

Untersuchung der elastischen Scherwellenstruktur unter dem Südschandinavischen Gebirge

Zur Erlangung des akademischen Grades eines
DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN
von der Fakultät für Physik des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT)

genehmigte

DISSERTATION

von

Diplom Geophysikerin Britta Wawerzinek

aus

Germersheim

Tag der mündlichen Prüfung:

27. Februar 2012

Referent:

PD Dr. Joachim Ritter

Korreferent:

Prof. Dr. Friedemann Wenzel

Kurzbeschreibung

Über Norwegen erstreckt sich die skandinavische Gebirgskette, die eine Topographie von bis zu 2500 m aufweist (Ebbing und Olesen, 2005). Die Ursachen, die die Gebirgsbildung und somit auch die heutige Topographie verursachten, sind noch immer unklar. In der darüber bis heute andauernden Diskussion werden vor allem zwei gegensätzliche Hypothesen debattiert. Nielsen et al. (2009) betrachten die skandinavische Gebirgskette als Überrest des kaledonischen Gebirges, das durch eine Kombination von Isostasie, Klima und Erosion zur heutigen Topographie überführt wurde. Im Gegensatz dazu geht die 2. Hypothese nach Japsen und Chalmers (2000) von einer vollständigen Erosion des kaledonischen Gebirges auf Meeresniveau aus. In dieser Hypothese führten Hebungsprozesse im Neogen zur erneuten Gebirgsbildung (Japsen und Chalmers, 2000). Diese Hebung könnte nach Rohrman und van der Beek (1996) im Zusammenhang mit dem Island Hotspot stehen und durch eine Aufwölbung der Asthenosphäre erklärt werden. Um Rückschlüsse auf die Ursache und die Mechanismen der Gebirgsbildung und der heutigen Topographie schließen zu können, muss zuerst die Kenntnis über die Struktur des Erdmantels und die dort auftretenden Prozesse verbessert werden. Dazu wird im Rahmen des internationalen Projekts TopoScandiaDeep, das die Untergundstruktur unter Südnorwegen analysiert, ein Lithosphären-Asthenosphären-Modell erstellt. Dieses stellt die Randbedingungen, die ein geodynamisches Modell der Entstehung der Skandinavischen Gebirgskette erfüllen bzw. wiedergeben muss (Weidle et al., 2010). Diese Arbeit steuert dazu ein Modell der Scherwellen-Untergundstruktur bei, das aus einer S-Wellen-Laufzeit-Tomographie und einer Analyse von S-Receiver Funktionen des MAGNUS-Datensatzes (Kap. 3; Weidle et al., 2010) erstellt wird.

Die S-Receiver Funktionsmethode analysiert konvertierte Wellen, um die Tiefenlage und den seismischen Geschwindigkeitskontrast an den Diskontinuitäten, an denen die Wellen erzeugt werden, zu ermitteln (Yuan et al., 2006). Da in der S-Receiver Funktionsmethode Wellenkonversionen mit äußerst geringer Amplitude untersucht werden, ist eine sorgfältige Datenaufbereitung notwendig, um die Wellenkonversionen in den Seismogrammen erkennbar zu machen. In diesem Zusammenhang wird in dieser Arbeit die S-Receiver Funktionsmethode detailliert analysiert und teilweise weiterentwickelt. Um die Untergundstruktur aus den resultierenden S-Receiver Funktionen zu ermitteln, werden Modellierungen der S-Receiver Funktionen durchgeführt. Dabei wird eine Vorwärtsmodellierung angewendet und eine Inversion der S-Receiver Funktionen entwickelt. Diese S-RF Inversion wurde entwickelt in Kooperation mit B.H. Jacobsen von der Universität Aarhus statt. Die aus der Inversion resultierenden Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen werden mit Hilfe von a priori Informationen und den Ergebnissen der Vorwärtsmodellierung verifiziert. Die Resultate der S-Receiver Funktionsanalyse zeigen von der Atlantikküste nach Osten eine Zunahme der Krustenmächtigkeit auf bis zu 41 km. Im oberen Erdmantel werden Konversionen beobachtet, die auf mehrere Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen in 50 – 250 km Tiefe hindeuten. Aus der Modellierung der S-Receiver Funktionen resultiert eine stark heterogene Untergundstruktur, in der kein deutlicher oder eindeutiger Verlauf von Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen erkennbar ist. Die beobachteten Konversionssignale von der 410 km und 660 km

Diskontinuitäten zeigen eine relative Abnahme der Tiefenlage dieser Diskontinuität von Südnorwegen nach Osten zum Baltischen Schild hin auf.

Zur Ermittlung der 3D Verteilung der Scherwellengeschwindigkeit im oberen Erdmantel wird eine nicht-lineare Laufzeit-Inversion (Jordan, 2003) durchgeführt. Diese bildet über den gesamten Tiefenbereich (35 – 410 km Tiefe) hinweg eine Reduktion der Scherwellengeschwindigkeit unter Südnorwegen relativ zum Baltischen Schild im Osten ab. Der Geschwindigkeitskontrast beträgt dabei maximal 4% der Scherwellengeschwindigkeit. Der Übergang zwischen erhöhter und reduzierter Geschwindigkeit verlagert sich mit zunehmender Tiefe weiter nach Osten und verläuft unterhalb von 180 km im Bereich des Oslo Grabens.

Aus den Ergebnissen der S-Receiver Funktionsanalyse und der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie wird ein integriertes Modell der Scherwellen-Untergrundstruktur erstellt. Dieses Untergrundmodell wird unter Berücksichtigung und Einbeziehung von bisherigen Untergrundmodellen (z.B. Weidle und Maupin, 2008; Svenningsen et al., 2007; Stratford et al., 2009; Maupin, 2011; Medhus et al., 2011; Frassetto und Thybo, 2010; etc.) im Hinblick auf die Entstehung der heutigen Topographie der Skandinavischen Gebirgskette interpretiert. Die seismologischen Beobachtungen aus dieser und vorherigen Studien zeigen, dass keine der Hypothesen zur Gebirgsbildung vollständig ausgeschlossen werden kann. Zum einen kann die Hebung durch isostatischen Ausgleich der beobachteten Krustenstruktur (einer Krustenwurzel) fast vollständig, ohne einen Einfluss des oberen Erdmantels, erklärt werden (Stratford et al., 2009; Svenningsen et al., 2007). Andererseits werden im oberen Erdmantel deutliche Anomalien der seismischen Geschwindigkeiten und der Tiefenlagen von Diskontinuitäten im Erdmantel beobachtet. Interpretiert werden diese Beobachtungen als Änderung der Dichte und der Temperatur. Diese Beobachtungen hingegen deuten auf einen zusätzlichen Hebungsmechanismus hin, der vom oberen Erdmantel beeinflusst ist. Ob die seismischen Anomalien im oberen Erdmantel unterhalb von Südnorwegen eine aktive Hebung (Rohrman und van der Beek, 1996) verursachten oder nur das regionale isostatische Gleichgewicht beeinflussen (Medhus et al., 2011), kann noch nicht abschließend geklärt werden. Jedoch deuten alle hier diskutierten seismologischen Beobachtungen auf unterschiedliche geodynamische Mantelprozesse zwischen Südnorwegen und Schweden hin. Zur detaillierten Analyse des Zusammenwirkens der einzelnen geodynamischen Prozesse und Mechanismen sowie die daraus entstandene Hebung in Südnorwegen bedarf es deswegen einer geodynamischen Modellierung, zu der die hier diskutierten seismologischen Studien und das hier erzeugte Modell der Scherwellen-Untergrundstruktur die Randbedingungen stellen.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Überblick	5
2.1	Die Skandinavische Gebirgskette	5
2.1.1	Die geologische Entwicklung Skandinaviens	5
2.1.2	Projekt TopoScandiaDeep	6
2.1.3	Seismologische Studien im Untersuchungsgebiet	6
2.2	Seismische Diskontinuitäten im Erdinneren	9
2.2.1	Detektion der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze	9
2.2.2	Moho, 410 km und 660 km Diskontinuitäten	10
3	Daten	13
3.1	Das MAGNUS Experiment	13
3.2	Datenauswahl	14
3.2.1	S-Receiver Funktionsanalyse	14
3.2.2	S-Wellen-Laufzeit-Tomographie	15
3.3	Datenaufbereitung	15
4	S-Receiver Funktionen	17
4.1	Grundlagen	17
4.1.1	Wellengleichung	17
4.1.2	Wellentypkonversionen	18
4.2	Einführung der S-RF Methode und Stand der Wissenschaft	21
4.2.1	Grundlagen der S-Receiver Funktionen	22
4.2.2	Unsicherheiten in der Bestimmung der Diskontinuitäten mit S-Receiver Funktionen	24
4.2.3	Schwierigkeiten und Grenzen der S-Receiver Funktionsmethode	25
4.2.4	Datenbearbeitung in der S-Receiver Funktionsmethode	26
4.2.5	Aufgabenstellung	27
4.3	Rotation ins Strahlkoordinatensystem L-Q-T	27
4.3.1	Bestimmung des Rückazimuts $B\bar{A}Z$	30
4.3.1.1	Vergleich mit Seismometer-Missorientierungen	32
4.3.2	Bestimmung des scheinbaren Auftauchwinkels i_{app}	35
4.3.3	Übersicht über weitere Methoden zur Bestimmung der Rotationsparameter	35
4.4	Dekonvolution	37
4.4.1	Dekonvolution im Frequenzbereich	38
4.4.2	Dekonvolution im Zeitbereich	39
4.4.3	Bestimmung der Receiver Funktion	41
4.4.4	Bestimmung der Dekonvolutionsstabilisierung	42

4.5	<i>Moveout</i> Korrektur	47
4.5.1	Sphärische Erde und flache Erde-Approximation	51
4.5.1.1	Sphärische Erde	51
4.5.1.2	Flache Erde-Approximation	53
4.5.1.3	Transformation zwischen sphärischer und flacher Erde	53
4.5.2	Vergleich der sphärischen und der als flach approximierten Erde	54
4.5.3	Elimination des Einflusses der Stationshöhe auf die Laufzeit	54
4.6	Stapelung der S-Receiver Funktionen	55
4.6.1	Stationsweise Stapelung der S-Receiver Funktionen	55
4.6.2	<i>CP</i> Stapelung im Zeitbereich	57
4.6.2.1	Stabilitätsuntersuchung der S-RF Stapelung	58
4.6.2.2	Bestimmung der Stapelbereichsgröße und Darstellung der <i>CP</i> gestapelten S-Receiver Funktionen	62
4.6.3	<i>CCP</i> Stapelung - <i>CP</i> Stapelung im Tiefenbereich	63
4.7	Modellierung der Untergrundstruktur	65
4.7.1	Vorwärtsmodellierung der gestapelten S-Receiver Funktionen	66
4.7.2	Inversion der gestapelten S-Receiver Funktionen	74
4.8	Fazit	85
5	S-RF Analyse in Südkandinavien	89
5.1	S-RF Abbildung der Moho Diskontinuität	90
5.2	S-RF Abbildung des oberen Erdmantels in bis zu 250 km Tiefe	95
5.3	S-RF Abbildung der Übergangszone im Erdmantel in 410 – 660 km Tiefe	105
5.4	Fazit	108
6	S-Wellen-Laufzeit-Tomographie	111
6.1	Berechnung von Laufzeitresiduen und die Methode der JI-3D Inversion	111
6.1.1	Laufzeitresiduen	111
6.1.2	JI-3D Inversion	112
6.2	Resultate der Daten des MAGNUS Experiments	114
6.2.1	Abbildung der 3D v_S Struktur	117
6.2.2	Auflösungsvermögen der Inversion	121
6.3	Fazit	125
7	Synthese und Integration der Ergebnisse	127
7.1	Synthese der Resultate der S-Receiver Funktionen und der Laufzeit-Tomographie	127
7.1.1	Die Moho Diskontinuität	127
7.1.2	Der obere Erdmantel	128
7.1.3	Die Übergangszone in 410 – 660 km Tiefe	128
7.1.4	Die Scherwellen-Untergrundstruktur unter Südnorwegen	131
7.2	Integration in bisherige Untergrundmodelle	133
7.2.1	Die Moho Diskontinuität	133
7.2.2	Der obere Erdmantel	135
7.2.3	Die Übergangszone in 410 – 660 km Tiefe	137
8	Interpretation und Diskussion	141
9	Zusammenfassung und Ausblick	145
Anhang		151
A	Stationen des MAGNUS Experimentes	151
B	Übertragungsfunktionen der KABBA Stationen	152

C	Übertragungsfunktionen der Permanentstationen	153
D	Erdbebenliste der S-RF Analyse im Zeitraum des MAGNUS Experimentes .	155
E	Erdbebenliste der S-RF Analyse außerhalb des MAGNUS Experimentes . .	158
F	Erdbebenliste der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie	160
G	Vergleich der Seismometer-Missorientierung	163
H	Resultate der stationsweisen S-RF Stapelung	164
I	Resultate der <i>CP</i> S-RF Stapelung	165
J	Resultate der <i>CCP</i> S-RF Stapelung	169
Abbildungsverzeichnis		175
Tabellenverzeichnis		177
Literaturverzeichnis		179
Hardware und Software		189
Danksagung / Acknowledgement		191
Lebenslauf		193

1 Einleitung

Die skandinavische Gebirgskette, die sich über Norwegen erstreckt, weist eine Topographie von bis zu 2500 m auf (Ebbing und Olesen, 2005). Die Mechanismen und die Ursachen, die zur Gebirgsbildung führten und somit die heutige Topographie verursachten, werden noch immer diskutiert. Dabei haben sich zwei gegensätzliche Hypothesen etabliert. Nielsen et al. (2009) erklären die heutige Topographie durch eine Kombination von Isostasie, Klima und Erosion, die auf die Überreste des kaledonischen Gebirges wirkte. Japsen und Chalmers (2000) gehen im Gegensatz dazu von einer vollständigen Erosion des kaledonischen Gebirges auf Meeresniveau aus, bevor Hebungsprozesse im Neogen eine erneute Gebirgsbildung verursachten. Nach Rohrman und van der Beek (1996) könnte diese Hebung im Neogen im Zusammenhang mit dem Island Hotspot stehen und durch eine Aufwölbung der Asthenosphäre erklärt werden.

Aus den oben genannten Hypothesen ergeben sich als mögliche Ursache der Hebung eine Verdickung der Kruste oder eine Verdünnung der Lithosphäre. Erfolgt der isostatische Ausgleich unter der Annahme der Airy Isostasie, so kann der Einfluss einer Änderung der Krustenmächtigkeit Δz_C (Gl. 1.1) bzw. der Lithosphärenmächtigkeit Δz_L (Gl. 1.2) auf die Gebirgshebung Δh_C bzw. Δh_L wie folgt abgeschätzt werden (Turcotte und Schubert, 2002).

$$\Delta h_C = \Delta z_C \frac{\rho_M - \rho_C}{\rho_C} \quad (1.1)$$

$$\Delta h_L = \Delta z_L \frac{\rho_A - \rho_L}{\rho_A} \quad (1.2)$$

Die Dichten entsprechen den durchschnittlichen Dichten der Kruste ρ_C , des oberen Erdmantels ρ_M , der Lithosphäre ρ_L und der Asthenosphäre ρ_A .

$$\rho_C = 2800 \text{ kg/m}^3 \quad \rho_M = \rho_L = 3345 \text{ kg/m}^3 \quad \rho_A = 3300 \text{ kg/m}^3.$$

Dabei wird ρ_C aus Stratford und Thybo (2011b) entnommen, die Dichten $\rho_M = \rho_L$ werden mit Hilfe des Birch Gesetzes (Gl. 1.3; Berteussen, 1977) aus den seismischen P-Wellengeschwindigkeiten v_{P_iasp91} (Kennett und Engdahl, 1991) in 50 – 120 km Tiefe berechnet und ρ_A wird über $\rho_A \approx 0,985 * \rho_L$ abgeschätzt.

$$\rho = 320 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \frac{\text{s}}{\text{km}} \cdot v_P + 770 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \quad (1.3)$$

Wird nun anstatt einer Krustenverdickung oder Lithosphärenverdünnung eine Dichteänderung $\Delta\rho_L$ im oberen Erdmantel ermittelt, so weist auch diese einen Einfluss auf die Hebung Δh_ρ auf. Es gilt unter Berücksichtigung der vertikalen Ausdehnung der Dichteänderung z_ρ (Hasterok und Chapman, 2007):

$$\Delta h_\rho = z_\rho \frac{\Delta\rho_L}{\rho_A} \quad (1.4)$$

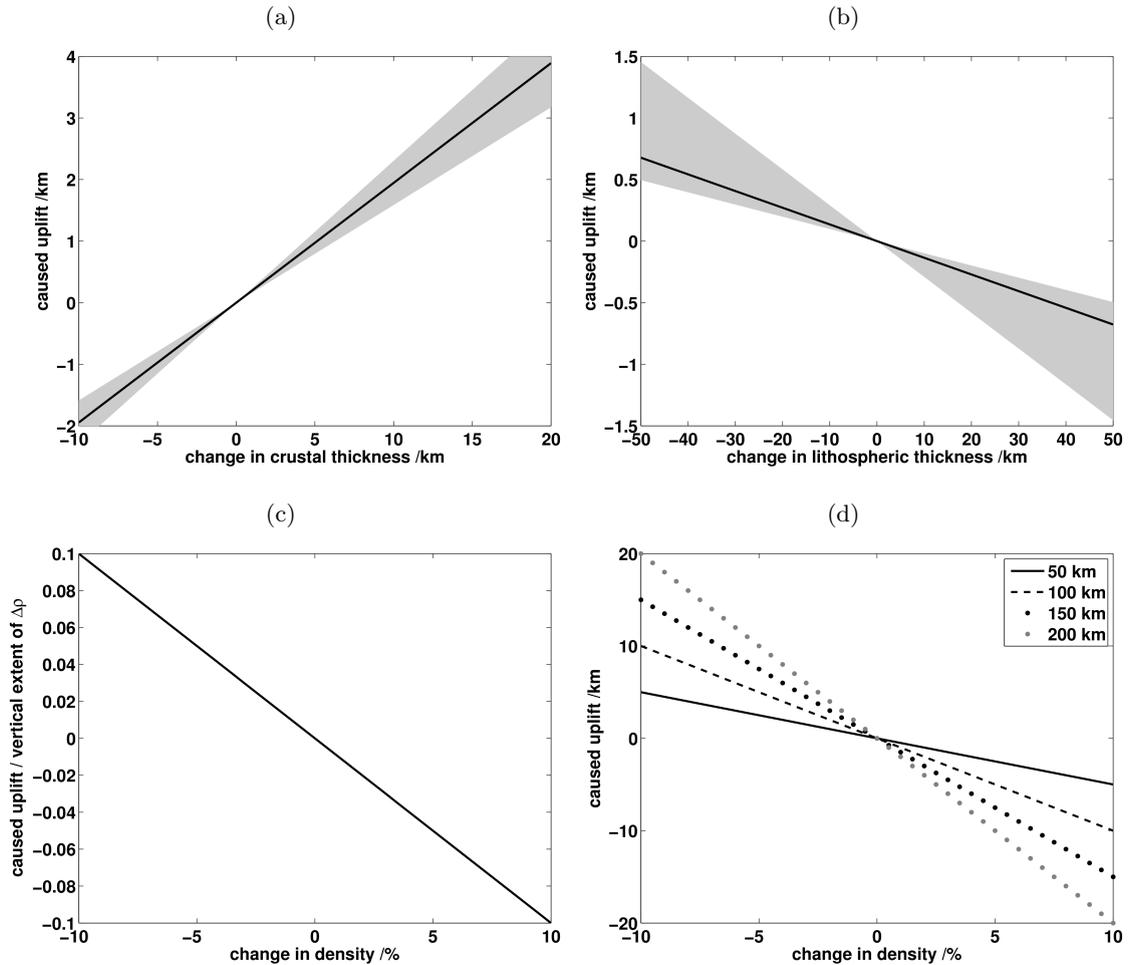


Abbildung 1.1: Abschätzung der Hebung unter Annahme der Airy Isostasie bei Änderung der Krustenmächtigkeit (a), der Lithosphärenmächtigkeit (b) oder der Dichte im oberen Erdmantel (c, d). Grau hinterlegt ist der Bereich der Hebung, der bei einer Änderung der Dichte der Lithosphäre um $\pm 3\% \rho_L$ (a) oder bei einer Dichte der Asthenosphäre von $\rho_A = d \cdot \rho_L$ mit $0.97 \leq d \leq 0.99$ (b) verursacht wird. (c, d) Der Einfluss der Dichteänderung auf die Hebung skaliert mit der vertikalen Ausdehnung der Dichteänderung in der Tiefe. Dabei zeigt (c) $\Delta h_\rho / z_\rho$, während (d) die Hebung zeigt, die eine Dichteänderung mit der vertikalen Ausdehnung von 50 km (durchgezogene Linie), 100 km (gestrichelte Linie), 150 km (schwarze Punkte) und 200 km (graue Punkte) verursacht.

In Abbildung 1.1 ist der Einfluss der unterschiedlichen Prozesse auf die Hebung, die durch isostatischen Ausgleich verursacht wird, dargestellt. Der Wirkung des isostatischen Ausgleichs wird unter Annahme einer Airy Isostasie berechnet. Die Änderung der Krustenmächtigkeit (Abb. 1.1a) weist einen großen Einfluss auf die Hebung auf. Wird die Kruste verdünnt, so wird eine negative Hebung, also eine Absenkung, verursacht, während eine Zunahme der Krustenmächtigkeit zu einer Anhebung führt. Eine Krustenverdickung von etwa 5 km gegenüber der umgebenden Krustenmächtigkeit verursacht bereits eine Hebung von etwa 1000 m. Im Gegensatz dazu zeigt eine Änderung der Lithosphärenmächtigkeit

einen geringeren Einfluss auf die Hebung (Abb. 1.1b). Wird eine Zunahme der Lithosphärenmächtigkeit beobachtet, so führt dies zu einer Absenkung des darüber liegenden Gebietes. Bei einer Lithosphärenverdünnung wird hingegen eine Hebung beobachtet. Eine Abnahme der Lithosphärenmächtigkeit um 20 km verursacht eine Hebung von etwa 300 m. Eine Veränderung der Dichte im oberen Mantel (Abb. 1.1c, d) wirkt sich ebenfalls auf die Topographie des darüber liegenden Gebiets aus. So verursacht eine Abnahme der Dichte um etwa 1%, z.B. durch eine erhöhte Temperatur, eine Hebung von 1% der vertikalen Ausdehnung der Dichteänderung (Abb. 1.1c). Bei einer Dichteänderung von -1% mit einer vertikale Ausdehnung von 50 km wird eine Hebung von etwa 500 m verursacht, während die doppelte vertikale Ausdehnung der Dichteänderung, also 100 km, die doppelte Hebung von etwa 1000 m verursacht (Abb. 1.1d). Sind die Tiefenlagen der Moho Diskontinuität und der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze bekannt und somit auch die Mächtigkeiten der Kruste und der Lithosphären, so kann aus der Änderung der Krusten- und Lithosphärenmächtigkeit relativ zur Umgebung die verursachte Hebung mit den Gleichungen 1.1 und 1.2 direkt abgeschätzt werden. Ist hingegen nur die seismische Geschwindigkeitsstruktur bekannt, so kann die Geschwindigkeit mit Hilfe des Birch Gesetzes (Gl. 1.3) in eine Dichte überführt werden. Dabei können die P-Wellengeschwindigkeit v_P und die S-Wellengeschwindigkeit v_S über ein beobachtetes v_P/v_S Verhältnis oder über $v_P/v_S = \sqrt{3}$ in Relation gesetzt werden. Anschließend kann die Hebung mit der ermittelten Dichteänderung über Gleichung 1.4 abgeschätzt werden.

