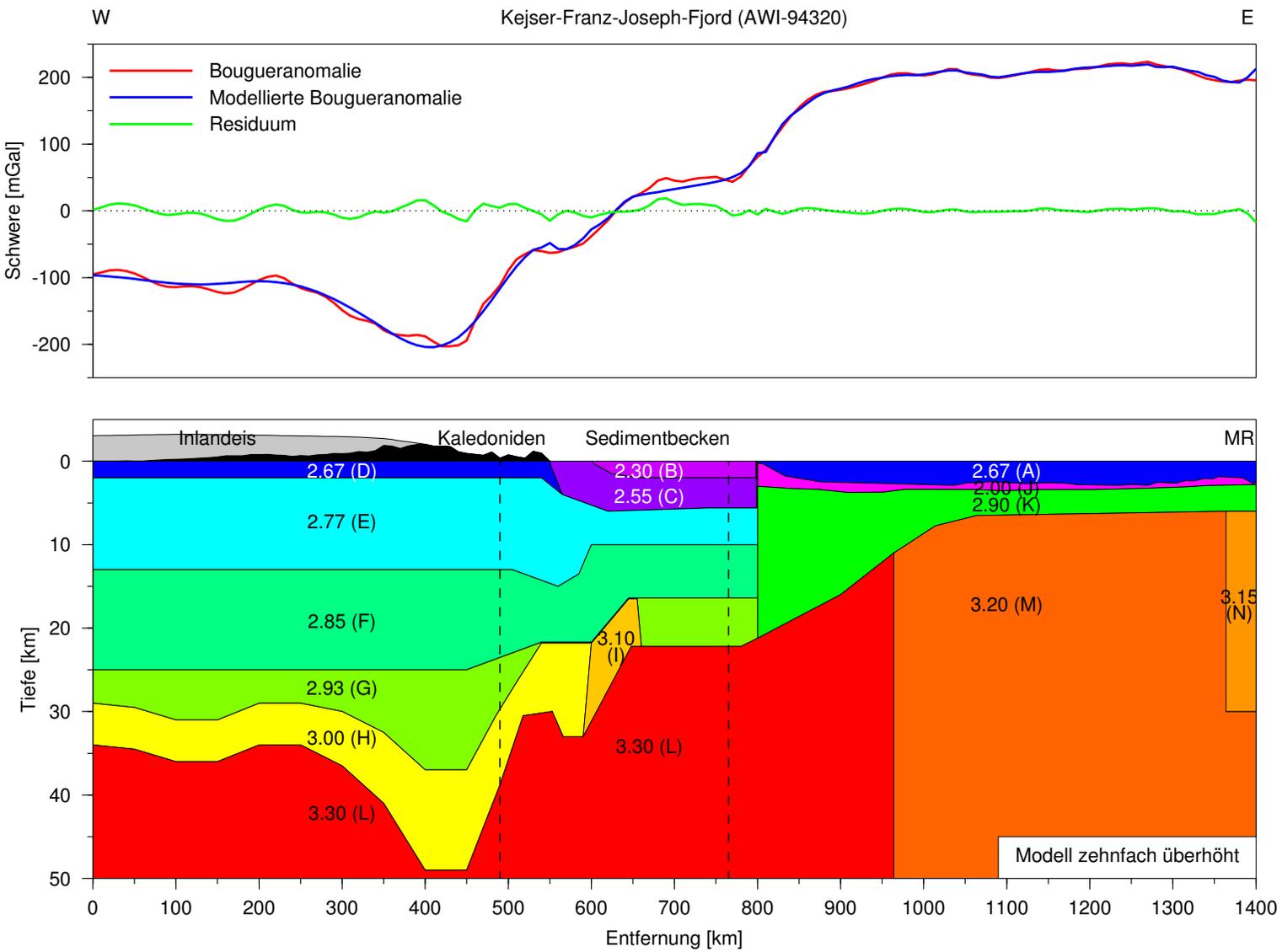


Abbildung 4.3: Dichtemodell für das Profil Keiser-Franz-Joseph-Fjord. MR: Mohns-Rücken. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 4.2.

Das dreidimensionale Dichtemodell

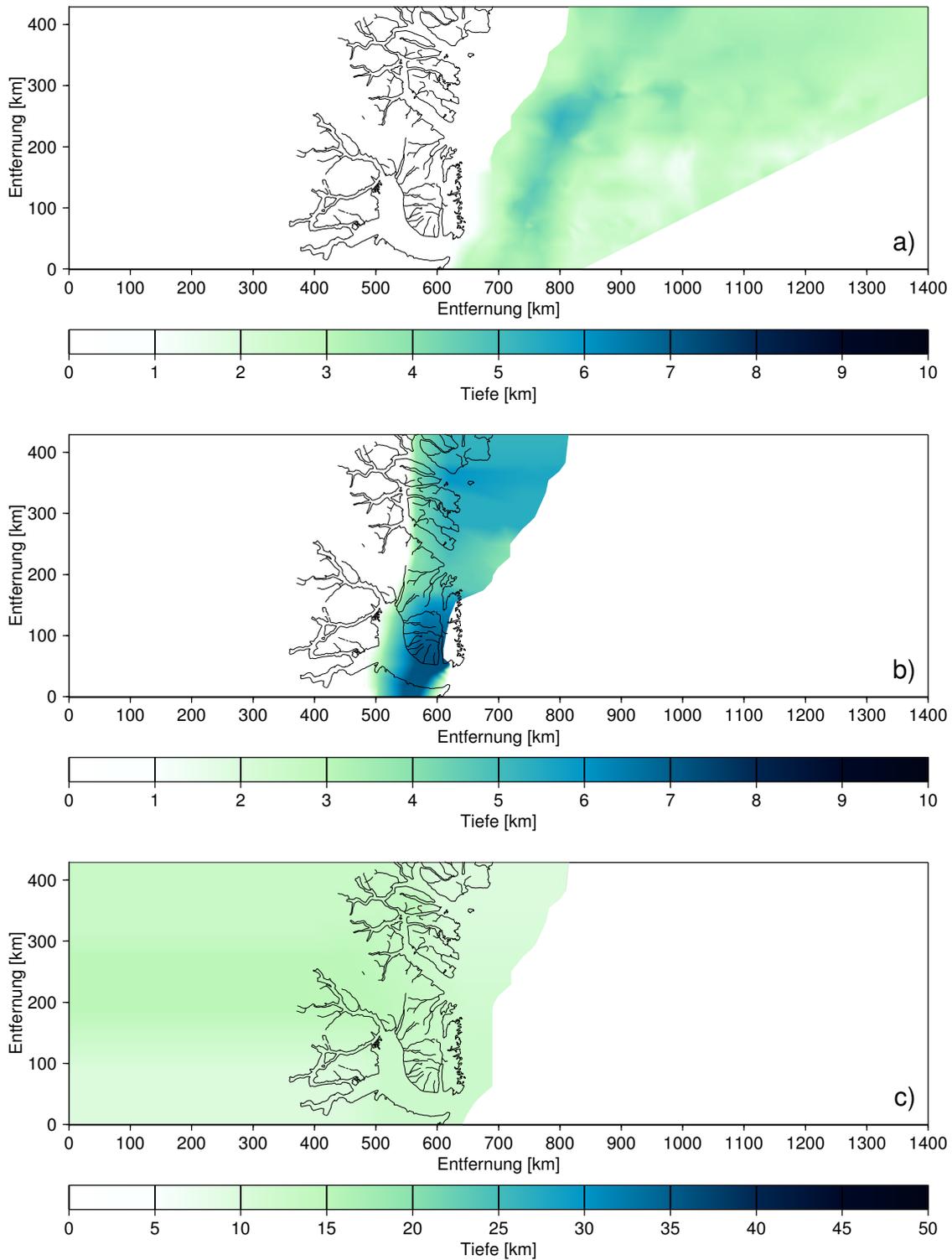


Abbildung 4.4: a) Unterkante der Sedimentschicht J (ozean. Bereich). b) Unterkante der Sedimentschicht C (kont. Bereich). c) Unterkante der kont. Oberkruste E. Für Dichtewerte und weitere Informationen siehe auch Tab. C.1, Abb. 4.2 und Abb. 4.3.

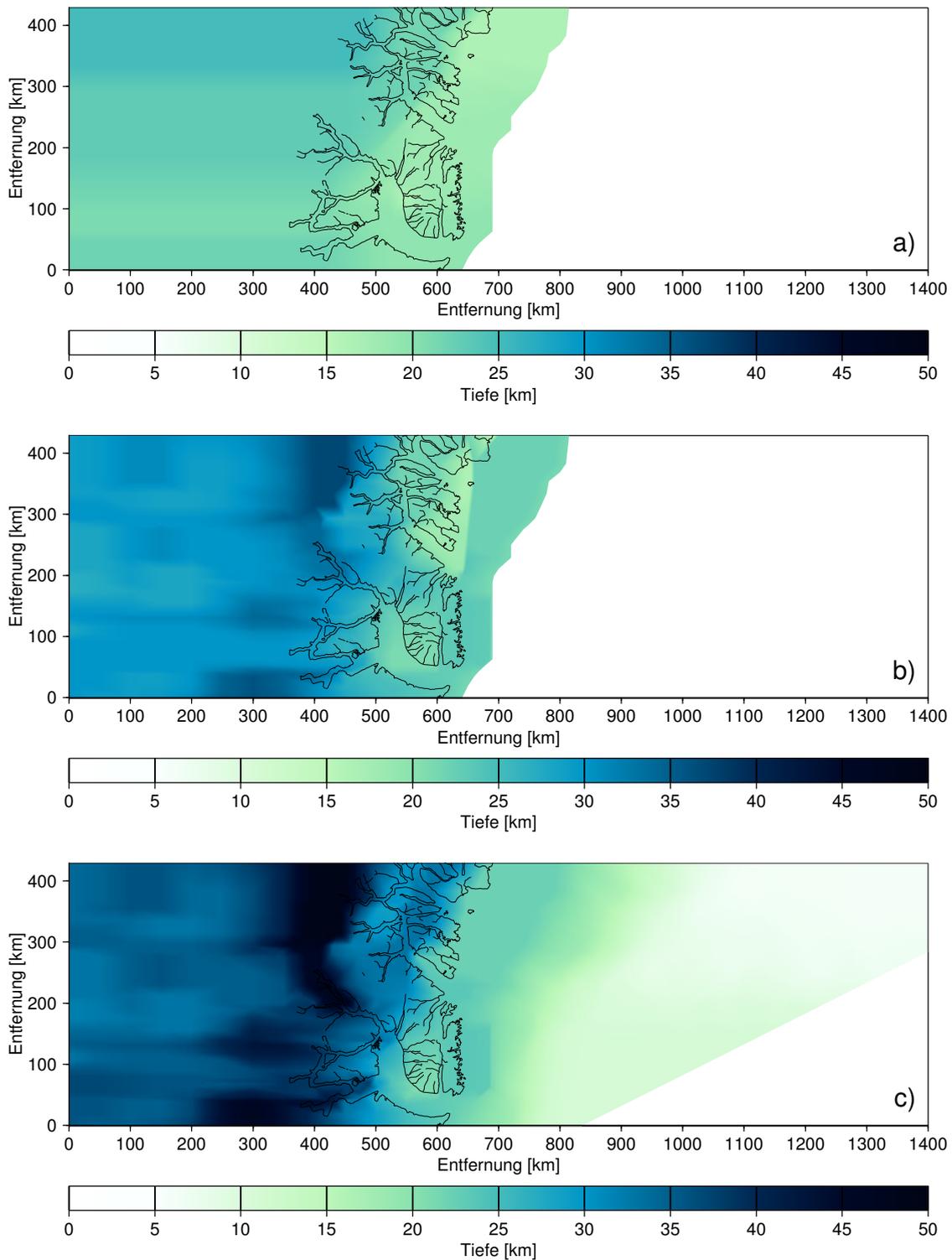


Abbildung 4.5: a) Unterkante der kont. mittleren Kruste F. b) Unterkante der kont. Unterkruste G. c) Unterkante der kont. Unterkruste H, der magmatischen Intrusion I und der ozean. Kruste K (Moho). Siehe auch Tab. C.1, Abb. 4.2 und Abb. 4.3.

Scoresby-Sund erreicht. Die Modellierung bestätigte außerdem die Ergebnisse von Mandler (1995), daß sich das Jameson-Land-Sedimentbecken unterhalb der Flutbasalte des Geikie-Plateaus fortsetzt. Ohne die bis zu 7 km mächtigen Sedimente ließ sich die Bouguerschwere auch nicht durch Variationen der Krustenmächtigkeit zufriedenstellend anpassen.

Die Unterkante der kontinentalen Oberkruste E variiert großräumig zwischen 10 km und 15 km Tiefe und zeigt kaum Topographie (Abb. 4.4 c). Die Schichtgrenze zwischen der mittleren Kruste F und der Unterkruste G nimmt Werte von 16–25 km an und weist ebenfalls nur regionale Topographie auf (Abb. 4.5 a). Die Grenze zwischen den beiden Schichten G und H der kontinentalen Unterkruste ist in Abb. 4.5 b) dargestellt. Der minimale Wert von 16 km wird im Bereich der paläozoisch-mesozoischen Sedimentbecken zwischen dem Kong-Oscar-Fjord und dem Kejser-Franz-Joseph-Fjord erreicht, ein weiteres Minimum findet sich unter dem Hall-Bredning und Jameson-Land. Westlich der seismischen Profile wurde die Schichtgrenze zusammen mit der Kruste-Mantel-Grenze modelliert, dort finden sich größten Tiefen von bis zu 36 km in Verlängerung des Gåsefjordes und des Kejser-Franz-Joseph-Fjordes.

Die Kruste-Mantel-Grenze für den kontinentalen und ozeanischen Teil der Fjordregion zeigt Abb. 4.5 c). Die Mohotiefe liegt im Bereich der ozeanischen Kruste zwischen 6 km im äußersten Nordosten des Modells und 10 km im Südwesten. Zum Kontinent-Ozean-Übergang hin, welcher nur stark vereinfacht modelliert wurde, nimmt sie bis auf 20 km Tiefe zu. Im Bereich des alten Kratons westlich der Kaledoniden beträgt die mittlere Tiefe der Kruste-Mantel-Grenze 35 km. Die maximale Mohotiefe von 49 km wird westlich des Kejser-Franz-Joseph-Fjordes erreicht. Diese Struktur einer Gebirgswurzel ist etwa 150 km breit und erstreckt sich Richtung Norden bis an das Ende des Modells. Zwischen dem Kejser-Franz-Joseph-Fjord und dem Nordvestfjord streicht die Struktur in nordwest-südöstlicher Richtung. In Verlängerung des Gåsefjordes findet sich eine weitere Wurzelstruktur mit Mohotiefen bis zu 46 km. Dazwischen liegen die Tiefenwerte um etwa 40 km mit einem flachen Maximum von 42 km westlich des Rødefjordes.

Bougueranomalien und Residuen

In Abbildung 4.6 ist das Resultat der dreidimensionalen Schweremodellierung in Form von Anomaliekarten dargestellt. Der Unterschied zwischen der Bougueranomalie (Abb. 4.6 a) und der modellierten Bougueranomalie (Abb. 4.6 b) wird in der Residuenkarte (Abb. 4.6 c) deutlich. Im ozeanischen Bereich ist das Residuum kleiner ± 10 mGal. Hier konnte die Schwere durch Variation der Sedimentmächtigkeit sehr gut angepaßt werden. Im westlichen Teil des Modells im Bereich des alten Schiltes finden sich kleinräumige Variationen des Residuums mit Werten von höchstens ± 25 mGal. Diese kurzwelligen Anomalien konnten nicht durch Veränderung der Mohotiefe modelliert werden. Zwei positive Residuen fallen im westlichen Nordvestfjord und im westlichen Dickson-Fjord auf. Hier wird das höchste positive Residuum von

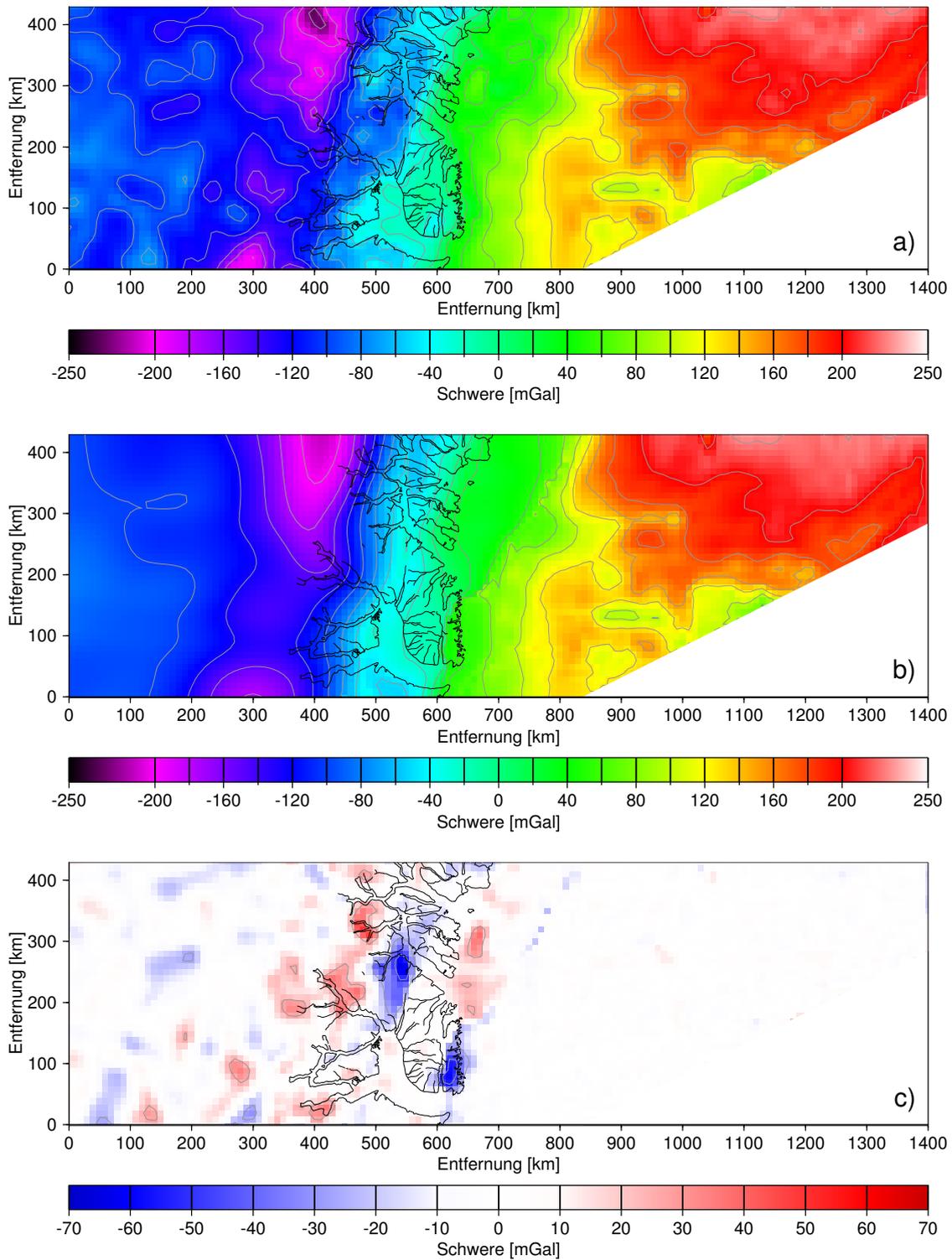


Abbildung 4.6: a) Karte der Bougueranomalie. b) Karte der modellierten Bougueranomalie. c) Karte des Residuums. a)–c) Isolinienabstand 25 mGal.