Durch die Verbesserung der Kenntnis über die Struktur des Erdmantels, können mögliche Hebungsmechanismen wie Krustenverdickung, Lithosphärenverdünnung oder Dichteänderung im oberen Erdmantel ermittelt werden. Liegen dann Beobachtungen der möglichen Ursachen einer Hebung, wie eine Krustenverdickung, eine Lithosphärenverdünnung oder eine Dichteänderung im oberen Erdmantel, vor, kann die daraus resultierende Hebung abgeschätzt werden. Die Mechanismen und Prozesse im Untergrund, die eine Krustenverdickung, eine Lithosphärenverdünnung oder eine Dichteänderung im oberen Erdmantel verursachen, können allerdings nur vermutet werden. Mit Hilfe einer geodynamischen Modellierung könnten unterschiedliche Hypothesen überprüft werden, die die beobachteten Auswirkungen, wie Krustenverdickung, Lithosphärenverdünnung oder Dichteänderung im oberen Erdmantel, verursachen und somit die heutige Topographie erklären können. Die geodynamische Modellierung benötigt Randbedingungen in Form eines Untergrundmodells unter Südnorwegen (Weidle et al., 2010). Dieses Lithosphären-Asthenosphären-Modell wird im Rahmen des Projekts TopoScandiaDeep (TopoScandiaDeep, 2009) erstellt. Diese Arbeit steuert dazu ein Untergrundmodell der Scherwellen-Untergrundstruktur bei, das aus einer S-Wellen-Laufzeit-Tomographie und einer Analyse von S-Receiver Funktionen erstellt wird.

Die S-Receiver Funktionsmethode analysiert S-zu-P konvertierte Welle, die an Schichtgrenzen mit signifikanter Änderung der elastischen Eigenschaften erzeugt werden. Da die direkte S-Welle und die S-zu-P konvertierte Wellen mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten zur seismischen Messstation propagieren, werden sie dort mit einem messbaren Laufzeitunterschied registriert (Yuan et al., 2006). Dieser Laufzeitunterschied wird verwendet, um die Tiefenlage der Schichtgrenze, an der die Konversion stattfand, zu ermitteln. Unter Verwendung des Amplitudenverhältnisses zwischen der S-zu-P konvertierten Welle und der direkten S-Welle wird der an der Schichtgrenze herrschende seismische Geschwindigkeitskontrast abgeschätzt. Da die S-zu-P konvertierte Welle im Gegensatz zur direkten S-Welle nur eine geringe Amplitude von wenigen Prozent aufweist (Zoeppritz, 1919), ist eine sorgfältige Datenaufbereitung notwendig, um das Konversionssignal sichtbar zu machen (Yuan et al., 2006) und um Artefakte, die z.B. durch Interferenzen unterschiedlicher Phasen verursacht werden, zu vermeiden (Wilson et al., 2006). Im Hinblick auf eine sorgfältige Datenaufbereitung und der Schwierigkeiten, die die S-Receiver Funktionsmethode

limitiert, wird in dieser Arbeit die S-Receiver Funktionsmethode detailliert analysiert und teilweise weiterentwickelt, um die kleinen Wellenkonversionen besser und deutlicher darstellen zu können. In diesem Zusammenhang wird die S-Receiver Funktionsmethode in MATLAB[®] neu implementiert, als zukünftig neuer Bestandteil der KaSP-Toolbox (Groos, 2010). Der andere wichtige Bestandteil der Weiterentwicklung der S-Receiver Funktionsmethode beschäftigt sich mit der Modellierung der S-Receiver Funktionen. Mit deren Hilfe können Rückschlüsse auf die vorliegende v_S Geschwindigkeitsstruktur, die die S-Receiver Funktion erzeugte, gezogen werden. Neben der Anwendung einer Vorwärtsmodellierung wird eine Inversion der S-Receiver Funktionen entwickelt. Die aus der Vorwärtsmodellierung resultierenden Modelle der Geschwindigkeitsstruktur dienen zur Überprüfung der aus der Inversion resultierenden Geschwindigkeitsstrukturen. Die Entwicklung der Inversion von S-Receiver Funktionen fand im Rahmen von TopoScandiaDeep in Kooperation mit B.H. Jacobsen von der Universität Aarhus statt.

Im Folgenden wird die Gliederung der Arbeit beschrieben: In Kapitel 2 wird zuerst ein geologischer und geodynamischer Überblick über das Untersuchungsgebiet gegeben. In diesem wird die geologische Entwicklung Skandinaviens sowie mögliche geodynamische Ursachen der Gebirgsbildung beschrieben und bisherige Erkenntnisse über die Untergrundstruktur vorgestellt. Da in dieser Arbeit auch die Tiefenlagen von Diskontinuitäten speziell der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze detektiert werden sollen, werden diese Diskontinuitäten, besonders die Lithosphären-Asthenosphären-Grenze, charakterisiert. In Kapitel 3 wird das der Arbeit zugrunde liegende MAGNUS Experiment präsentiert, sowie die Datenauswahl und die vorbereitende Datenaufbereitung der angewendeten MAGNUS-Datensätze dargestellt. In Kapitel 4 wird die Methode der S-Receiver Funktionen ausführlich vorgestellt, analysiert und Weiterentwicklungen präsentiert. In der Weiterentwicklung steht vor allem die Modellierung der S-Receiver Funktionen im Vordergrund und dabei speziell die Inversion der S-Receiver Funktionen. Damit soll die 3D v_S Untergrundstruktur und im Besonderen die Tiefenlage der Diskontinuitäten und die dort herrschenden Geschwindigkeitskontraste ermittelt werden. In Kapitel 5 werden die Resultate, die sich aus der S-Receiver Funktionsanalyse und der Modellierung der S-Receiver Funktionen des MAGNUS-Datensatzes ergeben, präsentiert. Diese Präsentation und Analyse der Resultate erfolgt in Reihenfolge der Tiefenlage der einzelnen Diskontinuitäten von der Moho bis zur 660 km Diskontinuität. In Kapitel 6 wird zuerst die Methode der Laufzeit-Tomographie eingeführt und anschließend die daraus resultierende 3D v_S Verteilung dargestellt und analysiert. Diese Analyse umfasst auch die Bestimmung der Unsicherheiten in der Wiedergabe der v_S Struktur mit der Hilfe von Auflösungstests. In Kapitel 7 erfolgt zuerst eine Synthese der Resultate der S-Receiver Funktionsmethode und der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie. Anschließend wird eine Integration des erstellten Untergrundmodells der Scherwellen Struktur in bisherige Untergrundmodelle durchgeführt. In Kapitel 8 erfolgt eine Interpretation des Modells der Scherwellen-Untergrundstruktur. In Kapitel 9 wird eine Zusammenfassung der Arbeit, also der angewendeten Methoden, Weiterentwicklungen und der aus der Arbeit erzielten Ergebnisse, präsentiert. Des Weiteren wird ein Ausblick über mögliche methodische Weiterentwicklungen gegeben.

2 Überblick

2.1 Die Skandinavische Gebirgskette

2.1.1 Die geologische Entwicklung Skandinaviens

Wichtige geologische Ereignisse in der Entstehung Skandinaviens (Torsvik und Cocks, 2005; Ramberg et al., 2008) sind die kaledonische Gebirgsbildung, die Öffnung des Nordatlantiks, die Vergletscherung und Gletscherschmelze, sowie der damit einhergehende isostatische Ausgleich.

Vor ca. 500 Ma begann die kaledonische Gebirgsbildung (Torsvik und Cocks, 2005; Fossen et al., 2008b) mit der Schließung des Iapetus Ozeans und der damit einhergehenden Subduktion der ozeanischen Lithosphäre. Die endgültige Schließung des Ozeans (420–410 Ma) führte zu einer Kollision der Kontinente Baltika und Laurentia und zur kaledonischen Gebirgsbildung (bis 405 Ma; Fossen et al., 2008b). Überreste des kaledonischen Gebirges, das die Ausdehnung des heutigen Himalaya Gebirges besaß, sind neben Skandinavien auch in Irland, Schottland, Spitzbergen und Grönland zu finden (Windley, 1996). Durch Erosion, Extensionskräfte und gravitativem Kollaps wurde das kaledonische Gebirge abgetragen (405 – 359 Ma) und devonische Sedimentbecken bildeten sich aus (Fossen et al., 2008a). Durch weitere Extensionskräfte in der Kruste bildete sich im Perm (310 Ma) unter Begleitung von Vulkanismus das Oslo Rift aus (Larsen et al., 2008). Der Superkontinent Pangäa, der Gondwana und Laurussia (ehemals Baltika und Laurentia) umfasst, zerbricht in der Trias (Nøttvedt und Johannessen, 2008), der Tethys Ozean bildet sich zwischen Europa und Afrika aus (Nøttvedt und Johannessen, 2008) und in der Kreide öffnet sich der Atlantische Ozean (Brekke und Olaussen, 2008). Im Paläogen werden Norwegen und Grönland durch die Öffnung des Nordatlantiks getrennt (Martinsen und Nøttvedt, 2008). Neogene Hebungereignisse in Norwegen (seit 33 Ma) werden mit der Öffnung des Nordatlantiks und der Bildung Islands durch einen Hotspot in Verbindung gebracht (Rohrman und van der Beek, 1996). Vor der Küste Skandinaviens gefundene Sedimentbecken entstanden in einer Phase starker Sedimentation vor 33 Ma bzw. 3 – 2,5 Ma (Naust-Formation). Bis vor 10000 Jahre ist die Region durch Vergletscherungen und darauf folgenden Gletscherschmelzen, sowie die damit einhergehende Sedimentationen und Hebungen durch isostatischen Ausgleich geprägt (Vorren und Mangerud, 2008; Vorren et al., 2008). Bis heute kann in Skandinavien eine Hebung verursacht durch isostatischen Ausgleich der Gletscherlast und Schmelze beobachtet werden. Das Zentrum der Hebung befindet sich allerdings im Bottnischen Meerbusen mit etwa 8 mm/a und nicht in der Nähe des Skandinavischen

Gebirges (Dehls et al., 2000). Die heutige Hebung nimmt von der Küste ins Landesinnere zu und in Südnorwegen beträgt sie 0 – 4 mm/a (Dehls et al., 2000). Insgesamt ergibt sich durch den isostatischen Ausgleich in den letzten 11 – 13 ka eine postglaziale Hebung von bis zu 200 – 300 m in Südnorwegen (Mörner, 1981; Fjeldskaar et al., 2000). Im Bereich des Bottnischen Meerbusens variieren die Angaben zur postglazialen Hebung. Nach Mörner (1981) und Fjeldskaar et al. (2000) beträgt die Hebung mehr als 800 m, während sie nach Sharma (1984) geringer ist und nur etwa 300 m beträgt.

2.1.2 Projekt TopoScandiaDeep

Die Ursachen und Mechanismen, die zur skandinavischen Gebirgskette führten, sind auch heute noch unklar und werden intensiv debattiert. Nach der Hypothese von Nielsen et al. (2009) ist die Skandinavische Gebirgskette ein Überrest des kaledonischen Gebirges, das durch Isostasie, Klima und Erosion zur heutigen Topographie geformt wurde. Im Gegensatz dazu steht die Hypothese (Japsen und Chalmers, 2000) einer Gebirgsbildung durch Hebungseignisse im Neogen (23 Ma bis heute), die von einer kompletten Erosion des kaledonischen Gebirges auf Meeresniveau ausgeht. Die Hebung könnte anschließend durch eine Aufwölbung der Asthenosphäre im Zusammenhang mit dem Island Hotspot erklärt werden (Rohrman und van der Beek, 1996). Um Rückschlüsse auf die Ursache und die Mechanismen der Gebirgsbildung und der heutigen Topographie schließen zu können, muss zuerst die Kenntnis über die Struktur des Erdmantels und die dort auftretenden Prozesse verbessert werden. In diesem Zusammenhang untersucht das TOPO-EUROPE Projekt "TopoScandiaDeep - The Scandinavian Mountains: deep processes" (TopoScandiaDeep, 2009) die tiefen Strukturen unter Südnorwegen, um ein geophysikalisches Modell der Lithosphäre und Asthenosphäre zu erstellen. Dieses Lithosphären-Asthenosphären Modell dient als Randbedingung für eine geodynamische Modellierung, die verschiedene Hypothesen zur Gebirgsbildung und heutigen Topographie testet. Zur Erstellung des Untergrundmodells wurde zuerst die seismologische Datenbasis in Südnorwegen erweitert. Dazu wurden das passive seismologische MAGNUS Experiment (Weidle et al., 2010) und das aktive seismische Experiment MAGNUS-REX (Stratford et al., 2008) durchgeführt. Des Weiteren wurden 2009 aktive seismische Reflexions- und Refraktionsmessungen im Møre Becken durchgeführt, um die Krustenstrukturen des dortigen Ozeanbodens zu modellieren (Kvarven et al., 2011). Aus der Analyse des aktiven Refraktionsexperiments MAGNUS-REX wurde ein Krustenmodell erstellt, das neben den Kompressions- und Scherwellengeschwindigkeiten auch die Mächtigkeit der Kruste beinhaltet (Stratford et al., 2009; Stratford und Thybo, 2011a,b). Die Analyse der Kompressions-, Scher- und Oberflächenwellen der am MAGNUS Netzwerk registrierten Erdbeben führen zur 3D Geschwindigkeitsverteilung von P- und S-Wellen im Erdmantel aus der Analyse der Laufzeit von Raumwellen (Medhus et al., 2011) und Analyse der Oberflächenwellen (Weidle und Maupin, 2008; Maupin, 2011), zur Ermittlung von Tiefenlagen von Diskontinuitäten (aus P- und S-Receiver Funktionen), sowie zur Darstellung der Anisotropie (Roy, 2010). Durch die Analyse des seismischen Rauschens wurde die 3D Scherwellengeschwindigkeitsverteilung in der Kruste ermittelt (Köhler et al., 2011b). Das Untergrundmodell, welches sich aus den Resultaten der oben genannten Analysen zusammensetzt, stellt die Randbedingungen, die ein geodynamisches Modell der Entstehung der Skandinavischen Gebirgskette erfüllen bzw. wiedergeben muss.

2.1.3 Seismologische Studien im Untersuchungsgebiet

Wie in Kapitel 2.1.2 erwähnt, wurden im Rahmen von TopoScandiaDeep seismologische Untersuchungen durchgeführt, um Kenntnisse über die tiefen Strukturen unter Südnorwegen zu verbessern. Die seismologischen Studien, die im Untersuchungsgebiet vor dem Projekt TopoScandiaDeep durchgeführt wurden, liefern meist nur lokale Einblicke in die Erdstruktur an einzelnen Stationspunkten oder Stationsprofilen.

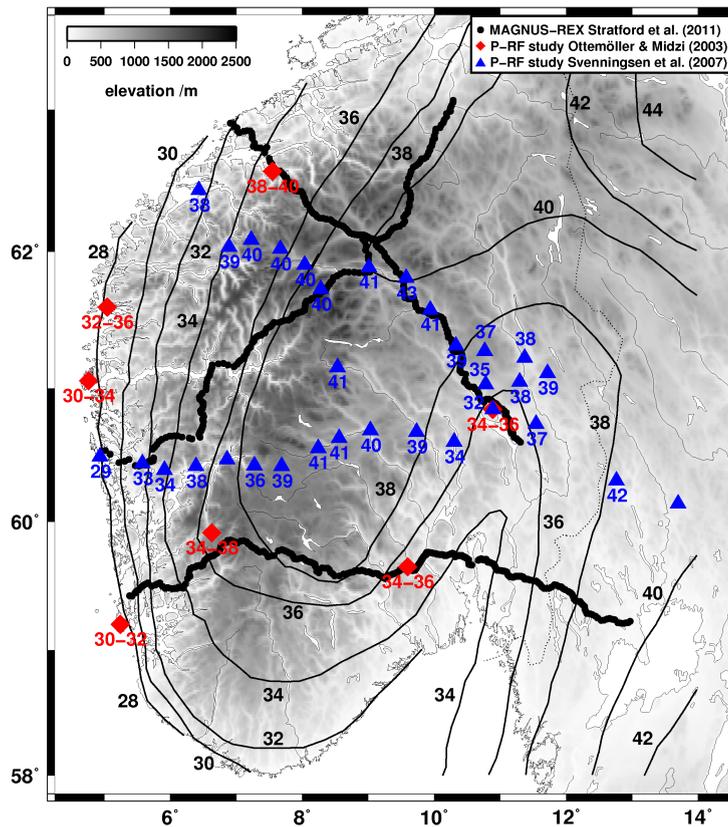


Abbildung 2.1: Darstellung der Mohotiefe aus vorangegangenen Studien. Die schwarzen Konturlinien zeigen die Mohotiefe aus einer refraktionsseismischen Messung (Stratford et al., 2009; Stratford und Thybo, 2011b). Die roten Rauten (Ottemöller und Midzi, 2003) und blauen Dreiecke (Svenningsen et al., 2007) zeigen die resultierende Mohotiefe aus P-Receiver Funktionsanalysen. Die in den 3 Studien ermittelten Mohotiefen stimmen gut miteinander überein und zeigen eine Zunahme der Mohotiefe unter dem Südschandinavischen Gebirge und nach Osten hin.

Die Tiefenlage der Moho wurde z.B. von Ottemöller und Midzi (2003) und Svenningsen et al. (2007) mit Hilfe von P-Receiver Funktionen bestimmt (Abb. 2.1). Ottemöller und Midzi (2003) ermittelten die Tiefenlage der Moho an 16 kurzperiodischen bzw. breitbandigen Stationen, die über Norwegen verteilt sind. In Südnorwegen nimmt die Mohotiefe von der westlichen Küste von 30 – 32 km nach Osten hin zu und beträgt z.B. 34 – 36 km an der Station KONO. Die Tiefe der Moho nimmt auch entlang der westlichen Küste von Süden (30 – 32 km an der Station KMY) nach Norden hin zu; an der Station MOL beträgt die ermittelte Mohotiefe 38 – 40 km (Ottemöller und Midzi, 2003). Svenningsen et al. (2007) ermittelten den Tiefenverlauf der Moho ebenfalls aus P-Receiver Funktionen an 2 sich kreuzenden Stationslinien (Abb. 2.1). Stationslinie 1 verlief in Nordwest-Südost Richtung von Ålesund nach . Die Mohotiefe verläuft wie folgt: Zuerst nimmt die Mohotiefe von Nordwesten nach Südosten hin zu und erreicht die maximale Mohotiefe von 43 km an Station JH03, dann flacht die Mohotiefe nach Südosten hin ab und erreicht im Oslo Graben die minimale Mohotiefe von 29 km an Station NAO01. Weiter nach Südosten hin nimmt die Mohotiefe in Richtung Südschweden wieder auf mehr als 40 km an Station HFC2 zu (Svenningsen et al., 2007). Die zweite Stationslinie verlief in West-Ost Richtung von Bergen zum NORSAR Array. Auch an dieser Stationslinie ist eine Zunahme der Mohotiefe von West nach Ost (29 km an BT23 zu mehr als 40 km an BT14 und BT13) mit einer Verdünnung der Kruste im Oslo Graben (32 km an NAO01) sichtbar, bevor die Mohotiefe nach Osten hin wieder auf ca. 39 km an NC405 zunimmt (Svenningsen et al., 2007). Svenningsen et al. (2007) interpretieren ihre Ergebnisse, die Zunahme der Mohotiefe von der

Küste ins Landesinnere auf über 40 km gefolgt von deren Abnahme nach Osten hin, als krustale Wurzel des Skandinavischen Gebirges. Beide Studien beobachten eine Zunahme der Mohotiefe von der Küste ins Landesinnere. Im Rahmen von TopoScandiaDeep wurden die krustalen Eigenschaften (Krustentiefe und -geschwindigkeiten) aus der Analyse der aktiven seismischen Refraktionsmessung MAGNUS-REX bestimmt (Stratford et al., 2008; Stratford und Thybo, 2011b) und mit bestehenden Messungen der Mohotiefen (Kinck et al., 1993) zu einer neuen Mohotiefenkarte zusammengefügt (Abb. 2.1). Die in Stratford et al. (2008) und Stratford und Thybo (2011b) ermittelten Mohotiefenkarten zeigen eine Zunahme der Moho von West (28 km) nach Ost (im Landesinnere ca. 38 – 40 km), mit einer Krustenverdünnung in der Region des Oslo Grabens (34 – 36 km). Dieser Trend im Verlauf der Mohotiefe stimmt gut mit dem von Svenningsen et al. (2007) überein, obwohl die dort bestimmte Mohotiefe ca. 4 km tiefer liegt. Köhler et al. (2011b) untersuchte das seismische Rauschen und führte eine Rausch-Tomographie mit Rayleighwellen durch, um die Verteilung der Rayleigh Gruppengeschwindigkeit zu ermitteln. Die Geschwindigkeitsstruktur der oberen Kruste bestimmt mit Rayleighwellen der Periode $T = 3$ s zeigt große Übereinstimmung mit den Gesteinsdichten ρ der Oberflächengeologie: In Gebieten mit hoher Gesteinsdichte ist die Gruppengeschwindigkeit erhöht und in dem mit Sedimenten gefüllten Oslo Graben erniedrigt (Köhler et al., 2011b). Ein Vergleich der Rayleigh Gruppengeschwindigkeit bei $T = 25$ s zeigt gute Übereinstimmung mit der Tiefenlage der Moho: In Regionen mit flacher Mohotiefe ist die Geschwindigkeit höher als in Regionen mit größerer Mohotiefe (Köhler et al., 2011b). Die Tomographie des umgebenden Hintergrundrauschens (engl. *ambient noise tomography*) führt zu Erstellung eines 3D Geschwindigkeitsmodells (Köhler et al., 2011a). Das resultierende 3D $v_S(z)$ Modell weist eine Zunahme der Mohotiefe von der Küste ins Landesinnere hinein auf. Die größten Mohotiefen werden unterhalb des Südschandinavischen Gebirges beobachtet (Köhler et al., 2011a). Auch in der Scherwellengeschwindigkeit wird im oberen Erdmantel eine Zunahme von v_S von der Küste zum Südschandinavischen Gebirge hin beobachtet (Köhler et al., 2011a).

Neben den Untersuchungen der Krusteneigenschaften und -mächtigkeit gibt es auch Untersuchungen der Geschwindigkeitsstruktur des oberen Erdmantels. Weidle und Maupin (2008) untersuchten die S-Wellen-Geschwindigkeitsstruktur in Nordeuropa mit Hilfe von Gruppengeschwindigkeiten von Oberflächenwellen und beobachteten eine langsame v_S Zone, die sich wie ein Kanal von Island nach Südnorwegen und Südschweden ausbreitet. Unter Südnorwegen wird in einer Tiefe von 70 – 150 km eine Reduktion in v_S beobachtet, die in einer Tiefe von 70 – 115 km etwa 10% relativ zum Erdreferenzmodell ak135 (Kennett et al., 1995), also 10% v_{S_ak135} , beträgt (Weidle und Maupin, 2008). Die Reduktion der seismischen S-Wellengeschwindigkeit unter Südnorwegen und die Verbindung zwischen Island und Südnorwegen verstärkt die Hypothese eines Zusammenhangs zwischen Prozessen im oberen Erdmantel und der Hebung des südschandinavischen Gebirges (Weidle und Maupin, 2008). Die bei Weidle und Maupin (2008) beobachtete v_S Reduktion von etwa 10% v_{S_ak135} kann mit dem Birch Gesetz (Gl. 1.3; Berteussen, 1977) mit $v_{P_ak135}/v_{S_ak135} \approx 1,79$ in eine Dichteänderung von etwa $-7,5\%$ überführt werden. In Abhängigkeit von der vertikalen Ausdehnung der Dichteänderung z_ρ wird hier unter Annahme der Airy Isostasie eine Hebung von etwa $0,075 \cdot z_\rho$ (Gl. 1.4, Abb. 1.1c) abgeschätzt. Bei einer neueren Analyse von Rayleighwellen, die nun am MAGNUS Netzwerk registriert wurden, bestimmt Maupin (2011) die Phasengeschwindigkeit der Rayleighwellen und invertiert diese in die Tiefe, um ein mittleres 1D v_S Profil für Südnorwegen zu berechnen. Maupin (2011) ermittelt eine Reduktion der Scherwellengeschwindigkeit unter Südnorwegen von etwa 2% v_{S_ak135} in einer Tiefe von 150 km. Daraus wird unter Verwendung des Birch Gesetz (Gl. 1.3; Berteussen, 1977) und $v_{P_ak135}/v_{S_ak135} \approx 1,80$ eine Dichteänderung von etwa $-1,5\%$ abgeschätzt. Unter Annahme der Airy Isostasie wird hier daraus eine Hebung von etwa $0,015 \cdot z_\rho$ (Gl. 1.4, Abb. 1.1c) in Abhängigkeit der vertikalen Ausdehnung der Dichteänderung z_ρ abgeschätzt. Eine Reduktion der seismischen Geschwindigkeit ist nicht nur bei Scherwellen beobacht-

bar, sondern auch bei Kompressionswellen. Medhus et al. (2009) berechneten teleseismische Laufzeitresiduen von P-Wellen in Skandinavien und ermitteln Laufzeitverzögerungen der P-Wellen unter Südnorwegen und Norddänemark relativ zur schnelleren P-Wellenankünfte in Südschweden. Medhus et al. (2009) interpretieren die Laufzeitverzögerung als verringerte P-Wellengeschwindigkeit unter Südnorwegen und Norddänemark relativ zum Baltischen Schild in Südschweden, welcher mit einer dickeren Lithosphäre in Verbindung gebracht wird (Medhus et al., 2009). Aus den relativen und absoluten Laufzeitresiduen von Medhus et al. (2009) resultiert mit Hilfe einer P-Wellen-Laufzeit-Tomographie ein 3D Abbild der v_P Verteilung (Medhus et al., 2011). Dies zeigt in 100 – 300 km Tiefe unter Südnorwegen eine Reduktion von v_P relativ zum Baltischen Schild im Osten mit einem Geschwindigkeitskontrast von $\pm 2\% v_{P_{ak135}}$ bzw. 0,4 km/s (Medhus et al., 2011). Unter Verwendung des Birch Gesetzes (Gl. 1.3; Berteussen, 1977) wird hier die Geschwindigkeitsänderung von $-2\% v_{P_{ak135}}$ unter Südnorwegen in eine Dichteänderung von etwa -2% überführt, woraus hier unter Annahme der Airy Isostasie eine Hebung von etwa $0,02 \cdot z_\rho$ (Gl. 1.4, Abb. 1.1c) in Abhängigkeit der vertikalen Ausdehnung der Dichteänderung z_ρ abgeschätzt wird.

Die Ergebnisse der bisherigen und neueren (TopoScandiaDeep, 2009) seismologischen Untersuchung in Südnorwegen deuten auf eine Reduktion der seismischen Geschwindigkeiten (v_P und v_S) unter Südnorwegen hin. Die bisherigen Informationen über die krustale Struktur unter Südnorwegen fließen in die Modellierung der S-Receiver Funktionen als Eingabeparameter (Kap.4.7) und in die Laufzeitinversion bei der Korrektur der krustalen Laufzeiteffekte (Kap. 6) ein.

2.2 Seismische Diskontinuitäten im Erdinneren

2.2.1 Detektion der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze

Im Rahmen von TopoScandiaDeep und der Erstellung eines geophysikalischen Untergrundmodells ist die Detektion der Tiefenlänge der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (LAB von engl. *Lithosphere-Asthenosphere-Boundary*) von großer Bedeutung. Wäre ein asthenosphärischer Diapir die Ursache der Hebung in Skandinavien und hätte somit die heutige skandinavische Gebirgskette verursacht (Rohrman und van der Beek, 1996), so müsste man eine Aufwölbung der LAB unter Skandinavien beobachten (Kap. 1).

Die starre Lithosphäre, die die Erdkruste und den oberen Bereich des Erdmantels umfasst, bewegt sich auf der Asthenosphäre, dem konvektiven Mantel, in Richtung der Plattenbewegung. Verschiedene Materialeigenschaften (petrologische, rheologische, thermische, seismische und elektrische) führen zu unterschiedlichen Definitionen der Lithosphäre und somit auch der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (Artemieva, 2009; Eaton et al., 2009; Fisher et al., 2010; Jones et al., 2010). Im Folgenden werden diese Materialeigenschaften der Lithosphäre und Asthenosphäre und ihre Änderungen an der LAB kurz erläutert:

- **petrologisch:** Die Lithosphäre und die Asthenosphäre unterscheiden sich in ihrer chemischen Zusammensetzung. In der Asthenosphäre treten im Gegensatz zur Lithosphäre partielle Schmelze und hydrierte Gesteine auf (Artemieva, 2009; Eaton et al., 2009) und der Eisengehalt ändert sich am Übergang der Lithosphäre zur Asthenosphäre.
- **rheologisch:** Die Lithosphäre und die Asthenosphäre unterscheiden sich in der Festigkeit ihres Materials und dadurch in ihrem Deformationsverhalten (Stein und Wyssession, 2003). In der Lithosphäre treten elastische Verformungen auf, die in viskose und duktile Verformungen in der Asthenosphäre übergehen (Jones et al., 2010).

- **thermisch:** An der thermischen LAB ändert sich die Art des Wärmetransports. In der Lithosphäre ist der Wärmetransfer konduktiv, während er in der Asthenosphäre konvektiv ist (Artemieva, 2009; Eaton et al., 2009). Die thermische LAB und deren Tiefe wird aus dem Schnittpunkt der Geotherme mit der Erdmantel-Adiabaten bestimmt und liegt bei einer Isothermen von etwa 1300°C (Artemieva, 2009).
- **seismisch:** Die Lithosphäre und somit die LAB werden über zwei unterschiedliche seismische Eigenschaften, die seismische Anisotropie und die seismische Geschwindigkeit, definiert. Die seismische Geschwindigkeit ist in der Lithosphäre höher als in der Asthenosphäre, wodurch die seismische LAB durch eine Abnahme der seismischen Geschwindigkeit definiert wird (Artemieva, 2009; Fisher et al., 2010; Jones et al., 2010). Diese Geschwindigkeitsabnahme wird durch die Änderung bzw. Zunahme der Temperatur mit der Tiefe und den somit in der Asthenosphäre auftretenden partiellen Schmelzen und wasserhaltigen Mineralen in Verbindung gebracht (Artemieva, 2009; Fisher et al., 2010). In der Lithosphäre und der Asthenosphäre ist eine Richtungsabhängigkeit der seismischen Geschwindigkeit (Anisotropie) zu beobachten. In der Asthenosphäre ist die Richtung der schnellen Geschwindigkeit parallel zur absoluten Plattenbewegung, während in der Lithosphäre fossile Anisotropie (Richtung der schnellen Geschwindigkeit parallel zur vergangenen, im Gestein gespeicherten Deformation) beobachtet wird (Jones et al., 2010; Artemieva, 2009). Zusätzlich kann die seismische LAB als Beginn der Mantelkonvektion definiert werden (Artemieva, 2009) und entspricht damit wieder einer rheologischen Grenzschicht.
- **elektrisch:** Die elektrische LAB wird über die Zunahme der elektrischen Leitfähigkeit mit der Tiefe definiert. In der Lithosphäre ist der elektrische Widerstand hoch, während die Asthenosphäre eine hohe elektrische Leitfähigkeit besitzt (Artemieva, 2009; Eaton et al., 2009; Jones et al., 2010). Die Zunahme der elektrischen Leitfähigkeit in der Asthenosphäre wird mit den dort auftretenden partiellen Schmelzen erklärt (Jones et al., 2010).

Diese unterschiedlich definierten "LABs", an denen sich verschiedene Materialeigenschaften ändern, werden mit dafür empfindlichen Methoden detektiert (Eaton et al., 2009; Fisher et al., 2010; Jones et al., 2010). Mit Hilfe von Xenolith-Daten wird die Tiefenlage der petrologischen und der thermischen LAB bestimmt (Eaton et al., 2009). Die Tiefenlage der rheologischen LAB wird durch numerische Modellierung von z.B. Kriechprozessen oder postglazialer Hebung abgeschätzt (Eaton et al., 2009). Die elektrische LAB wird durch Magnetotellurikmessungen und deren Modellierung detektiert, während die seismische LAB durch Analyse von Oberflächen- und Raumwellen (Inversion von Oberflächen- und Raumwellen, SKS-Doppelbrechung und Receiver Funktionen) bestimmt werden kann (Eaton et al., 2009; Fisher et al., 2010; Jones et al., 2010). Die Abnahme der seismischen Geschwindigkeit wird z.B. in 1D Scherwellengeschwindigkeitsprofilen, die aus gemessenen Phasengeschwindigkeiten von Oberflächenwellen berechnet wurden, beobachtet (Fisher et al., 2010; Jones et al., 2010; Eaton et al., 2009). Die Tiefenlage der seismischen LAB wird aus diesen 1D $v_S(z)$ Modellen oder mit Hilfe der Receiver Funktionsmethode aus der Analyse der an der Grenzschicht konvertierten Wellen bestimmt (Fisher et al., 2010; Eaton et al., 2009; Jones et al., 2010). Durch die verschiedenen Definitionen der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze und die dadurch unterschiedlichen Detektionsmethoden werden variierende Tiefenlagen der LABs bestimmt. Jones et al. (2010) vergleichen die Tiefenlage der elektrischen (eLAB) und der seismischen LABs (sLAB) in Europa. Die seismischen LABs wurden mit Hilfe der Receiver Funktionen (sLABrf) und durch eine empirische Anpassung der LAB-Tiefe an P-Laufzeitresiduen (sLABa) bestimmt (Jones et al., 2010). Dabei zeigen die Autoren auf, dass Tiefenlagen der LABs je nach Alter und Ursprung des Lithosphären-Asthenosphären-Systems übereinstimmen oder variieren. Im phanerozoischen Europa stimmen sLABrf und eLAB gut überein, während im präkambrischen

Europa auf der einen Seite sLABa und sLABrf und auf der anderen Seite eLAB mit der bestimmten LAB Tiefenlage aus Oberflächenwellen übereinstimmen (Jones et al., 2010). Nur der grobe Trend der LAB Tiefenlage, eine Zunahme der LAB Tiefenlage vom phanerozoischen zum präkambrischen Europa, stimmt bei den verschiedenen LABs überein (Jones et al., 2010).

2.2.2 Moho, 410 km und 660 km Diskontinuitäten

Mit der Receiver Funktionsmethode wird jedoch nicht nur die Lithosphären-Asthenosphären-Grenze detektiert, sondern es kann auch die Tiefenlage der Mohorovičić Diskontinuität, der 410 km oder der 660 km Diskontinuität ermittelt werden.

Die Mohorovičić Diskontinuität (auch Moho) trennt die Kruste und den oberen Erdmantel. Im Erdreferenzmodell iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991) liegt die Moho 35 km tief. Die tatsächliche Tiefe variiert in der Erde von 5 – 15 km unter Ozeanen bis 20 – 70 km unter Kontinenten (Lay und Wallace, 1995). An der Mohorovičić Diskontinuität ändern sich z.B. die seismischen Geschwindigkeiten sprunghaft (Kennett und Engdahl, 1991):

$$\begin{aligned} v_{P_crust_iasp91} &= 6,50 \frac{\text{km}}{\text{s}} & v_{P_mantle_iasp91} &= 8,04 \frac{\text{km}}{\text{s}} \\ v_{S_crust_iasp91} &= 3,75 \frac{\text{km}}{\text{s}} & v_{S_mantle_iasp91} &= 4,47 \frac{\text{km}}{\text{s}} \end{aligned}$$

Der Erdmantel wird in den oberen (Moho - 660 km) und unteren Erdmantel (660–2889 km) unterteilt (Lay und Wallace, 1995). Der Übergang von oberem zu unterem Erdmantel ist nicht sprunghaft, sondern eine Übergangszone in 410 – 660 km Tiefe im iasp91 Erdmodell. In diesen Tiefen finden durch die Zunahme der Dichte Phasenübergänge statt, die zu einer dichteren Gitterstruktur führen (Lay und Wallace, 1995). Dadurch nehmen die seismischen Geschwindigkeiten sprunghaft zu (Kennett und Engdahl, 1991):

$$\begin{aligned} v_{(P<410km_iasp91)} &= 9,03 \frac{\text{km}}{\text{s}} & v_{(P>410km_iasp91)} &= 9,36 \frac{\text{km}}{\text{s}} \\ v_{(S<410km_iasp91)} &= 4,87 \frac{\text{km}}{\text{s}} & v_{(S>410km_iasp91)} &= 5,07 \frac{\text{km}}{\text{s}} \\ v_{(P<660km_iasp91)} &= 10,20 \frac{\text{km}}{\text{s}} & v_{(P>660km_iasp91)} &= 10,79 \frac{\text{km}}{\text{s}} \\ v_{(S<660km_iasp91)} &= 5,60 \frac{\text{km}}{\text{s}} & v_{(S>660km_iasp91)} &= 5,95 \frac{\text{km}}{\text{s}} \end{aligned}$$

Neben den hier genannten Diskontinuitäten (Moho, LAB, 410 km und 660 km Diskontinuität) können auch bisher "unbekannte" Diskontinuitäten innerhalb der Kruste oder des Erdmantels detektiert werden, wenn an der Diskontinuität eine signifikante Änderung der elastischen Eigenschaften, vorwiegend der seismischen Geschwindigkeiten, auftritt. Aus der ermittelten Tiefenlage der Diskontinuitäten kann dann auf die Struktur (z.B. verdünnte Lithosphäre) und die dort vorherrschenden Prozesse (z.B. aufsteigendes Asthenosphärenmaterial) geschlossen werden.

3 Daten

3.1 Das MAGNUS Experiment

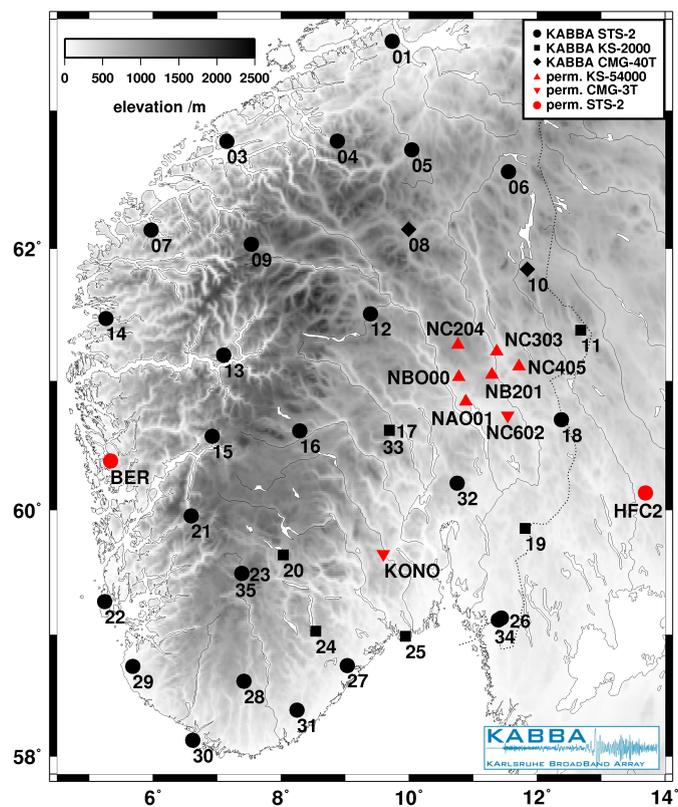


Abbildung 3.1: Das Netzwerk, welches sich aus den mobilen KABBA Stationen (schwarz) und Permanentstationen (rot) zusammensetzt, umfasst folgende breitbandige Sensoren: STS-2 (Kreis), KS-2000 (Quadrat), CMG-40T (Raute), KS-54000 (Dreieck) und CMG-3T (umgedrehtes Dreieck). Den KABBA Stationen wird das Kürzel NWG für Norwegen vorangestellt.

Um die seismologische Datenbasis in Südnorwegen zu erweitern, wurde das MAGNUS Experiment durchgeführt (Weidle et al., 2010). MAGNUS ist die Abkürzung für "MANTle InvestiGations of Norwegian Uplift Structures" und dieser Name zeigt das Ziel des Experimentes auf: die Untersuchung der Struktur des Erdmantels unter Südnorwegen. Im

Rahmen von TopoScandiaDeep (Kap. 2.1.2) wurden die seismologischen Daten ausgewertet, um ein geophysikalisches Lithosphären-Asthenosphären Modell von Südnorwegen zu erstellen und um Ursachen bzw. Mechanismen der Hebungen des Skandinavischen Gebirges erklären zu können. Das MAGNUS Netzwerk (Abb. 3.1 und Tabelle A.1) setzt sich aus 31 mobilen Breitbandstationen des **K**ARlsruhe **B**road**B**and **A**rrays (KABBA) und 10 breitbandigen Permanentstationen (HFC2, KONO, BER und NORSAR array) zusammen. 25 STS-2, 6 KS-2000, 2 CMG-40T, 6 KS-54000 und 2 CMG-3T Sensoren registrierten kontinuierlich die Bodenschwingungsgeschwindigkeit. Da an 3 Standorten ein starkes seismisches Hintergrundrauschen beobachtet wurde, mussten die aufgestellten Sensoren versetzt werden. Diese Standortveränderung ging mit einer Umbenennung der Stationen einher: NWG23 \rightarrow NWG35, NWG26 \rightarrow NWG34 und NWG17 \rightarrow NWG33. Im Zeitraum von September 2006 bis Juli 2008 registrierten diese 41 Seismometer kontinuierlich das seismische Hintergrundrauschen und die globale Seismizität. Insgesamt wurden 347 teleseismische Erdbeben ($\Delta \geq 40^\circ$ und $M_w \geq 6,0$ bzw. $M_w \geq 5,1$ in Afrika) und 74 regionale Erdbeben ($\Delta \leq 40^\circ$ und $M_w \geq 5,1$) aufgezeichnet.

3.2 Datenauswahl

3.2.1 S-Receiver Funktionsanalyse

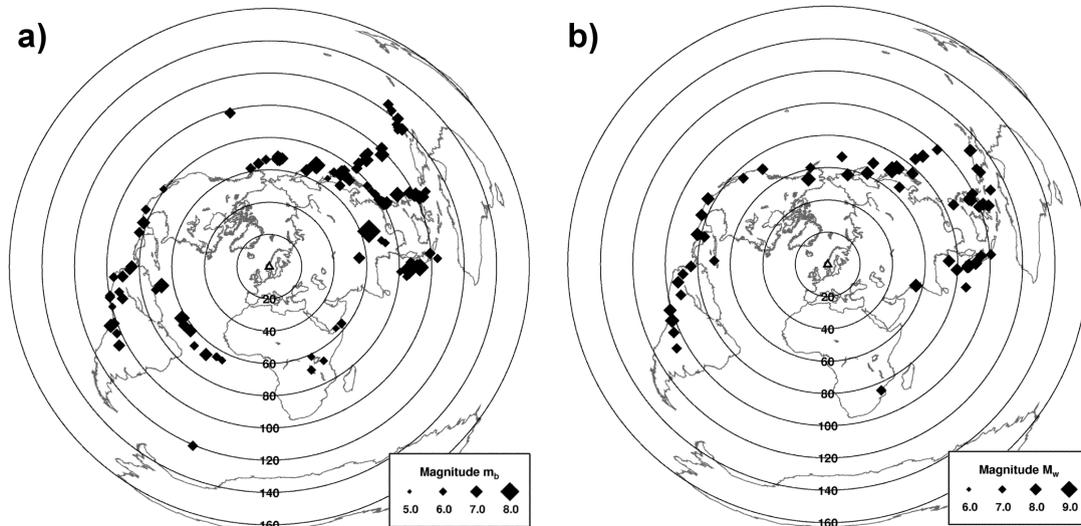


Abbildung 3.2: Epizentrale Darstellung der Erdbeben, die in der S-RF Analyse untersucht wurden. Die Epizentren sind als Rauten dargestellt, deren Größe mit der Magnitude skaliert. a) Erdbeben, die am MAGNUS Netzwerk registriert wurden. b) Erdbeben, die im Zeitraum von 1999 bis 2010 außerhalb des MAGNUS Experiments stattfanden und an den Permanentstationen KONO oder HFC2 aufgezeichnet wurden.

Zur Berechnung der S Receiver Funktionen werden Erdbeben ausgewählt, deren S- bzw. SKS-Wellen den Erdmantel unterhalb des Stationsnetzwerkes durchlaufen und auf eine dortige Diskontinuität mit einem Einfallswinkel i treffen, der kleiner als der kritische Winkel i_c ist. Bei der Untersuchung von $S_{LAB}P$ Wellen, also S-Wellen, die an der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (LAB) zu P-Wellen konvertieren, werden Erdbeben ausgewertet, die sich in einer Epizentraldistanz von $\Delta \geq 55^\circ$ ereigneten (Yuan et al., 2006). Bei der Berechnung von $S_{410}P$ bzw. $S_{660}P$ werden Erdbeben aus größerer Entfernung ($\Delta \geq 75^\circ$ bzw. $\Delta \geq 90^\circ$) untersucht (Yuan et al., 2006). $S_M P$ Wellen können auch schon bei einer geringen Entfernung von $\Delta \geq 20^\circ$ beobachtet werden (Yuan et al., 2006). Es werden nun Erdbeben untersucht, die sich in 55° bis 125° Epizentraldistanz ereigneten und ein gutes Signal-Rausch-Verhältnis ($SNR \geq 2$) der S- ($55^\circ \leq \Delta \leq 85^\circ$) bzw. SKS-Wellen ($85^\circ \leq \Delta \leq 125^\circ$) aufweisen.

Diese Kriterien erfüllen 143 Erdbeben, die am MAGNUS Netzwerk registriert wurden (Abb. 3.2a und Tabelle D.1). Zusätzlich zu den von MAGNUS registrierten Erdbeben werden auch 57 Erdbeben (Abb. 3.2b und Tabelle E.1) ausgewertet, die sich zwischen dem 1.1.1999 und 31.12.2010 ereigneten und an der Permanentstation KONO aufgezeichnet wurden. Bei Erdbeben, die sich im Zeitraum 2001-2004 ereigneten, werden zusätzlich noch Registrierungen der Permanentstation HFC2 verwendet. Die zusätzlichen Erdbeben, die außerhalb des MAGNUS Experimentes stattfanden, wurden bei den Datenzentren IRIS und ORFEUS angefordert. Die azimutale Überdeckung des S-RF Datensatzes ist sehr gut. Die meisten Erdbeben ereigneten sich in einem BAZ Bereich von 50° - 100° und 210° - 300° . Azimutale Lücken von 300° - 350° und 100° - 210° konnten mit der Untersuchung von Erdbeben unter Nordamerika und Afrika geschlossen werden.