50 mGal erreicht. Ein starkes negatives Residuum mit Werten über -50 mGal befindet sich bei Profilkilometer 500 zwischen dem Kong-Oscar-Fjord und dem nördlichen Hall-Bredning. Diese Residuen sind bei den vorkommenden Amplituden mit maximal 80 km Breite zu schmal, um allein durch Mohotopographie modelliert zu werden. Die Refraktionsseismik liefert aber keine Hinweise auf Veränderungen des Dichtemodells im oberen Bereich. Diese Abweichung kann jedoch nicht nur durch Fehler des Dichtemodells, sondern auch durch Ungenauigkeiten bei der Berechnung der Bouguerschwere erklärt werden. Der Fehler durch die fehlende topographische Reduktion kann in Hochgebirgsregionen bis zu 100 mGal betragen (Torge, 1989), Forsberg (1991) schätzt den Wert für die Fjordregion Ostgrönlands auf ± 30 – 40 mGal. Das größte negative Residuum von -70 mGal findet sich im Bereich des kristallinen Liverpool-Landes. Da dies keine Hochgebirgsregion ist, kann die Abweichung nicht allein durch Fehler der Bouguerschwere erklärt werden, sondern muß andere, bislang noch nicht bekannte Gründe haben.

In Abb. 4.7 ist die Häufigkeitsverteilung des Residuums im gesamten Modell dargestellt. Das Residuum wurde dabei in Intervalle von jeweils 2 mGal aufgeteilt. Mehr als 76 % der modellierten Schwerewerte weichen um höchstens ± 10 mGal von der vorgegebenen Bouguerschwere ab, nahezu 92 % aller Werte erreichen ein Residuum von maximal ± 20 mGal. Die übrigen 8 % der Schwerewerte mit größeren Abweichungen konzentrieren sich auf die vier oben beschriebenen, lokal begrenzten Regionen. In drei Fällen (westlicher Dickson-Fjord, westlicher Nordvestfjord, Region zwischen Hall-Bredning und Kong-Oscar-Fjord) werden die hohen Residuen durch Fehler in der Bestimmung der Bouguerschwere erklärt. Das Dichtemodell kann also die Bougueranomalie bis auf eine Ausnahme, das Liverpool-Land, sehr gut erklären.

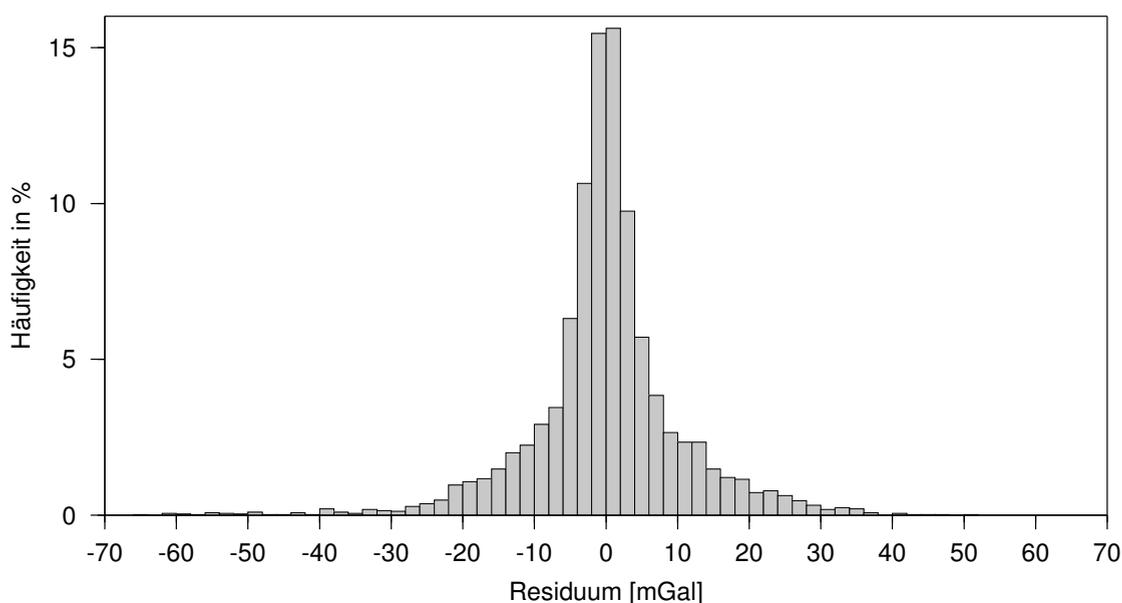


Abbildung 4.7: Häufigkeitsverteilung der Residuenwerte im gesamten Modell.

Krustenmächtigkeit und Isostasie

Das dreidimensionale Dichtemodell enthält keine Oberflächentopographie, da diese bereits bei der Berechnung der Bouguerschwere berücksichtigt wurde. Für Vergleiche mit anderen Orogenen oder Kontinentalrändern ist jedoch die gesamte Krustenmächtigkeit und nicht nur die Mohotiefe von Interesse. Abb. 4.8 zeigt eine Karte der Krustenmächtigkeit ohne das grönländische Inlandeis. Im Bereich des alten Schildes im Westen des Modells liefert die Oberflächentopographie nur einen sehr kleinen Beitrag zur Krustenmächtigkeit. Durch das Gewicht des bis zu 3 km mächtigen Inlandeises befinden sich an manchen Stellen die Gesteinsoberfläche unterhalb des Meeresspiegels. Die Krustenmächtigkeit beträgt hier rund 35 km mit Variationen von ± 2 km. Das kaledonische Faltengebirge erhöht die Krustenmächtigkeit um bis zu 2.5 km, das Maximum von 51 km Mächtigkeit wird westlich des Kejsler-Franz-Joseph-Fjords erreicht. In Verlängerung des Gåsefjordes befindet sich ein zweites Maximum von 49 km, westlich des Rødefjordes beträgt die Krustenmächtigkeit 44 km. In der Region der Sedimentbecken trägt die weniger als 1 km hohe Oberflächentopographie nur wenig zur Krustenmächtigkeit bei, diese nimmt hier, ähnlich der Mohotiefe, Werte zwischen 25 km und 22 km an. Der flache Schelf verringert die Krustenmächtigkeit im Vergleich zur Mohotiefe nur wenig, beide weisen in der Nähe des Kontinent-Ozean-Überganges Werte um 20 km auf. Östlich davon, in der Tiefsee, nimmt die Kruste schnell auf etwa 9 km Mächtigkeit im Süden und 4 km im Nordosten des Modells ab. Das Minimum von 3.5 km wird im äußersten Nordosten erreicht.

Um einen Einblick in die isostatischen Verhältnisse der Region zu gewinnen, wurde die Last der Lithosphäre in 50 km Tiefe berechnet (Abb. 4.9). Die Betrachtung der Last in einer konstanten Tiefe entspricht einem gemischten isostatischen Modell, welches sowohl Elemente des Airy-Modells (unterschiedliche Eintauchtiefen der

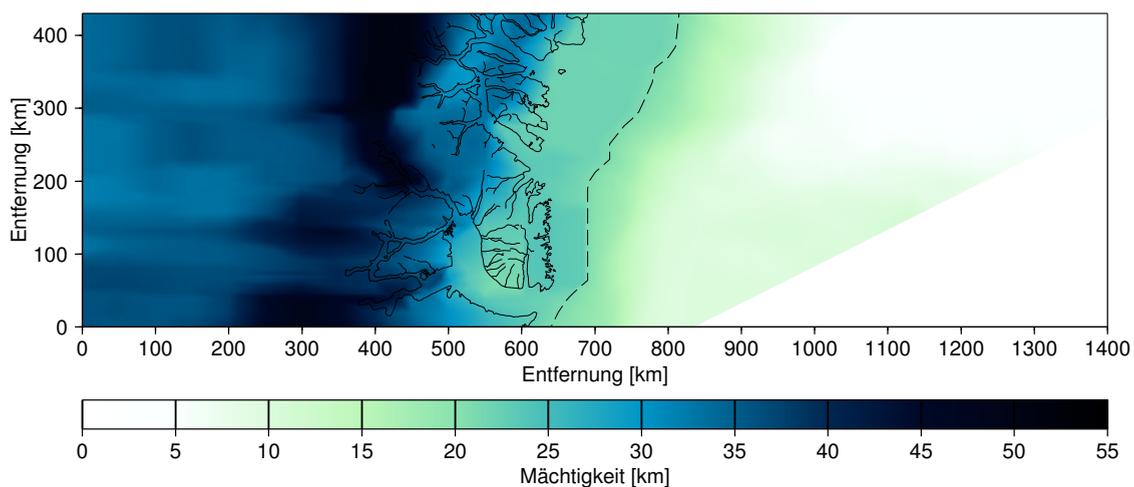


Abbildung 4.8: Karte der Krustenmächtigkeit ohne das grönländische Inlandeis. Die unterbrochene Linie markiert den Kontinent-Ozean-Übergang.

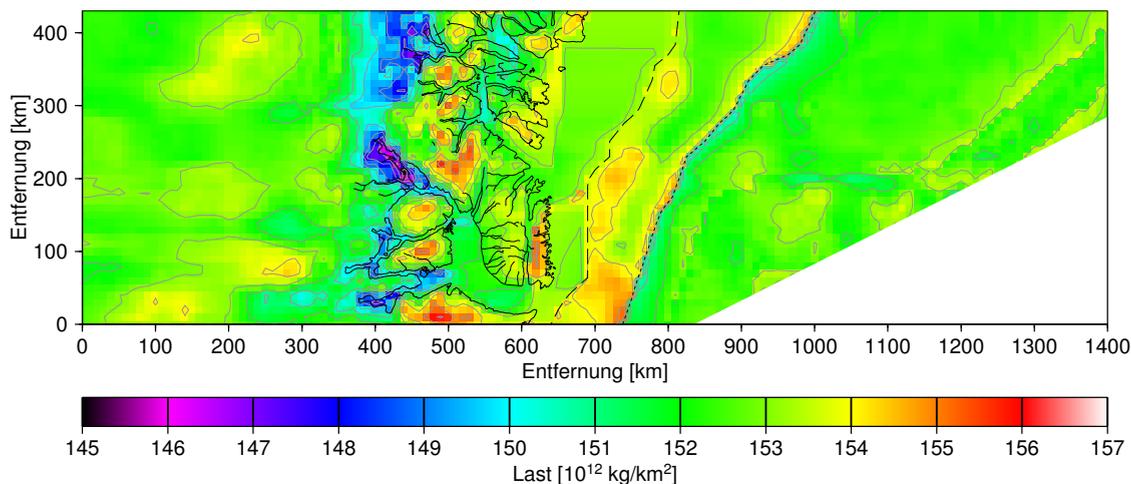


Abbildung 4.9: Last der Lithosphäre in 50 km Tiefe. Isolinienabstand $1 \cdot 10^{12} \text{ kg/km}^2$. Die unterbrochene Linie markiert den Kontinent-Ozean-Übergang, die gepunktete Linie den Übergang zwischen normalem und leichtem Mantel.

Gesteinssäulen), als auch Elemente des Pratt-Modells (unterschiedliche Dichten der Gesteinssäulen) enthält (Berckhemer, 1990). Dazu mußte die topographische Reduktion, welche für die Bestimmung der Bouguerschwere notwendig war, rückgängig gemacht werden. Die Gesteine oberhalb des Meeresspiegels wurden mit einer Dichte von $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$, das Inlandeis mit einer Dichte von $0.90 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ und das Meerwasser mit einer Dichte von $1.00 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ berücksichtigt.

Die so berechnete Last nimmt über weite Bereiche des Dichtemodells Werte von $152\text{--}153 \cdot 10^{12} \text{ kg/km}^2$ an. Dies entspricht einem Druck in 50 km Tiefe von ungefähr 1.49–1.50 GPa. Insbesondere unter dem präkambrischen Schild und im Bereich des leichten Mantels werden nur kleinräumig höhere Werte erreicht. Der Kontinent-Ozean-Übergang und der Übergang zwischen normalem und leichtem Mantel sind deutlich an einer sprunghaften Änderung der Last zu erkennen, da hier im Modell Körper unterschiedlicher Dichte direkt nebeneinander liegen. Höhere Werte bis zu $156 \cdot 10^{12} \text{ kg/km}^2$ ($\cong 1.53 \text{ GPa}$) finden sich unter dem Geikie-Plateau, dem Liverpool-Land und westlich des Scoresby-Sundes und des Kong-Oscar-Fjordes. Hier macht sich die fehlende Sedimentbedeckung bemerkbar, denn unterhalb der paläozoisch-mesozoischen Becken ist die Last ausgeglichen. Kleinere Werte bis zu $146 \cdot 10^{12} \text{ kg/km}^2$ ($\cong 1.43 \text{ GPa}$) treten vor allem unterhalb der südlichen Fjorde auf. Dort schneiden die Fjorde tief ins Gestein ein, was zu einem deutlichen Massendefizit führt. Ein zweites Minimum tritt westlich des Keiser-Franz-Joseph-Fjordes im Bereich der Gebirgswurzel auf. Obwohl hier die Oberflächentopographie die höchsten Werte annimmt, reicht sie offensichtlich nicht aus, um die tiefgehende leichte Wurzel auszugleichen. Das dreidimensionale Dichtemodell ist somit überregional gesehen isostatisch ausgeglichen, enthält aber auch lokal nicht kompensierte Bereiche.

4.6 Zusammenfassung der Gravimetrie

Für die dreidimensionale Schweremodellierung wurde eine großräumige Karte der Bougueranomalie erstellt. Sie beinhaltet die Region zwischen 42° westlicher Länge und 2° östlicher Länge, sowie zwischen 69° und 77° nördlicher Breite. Die Bouguerschwere nimmt dabei Werte zwischen -230 mGal und 250 mGal an. Der modellierte Bereich erstreckt sich von Zentralgrönland bis zum Kolbeinsey-Rücken und dem Mohns-Rücken und umfaßt damit vom präkambrischen Schild bis zu den rezenten mittelozeanischen Rücken fast 3000 Ma tektonischer Entwicklung.

Ein Ergebnis der Modellierung sind Karten der Mohotiefe und der Krustenmächtigkeit. Unter dem präkambrischen Kraton liegt die Kruste-Mantel-Grenze in einer mittleren Tiefe von etwa 35 km. Das kaledonische Faltengebirge weist eine Wurzelstruktur von bis zu 49 km Tiefe auf. Die Wurzel flacht dabei zwischen dem Nordvestfjord und dem Gåsefjord deutlich auf 40 km ab. Im gedehnten Bereich der mesozoischen Becken beträgt die Mohotiefe rund 20 km. Östlich des Kontinent-Ozean-Überganges, welcher nicht im Detail modelliert werden konnte, nimmt die Tiefe der ozeanischen Kruste rasch auf Werte zwischen 10 km in der Nähe des Kolbeinsey-Rückens und 6 km westlich des Mohns-Rückens ab.

Die zu modellierende Bougueranomalie umfaßt einen Wertebereich von mehr als 400 mGal. Während die minimalen Werte westlich der Fjorde durch die Modellierung einer Gebirgswurzel gut erklärt werden können, gab es im ozeanischen Bereich zunächst große Abweichungen. Um eine Bouguerschwere von mehr als 200 mGal anzupassen, wäre entweder eine sehr dicke oder eine unrealistisch leichte ozeanische Kruste nötig gewesen. Da die Krustenmächtigkeit jedoch aus refraktionsseismischen Messungen an einigen Stellen bekannt ist, mußte stattdessen ein leichter Mantel mit einer Dichte von $3.20 \cdot 10^3$ kg/m³ angenommen werden.

Die Krustenmächtigkeit weicht von der Mohotiefe im Bereich des präkambrischen Schildes, der paläozoisch-mesozoischen Sedimentbecken und des Schelfes nur wenig ab, da die Oberflächentopographie dort weniger als 1 km beträgt. Die Kaledoniden mit den bis zu 2.5 km hohen Gebirgszügen weisen eine Krustenmächtigkeit zwischen 51 km und 42 km auf, die höchsten Werte werden dabei westlich des Kejser-Franz-Joseph-Fjordes und des Gåsefjordes erreicht. Die ozeanische Kruste unter der Tiefsee nimmt Werte zwischen 9 km Mächtigkeit südlich der Jan-Mayen-Bruchzone und 3.5 km westlich des Mohns-Rückens an.

Basierend auf dem dreidimensionalen Dichtemodell einschließlich des leichten Mantels und der Oberflächentopographie wurde die Last der Gesteine in 50 km Tiefe, also an der Unterkante des Modells, berechnet. Dabei zeigte sich, daß die Werte über weite Bereiche des Modells auf einem Niveau von $152\text{--}153 \cdot 10^{12}$ kg/km² liegen, dies entspricht einem Druck in dieser Tiefe von etwa 1.49–1.50 GPa. Größere Abweichungen von diesen Werten treten nur lokal auf. Dieses einfache isostatische Modell zeigt, daß die Last in dieser Region insgesamt ausgeglichen ist und nur kleinräumig nicht kompensierte Bereiche aufweist.

5 Diskussion

Das Ergebnis der Modellierung von zweidimensionalen tiefenseismischen Profilen und flächenhaften Schweredaten ist ein großräumiges Modell der Dichte- und Geschwindigkeitsverteilung in der Fjordregion von dem präkambrischen Schild Zentralgrönlands bis zu den rezenten mittelozeanischen Rücken im Nordatlantik. Dabei wurden auch kleinräumige Details bearbeitet und modelliert. Die verschiedenen geologischen Altersprovinzen sollen nun nacheinander diskutiert und die Ergebnisse der Modellierungen interpretiert und einheitlich dargestellt werden. Einzelne Resultate, die sich auf mehrere tektonische Einheiten beziehen, wie z.B. die Variationen des Poissonverhältnisses oder die Topographie der Kruste-Mantel-Grenze, werden dabei nur einmal betrachtet und einem geologischen Zeitraum zugeordnet.