3.2.2 S-Wellen-Laufzeit-Tomographie

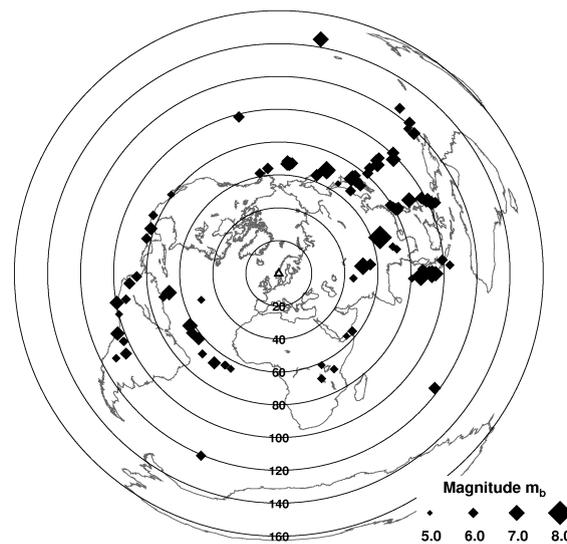


Abbildung 3.3: Epizentrale Darstellung der Erdbeben, die in der S-Wellen Tomographie untersucht wurden. Die Epizentren sind als Rauten dargestellt, deren Größe mit der Magnitude skaliert.

Bei der Bestimmung der 3D Geschwindigkeitsstruktur unter Südnorwegen wird die Laufzeit der Scherwellen von Erdbeben analysiert, die sich in einer Epizentraldistanz von $\Delta \geq 40^\circ$ ereigneten und somit große Teile des Erdmantels unterhalb des Stationsnetzwerks durchlaufen. Um den Ersteinsatz und somit die Laufzeit der Scherwellen bestimmen zu können, müssen diese über das gesamte Stationsnetzwerk gut sichtbar sein. Diese Kriterien ($\Delta \geq 40^\circ$ und gutes Signal-Rausch-Verhältnis) erfüllen 128 Erdbeben, die am MAGNUS Netzwerk registriert wurden. Die azimutale Überdeckung (Abb. 3.3 und Tabelle F.1) der Erdbeben und somit die Durchstrahlung des Erdmantels unterhalb Südnorwegen ist sehr gut. Eine azimutale Lücke im Südosten kann mit ausgewählten schwächeren Erdbeben, die sich unter Afrika ereigneten, geschlossen werden.

3.3 Datenaufbereitung

Ein Seismogramm $s(t)$ beschreibt den zeitlichen Verlauf der Bodenbewegung, welche mit einem Seismometer registriert wird. Dabei entspricht $s(t)$ einer Faltung von Quellsignal $g(t)$, Übertragungsfunktion der Erde $r(t)$ und Übertragungsfunktion des Seismometers $i(t)$ (Gl. 3.1).

$$s(t) = g(t) * r(t) * i(t) \quad (3.1)$$

Um die wahre Bodenschwinggeschwindigkeit, die das Seismometer registriert, analysieren zu können, müssen die seismischen Daten aufbereitet werden. Dazu wird als erstes der Mittelwert der Daten und der lineare Trend innerhalb der Daten entfernt, bevor der Einfluss des Seismometers $i(t)$ eliminiert wird. Mit Hilfe der Restitution wird die Übertragungsfunktion des Seismometers $i(t)$ aus den Seismogrammen entfernt. Das restituierte Seismogramm $s_{rest}(t)$ (Gl. 3.2) setzt sich nur noch aus dem Quellsignal und der Übertragungsfunktion der Erde, also dem Einfluss der Erdstruktur, zusammen.

$$s_{rest}(t) = g(t) * r(t) \quad (3.2)$$

Da sich das MAGNUS-Netzwerk aus unterschiedlichen Sensoren zusammensetzt (Kap. 3.1), ist die Restitution von wesentlicher Bedeutung, um die Seismogramme mehrerer Stationen kombiniert untersuchen zu können. Die unterschiedlichen Übertragungsfunktionen der einzelnen Sensoren sind in den Tabellen B.1 und C.1 im Anhang aufgelistet und in den Abbildungen B.1 und C.1 graphisch dargestellt. Die restituierten Seismogramme, die nun die wahre Bodenschwinggeschwindigkeit in nm/s wiedergeben, werden ab hier je nach durchzuführender Analyse separat weiterverarbeitet.

- **S-Receiver Funktionsanalyse:** Die seismischen Daten, die als Bodenschwinggeschwindigkeit vorliegen, werden zu Bodenverschiebungen integriert. Anschließend wird ein Butterworth Bandpassfilter 2. Ordnung von 5 – 25 s vorwärts und rückwärts auf die Seismogramme angewendet. Dadurch wird ein Nullphasen Filter (engl. zero phase) generiert, das für alle Frequenzen eine Phasenantwort von null aufweist (Scherbaum, 1996). Die weitere Datenbearbeitung ist in Kapitel 4 beschrieben.
- **S-Wellen Tomographie:** Auf die seismischen Daten der Bodenschwinggeschwindigkeit wird ein Butterworth Bandpassfilter 2. Ordnung von 8 – 20 s vorwärts und rückwärts auf die Seismogramme angewendet (Moser, 2009; Roy, 2011), wodurch ein Nullphasen Filter generiert wird. Die weitere Datenbearbeitung ist in Kapitel 6 beschrieben.

4 S-Receiver Funktionen

4.1 Grundlagen

Da bei der S-Receiver Funktionsmethode S-zu-P konvertierte Wellen analysiert werden, werden in diesem Abschnitt zuerst die Grundlagen, also die Lösung der Wellengleichung und Wellentypkonversionen, erläutert.

4.1.1 Wellengleichung

Zur Beschreibung der zu analysierenden P- und S-Wellen muss die homogene Impuls-Dichte-Gleichung (Gl. 4.1) in einem Kontinuum gelöst werden. Deren Lösung erfolgt nach Aki und Richards (2002) sowie Lay und Wallace (1995). Zur Lösung der homogenen Impuls-Dichte-Gleichung wird das Hookesche Gesetz (Gl. 4.2) in vereinfachter Form (Gl. 4.3) und das Helmholtz Theorem (Gl. 4.5) benötigt.

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} = \rho \frac{\partial^2 u_i(\vec{x}, t)}{\partial t^2} \quad (4.1)$$

Die Impuls-Dichte-Gleichung (Gl. 4.1) zeigt den Zusammenhang zwischen den im Medium wirkenden Spannungen σ_{ij} und den daraus resultierenden Verschiebungen $u_i(\vec{x}, t)$. In Gleichung 4.1 geht auch die Dichte ρ ein. Die Impuls-Dichte-Gleichung (Gl. 4.1) wird mit Hilfe des Hookeschen Gesetzes (Gl. 4.2) in die elastodynamische Wellengleichung (Gl. 4.4) überführt.

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \epsilon_{kl} \quad (4.2)$$

Das Hookesche Gesetz (Gl. 4.2) gibt den linearen Zusammenhang zwischen der Spannung σ_{ij} und der Verformung ϵ_{kl} an (Aki und Richards, 2002). Der Elastizitätstensor C_{ijkl} , der die Mediumseigenschaften beschreibt, setzt sich aus 81 Komponenten zusammen. Diese werden durch Symmetriebedingungen, sowie durch thermodynamischen Überlegungen auf 21 unabhängige Komponenten im anisotropen Medium und auf nur 2 unabhängige Komponenten im isotropen Medium reduziert (Lay und Wallace, 1995). Die Symmetriebedingungen resultieren aus der Drehimpulserhaltung der Spannungen und der Berücksichtigung von nur internen Deformationen. Somit hängt das Hookesche Gesetz im isotropen Raum nur von den Laméschen Konstanten λ und μ ab (Gl. 4.3).

$$\sigma_{ij} = \lambda \epsilon_{kk} \delta_{ij} + 2\mu \epsilon_{ij} \quad (4.3)$$

Setzt man das Hookesche Gesetz mit Gültigkeit im isotrop, homogenen Raum (Gl. 4.3) in die homogene Impuls-Dichte-Gleichung ein und führt weitere mathematische Umformungen durch, so resultiert die elastodynamische Wellengleichung (Gl. 4.4).

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{u}(\vec{x}, t)}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \vec{\nabla} \left(\vec{\nabla} \cdot \vec{u}(\vec{x}, t) \right) - \mu \vec{\nabla} \times \vec{\nabla} \times \vec{u}(\vec{x}, t) \quad (4.4)$$

Diese kann mit Hilfe des Helmholtz-Theorems (Gl. 4.5) gelöst werden. Nach dem Helmholtz Theorem kann ein Vektorfeld $\vec{u}(\vec{x}, t)$ als Gradient eines Skalars $\vec{\nabla} \Phi(\vec{x}, t)$ und Rotation eines Vektors $\vec{\nabla} \times \vec{\Psi}(\vec{x}, t)$ beschrieben werden (Aki und Richards, 2002).

$$\vec{u}(\vec{x}, t) = \vec{\nabla} \Phi(\vec{x}, t) + \vec{\nabla} \times \vec{\Psi}(\vec{x}, t) \quad (4.5)$$

Setzt man das Verschiebungsfeld $\vec{u}(\vec{x}, t)$ (Gl. 4.5) in die elastodynamische Wellengleichung (Gl. 4.4) ein, so folgt nach Aki und Richards (2002):

$$\vec{\nabla} \left[(\lambda + 2\mu) \nabla^2 \Phi(\vec{x}, t) - \rho \frac{\partial^2 \Phi(\vec{x}, t)}{\partial t^2} \right] + \vec{\nabla} \times \left[\mu \nabla^2 \vec{\Psi}(\vec{x}, t) + \rho \frac{\partial^2 \vec{\Psi}(\vec{x}, t)}{\partial t^2} \right] = 0 \quad (4.6)$$

Die Gleichung 4.6 ist erfüllt, wenn jeder der Terme, also die von Φ und $\vec{\Psi}$ abhängigen Terme, null werden (Gl. 4.7 und 4.8).

$$\nabla^2 \Phi(\vec{x}, t) - \frac{1}{v_P^2} \frac{\partial^2 \Phi(\vec{x}, t)}{\partial t^2} = 0 \quad (4.7)$$

$$\nabla^2 \vec{\Psi}(\vec{x}, t) - \frac{1}{v_S^2} \frac{\partial^2 \vec{\Psi}(\vec{x}, t)}{\partial t^2} = 0 \quad (4.8)$$

Daraus ergibt sich, dass das Verschiebungsfeld $\vec{u}(\vec{x}, t)$ aus 2 Wellentypen gebildet wird, die sich unabhängig voneinander ausbreiten (Lay und Wallace, 1995). Die Kompressionswelle, auch P-Welle genannt, wird über $\vec{u}_P = \vec{\nabla} \Phi$ beschrieben. Das skalare Potentialfeld, das wegen der Drehimpulserhaltung rotationsfrei ($\vec{\nabla} \times \vec{u}_P = \vec{\nabla} \times \vec{\nabla} \Phi = 0$) und somit frei von Scheranteilen ist, weist nur Volumenänderungen auf. Die P-Welle breitet sich mit einer Geschwindigkeit von $v_P = \sqrt{(\lambda + 2\mu)/\rho}$ aus. Die Scherwelle, auch S-Welle genannt, wird über $\vec{u} = \vec{\nabla} \times \vec{\Psi}$ definiert. Das Vektorpotential ist divergenzfrei ($\vec{\nabla} \cdot \vec{u}_S = \vec{\nabla} \cdot (\vec{\nabla} \times \vec{\Psi}) = 0$) und besteht somit nur aus Scheranteilen. Die S-Wellengeschwindigkeit berechnet sich über $v_S = \sqrt{\mu/\rho}$. Bestimmt man das totale Verschiebungsfeld, das sich aus P- und S-Wellen zusammensetzt, so gilt die folgende Gleichung 4.9 mit den Einheitsvektoren \vec{e}_1 , \vec{e}_2 und \vec{e}_3 :

$$\vec{u} = \vec{u}_P + \vec{u}_S = \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x_1} - \frac{\partial \Psi_2}{\partial x_3} \right) \vec{e}_1 + \left(\frac{\partial \Psi_1}{\partial x_3} - \frac{\partial \Psi_3}{\partial x_1} \right) \vec{e}_2 + \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x_3} - \frac{\partial \Psi_2}{\partial x_1} \right) \vec{e}_3 \quad (4.9)$$

Das totale Verschiebungsfeld zeigt die Bewegungsrichtung der einzelnen Wellentypen auf (Aki und Richards, 2002). Die P-Welle schwingt parallel zur Ausbreitungsrichtung der Welle, während die S-Welle senkrecht dazu schwingt. Die S-Welle teilt sich in eine vertikal und eine horizontal polarisierte Welle auf. Die vertikal polarisierte SV-Welle, verteilt ihre Energie wie die P-Welle in x_1, x_3 Richtung, was zu einer Kopplung beider Wellen (P-SV-Kopplung) führt. Die horizontal polarisierte SH-Welle schwingt ausschließlich in x_2 Richtung und ist somit entkoppelt von der P- und der SV-Welle.

4.1.2 Wellentypkonversionen

In der weiteren Betrachtung werden zwei grundlegende Approximationen eingeführt (Aki und Richards, 2002; Stein und Wysession, 2003). Obwohl die Erde ein inhomogenes Medium ist, wird sie makroskopisch in homogene Schichten unterteilt, in denen die Wellengleichungen (Kap. 4.1.1) erfüllt sind. Unter der Annahme, dass sich die Wellen in großer

Entfernung von der Quelle als ebene Wellen ausbreiten, wird die Wellenausbreitung durch Strahlen, die senkrecht auf der Wellenfront stehen, approximiert. Der Strahl wird mit Hilfe der Langsamkeit p (Gl. 4.10), in die der Auftauchwinkel i , der Radius r und die Mediumsgeschwindigkeit v eingehen, beschrieben und ist entlang des gesamten Strahlwegs konstant (Stein und Wysession, 2003).

$$p = \frac{r \sin(i)}{v} \quad (4.10)$$

An Grenzflächen ändern sich die elastischen Parameter wie die Dichte ρ und die seismischen Geschwindigkeiten v_P und v_S signifikant, wodurch die Ausbreitung der Wellen stark beeinflusst wird. Um die Wellenausbreitung an Grenzschichten zu beschreiben, müssen die gültigen Wellengleichungen Randbedingungen erfüllen (Stein und Wysession, 2003). An einem fest-fest Übergang folgt aus der Impulserhaltung, dass die Spannungen σ_{ij} stetig ist. Aus Plausibilitätsgründen folgt für kleine Verschiebungen, dass die Verschiebungen $\vec{u}(\vec{x}, t)$ über die Grenzschicht hinweg ebenfalls stetig sind, da sonst ein Loch oder ein Überlappen der Verschiebung erfolgen würde. Des Weiteren gilt die Energieerhaltung, so dass sich die seismische Energie der einfallenden Welle auf die sich an der Grenzschicht ausbildenden Wellen verteilt.

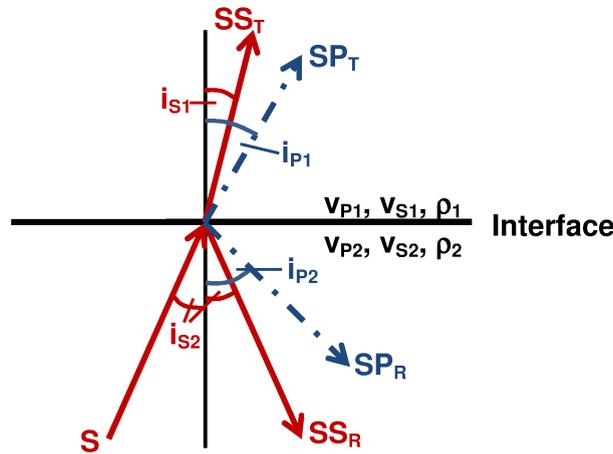


Abbildung 4.1: Trifft eine S-Welle (links unten) mit dem Einfallswinkel i_{S2} auf eine Grenzschicht mit $v_{P2} > v_{P1}$ und $v_{S2} > v_{S1}$, so bilden sich 4 Wellen (2 reflektierte und 2 transmittierte) aus (nach Stein und Wysession, 2003). Eine einfallende S-Welle wird unter dem Einfallswinkel i_{S2} in SS_R reflektiert und unter dem Winkel $i_{S1} < i_{S2}$ als SS_T in das andere Medium transmittiert. Zusätzlich wird die einfallende S-Welle in zwei P-Wellen konvertiert, die allerdings nur einen Bruchteil der Energie der reflektierten bzw. transmittierten S-Wellen besitzen. Eine S-zu-P konvertierte Welle (SP_R) reflektierte unter dem Winkel $i_{P2} > i_{S2}$. Die andere S-zu-P konvertierte Welle (SP_T) transmittierte unter dem Winkel $i_{P1} > i_{S2}$ in das darüberliegende Medium.

Trifft nun eine Welle auf eine Grenzschicht, so bilden sich zur Erfüllung der Randbedingungen reflektierte und transmittierte Wellen aus. Zusätzlich entstehen durch die P-SV-Kopplung auch konvertierte Wellen (Aki und Richards, 2002). Abbildung 4.1 zeigt dies schematisch für eine einfallende S-Welle. An der Grenzschicht entstehen jeweils eine reflektierte (SS_R) und eine transmittierte S-Welle (SS_T), sowie eine reflektierte (SP_R) und eine transmittierte (SP_T) S-zu-P konvertierte Welle. Da die resultierenden Wellen die gleiche Langsamkeit p , aber unterschiedliche Mediumsgeschwindigkeiten erfahren, variiert nach dem Snelliusschen Gesetz (Gl. 4.11, Lay und Wallace, 1995) der zugehörige Reflexions- bzw. Transmissionswinkel. Es gilt:

$$\frac{\sin(i_{S2})}{v_{S2}} = \frac{\sin(i_{P2})}{v_{P2}} = \frac{\sin(i_{S1})}{v_{S1}} = \frac{\sin(i_{P1})}{v_{P1}} \quad (4.11)$$

Da p konstant ist und $v_{P2} > v_{S2}$ sowie $v_{P1} > v_{S2}$ ist, folgt daraus, dass SP_T und SP_R mit den Winkeln $i_{P2} > i_{S2}$ und $i_{P1} > i_{S2}$ vom Lot weggebrochen werden, während SS_T wegen $v_{S1} < v_{S2}$ mit $i_{S1} < i_{S2}$ zum Lot hin gebrochen wird. Da sich die reflektierte SS_R Welle im gleichem Medium mit der gleichen Mediumsgeschwindigkeit v_{S2} ausbreitet, hat sie den gleichen Winkel i_{S2} wie die einfallende S-Welle. Somit kann mit Hilfe des Snelliusschen Gesetzes (Gl. 4.11) der Strahlweg, der sich an der Schichtgrenze ausbilden den Wellen, beschrieben werden (Aki und Richards, 2002). Mit Hilfe der Reflexions- und Transmissionskoeffizienten, die in den Zoeppritz Gleichungen (Zoeppritz, 1919) zusammengefasst sind, können die Verschiebungsamplituden der an der Grenzschicht erzeugten Wellen (SS_R , SS_T , SP_R und SP_T) berechnet werden (Aki und Richards, 2002). Für eine einfallende S-Welle ergeben sich dabei die Gleichungen 4.12 - 4.15. In die Berechnung der Reflexions- und Transmissionskoeffizienten gehen die Langsamkeit der S-Welle $p = p_S$ und die in Abbildung 4.1 dargestellten Mediumseigenschaften v_S , v_P und ρ , sowie die Ein- und Ausfallwinkel der resultierenden Wellen mit ein. Die zugehörigen Variablen sind in den Gleichungen 4.16 - 4.24 dargestellt (Aki und Richards, 2002).

$$SS_T = 2\rho_2 \frac{\cos i_{S2}}{v_{S2}} E v_{S2} / (v_{S1} D) \quad (4.12)$$

$$SP_T = 2\rho_2 \frac{\cos i_{S2}}{v_{S2}} H p v_{S2} / (v_{P1} D) \quad (4.13)$$

$$SS_R = \left[\left(b \frac{\cos i_{S1}}{v_{S1}} - c \frac{\cos i_{S2}}{v_{S2}} \right) E + \left(a + d \frac{\cos i_{P1}}{v_{P1}} \frac{\cos i_{S2}}{v_{S2}} \right) H p^2 \right] / D \quad (4.14)$$

$$SP_R = 2 \frac{\cos i_{S2}}{v_{S2}} \left(ac + bd \frac{\cos i_{P1}}{v_{P1}} \frac{\cos i_{S1}}{v_{S1}} \right) p v_{S2} / (v_{P2} D) \quad (4.15)$$

$$a = \rho_2 (1 - 2v_{S2}^2 p^2) - \rho_1 (1 - 2v_{S1}^2 p^2) \quad (4.16)$$

$$b = \rho_2 (1 - 2v_{S2}^2 p^2) + 2\rho_1 v_{S1}^2 p^2 \quad (4.17)$$

$$c = \rho_1 (1 - 2v_{S1}^2 p^2) + 2\rho_2 v_{S2}^2 p^2 \quad (4.18)$$

$$d = 2(\rho_2 v_{S2}^2 - \rho_1 v_{S1}^2) \quad (4.19)$$

$$E = b \frac{\cos i_{P1}}{v_{P1}} + c \frac{\cos i_{P2}}{v_{P2}} \quad (4.20)$$

$$F = b \frac{\cos i_{S1}}{v_{S1}} + c \frac{\cos i_{S2}}{v_{S2}} \quad (4.21)$$

$$G = a - d \frac{\cos i_{P1}}{v_{P1}} \frac{\cos i_{S2}}{v_{S2}} \quad (4.22)$$

$$H = a - d \frac{\cos i_{P2}}{v_{P2}} \frac{\cos i_{S1}}{v_{S1}} \quad (4.23)$$

$$D = EF + GH p^2 \quad (4.24)$$

Abbildung 4.2 zeigt ein Beispiel der resultierenden Beträge der Reflexions- und Transmissionskoeffizienten (Gl. 4.12 - 4.15) für eine einfallende S-Welle an der Moho. Die zur Berechnung verwendeten Mediumseigenschaften wurden dem Erdreferenzmodell iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991) entnommen: $v_{P1} = 6,5 \text{ km/s}$, $v_{P2} = 8,04 \text{ km/s}$, $v_{S1} = 3,75 \text{ km/s}$, $v_{S2} = 4,47 \text{ km/s}$. Die Dichte wurde für ein Birch-Medium nach Berteussen (1977) berechnet: $\rho = 0,32 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3} / \frac{\text{km}}{\text{s}} \cdot v_P + 0,77 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$. Die berechneten Transmissions- und Reflexionskoeffizienten (Gl. 4.12 - 4.15) zeigen die Amplitude der Verschiebung der an der Grenzschicht erzeugten Wellen auf. Die größte Amplitude weist die transmittierte S-Welle SS_T auf, auf die der Hauptanteil der Energie der einfallenden S-Welle übergeht. Die reflektierte SS_R und

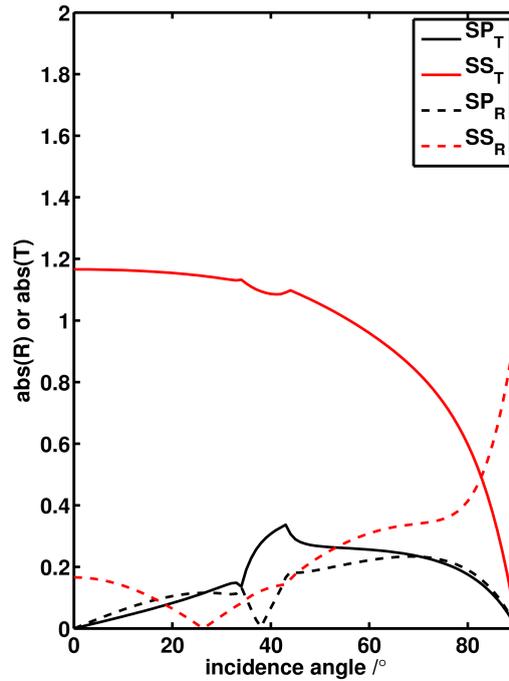


Abbildung 4.2: Beispiel der resultierenden Beträge der Reflexions- (R) und Transmissionskoeffizienten (T) für eine an der Moho einfallende S-Welle in Abhängigkeit des Auftauchwinkels i . Die Berechnung erfolgt mit den Gleichungen 4.12 - 4.15. Die transmittierte S-Welle SS_T weist die größte Amplitude auf, während die reflektierte S-Welle SS_R und die S-zu-P konvertierten Wellen SR_R und SP_T nur geringe Amplituden haben.

die S-zu-P konvertierten SP_R und SP_T Wellen weisen nur einen Bruchteil der Verschiebungsamplitude der einfallenden S-Welle auf (McCamy et al., 1962). Ab dem kritischen Winkel i_c , der hier bei einem Auftauchwinkel $i_{S2} = 34^\circ$ auftritt, sind die Transmissions- und Reflexionskoeffizienten imaginär. Der Transmissionskoeffizient der S-zu-P konvertierten Welle SP_T zeigt auf, dass die in dieser Arbeit analysierten S-zu-P konvertierten Wellen nur eine geringe Amplitude gegenüber den transmittierten S-Wellen aufweisen. Somit werden die in dieser Arbeit zu berechnenden Receiver Funktionen, deren Amplitude das Amplitudenverhältnis von S-zu-P konvertierter Welle zu S-Welle wiedergibt, ebenfalls nur geringe Amplituden aufweisen (Kap. 4.2.1).