5.1 Die kontinentale Kruste

Der präkambrische Schild

Der präkambrische Kraton Zentralgrönlands wird von einem rund 3 km mächtigen Eisschild bedeckt und ist aus diesem Grund noch wenig erforscht. Außer kürzlich durchgeführten teleseismischen Experimenten auf dem Inlandeis, welche noch nicht abschließend ausgewertet wurden (Dahl-Jensen et al., 2001), stehen bisher zur Bestimmung der Krustenmächtigkeit nur Potentialfelddaten, insbesondere Schweredaten, zur Verfügung. Im Rahmen der dreidimensionalen Schweremodellierung wurde deshalb auch die Mohotiefe, bzw. die Krustenmächtigkeit modelliert. Dabei wurde das durch die Refraktionsseismik gut bestimmte Dichtemodell der Kaledoniden nach Zentralgrönland extrapoliert. Die Mächtigkeit der Kruste ohne das aufliegende Inlandeis beträgt im gesamten Bereich des modellierten Schildes etwa 35 km und zeigt kaum Topographie in der Kruste-Mantel-Grenze.

Weltweit zeigen die alten Schilde große Variationen in ihrer Mächtigkeit und auch in der Literatur finden sich sehr unterschiedliche Angaben. Meissner (1986) gibt für die Krustenmächtigkeit von Schilden Werte zwischen 40 km und 50 km an. Geringe Topographie der Kruste-Mantel-Grenze, wie sie auch in Grönland auftritt, und eine dicke Unterkruste mit hohen seismischen Geschwindigkeiten sind dabei typisch. Durrheim und Mooney (1994) unterteilten die präkambrischen Schilde nach dem Alter in zwei Kategorien. Während die proterozoischen Schilde Krustenmächtigkeiten zwischen 40 km und 55 km und eine dicke Unterkruste mit seismischen Geschwindigkeiten von mehr als 7 km/s aufweisen, sind archaische Schilde nur 27–40 km mächtig ohne eine Hochgeschwindigkeitsschicht in der Unterkruste. Zandt und Ammon (1995) konnten aus teleseismischen Daten keine altersmäßige Unterscheidung treffen und schätzten für alle Schilde eine mittlere Krustenmächtigkeit von nur 36.9 km ab. Die Untersuchungen von Christensen und Mooney (1995) ergaben aus refraktions- und reflexionsseismischen Daten eine mittlere Mächtigkeit von 41.5 ± 5.8 km für alle präkambrischen Schilde.

Aus Potentialfelddaten wurde für den proterozoischen Schild Zentralgrönlands eine mittlere Krustenmächtigkeit von rund 35 km modelliert. Da die Bandbreite der global bestimmten Mächtigkeiten alter Kratone groß ist, liegt dieser Wert je nach verwendeter Referenz entweder gar nicht mehr im Bereich (Meissner, 1986), oder am unteren Rand (Christensen und Mooney, 1995), oder auch genau in der Mitte weltweiter Werte (Zandt und Ammon, 1995). Erste Auswertungen der seismologischen Daten weisen allerdings auf eine Krustenmächtigkeit hin, die deutlich über 40 km liegt (Dahl-Jensen et al., 2001). Dieser Teil des grönländischen Schildes läge damit global gesehen im mittleren (Meissner, 1986) oder oberen Bereich (Christensen und Mooney, 1995; Zandt und Ammon, 1995).

Für die Schweremodellierung würde diese hohe Krustenmächtigkeit bedeuten, daß sich die Dichteverteilung zwischen dem präkambrischen Schild und dem angrenzenden Faltengebirge deutlich unterscheidet und daß sich deshalb das aus der Refraktionsseismik gewonnene Dichtemodell der Kaledoniden nicht einfach extrapolieren läßt. Um die negative Bouguerschwere von rund 120 mGal anzupassen, wäre bei einer angenommenen Krustenmächtigkeit von z.B. 45 km eine etwa 20 km mächtige Unterkruste mit Dichten zwischen $3.10 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ und $3.20 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ nötig. Die hohen Dichten würden nach Christensen und Mooney (1995) auf hohe seismische Geschwindigkeiten in der Unterkruste hinweisen und damit dem Modell von Durrheim und Mooney (1994) entsprechen, welche dies als basaltische Unterplattung von Mantelmaterial während oder kurz nach der Bildung der Kruste interpretieren. Doch ohne zusätzliche Informationen, z.B. aus weitwinkel- oder teleseismischen Messungen, kann nicht entschieden werden, welches Modell für die Unterkruste des präkambrischen Schildes wahrscheinlicher ist.

Das kaledonische Faltengebirge

Die Krustenstruktur der Kaledoniden Ostgrönlands war schon Gegenstand früherer Arbeiten (Mandler, 1995; Schindwein, 1998), dennoch blieben einige Fragen zur Geschwindigkeitsverteilung und Krustenmächtigkeit offen. Deshalb wurden in dieser Arbeit aus den bereits vorhandenen refraktionsseismischen Daten für die gesamte Fjordregion konsistente Geschwindigkeitsmodelle erstellt und dabei noch nicht bearbeitete Stationen und Profile (z.B. im Nordvestfjord und Øfjord) berücksichtigt. Die seismischen Geschwindigkeiten nehmen in der kristallinen Oberkruste Werte zwischen 5.5 km/s an der Oberfläche und 6.4 km/s in Tiefen zwischen 15 km und 20 km an. In der Unterkruste wird im Bereich der Kaledoniden eine maximale Geschwindigkeit von 6.9 km/s in Tiefen zwischen 30 km und 50 km erreicht. Meissner (1986) gibt für paläozoische Orogene ähnliche Geschwindigkeitsverteilungen an, allerdings unter der Annahme, daß die Krustenmächtigkeit wenig mehr als 40 km beträgt. Christensen und Mooney (1995) geben unabhängig vom Alter für alle Orogene ein Geschwindigkeitsmodell an, in das sich die Modelle der Fjordregion gut einfügen lassen. Die modellierten P-Wellen-Geschwindigkeiten der Kaledoniden Ostgrönlands weisen also für paläozoische Orogene typische Werte auf.

Für alle Profile wurden Scherwellen modelliert und das Poissonverhältnis berechnet, um weitere lithologische Randbedingungen zu erhalten. Das Poissonverhältnis variiert zwischen 0.22 und 0.30, die meisten Variationen sind dabei großräumig und erstrecken sich in der mittleren Kruste über einen Großteil des Profils. Die Berechnung des Poissonverhältnisses bietet mehr Interpretationsmöglichkeiten, als nur die Betrachtung von Geschwindigkeitsmodellen allein. So konnten z.B. Musacchio et al. (1997) anhand des Poissonverhältnisses ν an der nordamerikanischen Ostküste die präkambrische Grenville-Provinz (ν zwischen 0.26 und 0.29) von der jüngeren Appalachen-Provinz (ν zwischen 0.22 und 0.26) unterscheiden und Aussagen über die Gesteinszusammensetzung treffen. Auch Carbonell et al. (1996) konnten damit im Ural einzelnen tektonischen Einheiten bestimmte Gesteinstypen zuordnen, das Poissonverhältnis variierte dabei zwischen 0.20 und 0.31. Für die ostgrönländischen Kaledoniden ist dieses leider nicht möglich, obwohl die berechneten Variationen des Poissonverhältnisses einen ähnlichen Wertebereich umfassen. Aber die großräumigen Variationen der mittleren Kruste erstrecken sich über mehrere geologische Provinzen und die kleinräumigen oberflächennahen Veränderungen bei einzelnen Profilen lassen sich ebenfalls nicht einer bestimmten tektonischen Einheit zuordnen.

Der nicht von tiefenseismischen Profilen überdeckte Teil der Kaledoniden wurde im Rahmen einer dreidimensionalen Schweremodellierung untersucht, dabei wurde die Mohotiefe bzw. die Krustenmächtigkeit bestimmt. Das Hauptergebnis ist eine Gebirgswurzel mit einer Mohotiefe von etwa 49 km. Dies deutete auch schon die Refraktionsseismik im Profil Nordvestfjord an, wo Reflexionen von Kompressions- und Scherwellen an der Kruste-Mantel-Grenze aus dieser Tiefe beobachtet wurden. Die Gesamtmächtigkeit der Kruste einschließlich der Oberflächentopographie beträgt dabei rund 51 km. Die Schweremodellierung ergab ein dreidimensionales Bild der Wurzel, welche eine zweigeteilte Struktur aufweist. Große Mohotiefen finden sich nördlich des Nordvestfjordes und südlich des Fønfjordes, dazwischen ist die Wurzel nicht sehr deutlich ausgeprägt und die Krustenmächtigkeit beträgt hier nur etwa 42 km. Abb. 5.1 zeigt einen direkten Vergleich der modellierten Mohotiefe mit dem langwelligen Anteil der Oberflächentopographie. Dabei wird deutlich, daß die größten Mohotiefen im Bereich der höchsten Erhebungen liegen, wie z.B. westlich des Kejser-Franz-Joseph-Fjordes oder südwestlich des Gåsefjordes. Einige Teile der Gebirgswurzel, welche sich unterhalb von tiefen Fjorden befinden, z.B. unterhalb des Nordvestfjordes, weisen an der Oberfläche nur niedere Erhebungen auf, da die Fjorde hier tief in das Gebirge einschneiden.

Lange Zeit wurde allgemein angenommen, daß kein paläozoisches Gebirge eine Wurzel aufweise (Meissner, 1986). So nimmt z.B. in Skandinavien die aus weitwinkelseismischen Daten bestimmte Mohotiefe gleichmäßig von etwa 20 km im Schelfbereich auf 40 km unter den Kaledoniden und 50 km unter dem präkambrischen Schild ab, ohne daß in der Kruste-Mantel-Grenze eine nennenswerte Topographie zu erkennen wäre. Die seismischen Geschwindigkeiten in der kristallinen Kruste zeigen dabei keine Besonderheiten und die mittlere Krustenmächtigkeit im Bereich der maximal 1 km hohen Kaledoniden beträgt rund 38 km (Meissner, 1986; Kinck et al., 1991).

Dennoch findet sich im Bereich des Faltengebirges eine ausgeprägte negative Bougueranomale von etwa -80 mGal, welche zuvor eine Gebirgswurzel erwarten ließ. Theilen und Meissner (1979) erklärten das Fehlen der Wurzel durch Kriechbewegungen im oberen Mantel und in der Asthenosphäre nach der Öffnung des Nordatlantiks, welche zu Intrusion von leichtem ozeanischem Mantelmaterial mit geringer Viskosität in den kontinentalen Bereich führten. Eine Folge davon war die Abscherung der bei der kaledonischen Orogenese gebildeten Wurzel. Das leichte Material in der Asthenosphäre kann dabei auch die negative Bouguerschwere hervorrufen. Dyrelis (1985) stellte ein ähnliches Modell auf, welches aber die Bougueranomale nicht nur durch einen leichten Mantel, sondern auch durch Dichteunterschiede in einer relativ leichten Kruste erklärt. Bannister et al. (1991) unterstützten die These des leichten Mantels durch tomographische Untersuchungen Skandinaviens, welche unter den Kaledoniden einen Mantel mit niederen seismischen Geschwindigkeiten ergaben, was auf geringe Dichten hinweist. Als auch unter den britischen Kaledoniden und anderen paläozoischen Orogenen, wie z.B. den nordamerikanischen Appalachen und den westeuropäischen Varisziden, keine Wurzelstrukturen gefunden wurden, wurde vermutet, daß kein paläozoisches Gebirge mehr eine Wurzel habe.

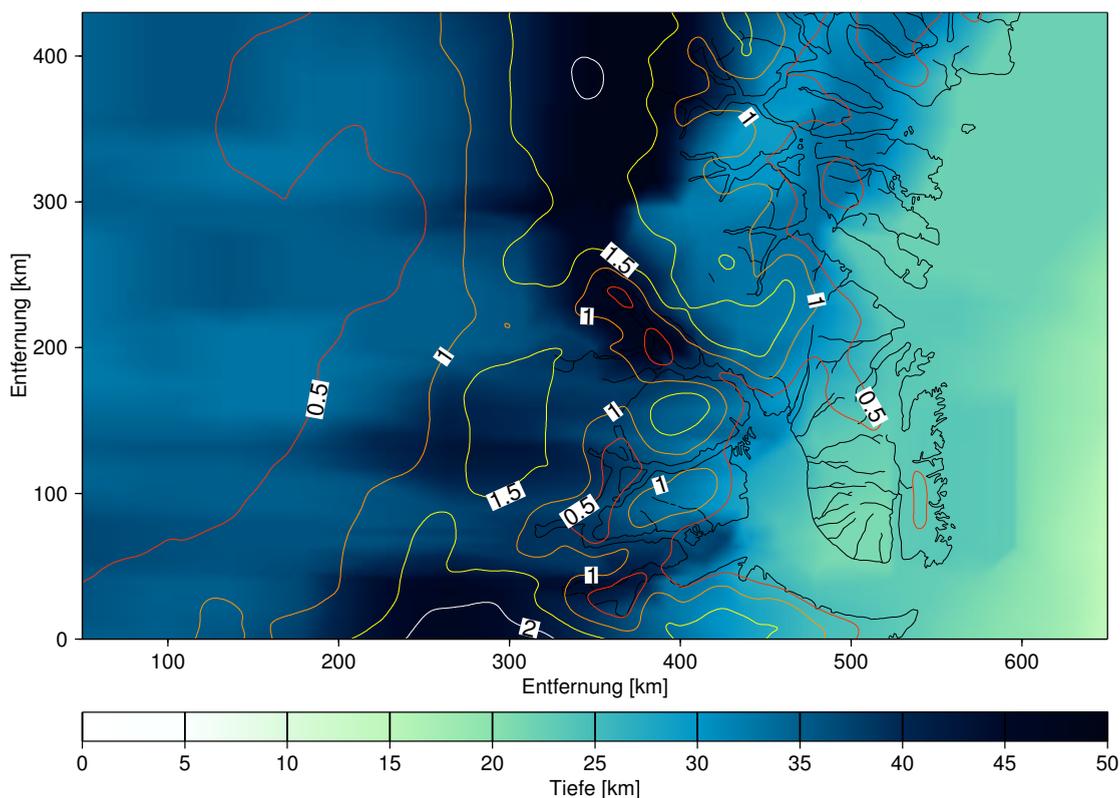


Abbildung 5.1: Karte der Mohotiefe für die Kaledoniden und angrenzende Gebiete. Isolinien stellen die vereinfachte Oberflächentopographie dar. Linienabstand 0.5 km.

Doch reflexions- und refraktionsseismische Messungen im mittleren Ural ergaben, daß dort auch heute noch eine Gebirgswurzel erhalten ist (Thouvenot et al., 1995; Juhlin et al., 1996). Die Wurzel ist zwischen 6 km und 10 km mächtig bei Mohotiefen bis zu 55 km. Auch im südlichen Ural wurde eine Wurzelstruktur gefunden (Berzin et al., 1996; Carbonell et al., 1996; Knapp et al., 1996), welche bei einer Mohotiefe von maximal 58 km eine Mächtigkeit von rund 15 km aufweist. Knapp et al. (1998) kompilierten aus verschiedenen geophysikalischen Daten eine Karte der Krustenmächtigkeit, die für den gesamten Ural eine ausgeprägte Wurzel mit Krustenmächtigkeiten bis zu 65 km zeigt. Der Ural zeigt im Gegensatz zu Skandinavien, wo keine Gebirgswurzel, aber eine starke negative Schwereanomalie vorhanden ist, eine auffallend geringe negative Bougueranomalie von nicht mehr als -40 mGal, was bei einer so mächtigen Wurzel ungewöhnlich ist. Thouvenot et al. (1995) erklärte die geringe Schwereanomalie durch eine schwere Oberkruste. Fehlende Extension des im späten Karbon und Perm aufgefalteten Urals und isostatische Kompensation durch das schwere oberflächennahe Krustenmaterial konservierten die Wurzel bis in heutige Zeit. Berzin et al. (1996) fanden, daß die bis zu 1.8 km hohe Oberflächentopographie von der Gebirgswurzel entkoppelt ist, was ein asymmetrisches Bild der Krustenmächtigkeit ergibt. Isostatisch ausgeglichene Verhältnisse während der gesamten Orogenese verhinderten einen Extensionskollaps des Urals, wie ihn z.B. die Kaledoniden im Devon erfuhren.

Sowohl in den skandinavischen Kaledoniden als auch im Ural korreliert die Bouguerschwere negativ mit der Oberflächentopographie, d.h. die größten negativen Schwereanomalien finden sich in Bereichen mit den höchsten Erhebungen. Die Schwere erklärt damit jedoch nicht wie erwartet die tiefere Krustenstruktur und die Krustenmächtigkeit. In Skandinavien wurde bei einer Bougueranomalie von -80 mGal eine Wurzel unter den Kaledoniden vermutet, aber nicht gefunden, zur Erklärung der Schwere mußte ein leichter Mantel angenommen werden. Im Ural dagegen wurde eine tiefe Wurzel gefunden, aber nur eine sehr geringe Bougueranomalie von -40 mGal, hier wurde stattdessen eine schwere Kruste angenommen. In den ostgrönländischen Kaledoniden besteht dieses Problem nicht. Hier korreliert die negative Schwereanomalie ebenfalls gut mit der Oberflächentopographie. Aber das aus den seismischen Geschwindigkeitsmodellen berechnete Dichtemodell kann ohne weitere Annahmen über horizontale Dichteveränderungen in der Kruste, sondern nur durch Veränderung der Krustenmächtigkeit, die Schwereanomalien erklären. Die Ergebnisse der seismischen Modellierungen liefern dabei wertvolle Randbedingungen. Die aus der Refraktionsseismik gewonnenen Geschwindigkeitsmodelle überdecken jeweils den östlichen Teil der Kaledoniden. Die Mohotiefe nimmt dabei Richtung Westen, also zur Mitte des Gebirgsgürtels hin, schnell zu und erreicht im Nordvestfjord Tiefen von bis zu 48 km. Im Gegensatz zu Skandinavien sind hier durch die Seismik hohe Krustenmächtigkeiten bestätigt. Das für alle Profile berechnete Poissonverhältnis gibt keinen Hinweis auf lithologische Änderungen in West-Ost-Richtung, welche Dichteveränderungen zur Folge haben können, wie sie z.B. im Ural auftreten. Damit kann das Dichtemodell akzeptiert und eine Gebirgswurzel postuliert werden.