4.2 Einführung der S-RF Methode und Stand der Wissenschaft

Die Receiver Funktionsanalyse geht auf die Arbeiten von Vinnik (1977), Langston (1977) und Owens et al. (1984) zurück und untersucht konvertierte Wellen zur Detektion von Diskontinuitäten im Untergrund. Dabei wurden zuerst P-zu-S konvertierte Wellen an Festnetzstationen (Vinnik, 1977; Langston, 1977; Owens et al., 1984) untersucht und seit Ende der 1990er Jahre wurden auch P-zu-S konvertierte Wellen an mobilen Stationen von temporären Netzwerken (Dueker und Sheehan, 1997; Yuan et al., 1997) analysiert. Die P-Receiver Funktionsanalyse wurde in dieser Zeit stetig weiterentwickelt und immer mehr Methoden aus der Reflexionsseismik (z.B. *moveout* Korrektur, Migration) fanden ihre Anwendung bei der Receiver Funktionsanalyse. Im Jahr 2000 veröffentlichten Farra und Vinnik (2000) eine neue Receiver Funktionsmethode, die nun nicht mehr P-zu-S konvertierte, sondern S-zu-P konvertierte Wellen analysiert. Nicht alle Anwendungen der P-Receiver Funktionsmethode können auf S-Receiver Funktionen (RF) angewendet werden, wie z.B. das Inversionsverfahren von Zhu und Kanamori (2000), bei dem die Tiefenlage der Diskontinuität

und das v_P/v_S Verhältnis aus Multiplen bestimmt wird. Daher wird in der recht neuen S-Receiver Funktionsanalyse noch viel Entwicklungsarbeit geleistet. Yuan et al. (2006) und Wilson et al. (2006) veröffentlichten im Jahr 2006 ihre Arbeiten, die die S-RF Methode auf ihre Durchführbarkeit untersuchten und Grenzen und Schwierigkeiten in der Analyse aufzeigten. Im Folgenden wird die S-Receiver Funktionsmethode ausführlich beschrieben, Schwierigkeiten dargestellt und die eigenen Weiterentwicklungen präsentiert.

4.2.1 Grundlagen der S-Receiver Funktionen

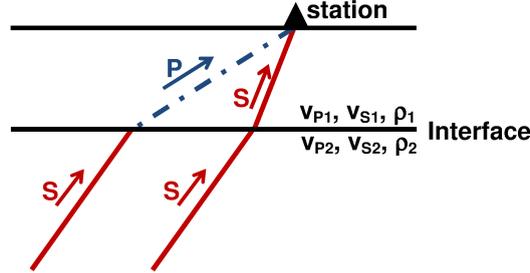


Abbildung 4.3: Schematische Darstellung der S-Receiver Funktionsmethode (nach Li et al., 2004). An einer Schichtgrenze, an der sich die elastischen Parameter ändern, wird die einfallende S-Welle transmittiert und in eine P-Welle konvertiert. Die direkte S-Welle und die S-zu-P konvertierte Welle propagieren mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten $v_{P1} > v_{S1}$ zur Station und werden dort mit einer Laufzeitdifferenz ΔT registriert. Aus der Laufzeitdifferenz ΔT wird die Tiefenlage der Schichtgrenze bestimmt und aus dem Amplitudenverhältnis A_{Sp}/A_S wird der Geschwindigkeitskontrast Δv an der Schichtgrenze abgeschätzt.

An einer Schichtgrenze, an der sich die elastischen Parameter wie die Dichte ρ und die seismischen Geschwindigkeiten v_P und v_S ändern, wird die einfallende S-Welle transmittiert und in eine P-Welle konvertiert. Die S-Receiver Funktionsanalyse untersucht diese S-zu-P konvertierten Wellen relativ zu den transmittierten S-Wellen. Diese transmittierte S-Welle, auch direkte S-Welle genannt, durchläuft das darüberliegende Medium mit der Scherwellengeschwindigkeit v_{S1} , während die S-zu-P konvertierte Welle das Medium mit der Kompressionswellengeschwindigkeit v_{P1} durchläuft (Abb. 4.3). Wegen $v_{P1} > v_{S1}$ propagiert die S-zu-P konvertierte Welle im Medium schneller als die direkte S-Welle und wird daher früher an der Station registriert als die direkte S-Welle (Yuan et al., 2006).

$$\Delta T = T_P - (T_S + T_{S-hs}) = \sum h \left(\sqrt{\frac{1}{v_P^2} - p_S^2} - \sqrt{\frac{1}{v_S^2} - p_S^2} \right) \quad (4.25)$$

Aus dem Laufzeitunterschied ΔT (Gl. 4.25) zwischen der direkten S- und der S-zu-P konvertierten Welle wird die Tiefenlage der Schichtgrenze, an der die Konversion stattfand, bestimmt. Die Energie der S-zu-P konvertierten Welle beträgt nur einen Bruchteil der Energie der direkten S-Welle. Aus dem Amplitudenverhältnis A_{Sp}/A_S der beiden Wellen, wird der an der Schichtgrenze vorherrschende Geschwindigkeitskontrast δv abgeschätzt. Das heißt die S-Receiver Funktionsanalyse wird verwendet, um die Untergrundstruktur der Erde zu beschreiben. Die S-Receiver Funktionen entsprechen näherungsweise einer Impulsantwort der Erde. Die S-Receiver Funktionsmethode unterliegt 2 Voraussetzungen (Yuan et al., 2006; Ryberg und Weber, 2000): Bei der Diskontinuität handelt es sich um eine Diskontinuität 1. Ordnung, d.h. die Änderung der Eigenschaften erfolgt an der Diskontinuität sprunghaft. Zusätzlich handelt es sich bei der Diskontinuität um einen ebenen Übergang, d.h. die Schichtgrenze ist nicht geneigt. Der Übergang muss innerhalb der 1. Fresnelzone, in der der Hauptanteil der Energie übertragen wird (Yilmaz, 1987), eben sein. Die Größe der ersten Fresnelzone ist abhängig von der Tiefe der Schichtgrenze, der

Periode der untersuchten Welle und der Mediumsgeschwindigkeit (Gl. 4.28) und wird in Kapitel 4.2.2) detaillierter beschrieben. Zur Berechnung der S-Receiver Funktionen werden an der Diskontinuität ebene Wellen mit $\Delta \gg \lambda$ verwendet.

Der entscheidende Unterschied zwischen der S-RF und P-RF Analyse liegt in der Ankunftszeit der zu analysierenden Konversionssignale. Die S-zu-P konvertierte Welle ist ein Vorläufer der direkten S-Welle, d.h. S-zu-P trifft vor S an der Station ein, während die P-zu-S konvertierte Welle ein Nachläufer der direkten P-Welle ist (Li et al., 2004). Nach der direkten Welle (P- oder S-Welle) werden die multipel reflektierten Wellen an der Station registriert. Daher treffen bei der P-RF Methode die gesuchten Konversionssignale im gleichen Zeitraum wie multiple Reflexionen auf, während bei der S-RF das zu analysierende Signal und die Multiplen zeitlich getrennt registriert werden (Yuan et al., 2006). Dies ist der entscheidende Vorteil der S-RF Methode gegenüber der P-RF Methode, da dies ermöglicht das Konversionssignal der LAB zu untersuchen, das in den P-Receiver Funktionen zur gleichen Zeit wie die Multiplen an der Station antrifft.

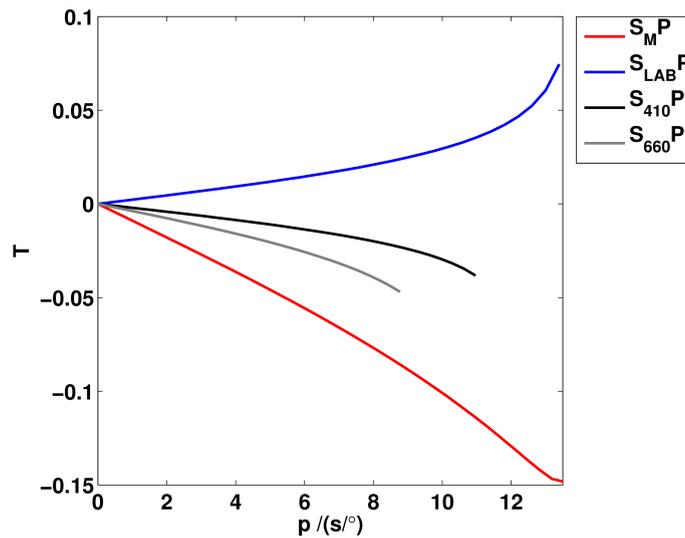


Abbildung 4.4: Transmissionskoeffizienten der in Tabelle 4.1 aufgelisteten S-zu-P konvertierten Wellen in Abhängigkeit der Langsamkeit p . Die Berechnung von T erfolgt mit Gleichung 4.13 für das Erdreferenzmodell iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991), in das eine Geschwindigkeitsabnahme von 5% v_S zur Simulation der LAB eingefügt wurde. Die Transmissionskoeffizienten nehmen mit zunehmender Langsamkeit p zu. Nimmt die seismische Geschwindigkeit an der Diskontinuität in Ausbreitungsrichtung der Welle zu, ist der Transmissionskoeffizient positiv (z.B. blau: $S_{LAB}P$). Nimmt die seismische Geschwindigkeit an der Diskontinuität in Ausbreitungsrichtung der Welle ab, ist der Transmissionskoeffizient negativ (z.B. rot: S_{MP} , schwarz: $S_{410}P$ und grau: $S_{660}P$).

Tabelle 4.1: Auflistung der untersuchten S-zu-P konvertierten Wellen.

Welle	Bezeichnungserläuterung
S_{MP}	an der M oho konvertierte S-zu-P Welle
S_{LABP}	an der L AB konvertierte S-zu-P Welle
S_{410P}	an der 410 km Diskontinuität konvertierte S-zu-P Welle
S_{660P}	an der 660 km Diskontinuität konvertierte S-zu-P Welle

Bei der S-Receiver Funktionsmethode werden die Konversionssignale der Moho, LAB, 410 km und 660 km Diskontinuität analysiert. Die Bezeichnungen der Konversionssignale sind in Tabelle 4.1 aufgelistet. Wie in Kapitel 4.1.2 beschrieben, werden mit Hilfe der Zoeppritz Gleichungen (Gl. 4.12 - 4.15) die Reflexions- und Transmissionskoeffizienten be-

rechnet, die die Amplitude der Verschiebung der an der Schichtgrenze erzeugten Wellen angeben. Abbildung 4.4 zeigt die zu erwartenden Transmissionskoeffizienten T (Gl. 4.15) der zu analysierenden S-zu-P konvertierten Wellen (Tab. 4.1) in Abhängigkeit der Langsamkeit p . Zur Berechnung von T wurde das Erdreferenzmodell iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991) verwendet. Um eine LAB zu simulieren, wurde in 120 km Tiefen eine Geschwindigkeitsänderung von -5% v_S eingefügt. Die Transmissionskoeffizienten der S_{MP} (rot), S_{410P} (schwarz) und S_{660P} (grau) Wellen besitzen eine negative Amplitude, da die seismischen Geschwindigkeiten an der Diskontinuität in Ausbreitungsrichtung der Welle (von unten nach oben) abnehmen. An der LAB, an der die seismische Geschwindigkeit nach oben hin zunimmt, beobachtet man positive Transmissionskoeffizienten der S_{LABP} Welle (blau). Der Transmissionskoeffizient nimmt mit abnehmender Langsamkeit p ab und bei vertikalem Einfall $p = 0 \text{ s}^\circ$ ist $T = 0$. Den betragsmäßig größten Transmissionskoeffizienten weist die S_{MP} Welle (rot) mit bis zu $-0,15$ auf, gefolgt von der S_{LABP} Welle (blau) mit bis zu $0,07$. Die Transmissionskoeffizienten der 410 km (schwarz) und 660 km (grau) Diskontinuitäten sind deutlich kleiner und liegen zwischen 0 und $-0,05$. Wie Abbildung 4.4 aufzeigt, besitzen die S-zu-P konvertierten Wellen nur eine geringe Amplitude.

4.2.2 Unsicherheiten in der Bestimmung der Diskontinuitäten mit S-Receiver Funktionen

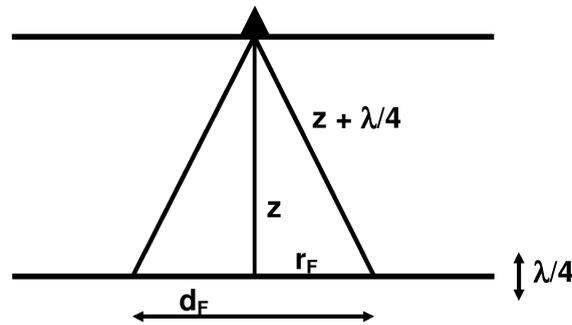


Abbildung 4.5: Schematische Darstellung der lateralen und vertikalen Unsicherheiten. Die vertikale Unsicherheit wird über $\lambda/4$ (Gl. 4.26) bestimmt, während die horizontale Unsicherheit dem Durchmesser d_F der 1. Fresnel Zone (Gl. 4.28) entspricht.

Die Wiedergabe der Untergrundstruktur ist limitiert durch die Unsicherheiten der S-Receiver Funktionsmethode. Um die Wiedergabe der Untergrundstruktur und deren Unsicherheiten beurteilen und quantifizieren zu können, wird das Auflösungsvermögen der S-Receiver Funktionen untersucht. Das Auflösungsvermögen gibt an, wie groß die Entfernung zwischen 2 Punkten mindestens sein muss, um sie noch getrennt voneinander wahrnehmen zu können (Yilmaz, 1987). Das heißt im Bezug auf die S-Receiver Funktionen, wie gut ist die Wiedergabe der Position und Tiefenlage der Diskontinuität.

$$\frac{\lambda}{4} = \frac{v}{4f} = \frac{vT}{4} \quad (4.26)$$

Das vertikale Auflösungsvermögen (Gl. 4.26, Abb. 4.5) ist direkt abhängig von der Wellenlänge λ (Yilmaz, 1987). Es gilt: $\lambda = v/f = vT$. Die Wellenlänge λ berechnet sich aus der Mediumsgeschwindigkeit v und der Frequenz f bzw. der Periode T der untersuchten Welle. Je größer die Wellenlänge λ wird, desto geringer wird die vertikale Auflösung. In einem Medium mit seismischen Geschwindigkeiten von $v_S = 3,75 \text{ km/s}$ und $v_P = 6,5 \text{ km/s}$ hat eine S-Welle mit einer Periode von 5 s eine vertikale Auflösung von 5 km und eine S-zu-P konvertierte Welle eine vertikale Auflösung von 8 km . Im oberen Erdmantel ($v_S = 4,5 \text{ km/s}$

und $v_P = 8 \text{ km/s}$) ist die vertikale Auflösung etwa 6 km bei S-Wellen und 10 km bei S-zu-P konvertierten Wellen.

Zur Bestimmung des lateralen Auflösungsvermögens wird die Welle nicht wie bisher als Strahl approximiert, sondern als sphärische Welle betrachtet. Propagiert das Wellenfeld durch ein heterogenes Medium, so kann sich nach dem Huygenschen Prinzip an jedem Punkt der Wellenfront beim Auftreffen auf einen Diffraktor eine sekundäre Welle ausbilden (Yilmaz, 1987). Die Wellenfront und die sich ausbildenden sekundären Wellen interferieren nun je nach Gangunterschied (Phasenverschiebung) konstruktiv oder destruktiv. Die Bereiche, in denen konstruktive oder destruktive Interferenzen auftreten, werden als Fresnel Zonen beschrieben. Die 1. Fresnel Zone umfasst den ersten Bereich der konstruktiven Interferenz, also alle Laufwege, die sich weniger als $T/2$ oder $\lambda/2$ unterscheiden (Sheriff, 1996; Sheriff und Geldart, 1982). Innerhalb der 1. Fresnel Zone wird der Hauptanteil der Energie übertragen. Das laterale Auflösungsvermögen (Yilmaz, 1987) wird über den Durchmesser der 1. Fresnel Zone (Abb. 4.5) bestimmt. Es gilt (Yilmaz, 1987; Saunders et al., 1998; Ryberg und Weber, 2000; Sheriff und Geldart, 1982):

$$r_F = \sqrt{(z + \lambda/4)^2 - z^2} \quad (4.27)$$

$$d_F = \sqrt{2zTv + \frac{T^2v^2}{4}} \quad (4.28)$$

In die Berechnung des Durchmessers der 1. Fresnel Zone geht die Tiefe z der Schichtgrenze, die Periode T der untersuchten Welle und die Mediumsgeschwindigkeit v ein. In einem Medium mit seismischen Geschwindigkeiten von $v_S = 3,75 \text{ km/s}$ und $v_P = 6,5 \text{ km/s}$ hat eine S-Welle mit einer Periode von 5 s in einer Tiefe von 35 km eine laterale Auflösung von $d_F \approx 37 \text{ km}$ und eine S-zu-P konvertierte Welle von $d_F \approx 50 \text{ km}$. In einer Tiefe von 100 km ($v_S = 4,5 \text{ km/s}$ und $v_P = 8 \text{ km/s}$) haben diese Wellen eine laterale Auflösung von etwa $d_F \approx 68 \text{ km}$ bei S-Wellen und $d_F \approx 92 \text{ km}$ bei S-zu-P konvertierten Wellen. Dabei ist der Durchmesser der 1. Fresnel Zone ist aber nicht nur der Unsicherheitsbereich z.B. in der Lage des Konversionspunktes der S-zu-P konvertierten Welle, sondern gleichzeitig auch eine Voraussetzung der S-RF Methode. Im Bereich der 1. Fresnel Zone muss die Diskontinuität einen ebenen Übergang aufweisen, sonst sind die der S-RF Methode zugrunde liegenden Annahmen nicht erfüllt. In die Interpretation der Resultate der S-RF Methode gehen auch die Unsicherheiten der Wiedergabe der Position und Tiefenlage der Schichtgrenzen, die mit Hilfe von $\lambda/4$ (Gl. 4.26) und dem Durchmesser der 1. Fresnel Zone (Gl. 4.28) ermittelt werden, ein.

4.2.3 Schwierigkeiten und Grenzen der S-Receiver Funktionsmethode

Der entscheidende Vorteil der S-Receiver Funktionsmethode ist die zeitliche Trennung der zu analysierenden Signale von störenden Signalen multipler Reflexionen (Yuan et al., 2006). Der entscheidende Vorteil der P-Receiver Funktionsmethode liegt bei der Verwendung der P-Welle, da diese das erste Signal im Seismogramm darstellt. Das heißt die Verwendung der S-Welle selbst erschwert die Berechnung und Analyse der S-Receiver Funktionen, da sie eine geringere Frequenz als P-Wellen aufweist, wodurch S-Receiver Funktionen eine geringere Auflösung besitzen als P-Receiver Funktionen (Yuan et al., 2006).

Bei der S-zu-P Konversion spielt der Auftauchwinkel i eine entscheidende Rolle, da bei $i > i_c$ keine S-zu-P konvertierten Wellen erzeugt werden. Dies führt dazu, dass nur bei bestimmten Epizentraldistanzen S-zu-P konvertierte Wellen beobachtet werden können (Tab. 4.2, Yuan et al., 2006). Deswegen werden Erdbeben in einem Epizentralbereich von $55^\circ \leq \Delta \leq 125^\circ$ analysiert (Kap. 3.2.1).

Im Gegensatz zu P-Wellen sind S-Wellen keine Ersteinsätze, sondern sie kommen in der P-Wellenkoda an (Yuan et al., 2006). Dadurch kommt es zu Interferenzen zwischen den

multipel reflektierten und gestreuten P-Wellen (P-Wellenkoda) und der S-Welle. Dies führt dazu, dass die Identifizierung des Beginns der S-Welle, z.B. zur Bestimmung des Quellsignals, erschwert wird.

Des Weiteren interferieren die P-Wellenkoda und die S-zu-P konvertierte Welle, wodurch die S-Receiver Funktion nicht mehr exakt die wahre Impulsantwort der Erde wiedergibt (Wilson et al., 2006). Betrachtet man die Interferenz zwischen der P-Wellenkoda und der S-zu-P konvertierten Welle als Überlagerung der S-zu-P konvertierten Welle durch Rauschen, so wird versucht, dieses Rauschen (P-Wellenkoda) durch eine *moveout* Korrektur (Kap. 4.5) und eine Stapelung von S-Receiver Funktionen zu unterdrücken (Wilson et al., 2006). Durch die Stapelung eliminieren sich inkohärente Signale und das kohärente Signal der S-zu-P konvertierten Welle bleibt erhalten. Beinhaltet die P-Wellenkoda aber kohärente Signale, so werden diese durch die Stapelung nicht entfernt und die resultierende Stapelspur gibt nicht die wahre Impulsantwort der Erde wieder (Wilson et al., 2006). Dies wird versucht durch die Stapelung von sehr vielen S-Receiver Funktionen unterschiedlicher Erdbeben und Stationen zu umgehen.

Durch die Analyse von Erdbeben aus unterschiedlichen Epizentraldistanzen kommt es im Bereich des Übergangs der Ersteinsatzphase von S zu SKS ($80^\circ \leq \Delta \leq 85^\circ$) zu Interferenzen der S- und SKS-Wellen. Dadurch wird das Quellsignal, das zur Dekonvolution benötigt wird, nicht korrekt bestimmt und führt zu Artefakten innerhalb der Receiver Funktion (Wilson et al., 2006). Um dies zu umgehen, wird hier um den beobachteten Auftauchwinkel (Kap. 4.3.2), der in diesem Fall einer Mittelung von S- und SKS-Auftauchwinkel entspricht (Jacobsen, 2010, *pers. comm.*), rotiert und das Quellsignal (Kap. 4.4) manuell bestimmt, sodass es sowohl die S- als auch die SKS-Phase beinhaltet. Dadurch soll das Konversionssignal der Moho und der LAB in dem verwendeten Periodenbereich (5 – 20 s) nahezu korrekt, eventuell ein wenig verschmiert, wiedergegeben werden (Jacobsen, 2010, *pers. comm.*).