Die paläozoisch-mesozoische Extension

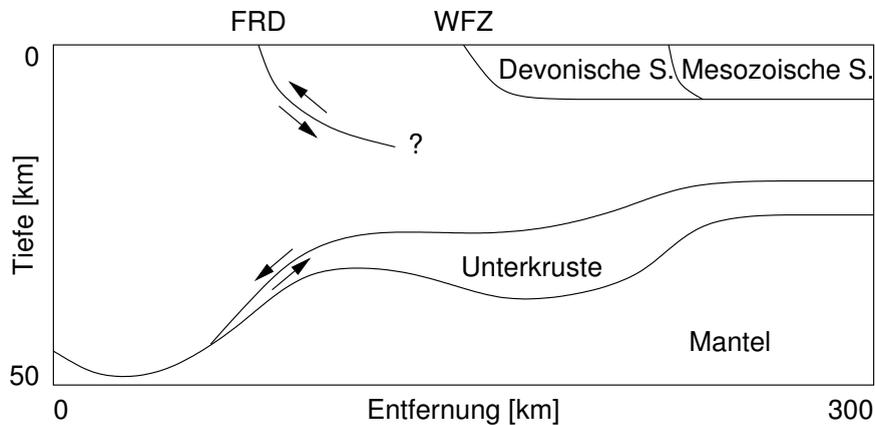
Durch den Extensionskollaps des kaledonischen Faltengebirges im Mitteldevon und der anschließenden langanhaltenden Dehnung entstanden im Osten der Fjordregion mehrere Becken. Die Struktur dieser paläozoisch-mesozoischen Sedimentbecken wurde in den seismischen Profilen nicht neu modelliert. In der nördlichen Fjordregion wurden alle Modelle für P-Wellen-Geschwindigkeiten von Schindwein (1998) unverändert übernommen. In der südlichen Fjordregion ergaben die kleinräumigen Untersuchungen von Fechner (1994) ein detailliertes Modell des Jameson-Land-Beckens, welches im Wesentlichen unverändert in die neuen Modelle integriert wurde. Lediglich die seismischen Geschwindigkeiten der unteren zwei Schichten wurden leicht modifiziert, um die Laufzeitkurven einiger Stationen im Gåsefjord besser anpassen zu können. Die dreidimensionale Schwermodellierung ergab, daß sich die Sedimente des Jameson-Land-Beckens unterhalb der Flutbasalte des Geikie-Plateaus fortsetzen. Dies wurde bereits von Larsen und Marcussen (1992) nach der Interpretation reflexionsseismischer Messungen und von Mandler (1995) als Resultat einer regionalen dreidimensionalen Schwermodellierung postuliert und kann nun auch durch die großräumige Schwermodellierung bestätigt werden.

Die Dehnungsvorgänge nach Abschluß der Orogenese spiegeln sich nach Schindwein (1998) auch in der Unterkruste und in der Topographie der Kruste-Mantel-Grenze wider. Von ihr wurde in den drei nördlichen seismischen Profilen Keiser-Franz-Joseph-Fjord, Kong-Oscar-Fjord und Dickson-Fjord jeweils im Westen ein kontinuierlicher Mohoanstieg und ein sich anschließendes Plateau modelliert (Abb. 5.2). Ein krustaler Reflektor, welcher im Osten parallel zu dem Moho-Plateau liegt, läuft im Westen mit der Kruste-Mantel-Grenze zusammen und begrenzt einen Block in der Unterkruste. Der Mohoanstieg, der krustale Reflektor als Zone einer großen westwärts einfallenden und bis in den Mantel reichenden Abschiebung und das Plateau unterhalb der devonischen Sedimente sind Folge des Extensionskollapses im Devon. Ein zweiter Anstieg von Moho und krustalem Reflektor unterhalb des Überganges zwischen devonischen und mesozoischen Sedimenten, sowie jeweils ein zweites Plateau im Osten der Profile lassen sich auf erneute Dehnung der Region im Mesozoikum zurückführen. Die paläozoischen und mesozoischen Strukturen sind in jeder Tiefe nebeneinander angeordnet, in der Unterkruste sind die einzelnen Mohoanstiege und Plateaus deutlich zu unterscheiden und in der Oberkruste sind die älteren Sedimente von den jüngeren durch Verwerfungen getrennt (Abb. 2.1).

Südlich des Kong-Oscar-Fjordes bietet sich ein anderes Bild. Hier sind die devonischen und die mesozoischen Sedimente nicht durch Störungen getrennt, sondern sie wurden übereinander abgelagert (Abb. 2.1). Auch der tiefere Krustenaufbau der Profile Gåsefjord, Fønfjord und Nordvestfjord unterscheidet sich deutlich von den nördlichen Profilen. In keinem der drei südlichen Profile läuft der untere krustale Reflektor westlich der Sedimentbecken mit der Kruste-Mantel-Grenze zusammen und es wird somit in der Unterkruste auch kein abgetrennter Block gebildet (Abb. 5.2). Dies wird besonders in den Profilen Fønfjord und Nordvestfjord deutlich, wo die

Unterkruste zwischen dem krustalen Reflektor und der Moho 10–20 km mächtig ist. Damit stellt sich die Frage, ob die devonische Extension nach der Orogenese auch in der südlichen Fjordregion in der Unterkruste entlang einer westwärts einfallenden Scherzone stattgefunden hat. In den neu modellierten Profilen ist in den seismischen Geschwindigkeitsmodellen kein Hinweis darauf zu finden. Im Osten der Profile steigen sowohl der untere krustale Reflektor als auch die Moho kontinuierlich bis auf etwa 22 km Tiefe an, wo sie zusammentreffen. Dies wurde bereits von Schlindwein (1998) für das Profil Gåsefjord modelliert und als Folge der mesozoischen Dehnung interpretiert. Dabei wurden ältere devonische Extensionsstrukturen, wie z.B. ein möglicherweise vorhandenes westliches Moho-plateau, zerstört.

Profil Kejsler-Franz-Joseph-Fjord:



Profil Nordvestfjord:

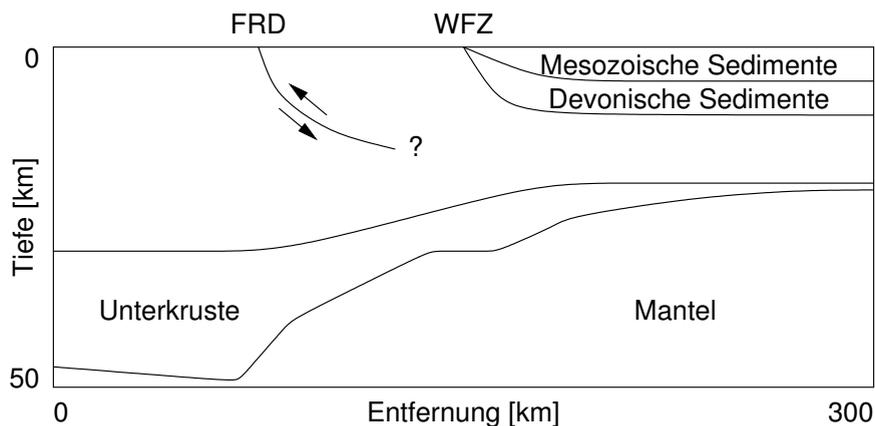


Abbildung 5.2: Schematische Darstellung der paläozoisch-mesozoischen Extensionsstrukturen in Anlehnung an das Modell von Schlindwein (1998). FRD: *Fjord Region Detachment*. WFZ: *Western Fault Zone*. S.: Sedimente. Die Pfeile geben die Bewegungsrichtungen der einzelnen Krustenblöcke während des devonischen Extensionskollapses an. Längen sind nicht maßstabsgetreu.

Die Kruste-Mantel-Grenze des neu modellierten Profils Nordvestfjord zeigt zwischen Profilkilometer 105 und 120 einen steilen Anstieg der Moho von 48 km Tiefe auf rund 40 km Tiefe. Direkt oberhalb dieser steilen Stufe befindet sich an der Oberfläche sichtbar eine markante Störungszone (Escher und Pulvertaft, 1995). Eine solche Kombination, große Verwerfung an der Oberfläche und extreme Mohotopographie in der Tiefe, ist bereits aus anderen Orogenen bekannt. So wurden z.B. im Himalaya unter einer prominenten Blattverschiebung Sprünge in der Moho von bis zu 20 km gemessen (Allègre et al., 1984; Hirn et al., 1984) und auch in den Pyrenäen wurde unterhalb einer Hauptverwerfung eine komplexe Mohotopographie gefunden (Hirn et al., 1980; Daignières et al., 1989). Ob allerdings in diesem Fall die Verwerfung von der Oberfläche bis in den Mantel reicht, ist fraglich.

Andresen et al. (1998) sehen in dieser Verwerfung eine Fortsetzung der sogenannten *Fjord Region Detachment* (FRD), einer ostwärts einfallenden Abscherung, welche in der nördlichen Fjordregion die proterozoisch-ordovizischen Sedimente von dem präkambrischen Kristallin trennt (Abb. 2.1). Schlindwein und Jokat (2000) diskutieren für die nördlichen Fjordregion das Modell von Hartz und Andresen (1995), nachdem die FRD bis zur Moho reicht und die Extensionsstrukturen symmetrisch zur gegenüberliegenden skandinavischen Seite sind. Sie kommen aber anhand der tiefenseismischen Daten zu dem Schluß, daß die FRD nur bis höchstens in die mittlere Kruste reicht und die Dehnung in der Unterkruste entlang einer westwärts einfallenden Scherzone stattfand, welche sich in der Seismik als ausgeprägter Reflektor wiederfindet (Abb. 5.2). Im Profil Nordvestfjord ist jedoch in dem seismischen Geschwindigkeitsmodell kein Hinweis auf eine Scherzone in der Unterkruste zu finden, und somit auch kein Argument gegen die Theorie von Hartz und Andresen (1995). Andererseits zeigt das seismische Modell in diesem Bereich weder oberflächennah noch in der Tiefe Variationen in den seismischen Geschwindigkeiten oder dem Poissonverhältnis, welche mit der FRD in Verbindung gebracht werden könnten. Anhand dieses Profils kann also nicht entschieden werden, wie tief die FRD reicht und welches Extensionsmodell für die südliche Fjordregion wahrscheinlicher ist.

Eine zweite auffallende Struktur in der Kruste-Mantel-Grenze des Profils Nordvestfjord ist ein kleines Plateau und ein steiler Anstieg zwischen Profilkilometer 170 und 205. Sie befindet sich genau unterhalb der sogenannten *Western Fault Zone* (WFZ), einer steil ostwärts einfallenden Störzone, welche in der gesamten Fjordregion das kaledonisch geprägte Kristallin von den paläozoisch-mesozoischen Sedimentbecken trennt (Abb. 2.1). Auch in den Profilen Gåsefjord und Fønfjord befindet sich unterhalb der Überganges von Kristallin zu den Sedimenten des Jameson-Land-Beckens ein steiler Anstieg der Kruste-Mantel-Grenze. Nimmt man nun an, daß die Mohotopographie ebenso wie die WFZ eine Folge der Extension ist, so kann man anhand der seismischen Profile den weiteren Verlauf der WFZ südlich von Jameson-Land abschätzen. Die Störzone würde dann durch den Hall-Bredning und vor dem Eingang des Gåsefjordes verlaufen. Eine weitere Fortsetzung unterhalb der Flutbasalte des Geikie-Plateaus ist dabei sehr wahrscheinlich, da sich auch das Jameson-Land-Becken dort noch weiter nach Süden erstreckt.

Der tertiäre Vulkanismus

Im Zusammenhang mit der Öffnung des Nordatlantiks zwischen Grönland und Nordeuropa im Alttertiär kam es in der Fjordregion zu ausgeprägtem Magmatismus in Form von mächtigen Flutbasalten, vorallem in der Scoresby-Sund-Region und dem Geikie-Plateau, und Intrusionen in die gesamte Kruste, z.B. im Jameson-Land-Becken. Doch das Vorhandensein von großräumigen Intrusionen oder Unterplattungen im Bereich der Unterkruste, so wie sie in den Profilen der nördlichen Fjordregion gefunden wurden, wird für die Region südlich des Kong-Oscar-Fjordes trotz detaillierter refraktionsseismischer Modelle noch kontrovers diskutiert (Mandler und Jokat, 1998; Schlindwein und Jokat, 1999). Die in dieser Arbeit durchgeführten Finite-Differenzen-Modellierungen und Amplitudenbetrachtungen von Reflexionen an der Kruste-Mantel-Grenze ergaben, daß eine magmatische Unterplattung der Unterkruste in der Scoresby-Sund-Region unwahrscheinlich ist.

Damit wird das tektonische Modell von Schlindwein (1998) bestätigt. Es geht davon aus, daß unter dem Einfluß des Island-*Hotspots* im Tertiär unterhalb der stark gedehnten Kruste vermehrt Schmelzen gebildet wurden. Aufgrund der unterschiedlichen Krustenentwicklung der nördlichen und südlichen Fjordregion im Devon und Mesozoikum erstarrten die Schmelzen in verschiedenen Tiefen. Nördlich des Kong-Oscar-Fjordes blieb das aufsteigende Magma größtenteils in der Unterkruste stecken und bildete eine großräumige Unterplattung, welche sich in der Seismik als Hochgeschwindigkeitskörper abbildet und in magnetischen Karten eine starke negative Anomalie ergibt. Nur ein kleiner Teil der Schmelzen konnte als Flutbasalte oder Intrusionen in die Sedimente an oder nahe an die Oberfläche gelangen. In der südlichen Fjordregion dagegen konnte das aufsteigende Material die gesamte kristalline Kruste durchdringen und bildete zahlreiche Intrusionen im Jameson-Land-Becken und mächtige Flutbasalte auf dem Geikie-Plateau und auf Jameson-Land. Durch Hebung von Jameson-Land und Erosion sind heute nur noch südlich des Scoresby-Sundes Flutbasalte erhalten.

5.2 Der Kontinent-Ozean-Übergang

Seit der Öffnung des Nordatlantiks und der Bildung von ozeanischer Kruste sind die ostgrönländischen Kaledoniden und die sich anschließenden Sedimentbecken nicht mehr Teil eines großen Kontinentes, sondern sie befinden sich nun in der Nähe eines Kontinentalrandes. Der eigentliche Kontinent-Ozean-Übergang konnte in der dreidimensionalen Schweremodellierung nur stark vereinfacht modelliert werden und es ergaben sich daraus keine neuen Erkenntnisse über den krustalen Aufbau. Da jedoch die Struktur des Kontinent-Ozean-Überganges wichtig ist für das Gesamtbild der Fjordregion, soll an dieser Stelle der Kontinentalrand Ostgrönlands mit anderen Rändern im Nordatlantik zwischen 55° N und 77° N verglichen werden. Abb. 5.3 zeigt eine Übersichtskarte des nördlichen Atlantiks mit den unten beschriebenen Kontinentalrändern und ihren zugehörigen mittelozeanischen Rücken.

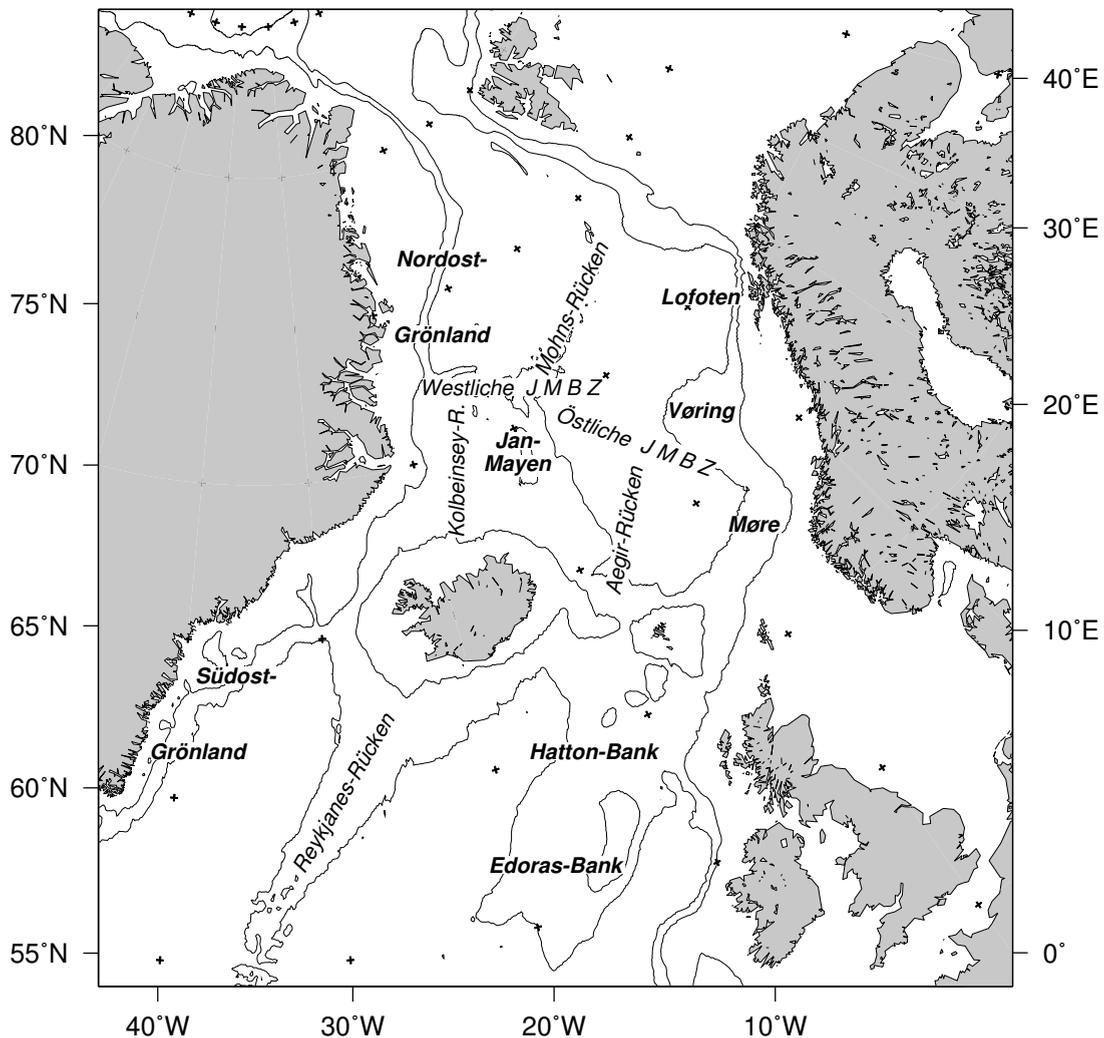


Abbildung 5.3: Kontinentalränder des nördlichen Atlantiks. JMBZ: Jan-Mayen-Bruchzone. R.: Rücken. Die 0.5 km und 2.0 km Isolinien stellen die vereinfachte Bathymetrie dar. Wichtige Rücken und Bruchzonen sind beschriftet.

Die Kontinentalränder zwischen Nordostgrönland und Norwegen, bzw. Südostgrönland und Großbritannien und Irland, werden als sogenannte vulkanische Kontinentalränder bezeichnet. Abb. 5.4 zeigt schematisch den Aufbau eines typischen vulkanischen Randes. Er besteht aus einer gedehnten und damit relativ dünnen kontinentalen Kruste mit einem vor der Öffnung des Ozeans entstandenem Sedimentbecken und einer sich anschließenden ozeanischen Kruste. Charakteristisch ist das Auftreten von erstarrten Schmelzen im Bereich des Kontinent-Ozean-Überganges in Form von terrigenen oder submarinen Flutbasalten, sogenannten ozeanwärts einfallenden Schichten (*Seaward Dipping Reflectors*, SDRs), sowie großräumigen magmatischen Intrusionen in die Unterkruste, welche oftmals zu einer deutlichen Verdickung

der Kruste führen. Die älteren Sedimente im Becken, die kurz vor und während der Öffnung gebildeten SDRs und die neu entstandene ozeanische Kruste werden gemeinsam von jüngeren Sedimenten bedeckt. Im Laufe der Erforschung von vulkanischen Kontinentalrändern entstanden unterschiedliche Definitionen des Begriffs. Im folgenden wird die Definition nach Eldholm et al. (1995) verwendet. Danach ist für die Klassifizierung die Betrachtung der Gesamtstruktur und der Entwicklungsgeschichte einer Region nötig und nicht nur das Auftreten einzelner Merkmale. So ist z.B. das Vorhandensein von SDRs im Bereich der Übergangszone zwar typisch für vulkanische Ränder, und tritt auch nur dort auf, aber es ist nicht zwingend notwendig. Auch die Existenz eines *Hotspots* in der Nähe der Aufbruchsregion ist nicht nötig, um die erhöhte Bildung von Schmelzen zu erklären. Die folgende Zusammenfassung der nordatlantischen Ränder basiert auf Planke et al. (1991) und Eldholm und Grue (1994) und wurde durch neuere Daten ergänzt.

Der Kontinentalrand Südostgrönlands mit seinem schmalen Schelf und dem steilen Kontinentalhang und die konjugierenden Ränder Hatton-Bank und Edoras-Bank auf der anderen Seite des Reykjanes-Rückens zeigen alle Merkmale eines typischen vulkanischen Randes. In beiden Regionen finden sich ausgedehnte SDRs in den Sedimenten und großvolumige Intrusionen in der kontinentalen und ozeanischen Unterkruste, welche sich durch seismische Geschwindigkeiten von mehr als 7.0 km/s auszeichnen (Barton und White, 1997; Dahl-Jensen et al., 1998; Korenaga et al., 2000; Holbrook et al., 2001). Auch die Kontinent-Ozean-Übergänge auf beiden Seiten des heute nicht mehr aktiven Aegir-Rückens, die Møre-Region in Südwestnorwegen und der gegenüberliegende Jan-Mayen-Mikrokontinent, zeigen eine ähnliche Struktur. Dabei finden sich zwar östlich des Jan-Mayen-Mikrokontinentes SDRs, aber bisher konnte noch keine Hochgeschwindigkeitsschicht in der Unterkruste nachgewiesen werden (Kodaira et al., 1998a). Hier ist der Schelf sehr schmal mit einer

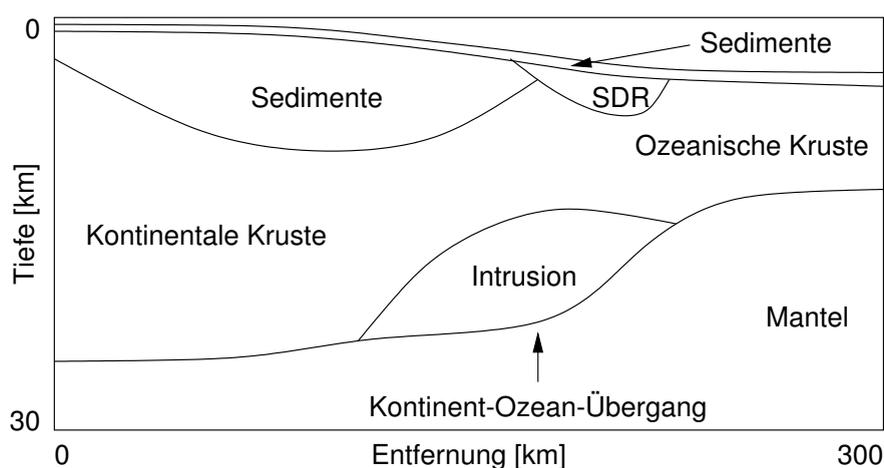


Abbildung 5.4: Schematische Darstellung eines typischen vulkanischen Kontinentalrandes. SDR: *Seaward Dipping Reflectors*. Längen sind nicht maßstabsgetreu.

nur dünnen mesozoischen Sedimentschicht und der Kontinentalhang fällt steil ab, während auf der norwegischen Seite die SDRs ein rund 100 km breites ausgeprägtes Plateau (*Møre Marginal High*) bilden, welches von dem sich östlich anschließenden, mehr als 10 km mächtigen, paläozoisch-mesozoischen Møre-Becken durch eine Steilstufe (*Escarpment*) getrennt ist. Mehrere Kilometer mächtige känozoische Sedimente bedecken auf beiden Seiten die mesozoischen Sedimente, die SDRs und die ozeanische kristalline Kruste.

Nördlich der östlichen Jan-Mayen-Bruchzone schließen sich auf norwegischer Seite der Vøring- und der Lofoten-Kontinentalrand an. Die Vøring-Region ähnelt in ihrem Aufbau der Møre-Region, sie zeigt ebenfalls ein tiefes paläozoisch-mesozoisches Becken (Vøring-Becken), welches durch eine Steilstufe von einem vulkanischen Plateau (*Vøring Marginal High*) getrennt wird. Der Lofoten-Rand weist dagegen kaum Sedimente auf, sondern hat stattdessen einen schmalen Schelf und einen steilen Kontinentalhang. In beiden Regionen finden sich ausgeprägte SDRs und krustale Intrusionen. Der zugehörige Kontinentalrand Ostgrönlands auf der anderen Seite des Mohns-Rückens beginnt nördlich der westlichen Jan-Mayen-Bruchzone, also etwa auf Höhe des Kejser-Franz-Joseph-Fjordes. Die Verteilung der Sedimentbecken ist zu der norwegischen Seite gegenläufig, im Bereich gegenüber der Vøring-Region ist der Schelf eher schmal und der Kontinentalhang steil, wohingegen sich gegenüber der Lofoten-Region auf dem breiten grönländischen Schelf ausgedehnte Becken befinden. Auch auf der grönländischen Seite sind die charakteristischen SDRs vorhanden. Eindimensionale Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen aus reflexionsseismischen Weitwinkelmessungen (*Expanded Spread Profiles*, ESPs) nördlich des Kejser-Franz-Joseph-Fjordes ergaben Hinweise auf eine Hochgeschwindigkeitsschicht in der Unterkruste nahe der Übergangsszone (Hinz et al., 1987; Mutter und Zehnder, 1988). Alle bisher angesprochenen Kontinentalränder entsprechen damit also dem Bild des typischen vulkanischen Randes mit Flutbasalten in den Sedimenten und massiven Intrusionen in der Unterkruste im Bereich des Kontinent-Ozean-Überganges.

Eine Ausnahme davon bildet die Fjordregion südlich der Jan-Mayen-Bruchzone, bzw. südlich des Kejser-Franz-Joseph-Fjordes und der konjugierende Westrand des Jan-Mayen-Mikrokontinentes auf der gegenüberliegenden Seite des Kolbeinsey-Rückens. Die ozeanwärts einfallenden Schichten sind in dieser Region nur schwach ausgeprägt (Larsen und Jakobsdóttir, 1988). Weder in Ostgrönland, noch auf der Seite von Jan-Mayen wurde in der Unterkruste ein seismischer Hochgeschwindigkeitskörper gefunden (Weigel et al., 1995; Kodaira et al., 1998a). Kodaira et al. (1998a) interpretierten die geringe Menge an Schmelzen als Folge einer langanhaltenden Dehnungsphase und dadurch bedingten Abkühlung des Mantelmaterials vor der Öffnung des Ozeans. Sie klassifizierten den Kontinentalrand Jan-Mayens als nicht-vulkanisch. Wendet man jedoch die Definitionen nach Eldholm et al. (1995) an, so ist das Auftreten von SDRs, welche in dieser Region zumindest stellenweise vorkommen, bereits eine hinreichende Bedingung für die Klassifizierung als vulkanischer Kontinentalrand. Bei diesen beiden Kontinentalrändern handelt es sich also auch um den vulkanischen Typ, wenngleich er nur schwach ausgeprägt ist.

5.3 Die ozeanische Lithosphäre

Die ozeanische Kruste

Die Öffnung des Nordatlantiks erfolgte in einzelnen Abschnitten an mehreren mitelozeanischen Rücken. Abhängig von der Spreizungsrate der Rücken wurde dabei neue Kruste unterschiedlicher Dicke gebildet. Die Mächtigkeit der ozeanischen Kruste in der Fjordregion wurde größtenteils durch die dreidimensionale Schweremodellierung bestimmt. An den beiden mitelozeanischen Rücken Mohns-Rücken und Kolbeinsey-Rücken und in der Region vor dem Scoresby-Sund ist die Mohotiefe aus refraktionsseismischen Messungen bekannt. Sie nimmt Werte zwischen 6 km in der Nähe des Mohns-Rückens und 10 km in der Nähe des Kolbeinsey-Rückens an. Dies entspricht bei Wassertiefen von bis zu 3 km Krustenmächtigkeiten zwischen 4 km und 9 km. Davon nimmt die Sedimentschicht größtenteils rund 1 km ein, nur direkt an den Rücken ist die Sedimentbedeckung geringer. Am Kontinent-Ozean-Übergang, welcher nur stark vereinfacht modelliert wurde, nimmt die Mohotiefe bis auf 20 km in der Übergangszone zu. Auch die Sedimentmächtigkeit steigt in der Nähe des Überganges an, insbesondere vor dem Scoresby-Sund.

White et al. (1992) geben für die mittlere Mächtigkeit der kristallinen ozeanischen Kruste einen Wert von 7.1 ± 0.8 km an. Doch die ozeanische Kruste vor Ostgrönland weicht deutlich in beiden Richtungen von diesem Mittelwert ab. Südlich der westlichen Jan-Mayen-Bruchzone ist die Krustenmächtigkeit ohne Sedimente zwischen dem langsam spreizenden (ca. 20 mm/a) Kolbeinsey-Rücken und dem Jan-Mayen-Mikrokontinent um bis zu 2.5 km höher als der Durchschnitt (Kodaira et al., 1997), weitwinkelseismische Messungen (Weigel et al., 1995) und die Schweremodellierung ergaben für die Region westlich des Kolbeinsey-Rückens ein ähnliches Resultat. Kodaira et al. (1998b) führten die höhere Krustenmächtigkeit auf den Einfluß des Island-*Hotspots* zurück, der zu einer etwa 20–60 °C höheren Manteltemperatur und damit zu vermehrter Bildung von Schmelzen am Rücken führt. Die dabei gleichmäßige Krustendicke deutet darauf hin, daß sich die Manteltemperatur am Rücken seit Beginn der Bildung ozeanischer Kruste nicht wesentlich verändert hat.

Nördlich der westlichen Jan-Mayen-Bruchzone, insbesondere in der unmittelbaren Nähe des Mohns-Rückens, ist die kristalline ozeanische Kruste sehr viel dünner als der Durchschnitt, mit Werten von 3.5 km ist sie dort stellenweise nur halb so mächtig (Klingelhöfer et al., 2000). Die dreidimensionale Schweremodellierung ergab, daß die Krustenmächtigkeit westlich des Mohns-Rückens über weite Bereiche gering bleibt und erst nahe dem Kontinent-Ozean-Übergang zunimmt. Kleinräumige Variationen parallel und senkrecht zum Rücken, wie sie die Refraktionsseismik östlich des Rückens zeigt, konnten mit der Schwere nicht modelliert werden, da dazu mehr Informationen über die Sedimentmächtigkeit und die innere Krustenstruktur nötig gewesen wären. Klingelhöfer et al. (2000) interpretierten die geringe Krustenmächtigkeit als eine Folge der sehr langsamen Spreizung (ca. 16 mm/a) des Mohns-Rückens und der damit verbundenen Abkühlung des oberen Mantels um etwa 20 °C.

Der ozeanische Mantel

Bei den bisherigen Betrachtungen wurde nur die Struktur der kontinentalen und ozeanischen Kruste diskutiert. Der Mantel im kontinentalen Bereich zeigte weder bei der seismischen noch bei der gravimetrischen Modellierung Besonderheiten. Die aus refraktierten Wellen bestimmten seismischen Mantelgeschwindigkeiten nehmen typische Werte an und die verwendete Standarddichte erwies sich als geeignet, um die Schwere im Bereich der kontinentalen Kruste mit ihren großen Mächtigkeitsunterschieden zu modellieren. Ein anderes Bild bietet sich jedoch für den ozeanischen Mantel. Um im ozeanischen Bereich des dreidimensionalen Dichtemodells eine Bougueranomalie von bis zu 200 mGal modellieren zu können, mußte bei gegebener Krustenmächtigkeit ein leichter oberer Mantel mit einer Dichte von nur $3.20 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ angenommen werden, wohingegen der Mantel unterhalb der kontinentalen Kruste mit einer normalen Dichte von $3.30 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ modelliert werden konnte. Neue refraktionsseismische und gravimetrische Modellierungen im Bereich des westlichen Kontinentalrandes von Svalbard ergaben ebenfalls Hinweise auf einen leichten Mantel unterhalb der ozeanischen Kruste (O. Ritzmann, pers. Mitteilung, 2002).

Eine Erklärung für die Notwendigkeit eines leichten ozeanischen oberen Mantels liefern Breivik et al. (1999). Sie führten für den passiven Kontinentalrand Nordnordwegens in der Barents-See zweidimensionale Schweremodellierungen entlang tiefenseismischer Profile durch und hätten ebenfalls eine unrealistisch dicke oder leichte ozeanische Kruste annehmen müssen, um die Bouguerschwere zu erklären. Stattdessen modellierten sie die thermische Struktur des oberen Mantels unterhalb der kontinentalen und ozeanischen Kruste und berechneten daraus ein Dichtemodell für den Mantel, welches aus mehreren Schichten unterschiedlicher Dichten besteht. Durch verschiedene Schichtmächtigkeiten unterhalb der kontinentalen und ozeanischen Kruste ergab sich insgesamt für den ozeanischen Bereich ein leichter Mantel, welcher zu einer guten Anpassung der Bougueranomalie führt.

Solche Dichtemodelle mit einem jungen, warmen und somit leichten ozeanischen oberen Mantel neben einem alten, kalten und somit schweren kontinentalen oberen Mantel sollen für alle jungen passiven Kontinentalränder gültig sein, insbesondere für den nördlichen Nordatlantik. Der Kontinentalrand von Ostgrönland zwischen 69° N und 74° N bestätigt diese Theorie, auch wenn aufgrund der fehlenden thermischen Informationen die Manteldichten nur vereinfacht modelliert werden konnten. Die Temperaturunterschiede zwischen ozeanischem und kontinentalen Mantel liegen in den Modellen von Breivik et al. (1999) in 50 km Tiefe zwischen 500° C und 750° C . Damit sind diese Unterschiede deutlich größer als die Variationen der Manteltemperaturen unterhalb der beiden mittelozeanischen Rücken Mohns-Rücken und Kolbeinsey-Rücken, d.h. die Bildung unterschiedlich mächtiger Kruste aufgrund unterschiedlicher Manteltemperaturen widerspricht nicht dem thermischen Modell des jungen passiven Kontinentalrandes.

6 Zusammenfassung und Ausblick

Das dreidimensionale überregionale Krustenmodell der Fjordregion Ostgrönlands gibt einen tiefen Einblick in den strukturellen Aufbau und die Entwicklungsgeschichte der Region zwischen dem Präkambrium und heutiger Zeit. Der zentrale Bereich zwischen den Kaledoniden und den paläozoisch-mesozoischen Becken konnte dabei sehr detailliert modelliert werden, wohingegen in den Randbereichen des Modells oft nur großräumige Strukturen erfaßt werden konnten. Einige Fragen, welche zu Beginn der Arbeit gestellt wurden, konnten ganz oder teilweise beantwortet werden, einige sind offen geblieben und es wurden auch neue Fragen aufgeworfen.

So ist z.B. die Krustenstruktur des präkambrischen Schildes noch relativ unklar. Die dreidimensionale Schweremodellierung ergab zwar Zahlenwerte für die Krustenmächtigkeit, welche mit rund 35 km global gesehen in unteren Bereich liegt, aber ohne ausreichende Randbedingungen bleiben die Modellierungsergebnisse der Potentialfelddaten mehrdeutig. Weitere teleseismische Messungen könnten bessere Abschätzungen über die Mohotiefe und den Aufbau des oberen Mantels ergeben und damit das Dichtemodell, insbesondere für die Unterkruste, entscheidend verbessern. Wünschenswert wäre außerdem, wenn trotz der schwierigen Bedingungen auf dem Inlandeis ein refraktionsseismisches Profil über die Kaledoniden und den östlichen Teil des Schildes vermessen werden könnte. Damit könnte man im Gegensatz zu den teleseismischen Experimenten nicht nur Aussagen über die Krustenmächtigkeit treffen, sondern man könnte auch den Geschwindigkeitsverlauf innerhalb der Kruste bestimmen. Vielleicht würde man dabei sogar Spuren früherer Orogenesen oder Hinweise auf einen Einfluß des Island-*Hotspots* im Tertiär, z.B. in Form von Unterplattungen oder Intrusionen, finden.