Trotz der hier aufgeführten Schwierigkeiten und Grenzen der S-Receiver Funktionsmethode ist sie eine der bewährtesten Methoden zur Bestimmung und Detektion der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (LAB, Kap. 2.2.1). Die S-Receiver Funktionsmethode wird stetig weiterentwickelt, um die hier dargestellten Schwierigkeiten durch neue Berechnungs- und (Nach-) Bearbeitungsmethoden zu lösen.

Tabelle 4.2: Auflistung der Epizentraldistanz Δ , bei der die untersuchten S-zu-P konvertierten Wellen auftreten (Yuan et al., 2006).

Welle	Epizentraldistanz
S_{MP}	$\Delta \geq 20^\circ$
S_{LABP}	$\Delta \geq 55^\circ$
S_{410P}	$\Delta \geq 75^\circ$
S_{660P}	$\Delta \geq 90^\circ$

4.2.4 Datenbearbeitung in der S-Receiver Funktionsmethode

Da die S-zu-P konvertierten Wellen nur eine geringe Amplitude von wenigen Prozent der direkten S-Welle aufweisen (Kap. 4.2.1), wird eine aufwendige Datenbearbeitung (Yuan et al., 2006) durchgeführt, um die S-zu-P konvertierten Wellen heraus zu arbeiten bzw. zu isolieren. Dazu muss das Signal-Rausch-Verhältnis der S-Receiver Funktionen verbessert werden. Dies wird über eine Stapelung von individuellen S-Receiver Funktionen realisiert. Um seismische Daten von unterschiedlichen Stationen und verschiedenen Erdbeben zu stapeln, müssen alle Einflüsse die die Daten unterscheiden (z.B. das Quellsignal) entfernt werden, sodass nur noch die Information über den Untergrund unterhalb der Stationen

in den Daten vorliegt. Zuerst werden die seismischen Wellen P, SV und SH in Abhängigkeit ihrer Polarisation auf verschiedene Komponenten getrennt (Yuan et al., 2006). Dazu wird das Seismogramm, das als Z-N-E Komponenten vorliegt, in das Strahlkoordinatensystem L-Q-T rotiert (Kap. 4.3). Um den größten Einfluss auf die Seismogramme, den des Quellsignals, zu entfernen, wird eine Dekonvolution (Yuan et al., 2006) durchgeführt (Kap. 4.4). Die quellsignalfreien Daten beinhalten noch immer den Einfluss der Epizentraldistanz der Erdbeben auf die Laufzeit. Mit Hilfe einer *moveout* Korrektur (Yuan et al., 2006) wird dieser Einfluss eliminiert (Kap. 4.5). Anschließend werden die individuellen S-Receiver Funktionen stationweise (Kap. 4.6.1) oder in Abhängigkeit ihrer Konversionspunkte (Kap. 4.6.2) gestapelt, um das Signal-Rausch-Verhältnis zu verbessern (Yuan et al., 2006). Eine andere Möglichkeit zur Stapelung bietet die *CCP* Stapelung (Kap. 4.6.3), bei der die S-RF in den 3D Raum rückprojiziert und gestapelt werden, um die Konversionsschichten an ihre Position im 3D Raum zurückzuführen (Li et al., 2007).

Bei der P-Receiver Funktionsmethode wird zur Ermittlung der v_S Geschwindigkeitsstruktur eine Inversion der P-Receiver Funktionen durchgeführt. Dabei werden die gestapelten P-Receiver Funktionen einzeln invertiert (Kind et al., 1995) oder gemeinsam mit Dispersionskurven von Oberflächenwellen invertiert (Julia et al., 2000). Svenningsen und Jacobsen (2007) bestimmen die absolute Scherwellengeschwindigkeit über den Zusammenhang des scheinbaren Auftauchwinkels und v_S nach Wiechert (1907). Die absolute v_P Geschwindigkeitsstruktur kann z.B. nach Kumar und Bostock (2008) aus den Ankunftszeiten der direkten P-zu-S konvertierten Welle und multiplen Reflexionen bestimmt werden. Dieses Verfahren ist eine Erweiterung der H- κ Inversion von Zhu und Kanamori (2000), die die v_P Geschwindigkeitsstruktur als bekannt voraussetzt. Kumar und Bostock (2008) setzt v_P als unbekannt voraus. Vinnik et al. (2007) führen eine gemeinsame Inversion von P- und S-Receiver Funktionen durch um v_P , v_S und somit das Verhältnis v_P/v_S zu ermitteln.

Bei der Analyse von S-Receiver Funktionen werden im Gegensatz dazu meist nur die migrierten *CCP* gestapelten S-Receiver Funktionen interpretiert (Heit et al., 2008) oder mit Hilfe von Vorwärtsmodellierungen auf die v_S Geschwindigkeitsstruktur geschlossen (Geissler et al., 2010; Miller und Eaton, 2010).

4.2.5 Aufgabenstellung

Wie in den vorherigen Abschnitten aufgezeigt, besitzt die zu analysierende S-zu-P konvertierte Welle nur eine geringe Amplitude. Des Weiteren treten bei der Berechnung von S-Receiver Funktionen Schwierigkeiten auf, die z.B. aus Interferenzen unterschiedlicher Phasen resultieren und sich als Artefakte in den Receiver Funktionen abbilden (Wilson et al., 2006). In der gängigen Literatur wird das Vorgehen bei der Berechnung von S-Receiver Funktionen zwar beschrieben, Hintergrundinformationen wie z.B. die Bestimmung einzelner wichtiger Parameter sind aber meist nicht ausführlich dokumentiert. Deswegen wird in dieser Arbeit die S-Receiver Funktionsmethode detailliert untersucht und mögliche Verbesserungen in der Datenbearbeitung entwickelt, um die kleinen Wellenkonversionen besser und deutlicher darstellen zu können. In diesem Zusammenhang wird die S-Receiver Funktionsanalyse in MATLAB[®] als neuer Bestandteil der KaSP-Toolbox (Groos, 2010) implementiert. Während der Implementierung in MATLAB[®] werden die einzelnen Bearbeitungsschritte analysiert und teilweise weiterentwickelt. Danach wird die S-Receiver Funktionsmethode auf den MAGNUS-Datensatz (Kap. 3.2.1) angewendet. Der zweite wichtige Bestandteil der Weiterentwicklung der S-Receiver Funktionsmethode beschäftigt sich mit der Modellierung der resultierenden S-Receiver Funktionen (Kap. 4.7), um Rückschlüsse auf die vorliegende v_S Geschwindigkeitsstruktur zu ziehen. Neben einer Vorwärtsmodellierung der S-Receiver Funktionen wird eine Inversion von S-Receiver Funktionen entwickelt. Die Vorwärtsmodellierung zeigt die Schwierigkeiten bei der S-RF Modellierung auf, da die Anzahl der systematisch zu untersuchenden Modelle (2-Schichten,

3-Schichten, gradueller oder sprunghafter Übergang) vom Aufwand, der Berechnungsdauer und der Speicherkapazität limitiert wird. Die Inversion der S-Receiver Funktionen ermöglicht es die mehrschichtige v_S Geschwindigkeitsstruktur zu bestimmen, die die S-Receiver Funktion am besten erklärt. Die aus der Vorwärtsmodellierung resultierenden Modelle der Geschwindigkeitsstruktur dienen zur Überprüfung der aus der Inversion resultierenden Geschwindigkeitsstrukturen. Die Entwicklung der Inversion von S-Receiver Funktionen fand im Rahmen von TopoScandiaDeep in Kooperation mit B.H. Jacobsen von der Universität Aarhus statt.

4.3 Rotation ins Strahlkoordinatensystem L-Q-T

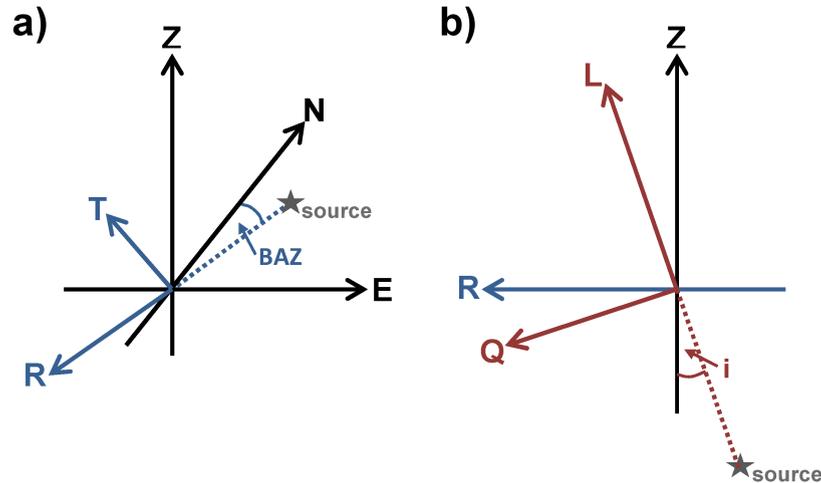


Abbildung 4.6: a) Darstellung der Koordinatensysteme Z-N-E und Z-R-T. Das Koordinatensystem Z-N-E wird nach Z-R-T überführt, indem die Horizontalkomponenten N und E um den $BAZ + 180^\circ$ gedreht werden. R zeigt dann in Richtung der Wellenausbreitung. b) Darstellung der Koordinatensysteme Z-R-T und L-Q-T. Das Koordinatensystem Z-R-T wird in das Strahlkoordinatensystem L-Q-T überführt, indem Z und R um den Auftauchwinkel i gekippt werden. Da die T-Komponente bei dieser Rotation nicht verändert wird, wird sie aus Übersichtlichkeitsgründen nicht dargestellt.

An einem Seismometer werden die verschiedenen Wellentypen aufgrund ihrer unterschiedlichen Polarisation auf unterschiedlichen Komponenten des Seismometers registriert. So werden z.B. die Kompressionswellen hauptsächlich auf der vertikalen Komponente Z und die Scherwellen hauptsächlich auf den beiden Horizontalkomponenten N und E aufgezeichnet. Bei der Receiver-Funktionsanalyse werden konvertierte Wellen untersucht, deren Amplitude im Gegensatz zu den direkten Wellen äußerst gering ist (siehe Kapitel 4.1). Um diese konvertierten Wellen im Seismogramm besser erkenntlich zu machen, werden die verschiedenen Wellentypen in Abhängigkeit ihrer Polarisation auf die unterschiedlichen Komponenten getrennt. Die seismologischen Koordinatensysteme Z-N-E, Z-R-T und L-Q-T sind wie folgt definiert (siehe auch Abbildung 4.6):

- **Koordinatensystem Z-N-E:** Die Vertikalkomponente Z zeigt in die Vertikale und ist positiv nach oben. Die Horizontalkomponenten N und E zeigen in die Richtungen Nord (N) und Ost (E) und sind in diese Richtungen zeigend positiv.
- **Koordinatensystem Z-R-T:** Die Vertikalkomponente Z zeigt in die Vertikale und ist positiv nach oben. Die Radialkomponente R zeigt von der Quelle in Richtung des Empfängers und ist in diese Richtung zeigend positiv. Die Transversalkomponente T steht senkrecht auf Z und R und ist nach rechts positiv definiert. Das Koordinatensystem Z-N-E wird nach Z-R-T transformiert, indem die Horizontalkomponenten N

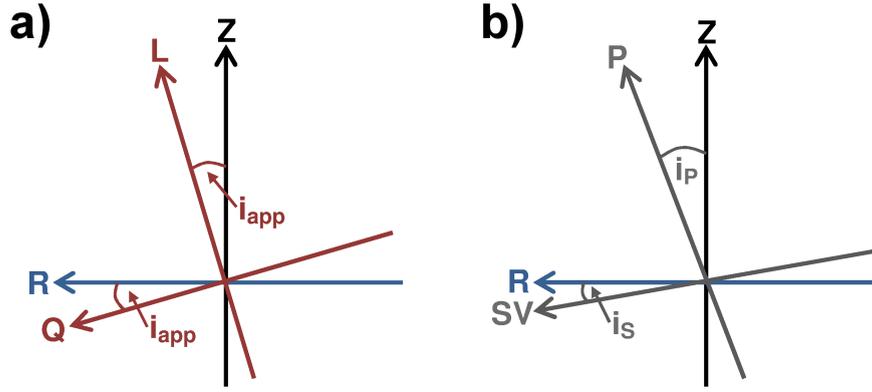


Abbildung 4.7: a) Rotation in das rechtwinklige Strahlkoordinatensystem L-Q-T unter Verwendung des scheinbaren Auftauchwinkels i_{app} , der nach Gleichung 4.32 berechnet wird. b) Rotation in das wahre Strahlkoordinatensystem P-SV-SH unter Verwendung der wahren Auftauchwinkel i_P und i_S . Die resultierenden Komponenten P, SV und SH zeigen in die Polarisationsrichtungen der P-, SV- und SH-Wellen, stehen jedoch nicht mehr senkrecht aufeinander. Aus Übersichtlichkeitsgründen werden die senkrecht zur Z-R Ebene ausgerichteten T- und SH-Komponenten nicht eingezeichnet.

und E um den Rückazimut $BAZ + 180^\circ$ (horizontale Einfallswinkel des Erdbebens) und R somit in Ausbreitungsrichtung der Erdbebenwellen zeigt.

- **Koordinatensystem L-Q-T:** Das Z-R-T Koordinatensystem wird um den Auftauchwinkel i (vertikaler Einfallswinkel der Wellen) gekippt, sodass das Koordinatensystem L-Q-T auf dem einfallenden Strahl liegt. Die Komponenten L, Q und T zeigen in die Polarisationsrichtung der unterschiedlichen Wellentypen. Auf der L-Komponente, die in Strahlrichtung zeigt, wird die Kompressionswelle aufgezeichnet. Auf der Q-Komponente wird die vertikal polarisierte Scherwelle (SV) registriert und diese Komponente ist von der Quelle zum Empfänger hin positiv definiert. Die transversal polarisierte S-Welle (SH) wird auf der T-Komponente aufgezeichnet, die bei der Drehung des Koordinatensystems nicht verändert wird. Sie steht somit senkrecht auf L und Q sowie Z und R und ist positiv nach rechts definiert.

Das seismologische Messkoordinatensystem Z-N-E wird in das Strahlkoordinatensystem L-Q-T mit Hilfe der folgenden Rotationsmatrix überführt (angelehnt an Plešinger et al., 1986):

$$\begin{pmatrix} L \\ Q \\ T \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos i & -\sin i \cos BAZ & -\sin i \sin BAZ \\ -\sin i & -\cos i \cos BAZ & -\cos i \sin BAZ \\ 0 & \sin BAZ & -\cos BAZ \end{pmatrix} \begin{pmatrix} Z \\ N \\ E \end{pmatrix} \quad (4.29)$$

Die Transformation des Koordinatensystems Z-N-E nach L-Q-T (Gl. 4.29) entspricht 2 Rotationen, einer Rotation um die Vertikalkomponente und einer Rotation um die Transversalkomponente. Die erste Rotation überführt das Koordinatensystem Z-N-E nach Z-R-T unter Verwendung des Rückazimuts BAZ (Gl. 4.30; Plešinger et al., 1986). Dabei ist zu beachten, dass die zusätzliche Rotation um 180° unter Verwendung der Additionstheoreme von trigonometrischen Funktionen direkt in der Rotationsmatrix berücksichtigt ist. Die zweite Rotation überführt das Z-R-T Koordinatensystem unter Verwendung des Auftauchwinkels i in das L-Q-T Koordinatensystem (Gl. 4.31; angelehnt an Plešinger et al., 1986).

$$\begin{pmatrix} Z \\ R \\ T \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -\cos BAZ & -\sin BAZ \\ 0 & \sin BAZ & -\cos BAZ \end{pmatrix} \begin{pmatrix} Z \\ N \\ E \end{pmatrix} \quad (4.30)$$

$$\begin{pmatrix} L \\ Q \\ T \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos i & \sin i & 0 \\ -\sin i & \cos i & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} Z \\ R \\ T \end{pmatrix} \quad (4.31)$$

Bei der Rotation in das Strahlkoordinatensystem muss der Auftauchwinkel mit Achtsamkeit gewählt werden, da neben dem Strahlkoordinatensystem L-Q-T auch das Strahlkoordinatensystem P-SV-SH definiert ist. Wie Abbildung 4.7 aufzeigt, unterscheiden sich die Koordinatensysteme L-Q-T und P-SV-SH in der Wahl des Auftauchwinkels, welcher zur Rotation in das jeweilige System verwendet wird. Bei der Rotation in das P-SV-SH Koordinatensystem (Abb. 4.7b) wird um die exakten Auftauchwinkel der P- (i_P) und S-Wellen (i_S) gedreht, während bei der Rotation nach L-Q-T (Abb. 4.7a) um den scheinbaren Auftauchwinkel i_{app} (Gl. 4.32) gedreht wird. Dadurch zeigen die Komponenten P, SV und SH, im Gegensatz zu L, Q, und T, in die exakte Polarisationsrichtung der P-, SV- und SH-Wellen. Der Nachteil des P-SV-SH Koordinatensystems liegt in der Rotation um verschiedene Auftauchwinkel, da dadurch die Komponenten des P-SV-SH Koordinatensystem nicht mehr senkrecht aufeinander stehen. Deswegen wird in dieser Arbeit mit dem scheinbaren Auftauchwinkel i_{app} in das scheinbare Strahlkoordinatensystem L-Q-T rotiert, das ebenfalls die Wellen in Abhängigkeit ihrer Polarisation trennt und dessen Komponenten rechtwinklig zueinander stehen. Der scheinbare Auftauchwinkel wird für eine einfallende S-Welle nach Wiechert (1907) wie folgt berechnet:

$$i_{app} = \arctan \left(\sqrt{\frac{v_S^2}{v_P^2} - \sin^2 i_S} \frac{2 \sin i_S}{\cos 2i_S} \right) \quad (4.32)$$

Um die verschiedenen Wellentypen in Abhängigkeit ihrer Polarisation zu trennen und um somit die konvertierte Welle leichter identifizierbar zu machen, werden die Seismogramme in das Strahlkoordinatensystem L-Q-T transformiert. Dabei werden die Komponenten Z, N und E um den Rückazimut $BAZ + 180^\circ$ und den scheinbaren Auftauchwinkel i_{app} rotiert. Die zusätzliche Rotation des Rückazimuts um 180° wird unter Verwendung der Additionstheoreme von trigonometrischen Funktionen direkt in der Rotationsmatrix berücksichtigt. Die beiden Parameter BAZ und i_{app} können theoretisch bestimmt werden, indem man den Rückazimut direkt aus den Stations- und Erdbebenkoordinaten bestimmt und den Auftauchwinkel aus der theoretischen Langsamkeit der einfallenden S-Welle berechnet und mit Gleichung 4.32 in den scheinbaren Auftauchwinkel überführt. Um Inhomogenitäten im Untergrund und somit 3D Laufwegeffekte berücksichtigen zu können, werden in dieser Arbeit bei der Rotation von Z-N-E nach L-Q-T die beobachteten Parameter BAZ und i_{app} verwendet. Die Bestimmung der Rotationsparameter erfolgt in 2 Schritten. Zuerst wird der Rückazimut bestimmt, das Koordinatensystem von Z-N-E nach Z-R-T überführt, anschließend der scheinbare Auftauchwinkel bestimmt und das Koordinatensystem von Z-R-T nach L-Q-T überführt. In den folgenden Abschnitten (Kap. 4.3.1 und 4.3.2) werden die hier entwickelten Methoden zur Bestimmung der beobachteten Parameter beschrieben.

4.3.1 Bestimmung des Rückazimuts BAZ

Eine P-Welle, die eine isotrope Erde durchläuft, ist nur radial und vertikal polarisiert. Dadurch wird im Seismogramm beim Einsatz der P-Welle nur Energie auf der Vertikal- und Radialkomponente beobachtet. Dadurch kann der Rückazimut durch eine Minimierung der

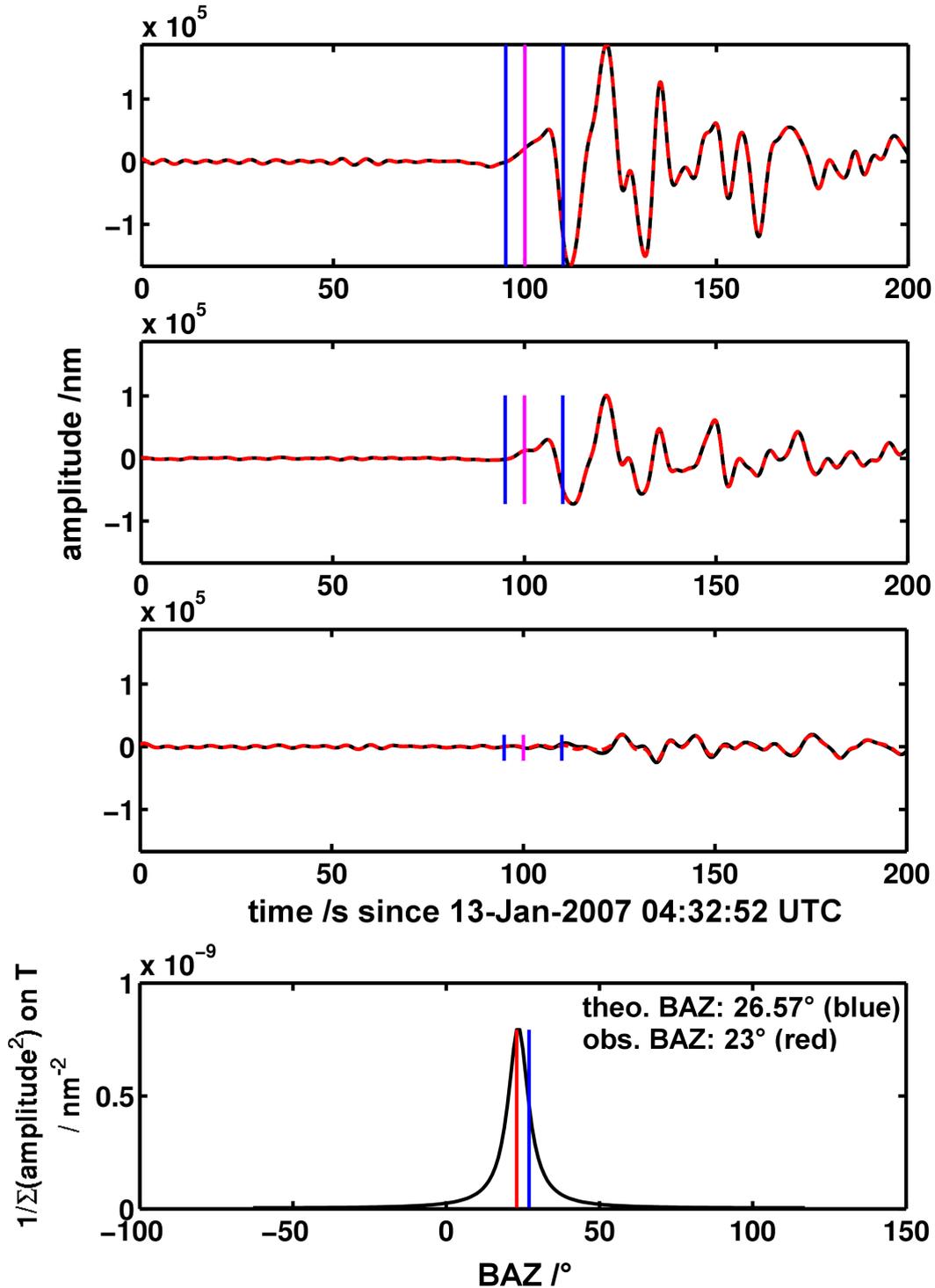


Abbildung 4.8: Bestimmung des Rückazimuts aus einer einfallenden P-Welle an der Station NWG19. Das untersuchte Erdbeben ereignete sich am 13-Jan-2007 um 04:23:21 UTC unter Japan ($BAZ_{NWG19} = 26,57^\circ$). Die ersten 3 Untergrafiken zeigen das nach Z-R-T rotierte Seismogramm unter Verwendung von BAZ_{theo} (schwarz) und BAZ_{obs} (rot gestrichelt). Die Summe des Amplitudenquadrats ΣA_T^2 wird im Zeitfenster von -5 s bis 10 s (blaue Linien) um den theoretischen P-Welleneinsatz (rosa Linie) bestimmt. Unten ist der Verlauf des Kehrwertes der Amplitudenquadratsumme $1/\Sigma A_T^2$ auf der T-Komponente für einen BAZ -Bereich von $BAZ_{theo} \pm 90^\circ$ dargestellt. Dabei ist BAZ_{theo} durch die blaue Linie und BAZ_{obs} durch die rote Linie gekennzeichnet. Durch die Maximierung des Kehrwertes der Amplitudenquadratsumme $1/\Sigma A_T^2$ auf der T-Komponente wird BAZ_{obs} bestimmt.

Energie auf der T-Komponente zum Zeitpunkt der einfallenden P-Welle bestimmt werden (Abb. 4.8). Realisiert wird die Bestimmung der Energie über die Berechnung der Summe des Amplitudenquadrats: $E \sim \Sigma A^2$.

Das Seismogramm wird von Z-N-E nach Z-R-T überführt, indem es um $BAZ + 180^\circ$ rotiert wird. Dabei variiert BAZ in 1° Schritten zwischen $BAZ_{theo} \pm 90^\circ$. Anschließend wird in einem Zeitfenster von -5 s bis 10 s um den P-Welleneinsatz die Summe des Amplitudenquadrats ΣA_T^2 , die proportional zur Energie ist, auf der Transversalkomponente bestimmt. Es gilt: $\Sigma A_T^2 \sim E_T$. Da bei einer einfallenden P-Welle auf der T-Komponente keine Energie beobachtet werden soll, wird der Rückazimut über die Minimierung der berechneten Summe des Amplitudenquadrats ΣA_T^2 bzw. der Maximierung des Kehrwertes der Amplitudenquadratsumme $1/\Sigma A_T^2$ bestimmt. Durch die Berechnung des Amplitudenquadrats, welches π -periodisch ist, reicht die Variation des Rückazimuts im Bereich von $BAZ_{theo} \pm 90^\circ$ aus, um den korrekten BAZ -Wert zu bestimmen.

Mit Hilfe von 2 Kriterien wird die automatische Bestimmung des Rückazimuts überwacht. Im Koordinatensystem Z-R-T wird der P-Welleneinsatz am stärksten auf der Z-Komponente registriert. Ist das Signal-Rausch-Verhältnis (signal-to-noise ratio, SNR) auf der Z-Komponente kleiner als auf der N- und E-Komponente wird das Seismogramm für die weitere Datenverarbeitung verworfen. Wird der Rückazimut bestimmt und weicht dieser um mehr als 20° von dem theoretischen Rückazimut ab, wird die BAZ -Bestimmung manuell überprüft und gegebenenfalls mit einem manuell gesetzten Zeitfenster neu bestimmt. Ist kein klarer Welleneinsatz sichtbar, wird das untersuchte Ereignis wegen zu schlechtem SNR verworfen.

4.3.1.1 Vergleich mit Seismometer-Missorientierungen

Zur Überprüfung der Bestimmung des beobachteten Rückazimuts BAZ_{obs} wird die Abweichung zum theoretischen Rückazimut BAZ_{theo} mit $BAZ_{obs} - BAZ_{theo}$ berechnet. Die Abbildungen 4.9 und 4.10 zeigen zwei Beispiele dieser Überprüfung. Trägt man BAZ_{obs} über BAZ_{theo} auf, so erwartet man einen linearen Verlauf der Geraden, wenn BAZ_{obs} BAZ_{theo} entspricht. Weichen beide voneinander ab, so sind Abweichungen und Ausreißer vom linearen Verlauf beobachtbar (Abb. 4.9 und 4.10 oben). Betrachtet man die Abweichung $BAZ_{obs} - BAZ_{theo}$ in Abhängigkeit von BAZ_{theo} , so beobachtet man eine Streuung der Abweichungen um einen bestimmten Wert. Zur Bestimmung dieses Wertes stellt man die BAZ -Abweichung als Histogramm dar und bestimmt dann den zirkularen Median (Berens, 2009) der BAZ -Abweichungen. Diese mittlere BAZ -Abweichung γ kann dann als Seismometer-Missorientierung interpretiert werden. Die so ermittelten mittleren BAZ -Abweichung γ der MAGNUS Stationen sind im Anhang aufgelistet (Tab. G.1) und liegen bei der Mehrheit der MAGNUS Stationen im Bereich von $\pm 10^\circ$. An den Stationen NWG06, NWG28, NWG29, NWG30 und NWG31 sind die mittleren BAZ -Abweichung γ deutlich größer. An den Stationen NWG29 und NWG31 liegen sie bei 12° bzw. -14° , an der Stationen NWG06 und NWG28 bei -17° bzw. 22° . Die stärkste BAZ -Abweichung wird mit -44° an Station NWG30 ermittelt.

Zur Verifizierung der hier ermittelten BAZ -Abweichungen γ werden diese mit nachträglich bestimmten Seismometer-Missorientierungen verglichen. Die Seismometer-Missorientierungen wurden von Christian Seiberlich (KIT-GPI) bestimmt. Der Missorientierungswinkel γ wird dabei über eine Kreuzkorrelation von beobachteten und synthetischen Daten in Abhängigkeit der Seismometer-Orientierung bestimmt (Seiberlich, 2011b). Dazu werden synthetische Seismogramme (Z-N-E) berechnet und um $BAZ_{theo} + 180^\circ$ rotiert. Die beobachteten Seismogramme (Z-N-E) werden in 1° Schritten um $0^\circ \leq \gamma \leq 360^\circ$ rotiert. Anschließend bestimmt man die Kreuzkorrelation zwischen den synthetischen und beobachteten Daten. Der Winkel γ , bei dem die Kreuzkorrelation zwischen synthetischen

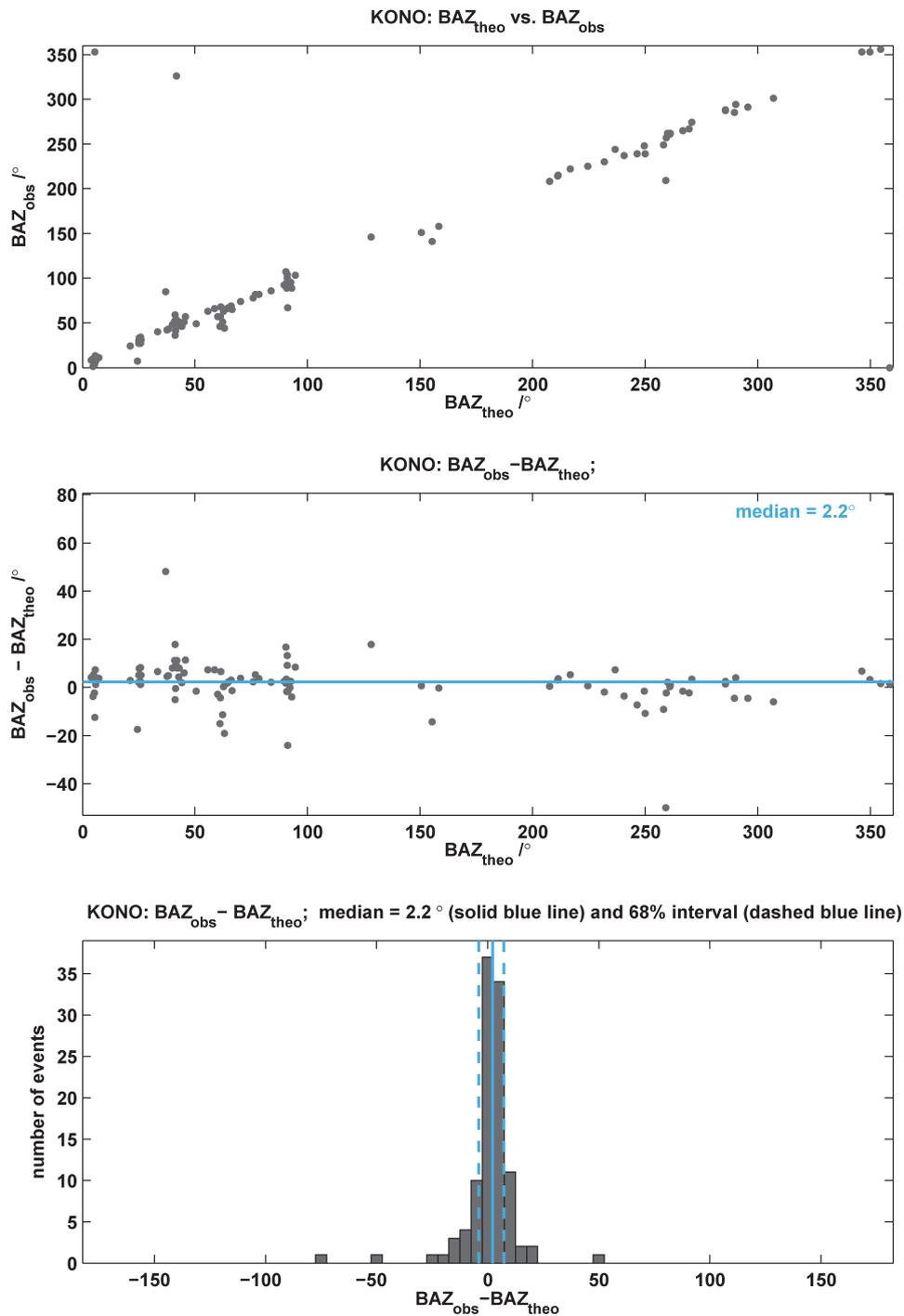


Abbildung 4.9: Mittlere Abweichung $BAZ_{obs} - BAZ_{theo}$ an Station KONO. Die Auftragung von BAZ_{obs} über BAZ_{theo} zeigt einen linearen Verlauf (oben). Im BAZ -Bereich von $0^\circ - 90^\circ$ sind Abweichungen vom linearen Verlauf erkennbar. Dies zeigt sich auch bei Auftragung der Differenz $BAZ_{obs} - BAZ_{theo}$ in Abhängigkeit von BAZ_{theo} (Mitte). Die Abweichungen von BAZ_{obs} und BAZ_{theo} liegen in einem Bereich von $\pm 20^\circ$. Die Histogramm-Darstellung der BAZ -Abweichung (unten) zeigt eine mittlere BAZ -Abweichung etwa 2° .

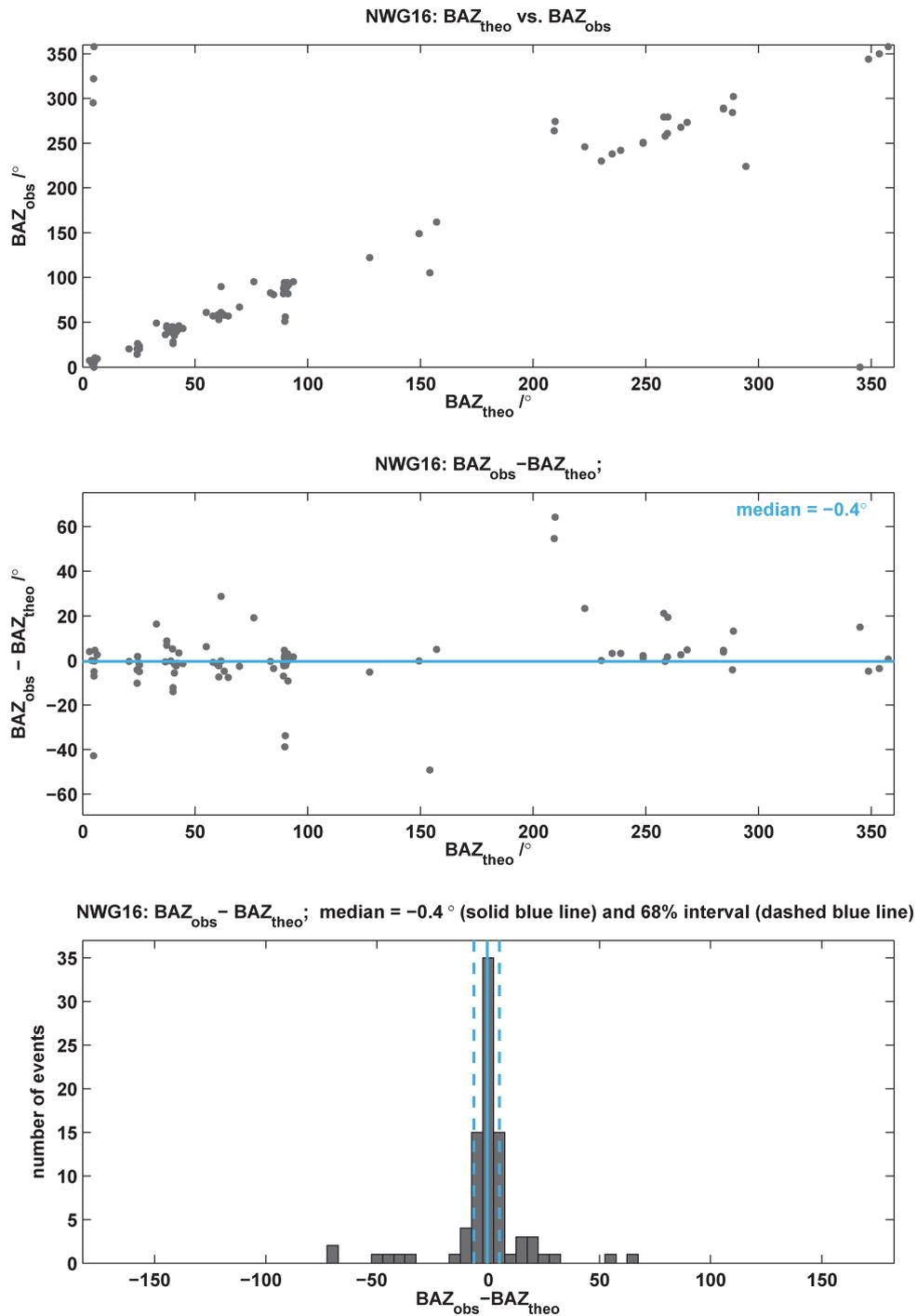


Abbildung 4.10: Mittlere Abweichung $BAZ_{obs} - BAZ_{theo}$ an Station NWG16. Die Auftragung von BAZ_{obs} über BAZ_{theo} zeigt einen linearen Verlauf (oben). Im BAZ -Bereich von $0^\circ - 90^\circ$ und bei etwa 210° sind Abweichungen vom linearen Verlauf erkennbar. Dies zeigt sich auch bei Auftragung der Differenz $BAZ_{obs} - BAZ_{theo}$ in Abhängigkeit von BAZ_{theo} (Mitte). Der Großteil der Abweichung von BAZ_{obs} und BAZ_{theo} liegen in einem Bereich von $\pm 20^\circ$, wenige Ausreißer darüber. Die Histogramm-Darstellung der BAZ -Abweichung (unten) zeigt, dass im Mittel keine BAZ -Abweichung vorhanden ist.

und beobachteten Daten maximal wird, beschreibt die Seismometer-Orientierung, bei der sich die Daten am ähnlichsten sind (Seiberlich, 2011b). Zur Ermittlung der Seismometer-Missorientierung wird diese Analyse mit den registrierten Erdbeben durchgeführt. Die Seismometer-Missorientierung γ_{mis} wird durch zirkuläre Medianbildung (Berens, 2009) ermittelt. Vergleicht man diese Seismometer-Missorientierung γ_{mis} mit den hier bestimmten mittleren BAZ -Abweichungen γ (Tab. G.1 im Anhang), so stimmen diese sehr gut überein und weichen im Großteil nur etwa 5° voneinander ab. An den Stationen NWG17 und BER können die großen Unterschiede mit Problemen bei der Berechnung des zirkulären Medians in der Methode nach Seiberlich (2011b) erklärt werden. Berechnet man den Median, so weichen die Missorientierungen an den Stationen weniger als 10° voneinander ab. Seiberlich (2011a) (*pers. comm.*) bestimmte die Qualität seiner nachträglich ermittelten Missorientierungen und die stark abweichenden Stationen (BER, NWG06, NWG17 und NWG35) zeigen nur die Datenqualität C, bei der die Missorientierung nicht ausreichend bestimmbar ist.

Die sehr gute Übereinstimmung (Tab. G.1 im Anhang) der hier bestimmten mittleren BAZ -Abweichungen γ mit den nachträglich ermittelten Seismometer-Missorientierungen von C. Seiberlich zeigt die Notwendigkeit der Bestimmung und Verwendung des beobachteten Rückazimuts auf. Liegen die Seismometer-Missorientierungen im Bereich von $\pm 5^\circ$, so wird der Unterschied zwischen um BAZ_{theo} und BAZ_{obs} rotierten Daten minimal und vernachlässigbar sein. Im Falle der Station NWG30, die eine Seismometer-Missorientierung von -42° aufweist, führt eine Rotation um $BAZ_{theo} + 180^\circ$ nicht in das erwartete Z-R-T System, wodurch Analyseergebnisse, die eine korrekte Rotation nach Z-R-T voraussetzen, nur bedingt interpretierbar wären.

4.3.2 Bestimmung des scheinbaren Auftauchwinkels i_{app}

Die Seismogramme werden unter Verwendung der beobachteten Rückazimute von Z-N-E in das Z-R-T Koordinatensystem überführt. Diese Seismogramme werden anschließend unter Verwendung eines Auftauchwinkels von $i = 0^\circ - 90^\circ$ in 1° Schritten nach L-Q-T rotiert. In einem Zeitfenster von -10 s bis 20 s um den S-Welleneinsatz (S- oder SKS-Welle) wird die Summe des Amplitudenquadrats ΣA_Q^2 , die proportional zur Energie ist, auf der Q-Komponente berechnet. Es gilt: $\Sigma A_Q^2 \sim E_Q$. Der scheinbare Auftauchwinkel wird über die Maximierung der Summe des Amplitudenquadrats ΣA_Q^2 bestimmt (Abb. 4.11).

Zur Überprüfung des bestimmten scheinbaren Auftauchwinkels, wird die Abweichung zum theoretisch bestimmten scheinbaren Auftauchwinkel $i_{app-theo}$ bestimmt. Weichen diese um mehr als 10° voneinander ab, wird die i_{app} -Bestimmung manuell überprüft und gegebenenfalls mit einem manuell gesetzten Zeitfenster neu bestimmt. Ist kein klarer Welleneinsatz erkennbar, wird das Ereignis wegen zu schlechtem SNR verworfen.

4.3.3 Übersicht über weitere Methoden zur Bestimmung der Rotationsparameter

Neben den in Kapitel 4.3.1 und 4.3.2 genannten Methoden zur Bestimmung der Rotationsparameter BAZ und i wurden auch andere Verfahren entwickelt und getestet. Da diese jedoch keine stabilen Ergebnisse bzw. auch bei deutlichen Welleneinsätzen unrealistische Ergebnisse lieferten, wurden sie verworfen. Sie werden im Folgenden der Vollständigkeit halber kurz erläutert:

- Bei der Polarisationsanalyse von P- und S-Wellen kann durch Lösen des Eigenwertproblems der Rückazimut und der Auftauchwinkel berechnet werden (Jurkevics, 1988). Diese Methode lieferte keine stabilen Ergebnisse.

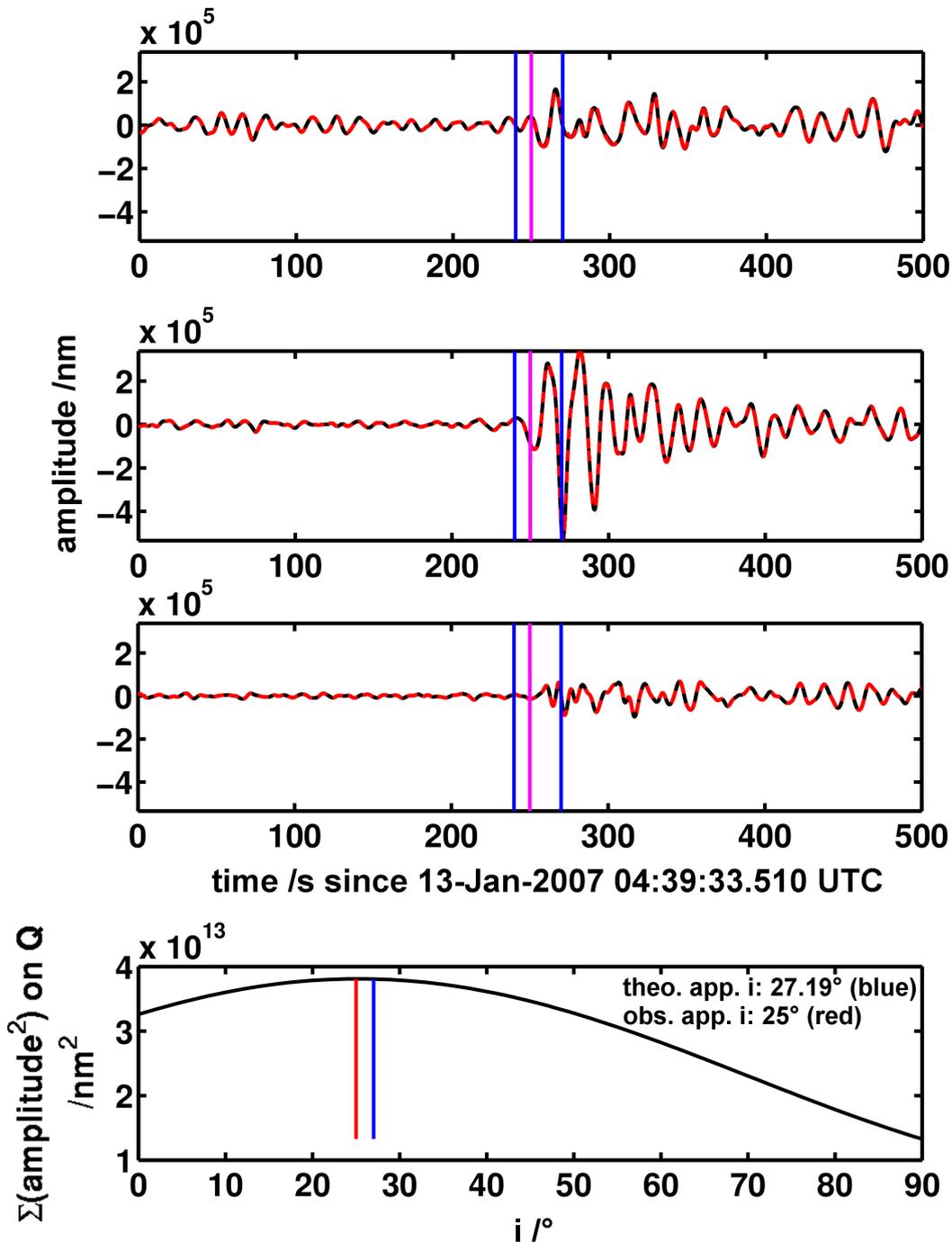


Abbildung 4.11: Bestimmung des scheinbaren Auftauchwinkels einer einfallenden S-Welle an der Station NWG19. Das untersuchte Erdbeben ereignete sich am 13-Jan-2007 um 04:23:21 UTC unter Japan. Die ersten 3 Untergrafiken zeigen das nach L-Q-T rotierte Seismogramm unter Verwendung von BAZ_{obs} und $i_{app-theo}$ (schwarz) und BAZ_{obs} und $i_{app-obs}$ (rot gestrichelt). Die Summe des Amplitudenquadrats ΣA_Q^2 wird im Zeitfenster von -10 s bis 20 s (blaue Linien) um den theoretischen S-Welleneinsatz (rosa Linie) bestimmt. Unten ist der Verlauf der Amplitudenquadratsumme ΣA_Q^2 auf der Q-Komponente für einen i -Bereich von $0^\circ - 90^\circ$ dargestellt. Dabei ist $i_{app-theo}$ durch die blaue Linie und $i_{app-obs}$ durch die rote Linie gekennzeichnet. Durch die Maximierung der Amplitudenquadratsumme ΣA_Q^2 auf der Q-Komponente wird $i_{app-obs}$ bestimmt.