Mit solch einem weitwinkelseismischen Profil ließe sich nicht nur der östliche Teil des grönländischen Schildes und der Übergang zu den Kaledoniden modellieren, sondern man könnte auch die überwiegend gravimetrisch modellierte Gebirgswurzel bestätigen, welche mit rund 49 km Tiefe im deutlichen Gegensatz zu den skandinavischen Kaledoniden steht. Die Wurzelstruktur korreliert sehr schön mit der Oberflächentopographie, d.h. die größten Mohotiefen finden sich unterhalb der höchsten Erhebungen, was zu Krustenmächtigkeiten von mehr als 51 km führt. Aus diesen beiden Größen läßt sich die westliche Ausdehnung der Kaledoniden abschätzen. In der Fjordregion hat bei etwa 32° W die Oberflächentopographie auf rund 1 km abgenommen und die Mohotiefe beträgt durchgehend weniger als 40 km. Etwa in diesem Bereich dürfte das Gebirge in das westliche Vorland übergehen. Im Osten werden die Kaledoniden von den Sedimentbecken durch zahlreiche Störungen getrennt. Ob jedoch in der südlichen Fjordregion die Störungen durch die gesamte Kruste bis in den Mantel reichen und die devonische Extension entlang dieser Struktur stattfand, oder ob die Kruste durch Scherzonen in der Unterkruste ausgedünnt wurde, läßt sich anhand dieser Modelle nicht entscheiden. Weitere tiefenseismische Profile in der Region wären aufgrund der rauen Topographie und der Vergletscherung nur sehr schwierig zu gewinnen, deshalb wird diese Frage vorerst weiter offen bleiben.

Die Mächtigkeit der ozeanischen Kruste wurde größtenteils aus Schweredaten bestimmt. Als Randbedingung dienten wenige tiefenseismische Profile in der Nähe der mittelozeanischen Rücken. Die Krustenmächtigkeit ist südlich der Jan-Mayen-Bruchzone mit etwa 9 km höher als der Durchschnitt, dagegen ist sie im nördlichen Teil des Modells mit nur 4 km geringer, was sich auf unterschiedliche Manteltemperaturen zurückführen läßt. Weitere reflexions- und refraktionsseismische Messungen zur Bestimmung von Sedimentmächtigkeiten und Mohotiefen würden zu einem verbesserten Dichtemodell führen, welches die kristalline ozeanische Kruste in mehreren Schichten darstellen könnte. Insbesondere über den Kontinent-Ozean-Übergang, welcher nur stark vereinfacht modelliert wurde, fehlen noch Informationen. Zwar ist die Verteilung der SDRs, welche den ostgrönländischen Kontinentalrand als vulkanisch einstufen, aus reflexionsseismischen Messungen gut bekannt, aber die Kenntnisse über Intrusionen der Unterkruste nahe der Übergangszone sind nördlich des ong-Oscar-Fjordes noch sehr lückenhaft.

Mit einem verbesserten Geschwindigkeits- und Dichtemodell könnte auch der Kontinentalrand Ostgrönlands Gegenstand einer thermischen Modellierung werden. Eine solche Modellierung, welche die Kruste und den gesamten oberen Mantel umfaßt, kann das Dichtemodell des Mantels, insbesondere im ozeanischen Bereich, soweit verfeinern, daß eine detaillierte Isostasiebetrachtung möglich wäre. Die einfache Berechnung der Last, wie sie in dieser Arbeit durchgeführt wurde, berücksichtigt den Mantel nur bis in eine Tiefe von 50 km, wo man bei einem Orogen mit einer so mächtigen Wurzel noch keinen isostatischen Ausgleich erwarten darf. Ein tiefgehendes Modell könnte außer den einfachen Ansätzen von Airy und Pratt auch komplexere Gegebenheiten berücksichtigen wie z.B. die Biegesteifigkeit der lithosphärischen Platte oder rezente postglaziale Hebungen.

Für weitergehende Vergleiche Ostgrönlands mit Skandinavien fehlt eine einheitliche Datenbasis auf beiden Seiten. Während in der Fjordregion die Struktur der kontinentalen Kruste im Bereich der Kaledoniden und Becken gut bekannt ist, fehlen auf skandinavischer Seite entsprechend detaillierte tiefenseismische Profile. Andererseits sind die norwegischen Schelfbereiche und Kontinentalränder gut mit reflexions- und refraktionsseismischen Profilen überdeckt, wohingegen über die Kontinentalränder Ostgrönlands nördlich von 70° N überwiegend nur die oberflächennahe Struktur bekannt ist. Auf grönländischer Seite fehlen also dringend tiefenseismische Daten auf dem Schelf und über den Kontinentalrand hinweg. Nördlich von 76° N gibt es auch im Bereich der kontinentalen Kruste keine Tiefeninformationen. Mit verbesserten seismischen Randbedingungen ließe sich das dreidimensionale Dichtemodell auch nach Nordostgrönland fortsetzen. Mit einer so verbesserten Datengrundlage könnte das tektonische Modell des nördlichen Atlantiks verfeinert werden und offene Fragen, wie z.B. nach der genauen Position von Grönland und Skandinavien vor der Öffnung, beantwortet werden.

Literaturverzeichnis

- Allègre, C.J. et al. (1984). *Structure and evolution of the Himalaya-Tibet orogenic belt*, Nature 307, S. 17–22.
- Andresen, A., E.H. Hartz und J. Vold (1998). *A late orogenic extensional origin for the infracrustal gneiss domes of the East Greenland Caledonides (72–74° N)*, Tectonophysics 285, S. 353–369.
- Arctic Gravity Project, AGP (2002). *Arctic Gravity Project*, World Wide Web, <http://www.nima.mil/GandG/agp/>.
- Bannister, S.C., B.O. Ruud und E.S. Husebye (1991). *Tomographic estimates of sub-Moho seismic velocities in Fennoscandia and structural implications*, Tectonophysics 189, S. 37–53.
- Barton, A.J. und R.S. White (1997). *Crustal structure of Edoras Bank continental margin and mantle thermal anomalies beneath the North Atlantic*, J. geophys. Res. 102 (B2), S. 3109–3129.
- Berckhemer, H. (1990). *Grundlagen der Geophysik*, Wiss. Buchges., Darmstadt.
- Berzin, R., O. Oncken, J.H. Knapp, A. Pérez-Estaún, T. Hismatulin, N. Yunosov und A. Lipilin (1996). *Orogenic Evolution of the Ural Mountains: Results from an Integrated Seismic Experiment*, Science 274, S. 220–221.
- Birkelund, T. und K. Perch-Nielsen (1976). *Late Palaeozoic-Mesozoic evolution of central East Greenland*, in: Escher, A. und W.S. Watt (Hrsgb.), *Geology of Greenland*, The Geological Survey of Greenland, Copenhagen, S. 304–339.
- Bohlen, T. (1998). *Viskoelastische FD-Modellierung seismischer Wellen zur Interpretation gemessener Seismogramme*, Dissertation, Universität Kiel.
- Breivik, A.J., J. Verhoef und J.I. Faleide (1999). *Effect of thermal contrasts on gravity modeling at passive margins: Results from the western Barents Sea*, J. geophys. Res. 104 (B7), S. 15293–15311.
- Brozena, J., M. Chalona, R. Forsberg und G. Mader (1993). *New Technology Allows Remote Areas to be Probed*, EOS, Transactions, AGU 74 (2), S. 18–19.
- Carbonell, R., A. Pérez-Estaún, J. Gallart, J. Diaz, S. Kashubin, J. Mechie, R. Stadlander, A. Schulze, J.H. Knapp und A. Morozov (1996). *Crustal Root Beneath the Urals: Wide-Angle Seismic Evidence*, Science 274, S. 222–224.
- Christensen, N.I. und W.D. Mooney (1995). *Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view*, J. geophys. Res. 100 (B7), S. 9761–9788.

- Dahl-Jensen, T., H. Thybo, J. Hopper und M. Rosing (1998). *Crustal structure at the SE Greenland margin from wide-angle and normal incidence seismic data*, Tectonophysics 288, S. 191–198.
- Dahl-Jensen, T., I. Wölbern, T. Bach, W. Hanka, T.B. Larsen, S. Gregersen, K. Mosegaard, R. Kind und F. Horn (2001). *Crustal Thickness of the Greenland Craton from Receiver Function Analysis*, EOS, Transactions, AGU 82 (47), Fall Meet. Suppl., Abstract S12D-0646.
- Daignières, M., B. de Cabissole, J. Gallart, A. Hirn, E. Surinach und M. Torne (1989). *Geophysical constraints on the deep structure along the ECORS Pyrenees line*, Tectonics 8 (5), S. 1051–1058.
- Deer, W.A. (1976). *Tertiary igneous rocks between Scoresby Sund and Kap Gustav Holm, East Greenland*, in: Escher, A. und W.S. Watt (Hrsgb.), *Geology of Greenland*, The Geological Survey of Greenland, Copenhagen, S. 404–429.
- Durrheim, R.J. und W.D. Mooney (1994). *Evolution of the Precambrian Lithosphere: Seismological and geochemical constraints*, J. geophys. Res. 99 (B8), S. 15359–15374.
- Dyrelius, D. (1985). *A geophysical perspective of the Scandinavian Caledonides*, in: Gee, D.G. und B.A. Sturt (Hrsgb.), *The Caledonide Orogen – Scandinavia and Related Areas*, John Wiley & Sons Ltd, London, S. 185–195.
- Eldholm, O., J. Skogseid, S. Planke und T.P. Gladchenko (1995). *Volcanic Margin Concepts*, in: Banda, E., M. Torné und M. Talwani (Hrsgb.), *Rifted Ocean-Continent Boundaries*, Bd. 463 d. Reihe Nato ASI Series C, Kluwer Academic Publishers, S. 1–16.
- Eldholm, O. und K. Grue (1994). *North Atlantic volcanic margins: Dimensions and production rates*, J. geophys. Res. 99 (B2), S. 2955–2968.
- Escher, A. und W.S. Watt (1976). *Summary of the geology of Greenland*, in: Escher, A. und W.S. Watt (Hrsgb.), *Geology of Greenland*, The Geological Survey of Greenland, Copenhagen, S. 10–16.
- Escher, J.C. und T.C.R. Pulvertaft (1995). *Geological map of Greenland, 1:2 500 000*, Geological Survey of Greenland, Copenhagen.
- Fechner, N. (1994). *Detaillierte refraktionsseismische Untersuchungen im inneren Scoresby Sund / Ost-Grönland*, Bd. 143 d. Reihe Berichte zur Polarforschung, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung Bremerhaven.
- Fechner, N. und W. Jokat (1996). *Seismic refraction investigations on the crustal structure of the western Jameson Land Basin, East Greenland*, J. geophys. Res. 101 (B7), S. 15867–15881.

- Forsberg, R. (1991). *Gravity Measurements in East Greenland 1986-88*, Geodetic Division Technical Report No. 4, Kort- og Matrikelstyrelsen, København S. 1–32.
- Forsberg, R. und S. Kenyon (1994). *Evaluation and downward continuation of airborne gravity data – the Greenland example*, Proc. Int. Symp. on Kinematic Systems in Geodesy, Geomatics and Navigation (KIS-94), Banff S. 531–538.
- Götze, H.-J. und B. Lahmeyer (1988). *Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics*, Geophysics 53 (8), S. 1096–1108.
- Haller, J. (1985). *The East Greenland Caledonides – reviewed*, in: Gee, D.G. und B.A. Sturt (Hrsgb.), *The Caledonide Orogen – Scandinavia and Related Areas*, John Wiley & Sons Ltd, London, S. 1031–1046.
- Harland, W.B., A.V. Cox, P.G. Llewellyn, C.A.G. Pickton, A.G. Smith und R. Walters (1982). *A geologic time scale*, Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press.
- Hartz, E. und A. Andresen (1995). *Caledonian sole thrust of central East Greenland: A crustal-scale Devonian extensional detachment?*, Geology 23 (7), S. 637–640.
- Henriksen, N. (1985). *The Caledonides of central East Greenland 70°–76° N*, in: Gee, D.G. und B.A. Sturt (Hrsgb.), *The Caledonide Orogen – Scandinavia and Related Areas*, John Wiley & Sons Ltd, London, S. 1095–1113.
- Henriksen, N. (1994). *Geology of North-East Greenland (75°–78° N) – the 1988–90 mapping project*, Rapp. Grønlands geol. Unders. 162, S. 5–16.
- Henriksen, N. (1995). *A new ‘Geological map of Greenland’*, Rapp. Grønlands geol. Unders. 165, S. 10–12.
- Henriksen, N. und A.K. Higgins (1976). *East Greenland Caledonian fold belt*, in: Escher, A. und W.S. Watt (Hrsgb.), *Geology of Greenland*, The Geological Survey of Greenland, Copenhagen, S. 182–246.
- Hinz, K., J.C. Mutter, C.M. Zehnder und the NGT Study Group (1987). *Symmetric conjugation of continent-ocean boundary structures along the Norwegian and East Greenland Margins*, Marine and Petroleum Geology 4, S. 166–187.
- Hinz, K., O. Eldholm, M. Block und J. Skogseid (1993). *Evolution of North Atlantic volcanic continental margins*, Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings on the 4th Conference S. 901–913.
- Hirn, A., A. Nercessian, M. Sapin, G. Jobert, Xu Zhon Xin, Gao En Yuan, Lu De Yuan und Teng Ji Wen (1984). *Lhasa block and bordering sutures – a continuation of a 500-km Moho traverse through Tibet*, Nature 307, S. 25–27.

- Hirn, A., M. Daignières, J. Gallart und M. Vadell (1980). *Explosion Seismic Sounding of Throws and Dips in the Continental Moho*, Geophys. Res. Letters 7 (4), S. 263–266.
- Holbrook, W.S., H.C. Larsen, J. Korenaga, T. Dahl-Jensen, I.D. Reid, P.B. Kelemen, J.R. Hopper, G.M. Kent, D. Lizzaralde, S. Bernstein und R.S. Detrick (2001). *Mantle thermal structure and active upwelling during continental breakup in the North Atlantic*, Earth and Planet. Sci. Letters 190, S. 251–266.
- Jakobsson, M., N.Z. Cherkis, J. Woodward, R. Macnab und B. Coakley (2000). *New grid of Arctic bathymetry aids scientists and mapmakers*, EOS, Transactions, AGU 81 (9), S. 89, 93, 96.
- Jokat, W., A. Eckstaller, B. Hesemann, W. van Heuerswyn, H. Miller, N. Lensch, S. Missiean, G. Uenzelmann-Neben, N. Fechner, A. Rosenberger und K. Vanneste (1996). *Marine Geophysik*, in: Miller, H. und H. Grobe (Hrsgb.), *Die Expedition ARKTIS-VII/3 mit FS „Polarstern“ 1990*, Bd. 189 d. Reihe *Berichte zur Polarforschung*, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung Bremerhaven.
- Jokat, W., P. Alberts, H. Götde, N. Fechner, H. Fischbeck, C. Kopsch, B. Kunsch, N. Lensch, H. Martens, K. Moorfeld, V. Schlindwein, M. Studinger und D. Sylvester (1995). *Seismic Refraction*, in: Hubberten, H.-W. (Hrsgb.), *Die Expedition ARKTIS-X/2 mit FS „Polarstern“ 1994*, Bd. 174 d. Reihe *Berichte zur Polarforschung*, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung Bremerhaven.
- Juhlin, C., J.H. Knapp, S. Kashubin und M. Bliznetsov (1996). *Crustal evolution of the Middle Urals based on seismic reflection and refraction data*, Tectonophysics 264, S. 21–34.
- Kinck, J.J., E.S. Husebye und C.-E. Lund (1991). *The South Scandinavian crust: Structural complexities from seismic reflection and refraction profiling*, Tectonophysics 189, S. 117–133.
- Klingelhöfer, F., L. Géli, L. Matias, N. Steinsland und J. Mohr (2000). *Crustal structure of a super-slow spreading centre: a seismic refraction study of Mohns Ridge, 72° N*, Geophys. J. Int. 141, S. 509–526.
- Knapp, J.H., C.C. Diaconescu, M.A. Bader, V.B. Sokolov, S.N. Kashubin und A.V. Rybalka (1998). *Seismic reflection fabrics of continental collision and post-orogenic extension in the Middle Urals, central Russia*, Tectonophysics 288, S. 115–126.
- Knapp, J.H., D.N. Steer, L.D. Brown, R. Berzin, A. Suleimanov, M. Stiller, E. Lüschen, D.L. Brown, R. Bulgakov, S.N. Kashubin und A.V. Rybalka (1996).

- Lithosphere-Scale Seismic Image of the Southern Urals from Explosion-Source Reflection Profiling*, Science 274, S. 226–228.
- Kodaira, S., J. Mjelde, K. Gunnarsson, H. Shiobara und H. Shimamura (1998a). *Structure of the Jan Mayen microcontinent and implications for its evolution*, Geophys. J. Int. 132, S. 383–400.
- Kodaira, S., R. Mjelde, K. Gunnarsson, H. Shiobara und H. Shimamura (1997). *Crustal structure of the Kolbeinsey Ridge, North Atlantic, obtained by use of ocean bottom seismographs*, J. geophys. Res. 102 (B2), S. 3131–3151.
- Kodaira, S., R. Mjelde, K. Gunnarsson, H. Shiobara und H. Shimamura (1998b). *Evolution of oceanic crust on the Kolbeinsey Ridge, north of Iceland, over the past 22 Myr*, Terra Nova 10, S. 27–31.
- Korenaga, J., W.S. Holbrook, G.M. Kent, P.B. Kelemen, R.S. Detrick, H.-C. Larsen, J.R. Hopper und T. Dahl-Jensen (2000). *Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography*, J. geophys. Res. 105 (B9), S. 21591–21614.
- Kuchling, H. (1991). *Taschenbuch der Physik*, Thun, Frankfurt/M.
- Larsen, H.C. (1975). *Aeromagnetic investigations in East Greenland*, Rapp. Grønlands geol. Unders. 75, S. 88–91.
- Larsen, H.C. (1990). *The East Greenland Shelf*, in: Grantz, A., L. Johnson und J.F. Sweeney (Hrsgb.), *The Arctic Ocean region*, Bd. L d. Reihe *The Geology of North America*, The Geological Society of America, Boulder, Colorado, S. 185–210.
- Larsen, H.C., C. Marcussen und L. Thorning (1988). *Aeromagnetic anomaly map of Greenland, Sheet 4 (69°–74° N, 19°–27° W), 1:1 000 000*, Geological Survey of Greenland, Copenhagen.
- Larsen, H.C. und C. Marcussen (1992). *Sill-intrusion, flood basalt emplacement and deep crustal structure of the Scoresby Sund region, East Greenland*, in: Storey, B.C., T. Alabaster und R.J. Pankhurst (Hrsgb.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, Bd. 68 d. Reihe *Geological Society Special Publication*, The Geological Society London, S. 365–386.
- Larsen, H.C. und L. Thorning (1980). *Project EASTMAR; Acquisition of high sensitivity aeromagnetic data off East Greenland*, Rapp. Grønlands geol. Unders. 100, S. 91–94.
- Larsen, H.C. und S. Jakobsdóttir (1988). *Distribution, crustal properties and significance of seawards-dipping sub-basement reflectors off E Greenland*, in: Morton, A.C. und L.M. Parson (Hrsgb.), *Early Tertiary Volcanism and the Opening of*

- the NE Atlantic*, Bd. 39 d. Reihe *Geological Society Special Publication*, The Geological Society London, S. 95–114.
- Larsen, H.C. und W.S. Watt (1985). *Episodic volcanism during break-up of the North Atlantic: evidence from the East Greenland plateau basalts*, *Earth and Planet. Sci. Letters* 73, S. 105–116.
- Laxon, S. und D. McAdoo (1998). *Satellites Provide New Insights Into Polar Geophysics*, EOS, Transactions, AGU 79 (6), S. 69, 72, 73.
- Mandler, H. (1995). *Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionsseismischer und gravimetrischer Untersuchungen*, Bd. 172 d. Reihe *Berichte zur Polarforschung*, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung Bremerhaven.
- Mandler, H.A.F. und W. Jokat (1998). *The crustal structure of Central East Greenland: results from combined land-sea seismic refraction experiments*, *Geophys. J. Int.* 135, S. 63–76.
- Meissner, R. (1986). *The Continental Crust - A Geophysical Approach*, Bd. 34 d. Reihe *International Geophysics Series*, Academic Press, Inc.
- Murawski, H. (1992). *Geologisches Wörterbuch*, F. Enke, Stuttgart.
- Musacchio, G., W.D. Mooney und J.H. Luetgert (1997). *Composition of the crust in the Grenville and Appalachian Provinces of North America inferred from V_P/V_S ratios*, *J. geophys. Res.* 102 (B7), S. 15225–15241.
- Mutter, J.C. und C.M. Zehnder (1988). *Deep crustal structure and magmatic processes: the inception of seafloor spreading in the Norwegian-Greenland Sea*, in: Morton, A.C. und L.M. Parson (Hrsgb.), *Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic*, Bd. 39 d. Reihe *Geological Society Special Publication*, The Geological Society London, S. 35–48.
- Nafe, J.E. und C.L. Drake (1957). *Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocity of compressional and shear waves*, *Geophysics* 22, S. 523–552.
- Noe-Nygaard, A. (1976). *Tertiary igneous rocks between Shannon and Scoresby Sund, East Greenland*, in: Escher, A. und W.S. Watt (Hrsgb.), *Geology of Greenland*, The Geological Survey of Greenland, Copenhagen, S. 386–402.
- Planke, S., J. Skogseid und O. Eldholm (1991). *Crustal structure off Norway, 62° to 70° north*, *Tectonophysics* 189, S. 91–107.
- Schlindwein, V. (1998). *Architecture and evolution of the continental crust of East Greenland from integrated geophysical studies*, Bd. 270 d. Reihe *Berichte zur*

- Polarforschung*, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung Bremerhaven.
- Schlindwein, V. und U. Meyer (1999). *Aeromagnetic study of the continental crust of northeast Greenland*, J. geophys. Res. 104 (B4), S. 7527–7537.
- Schlindwein, V. und W. Jokat (1999). *Structure and evolution of the continental crust of northern east Greenland from integrated geophysical studies*, J. geophys. Res. 104 (B7), S. 15227–15245.
- Schlindwein, V. und W. Jokat (2000). *Post-collisional extension of the East Greenland Caledonides: a geophysical perspective*, Geophys. J. Int. 140, S. 559–567.
- Schmidt, S. (2000). *IGMAS Online Help*, World Wide Web, http://userpage.fu-berlin.de/~sschmidt/igmas/IGMAS_Manual.html.
- Schön, J.H. (1996). *Physical properties of rocks: fundamentals and principles of petrophysics*, Bd. 18 d. Reihe *Handbook of geophysical exploration. Section I, Seismic exploration*, Elsevier.
- Seibold, E. (1996). *The sea floor: an introduction to marine geology*, Springer, Berlin.
- Sobczak, L.W. und D.B. Hearty (1990). *Gravity from 64° N to the North Pole*, in: Grantz, A., L. Johnson und J.F. Sweeney (Hrsgb.), *The Arctic Ocean region*, Bd. L d. Reihe *The Geology of North America*, The Geological Society of America, Boulder, Colorado, S. 101–118.
- Theilen, F. und R. Meissner (1979). *A comparison of crustal and upper mantle features in Fennoscandia and the Rhenish Shield, two areas of recent uplift*, Tectonophysics 61, S. 227–242.
- Thorning, L. (1988). *Aeromagnetic anomaly map of Greenland, Sheet 5 (69° 30'–76° 00' N, 12°–24° W), 1:1 000 000*, Geological Survey of Greenland, Copenhagen.
- Thouvenot, F., S.N. Kashubin, G. Poupinet, V.V. Makovskiy, T.V. Kashubina, P. Matte und L. Jenatton (1995). *The root of the Urals: evidence from wide-angle reflection seismics*, Tectonophysics 250, S. 1–13.
- Torge, W. (1989). *Gravimetry*, de Gruyter, Berlin.
- Weigel, W., E.R. Flüh, H. Miller, A. Butzke, G.A. Dehghani, V. Gebhardt, I. Harder, J. Hepper, W. Jokat, D. Kläschen, S. Kreymann, S. Schüßler und Z. Zhao – GROEKORT Study Group (1995). *Investigations of the East Greenland Continental Margin between 70° and 72° N by Deep Seismic Sounding and Gravity Studies*, Marine geophys. Researches 17, S. 167–199.

- Wessel, P. und W.H.F. Smith (1991). *Free software helps map and display data*, EOS, Transactions, AGU 72 (41), S. 441, 445–446.
- Wessel, P. und W.H.F. Smith (1998). *New, improved version of Generic Mapping Tools released*, EOS, Transactions, AGU 79 (47), S. 579.
- White, R.S., D. McKenzie und R.K. O’Nions (1992). *Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions*, J. geophys. Res. 97 (B13), S. 19683–19715.
- White, R.S. und D. McKenzie (1989). *Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts*, J. geophys. Res. 94 (B6), S. 7685–7729.
- Zandt, G. und C.J. Ammon (1995). *Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson’s ratio*, Nature 374, S. 152–154.
- Zelt, C.A. und R.B. Smith (1992). *Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure*, Geophys. J. Int. 108, S. 16–34.

Danksagung

Die Entstehung dieser Arbeit wäre nicht möglich gewesen ohne die Hilfe und Geduld zahlreicher Leute, denen ich an dieser Stelle sehr herzlich danken möchte:

Herr Prof. Dr. Heinz Miller vergab das Thema und betreute die Arbeit. Er ermöglichte mir den Aufenthalt am Alfred-Wegener-Institut in Bremerhaven und die Teilnahme an mehreren Expeditionen mit dem Forschungsschiff Polarstern, was immer wieder eine neue Motivation für die alltägliche Büroarbeit war.

Herr Prof. Dr. Ulrich Bleil übernahm freundlicherweise das Koreferat.

Herr Dr. Wilfried Jokat gab den Anstoß zu dieser Arbeit und weihte mich in die Geheimnisse der Erfassung und Auswertung marin-geophysikalischer Daten ein. Er trug mit zahlreichen Ideen und Diskussionen dazu bei, daß sich aus den ersten Modellierungsversuchen eine umfassende Dissertation entwickelte.

Der dänische Vermessungs- und Katasterdienst (Kort- og Matrikelstyrelsen, KMS) in Kopenhagen mit Herrn Dr. René Forsberg als Ansprechpartner stellte einen Großteil der verwendeten Schweredaten zu Verfügung.

Der geologische Dienst Dänemarks und Grönlands (Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse, GEUS) in Kopenhagen, insbesondere Herr Dr. Jan Bernth Sørensen, versorgte mich mit der digitalen geologischen Karte Grönlands.

Herr Dr. Thomas Bohlen von der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel überließ mir großzügig die jeweils aktuelle Version seines Programmes zur Finite-Differenzen-Modellierung und hatte stets ein offenes Ohr für Fragen und Anregungen.

Frau Dr. Sabine Schmidt von der Freien Universität Berlin gab mir wichtige Hilfestellung bei der Verwendung ihres Programmes zur dreidimensionalen Schweremodellierung und beantwortete geduldig meine auftretenden Fragen.

Die Kolleginnen und Kollegen der Arbeitsgruppe Marine Geophysik trugen nicht nur mit einer angenehmen Arbeitsatmosphäre und viel guter Laune zum Werden dieser Arbeit bei. Insbesondere waren die zahlreichen „Tips und Tricks“ von Herrn Dr. Johannes Rogenhagen und die mit Herrn Oliver Ritzmann geführten Diskussionen über Geophysik, Geologie und deutsche Rechtschreibung eine wertvolle Hilfe.

Nolly und meine Familie hatten viel Verständnis für meine häufige Abwesenheit und leisteten mit ihrer Liebe, Geduld und moralischen Unterstützung einen sehr großen Beitrag zum Gelingen der Dissertation.

A Tabelle der Stationen

Tabelle A.1: Tabelle der Landstationen und Ozeanboden-Hydrophone. Die geographischen Koordinaten und die Stationshöhe entsprechen den wahren Standorten der Stationen, die Wassertiefe bezieht sich auf die projizierte Empfängerlokation. Die Statiken ΔT_p und ΔT_s zur Projektion der Stationen auf den Meeresboden wurden für Korrekturgeschwindigkeiten von $v_p = 5.5 \text{ km/s}$ und $v_s = 3.2 \text{ km/s}$ berechnet.

Profil	Station	Breite [°N]	Länge [°W]	Stations- höhe [m]	Wasser- tiefe [m]	ΔT_p [ms]	ΔT_s [ms]
AWI-90300	301	70.048	28.528	400	–	–	–
	302	70.063	28.253	300	370	-122	-209
	303	70.057	27.535	200	936	-207	-355
	304	70.149	27.121	207	810	-185	-318
	310	70.675	23.444	285	–	–	–
	314	70.720	22.947	620	–	–	–
AWI-90310	311	70.048	28.528	400	entspricht Station 301		
	312	70.063	28.253	300	entspricht Station 302		
	313	70.057	27.535	200	entspricht Station 303		
	314	70.149	27.121	207	entspricht Station 304		
	316	70.621	23.895	65	–	–	–
	318	70.668	23.717	109	nicht verwendbar		
	319	70.665	23.599	166	–	–	–
	323	70.705	23.026	551	–	–	–
	325	70.732	22.689	492	–	–	–
AWI-90320	321	70.470	28.296	292	–	–	–
	322	70.439	28.662	20	674	-126	-217
	323	70.490	27.020	60	1085	-208	-358
	324	70.451	26.238	0	220	-40	-69
	325	70.551	25.915	54	575	-114	-180
	326	70.621	23.895	65	–	–	–
	328	70.668	23.717	109	–	–	–
	329	70.665	23.599	167	–	–	–
	333	70.705	23.026	551	–	–	–
	335	70.732	22.689	492	–	–	–
	AWI-90360	361	70.470	28.296	292	–	–
365		70.923	27.657	147	–	–	–
<i>Fortsetzung auf der folgenden Seite</i>							

Tabelle der Stationen

<i>Fortsetzung der vorherigen Seite</i>							
Profil	Station	Breite [°N]	Länge [°W]	Stations- höhe [m]	Wasser- tiefe [m]	ΔT_p [ms]	ΔT_s [ms]
AWI-90380	381	71.879	28.056	55	1341	-254	-436
	382	71.648	27.211	163	1184	-245	-421
	383	71.599	26.504	130	1182	-239	-410
	384	71.473	25.850	75	nicht verwendbar		
	385	71.441	25.357	120	nicht verwendbar		
	386	71.297	25.041	12	765	-141	-243
	387	71.405	24.699	105	593	-127	-218
	388	71.051	24.242	48	152	-36	-63
	389	70.621	23.895	65	–	–	–
AWI-94300	301	74.970	18.467	18	342	-65	-113
	302	75.165	19.948	381	356	-134	-230
	303	75.289	20.633	33	210	-44	-76
	304	75.423	21.208	52	nicht verwendbar		
	305	75.542	21.462	43	566	-111	-216
	306	75.676	22.253	579	–	–	–
	307	75.676	22.253	579	nicht verwendbar		
	308	75.698	23.275	1097	–	–	–
	AWI-94320	321	73.139	21.273	244	283	-96
322		73.141	22.991	198	324	-95	-163
323		73.344	23.730	25	400	-77	-133
324		73.429	24.734	115	223	-61	-106
325		73.325	25.278	49	440	-89	-153
326		73.191	25.740	198	746	-172	-295
327		73.172	26.481	335	776	-202	-347
328		73.139	27.114	518	732	-227	-391
329		73.157	27.405	76	658	-133	-229
330		73.251	28.789	1798	–	–	–
331		73.346	29.690	2343	–	–	–
AWI-94340	341	71.991	22.953	116	nicht verwendbar		
	342	72.213	23.645	18	305	-59	-101
	343	72.347	24.295	12	383	-72	-123
	344	72.487	24.601	18	445	-84	-145
	345	72.678	24.719	76	601	-123	-212
	346	72.959	24.837	61	333	-72	-123
<i>Fortsetzung auf der folgenden Seite</i>							

Fortsetzung der vorherigen Seite							
Profil	Station	Breite [°N]	Länge [°W]	Stations- höhe [m]	Wasser- tiefe [m]	ΔT_p [ms]	ΔT_s [ms]
AWI-94340	347	73.076	25.175	30	420	-82	-141
	348	73.191	25.740	198	292	-89	-153
	349	73.325	26.637	30	671	-127	-219
	350	73.435	27.093	36	507	-99	-170
	351	73.728	28.194	1277	–	–	–
	352	74.021	28.784	1992	nicht verwendbar		
AWI-94360	361	73.139	21.273	243	–	–	–
	362	73.106	22.454	24	351	-68	-117
	363	73.141	22.988	218	143	-66	-113
	364	73.008	23.658	204	235	-80	-137
	365	72.959	24.837	61	186	-45	-77
	366	72.830	25.572	80	762	-153	-263
	367	72.723	26.198	80	618	-127	-218
	368	72.831	27.472	335	–	–	–
	369	72.768	28.202	1189	–	–	–
AWI-94400	401	70.549	24.619	-401	401	–	–
	402	70.484	25.277	-517	517	–	–
	403	70.026	28.989	1064	nicht verwendbar		
	405	69.858	29.349	1825	–	–	–
AWI-94410	411	71.873	28.103	140	1238	-251	-431
	412	71.983	28.413	15	nicht verwendbar		
	413	72.134	28.769	669	–	–	–
	414	72.245	29.305	1901	–	–	–
AWI-94420	421	71.297	25.042	18	–	–	–
	422	71.151	25.420	134	716	-155	-224
	423	70.361	29.046	243	–	–	–
	424	70.339	29.400	669	–	–	–

B Seismogramme der FD-Modellierung

Auf den folgenden Seiten werden einige reale und synthetische Seismogramme der Modellierung mit Finiten Differenzen dargestellt. Die Beschreibung der Ergebnisse findet sich in Abschnitt 3.11.

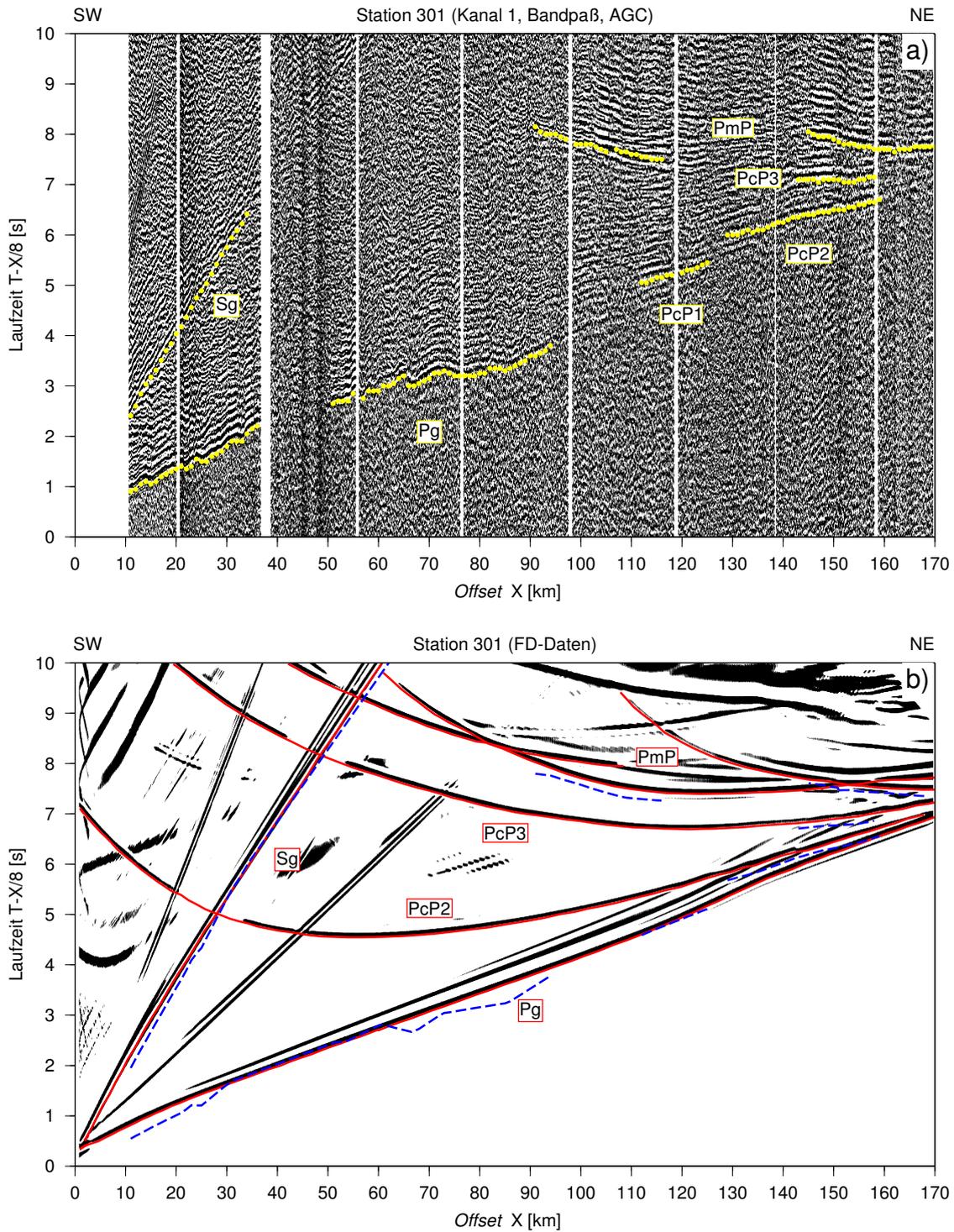


Abbildung B.1: Seismogrammausschnitt der Station 301 des Profils Gåsefjord. a) Reale Daten. Abgelesene Einsätze sind markiert und beschriftet. b) Mit FD modellierte Daten. Wichtige Phasen sind markiert und beschriftet. Die unterbrochenen Linien stellen die mit *Raytracing* berechneten Laufzeitkurven dar.

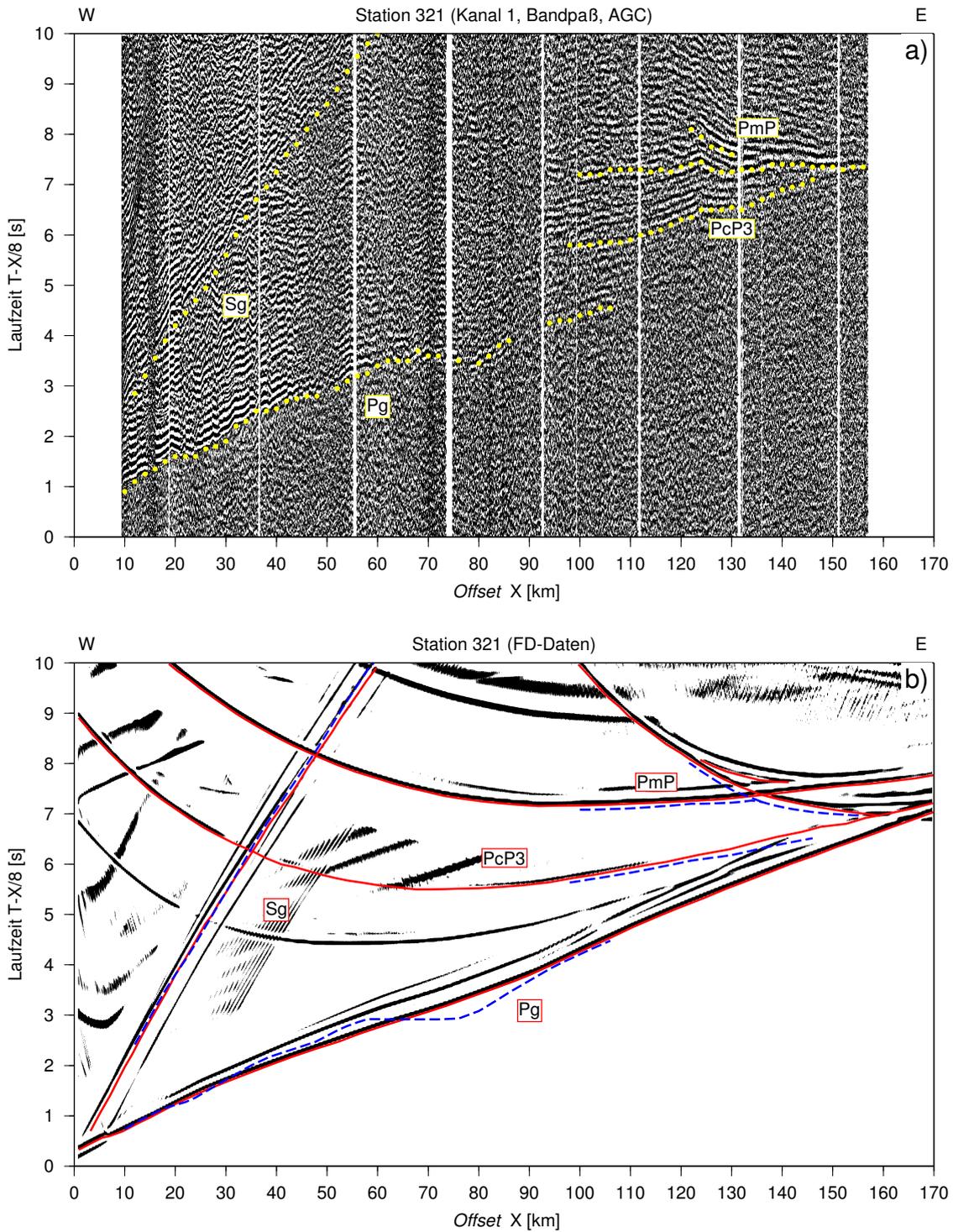


Abbildung B.2: Seismogrammausschnitt der Station 321 des Profils Fønfyord. a) Reale Daten. Abgelesene Einsätze sind markiert und beschriftet. b) Mit FD modellierte Daten. Wichtige Phasen sind markiert und beschriftet. Die unterbrochenen Linien stellen die mit *Raytracing* berechneten Laufzeitkurven dar.

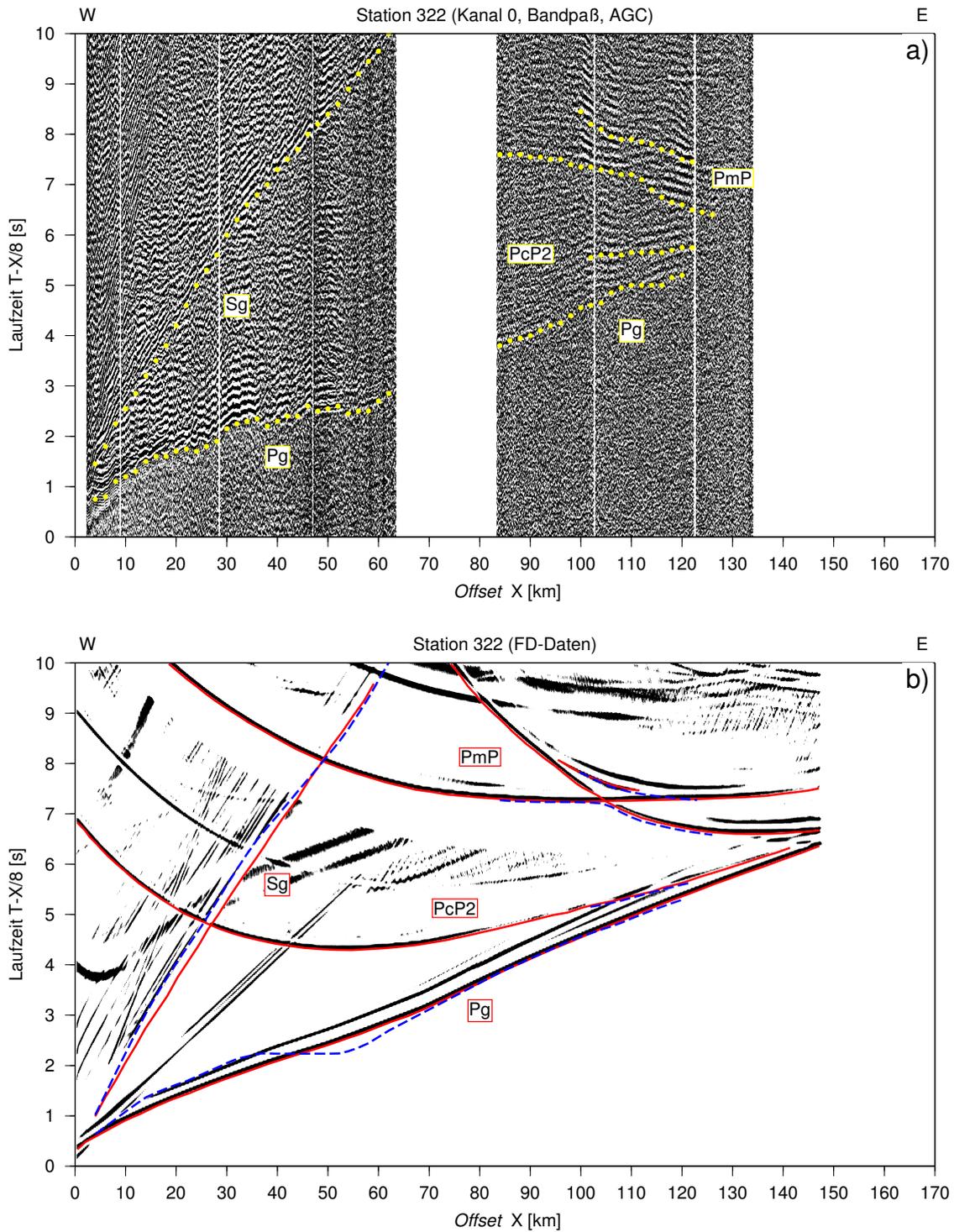


Abbildung B.3: Seismogrammausschnitt der Station 322 des Profils Føn fjord. a) Reale Daten. Abgelesene Einsätze sind markiert und beschriftet. b) Mit FD modellierte Daten. Wichtige Phasen sind markiert und beschriftet. Die unterbrochenen Linien stellen die mit *Raytracing* berechneten Laufzeitkurven dar.

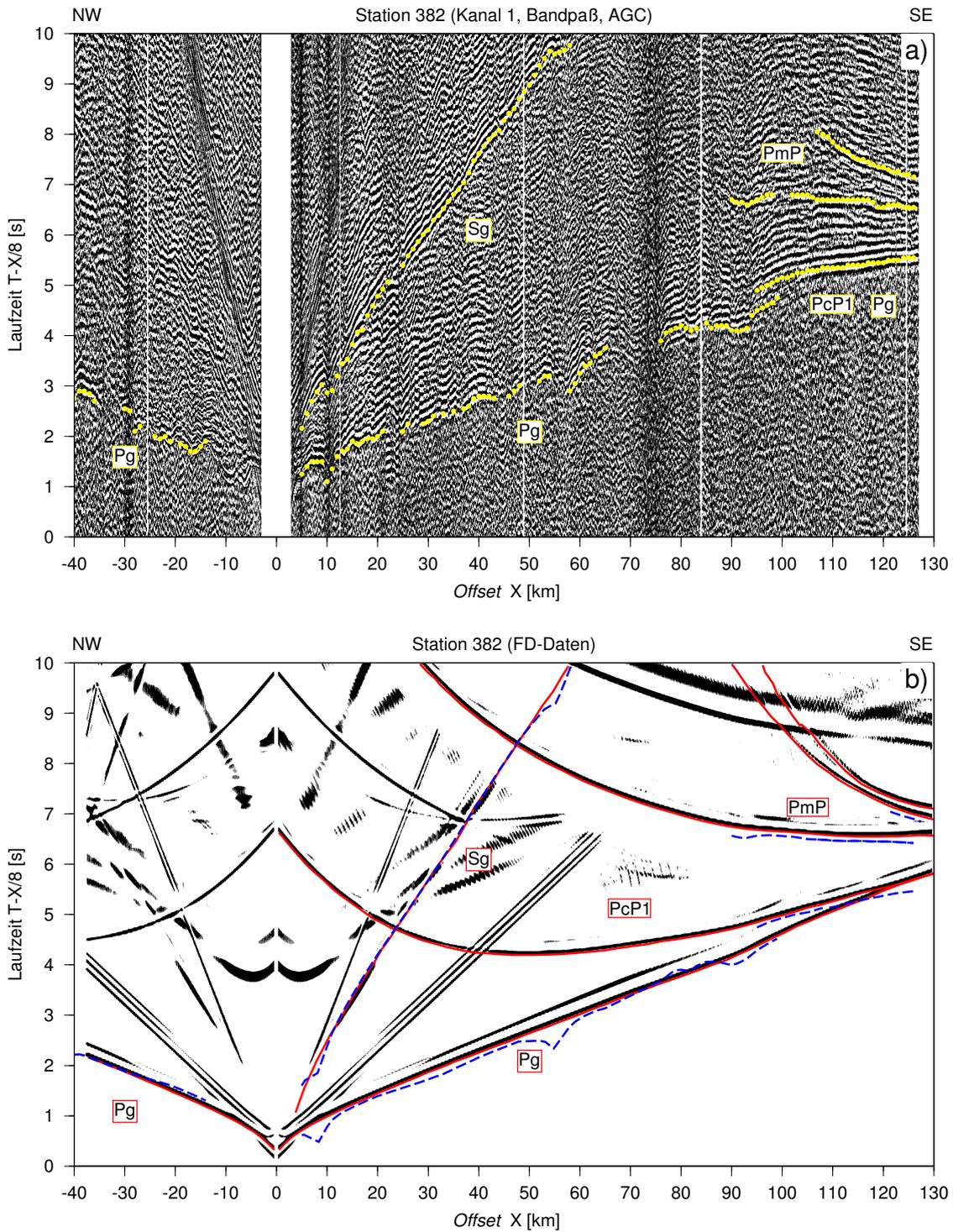


Abbildung B.4: Seismogrammausschnitt der Station 382 des Profils Nordvestfjord. a) Reale Daten. Abgelesene Einsätze sind markiert und beschriftet. b) Mit FD modellierte Daten. Wichtige Phasen sind markiert und beschriftet. Die unterbrochenen Linien stellen die mit *Raytracing* berechneten Laufzeitkurven dar.

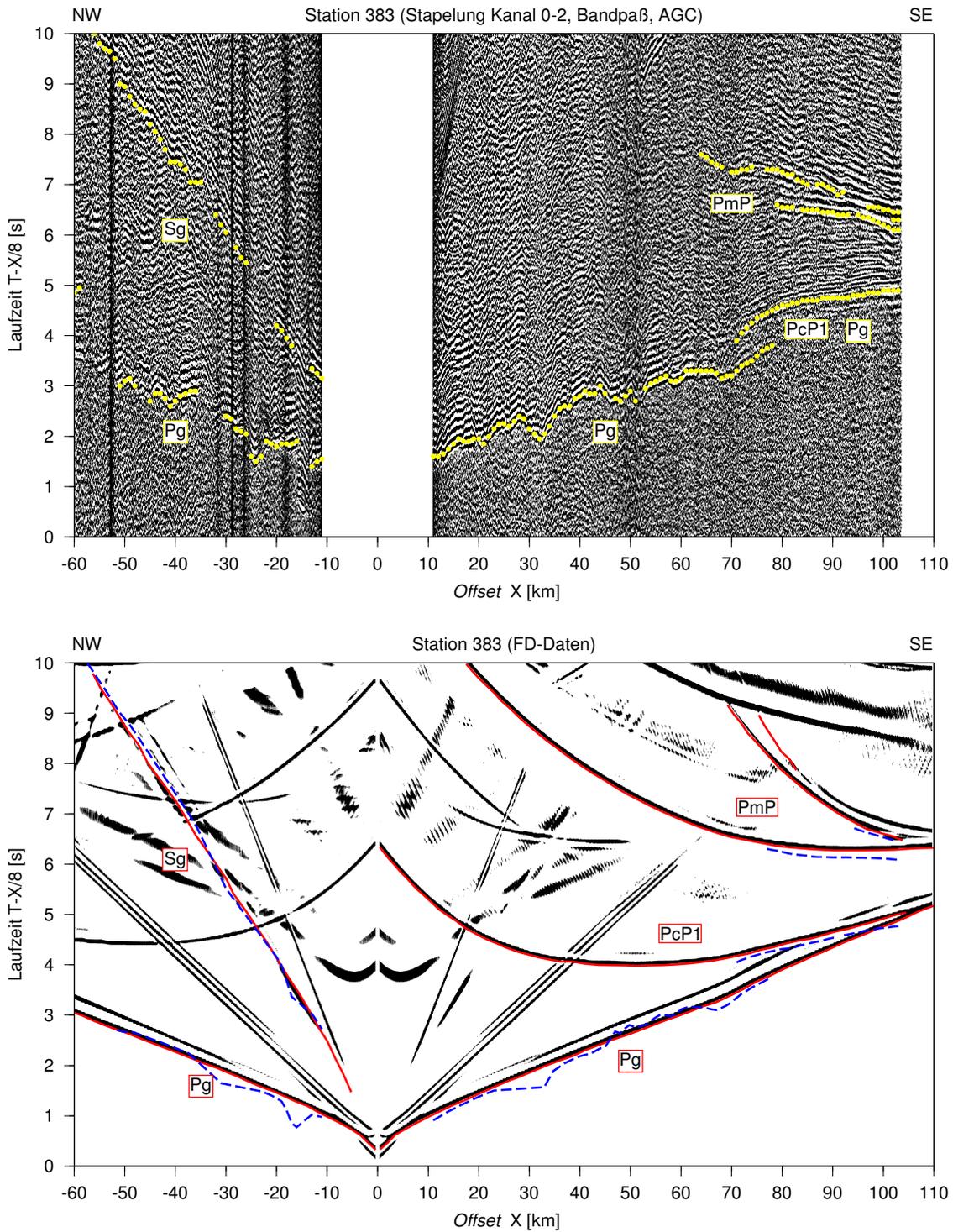


Abbildung B.5: Seismogrammausschnitt der Station 383 des Profils Nordvestfjord. a) Reale Daten. Abgelesene Einsätze sind markiert und beschriftet. b) Mit FD modellierte Daten. Wichtige Phasen sind markiert und beschriftet. Die unterbrochenen Linien stellen die mit *Raytracing* berechneten Laufzeitkurven dar.

C Tabelle der Modellelemente

Tabelle C.1: Tabelle der Modellelemente für die dreidimensionale Schweremodellierung und ihre dafür verwendeten physikalischen Eigenschaften. Die einzelnen Einheiten wurden mit Buchstaben abgekürzt. Die mittleren Geschwindigkeiten \bar{v}_p wurden aus den tiefenseismischen Modellen bestimmt. Die aufgeführten Tiefenbereiche beziehen sich auf das finale Dichtemodell. Die Quellen der Dichtewerte, bzw. deren Berechnungsalgorithmen, sind angegeben.

Einheit	\bar{v}_p [km/s]	Tiefe [km]	Dichte [10^3 kg/m^3]	Referenz Dichtewerte
A Wasser	1.5	0-4	2.67	Reduktionsdichte
Kontinentale Kruste				
B Sediment	4.2	0-4	2.30	Schlindwein (1998)
C Sediment	5.7	0-7	2.55	Schlindwein (1998)
D Oberkruste	5.87	0-4	2.67	Christensen u. Mooney (1995)
E Oberkruste	6.15	2-15	2.77	Christensen u. Mooney (1995)
F Mitt. Kruste	6.4	10-25	2.85	Christensen u. Mooney (1995)
G Unterkruste	6.6	16-37	2.93	Christensen u. Mooney (1995)
H Unterkruste	6.8	18-49	3.00	Christensen u. Mooney (1995)
I Intrusion	7.15	16-33	3.10	Christensen u. Mooney (1995)
Ozeanische Kruste				
J Sediment	2.1	0-5	2.00	Nafe und Drake (1957)
K Kruste		2-22	2.90	Seibold (1996)
Mantel				
L Normal	7.97	ab 6	3.30	Berckhemer (1990)
M Leicht		ab 6	3.20	Dichte modelliert
N Sehr leicht		ab 6	3.15	Dichte modelliert