- Mit Hilfe eines Gridsearch-Verfahrens werden durch die Maximierung der Energie der Q- und T-Komponenten bei Ankunft der S-Welle der Rückazimut und der Auftauchwinkel gemeinsam bestimmt. Das Rauschen der Daten führt zu mehrdeutigen Lösungen, wodurch die Rotationsparameter nicht stabil bestimmt werden können.
- Die Bestimmung des Rückazimuts und des Auftauchwinkels erfolgt in 2 Schritten: Zuerst wird der Rückazimut bestimmt, indem die Energie auf der L-Komponente bei Ankunft der S-Welle minimiert wird. Anschließend bestimmt man den Auftauchwinkel durch die Maximierung der Energie der Q- und T-Komponenten bei Ankunft der S-Welle. Diese Methode erweist sich als problematisch, da unter Berücksichtigung des theoretischen Auftauchwinkels der Rückazimut bestimmt wird und anschließend der beobachtete scheinbare Auftauchwinkel ermittelt wird.
- Die Bestimmung des Rückazimuts und des Auftauchwinkels erfolgt in 2 Schritten: Zuerst wird der Rückazimut bestimmt, indem die Energie auf der L-Komponente bei Ankunft der P-Welle maximiert wird. Anschließend bestimmt man den Auftauchwinkel durch die Maximierung der Energie der Q- und T-Komponenten bei Ankunft der S-Welle. Diese Methode erweist sich als problematisch, da unter Berücksichtigung des theoretischen Auftauchwinkels der Rückazimut bestimmt wird und anschließend der beobachtete scheinbare Auftauchwinkel ermittelt wird.
- Die Bestimmung des Rückazimuts und des Auftauchwinkels erfolgt in 2 Schritten: Zuerst wird der Rückazimut bestimmt, indem die Energie auf der T-Komponente bei Ankunft der P-Welle minimiert wird. Anschließend bestimmt man den Auftauchwinkel durch die Maximierung der Energie der Q- und T-Komponenten bei Ankunft der S-Welle. Da sich bei der Rotation von Z-R-T nach L-Q-T die Transversalkomponente nicht verändert, wird diese Methode zur hier verwendeten Methode modifiziert und der Auftauchwinkel nur über die Maximierung der Energie der Q-Komponente bestimmt.
- Die Bestimmung des Rückazimuts und des Auftauchwinkels erfolgt in 2 Schritten: Zuerst wird der Rückazimut bestimmt, indem an die S-Welleneinsätze eine ebene Welle angepasst wird. Anschließend bestimmt man den Auftauchwinkel durch die Maximierung der Energie der Q- und T-Komponenten bei Ankunft der S-Welle. Diese Methode wird nicht verwendet, da bei der Bestimmung des Rückazimuts nur ein mittlerer Rückazimut pro Erdbeben bestimmt wird.

4.4 Dekonvolution

Wie in Kapitel 3.3 beschrieben, entspricht ein Seismogramm (zur Vereinfachung in der 1D Betrachtung) einer Faltung des Quellsignals $g(t)$, der Übertragungsfunktion der Erde $r(t)$ und der Übertragungsfunktion des Seismometers $i(t)$ (Gl. 3.1). Die Übertragungsfunktion des Seismometers $i(t)$ wird mit Hilfe der Restitution (Kap. 3.3) aus den Seismogrammen entfernt. Das restituierte Seismogramm $s_{rest}(t)$ (Gl. 3.2) setzt sich nur noch aus dem Quellsignal $g(t)$ und der Übertragungsfunktion der Erde $r(t)$, also dem Einfluss der Erdstruktur, zusammen.

Um nun die Erdstruktur $r(t)$ untersuchen zu können, wird das Quellsignal $g(t)$ mittels Dekonvolution, also einer Entfaltung, aus dem restituierten Seismogramm $s_{rest}(t)$ entfernt (Gl. 4.33). Bei einer Faltung gilt: $g^{-1}(t) \neq \frac{1}{g(t)}$.

$$r(t) = s_{rest}(t) * g^{-1}(t) \quad (4.33)$$

Um das Quellsignal entfernen zu können, muss es zuvor bestimmt werden. Da bei der Receiver Funktionsanalyse die Erdstruktur unterhalb der Stationen bis hin zur 660 km

Diskontinuität analysiert wird, umfasst das zu entfernende Quellsignal auch Laufweegeffekte, die nahe der Quelle und in großer Entfernung von den Stationen verursacht werden. Da die konvertierte Welle bis zur Wellentypkonversion der direkten Welle entspricht und erst nach Passieren der Diskontinuität als P-Welle propagiert, wird der an der Station registrierte S-Wellenzug auf der Q-Komponente als Quellsignal verwendet (Yuan et al., 2006). In dieser Arbeit wird das Quellsignal nicht automatisch über ein bestimmtes Zeitfenster um den S-Welleneinsatz bestimmt, sondern das Zeitfenster wird manuell für jedes Erdbeben und jede Station ausgewählt. Dadurch wird das gesamte Quellsignal und nicht nur Teile davon bestimmt. Auch der Beginn des Quellsignals kann manuell besser bestimmt werden als automatisch. Anschließend werden die bestimmten Quellsignale eines Erdbebens, also die an den verschiedenen Stationen registrierten S-Wellenzüge, auf Kohärenz untersucht und gegebenenfalls neu bestimmt. Die so ausgewählten Quellsignale (siehe Abb. 4.12) umfassen eine Dauer von 70 – 120 s.

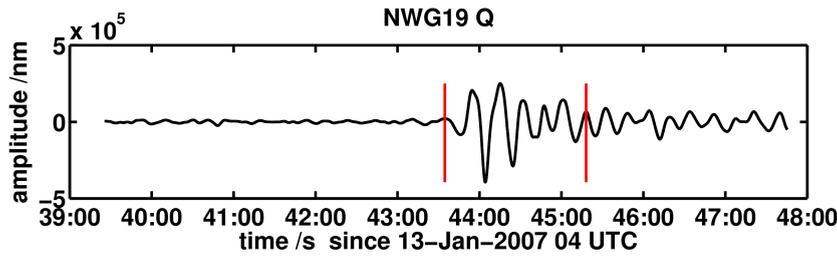


Abbildung 4.12: Datenbeispiel eines manuell bestimmten Quellsignals an Station NWG19. Das untersuchte Erdbeben ereignete sich am 13-Jan-2007 um 04:23:21 UTC unter Japan. Das bestimmte Quellsignal, das durch die roten Linien markiert wird, umfasst den gesamten S-Wellenzug von 103,5 s Länge.

Ist das Quellsignal bekannt, kann die Dekonvolution berechnet werden. Die Dekonvolution kann sowohl im Frequenzbereich (Kap. 4.4.1) als auch im Zeitbereich (Kap. 4.4.2) durchgeführt werden.

4.4.1 Dekonvolution im Frequenzbereich

Die Dekonvolution kann im Frequenzbereich unter der Verwendung des Konvolutionstheorems (Gl. 4.34) als spektrale Division, also als Division zweier Spektren, realisiert werden (Zhu und Kanamori, 2000). Dazu werden die Zeitreihen unter Verwendung der Fourier Transformation (Bronštein et al., 2008) aus dem Zeit- in den Frequenzbereich (Gl. 4.34) transformiert bzw. aus dem Frequenz- in den Zeitbereich (Gl. 4.35) rücktransformiert.

$$X(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \cdot \exp(-i\omega t) dt \quad (4.34)$$

$$x(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} X(\omega) \cdot \exp(i\omega t) d\omega \quad (4.35)$$

Das Konvolutionstheorem (Gl. 4.36; Bronštein et al., 2008) besagt, dass eine Faltung der Funktionen $x(t)$ und $y(t)$ im Zeitbereich einer Multiplikation ihrer Spektren $X(\omega)$ und $Y(\omega)$ im Frequenzbereich entspricht. Die Dekonvolution (Entfaltung) kann somit im Frequenzbereich als spektrale Division (Gl. 4.37) realisiert werden.

$$x(t) * y(t) \iff X(\omega) \cdot Y(\omega) \quad (4.36)$$

$$x(t) * y^{-1}(t) \iff \frac{X(\omega)}{Y(\omega)} \quad (4.37)$$

Um das Konvolutionstheorem und Gleichung 4.37 zur Entfernung des Quelleinflusses verwenden zu können, werden die Zeitreihen $L(t)$, $Q(t)$, $T(t)$ und das Quellsignal $Q_S(t)$ mit einer Fourier-Transformation (Gl. 4.34) in den Frequenzbereich überführt. Von den resultierenden Spektren $L(\omega)$, $Q(\omega)$ und $T(\omega)$ wird das Spektrum des Quellsignals $Q_S(\omega)$ durch eine Division entfernt (Gl. 4.38 - 4.40).

$$LQ(\omega) = \frac{L(\omega)}{Q_S(\omega)} \quad (4.38)$$

$$QQ(\omega) = \frac{Q(\omega)}{Q_S(\omega)} \quad (4.39)$$

$$TQ(\omega) = \frac{T(\omega)}{Q_S(\omega)} \quad (4.40)$$

In der Praxis kann die spektrale Division nicht so einfach wie in den Gleichungen 4.38 - 4.40 dargestellt berechnet werden, da die einzelnen Spektren frequenzabhängig große Amplitudenunterschiede aufweisen und sich *Löcher* im Spektrum ausbilden (Ammon, 1991). Diese Löcher im Spektrum führen zu Instabilitäten bei den dekonvolvierten Zeitreihen $LQ(\omega)$, $QQ(\omega)$ und $TQ(\omega)$ (Ammon, 1991; Langston, 1977, 1979; Owens et al., 1984; Zhu und Kanamori, 2000). Um dies zu verhindern, wird der Nenner während der spektralen Division durch einen *waterlevel*-Term stabilisiert. Die spektrale Division wird nach Zhu und Kanamori (2000) realisiert (Gl. 4.41):

$$LQ(t) = (1 + c) \int \frac{L(\omega) \cdot Q_S^*(\omega)}{|Q_S(\omega)|^2 + c\sigma_0^2} \exp\left(\frac{-\omega^2}{4\alpha^2}\right) \exp(i\omega t) d\omega \quad (4.41)$$

Neben der Rücktransformation aus dem Frequenz- in den Zeitbereich (Gl. 4.35) beinhaltet Gleichung 4.41 einen Gaußschen Filter (Kap. 4.4.3) zur Vermeidung von hochfrequenten Dekonvolutionsartefakten und den Term $(1 + c)$, der die durch die Stabilisierung verursachte Amplitudenverluste ausgleicht. Das Spektrum der L-Komponente $L(\omega)$ wird mit dem komplex konjugierten Spektrum des Quellsignals $Q_S^*(\omega)$ multipliziert und durch den stabilisierten Nenner geteilt (Gl. 4.41). Der Nenner umfasst die Energiedichte des Quellsignals $|Q_S(\omega)|^2$ und den stabilisierenden *waterlevel*-Term $c\sigma_0^2$. Der *waterlevel*-Term setzt sich aus der Autokorrelationsfunktion σ_0^2 des Quellsignals $Q_S(t)$ im Zeitbereich und dem Stabilisationsparameter c zusammen. Realisiert wird der *waterlevel*-Term im Frequenzbereich als $W = c \cdot |Q_S(\omega)|^2$, womit sich der folgende Nenner in der spektralen Division ergibt: $|Q_S(\omega)|^2 + W$ (Gl. 4.42). Die Energiedichte des Quellsignals wird um einen bestimmten Bruchteil c , der entweder als Bruchteil der maximalen oder mittleren Energiedichte angegeben wird, erhöht, um die Löcher im Spektrum und so Instabilitäten in $LQ(\omega)$ zu vermeiden (Ammon, 1991; Langston, 1977, 1979; Owens et al., 1984; Zhu und Kanamori, 2000).

$$LQ(t) = (1 + c) \int \frac{L(\omega) \cdot Q_S^*(\omega)}{|Q_S(\omega)|^2 + W} \exp\left(\frac{-\omega^2}{4\alpha^2}\right) \exp(i\omega t) d\omega \quad (4.42)$$

Die Gleichungen 4.41 und 4.42 sind exemplarisch für die Entfernung des Quellsignals von der L-Komponente angegeben, für die die dekonvolvierte LQ-Komponente resultiert. Will man die dekonvolvierte QQ- oder TQ-Komponente berechnen, so wird in den Gleichung 4.41 und 4.42 das Spektrum $L(\omega)$ durch das Spektrum $Q(\omega)$ oder $T(\omega)$ ersetzt. Die Bestimmung des *waterlevel*-Terms wird in Kapitel 4.4.4 beschrieben.

4.4.2 Dekonvolution im Zeitbereich

Wird die Dekonvolution im Zeitbereich (Yilmaz, 1987) realisiert, so muss Gleichung 4.33 gelöst werden. Da das Quellsignal $Q_S(t)$ dem Wellenzug der direkten S-Welle entspricht,

die an der Station auf der Q-Komponente registriert wird, erwartet man bei der Dekonvolution der Q-Komponente einen Delta-Impuls $\delta(t)$ (Gl. 4.43, 4.44) auf der dekonvolvierten QQ-Komponente (Yilmaz, 1987). Der Delta-Impuls zeigt dann die Ankunftszeit der direkten S-Welle an der Station an.

$$QQ(t) = Q(t) * Q_S^{-1}(t) = \delta(t) \quad (4.43)$$

$$\delta(t) = \begin{cases} 1 & t = 0 \\ 0 & t \neq 0 \end{cases} \quad (4.44)$$

Um im Zeitbereich diesen Delta-Impuls $\delta(t)$ zu erzeugen, wird mit Hilfe der Methode der kleinsten Fehlerquadrate ein inverses Filter, genauer ein optimiertes Wiener Filter (Yilmaz, 1987; Vaseghi, 1996; Berkhout, 1977), erzeugt.

$$\vec{w} = \mathbf{R}_{xx}^{-1} \vec{R}_{xy} \quad (4.45)$$

$$\begin{aligned} \mathbf{R}_{xx} &= Q_S(-t) * Q_S^*(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} Q_S(t+t') Q_S^*(t') dt' \\ &= \begin{pmatrix} a_0 & a_1 & a_2 & \cdots & a_{n-1} \\ a_1 & a_0 & a_1 & \cdots & a_{n-2} \\ a_2 & a_1 & a_0 & \cdots & a_{n-3} \\ a_3 & a_2 & a_1 & \cdots & a_{n-4} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ a_{n-1} & a_{n-2} & a_{n-3} & \cdots & a_0 \end{pmatrix} \end{aligned} \quad (4.46)$$

$$\vec{R}_{xy} = Q_S(-t) * \delta(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} Q_S(t') \delta(t+t') dt' = \begin{pmatrix} c_0 \\ c_1 \\ c_2 \\ c_3 \\ \cdot \\ \cdot \\ c_{n-1} \end{pmatrix} \quad (4.47)$$

Dazu wird die Autokorrelation \mathbf{R}_{xx} (Gl. 4.46) des Quellsignals $Q_S(t)$ und die Kreuzkorrelation \vec{R}_{xy} (Gl. 4.47) zwischen dem Eingangssignal (Quellsignal $Q_S(t)$) und dem gewünschten Ausgangssignal (Delta-Impuls $\delta(t)$) berechnet. Da die Autokorrelationsmatrix symmetrisch ist (Gl. 4.46), auch *Toeplitz*-Matrix genannt, kann die inverse Autokorrelationsmatrix mit der Levinson Rekursion gelöst werden (Yilmaz, 1987). Das inverse Filter \vec{w} (Gl. 4.45, 4.48; Yilmaz, 1987; Berkhout, 1977; Vaseghi, 1996) berechnet sich aus dem Produkt der inversen Autokorrelationsmatrix \mathbf{R}_{xx}^{-1} (Gl. 4.46) und des Kreuzkorrelationsvektors \vec{R}_{xy} (Gl. 4.47).

$$\vec{w} = \begin{pmatrix} w_0 \\ w_1 \\ w_2 \\ w_3 \\ \cdot \\ \cdot \\ w_{n-1} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a_0 & a_1 & a_2 & \cdots & a_{n-1} \\ a_1 & a_0 & a_1 & \cdots & a_{n-2} \\ a_2 & a_1 & a_0 & \cdots & a_{n-3} \\ a_3 & a_2 & a_1 & \cdots & a_{n-4} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ a_{n-1} & a_{n-2} & a_{n-3} & \cdots & a_0 \end{pmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} c_0 \\ c_1 \\ c_2 \\ c_3 \\ \cdot \\ \cdot \\ c_{n-1} \end{pmatrix} \quad (4.48)$$

Um die Dekonvolution im Zeitbereich zu stabilisieren, wird ein *prewhitening* durchgeführt (Yilmaz, 1987; Berkhout, 1977), dessen Funktion dem *waterlevel*-Term der Dekonvolution im Frequenzbereich entspricht. Das *prewhitening* entspricht einer Addition von weißem Rauschen auf ein Spektrum (Yilmaz, 1987). Realisiert wird das *prewhitening* durch eine Erhöhung der Diagonalelemente a_0 der Autokorrelationsmatrix des Quellsignals \mathbf{R}_{xx} um den Wert c (Gl. 4.49; Yilmaz, 1987).

$$\begin{pmatrix} w_0 \\ w_1 \\ w_2 \\ w_3 \\ \vdots \\ w_{n-1} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} (1+c)a_0 & a_1 & a_2 & \cdots & a_{n-1} \\ a_1 & (1+c)a_0 & a_1 & \cdots & a_{n-2} \\ a_2 & a_1 & (1+c)a_0 & \cdots & a_{n-3} \\ a_3 & a_2 & a_1 & \cdots & a_{n-4} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ a_{n-1} & a_{n-2} & a_{n-3} & \cdots & (1+c)a_0 \end{pmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} c_0 \\ c_1 \\ c_2 \\ c_3 \\ \vdots \\ c_{n-1} \end{pmatrix} \quad (4.49)$$

Anschließend bestimmt man das inverse Filter \vec{w} mit Hilfe der Methode der kleinsten Fehlerquadrate, in dem der mittlere quadratische Fehler zwischen dem Eingangssignal und gewünschten Ausgangssignal minimiert wird (Petersen et al., 1993). Das inverse Filter \vec{w} überführt dann das Eingangssignal ($Q_S(t)$) in das gewünschte Ausgangssignal ($\delta(t)$). Das resultierende inverse Wiener Filter wird nun auf die $L(t)$, $Q(t)$ und $T(t)$ Zeitreihen angewendet, um das Quellsignal $Q_S(t)$ aus den Zeitreihen herauszufiltern, so dass die Impulsantworten des Untergrundes $LQ(t)$, $QQ(t)$ und $TQ(t)$ übrig bleiben (Gl. 4.50).

$$LQ(t) = L(t) * \vec{w} \quad (4.50)$$

Gleichung 4.50 ist exemplarisch für die Entfernung des Quellsignals von der L-Komponente angegeben, für die die dekonvolvierte LQ-Komponente resultiert. Will man die dekonvolvierte QQ- oder TQ-Komponente berechnen, so wird in Gleichung 4.50 die Zeitreihe $L(t)$ durch die Zeitreihe $Q(t)$ oder $T(t)$ ersetzt. Die Bestimmung des *prewhitening* wird in Kapitel 4.4.4 beschrieben.

4.4.3 Bestimmung der Receiver Funktion

- **Elimination von hochfrequenten Dekonvolutionsartefakten:** Um hochfrequente Artefakte und Rauschen, die durch die Dekonvolution verursacht werden, zu vermeiden, wird auf die dekonvolvierten Zeitreihen $LQ(t)$, $QQ(t)$ und $TQ(t)$ ein Gaußsches Tiefpassfilter (Gl. 4.51) angewendet (Zhu und Kanamori, 2000).

$$GF = \exp\left(\frac{-\omega^2}{4\alpha^2}\right) \quad (4.51)$$

$$\alpha = \frac{\pi f_c}{\sqrt{\frac{\ln(2)}{2}}} \quad (4.52)$$

Das Gaußsche Tiefpassfilter ist ein Filter, das im Frequenzbereich angewendet wird und keine Phasenverschiebung im Zeitbereich verursacht. Die Breite des Gaußschen Pulses und somit die Eckfrequenz f_c wird über den Gauß-Parameter α (Gl. 4.52; Blinichikoff und Zverev, 1976) gesteuert. Das Gaußsche Tiefpassfilter (Gl. 4.51) wird so definiert, dass für den Verstärkungsfaktor VF gilt: $VF(\omega = \frac{\alpha}{2} \text{ Hz}) = 0,1$ und $VF(\omega = 0 \text{ Hz}) = 1$ ist. Die Breite des Gaußschen Pulses, die bei der Hälfte des

Maximums bestimmt wird, ist im Zeitbereich über $\frac{5}{3\sqrt{\alpha}}$ definiert. In dieser Arbeit wird ein Wert von $\alpha = 1$ (Hansen et al., 2007) verwendet. Damit hat der Gaußsche Puls eine Breite von 1,67s im Zeitbereich und die Grenzfrequenz f_c liegt bei 0,2Hz. Die Anwendung des Gaußschen Filters erfolgt bei der Dekonvolution im Frequenzbereich während des Dekonvolutionsschrittes (Gl. 4.41, 4.42). Bei der Dekonvolution im Zeitbereich wird das Gaußsche Filter direkt nach der Dekonvolution (Gl. 4.49) angewendet.

- **Erzeugung der Receiver Funktion (RF):** Durch die Dekonvolution des Quellsignals geht die Zeitinformation der Zeitreihen verloren. Die resultierenden Zeitreihen $LQ(t)$, $QQ(t)$ und $TQ(t)$ werden jetzt relativ zur dekonvolvierten QQ-Komponente betrachtet (Yuan et al., 2006), die die Ankunft der direkten S-Welle an der Station aufzeigt. Die Ankunftszeiten der Konversionssignale werden somit relativ zur Ankunft der direkten S-Welle an der Station bestimmt und die Amplituden der Konversionssignale werden relativ zur Amplitude der direkten S-Welle angegeben. Diese relativ betrachteten Zeitreihen werden Receiver Funktionen (L-RF, Q-RF und T-RF) genannt und entsprechen näherungsweise der Impulsantwort des Untergrundes unter den Stationen.
- **Vergleichbarkeit von P- und S-Receiver Funktionen:** Der Unterschied zwischen Receiver Funktionen, die P-zu-S konvertierte Wellen und S-zu-P konvertierte Wellen analysieren, liegt in der Ankunftszeit und Amplitude der Konversionssignale (Yuan et al., 2006). Die P-zu-S konvertierte Welle erreicht die seismische Station nach der direkten P-Welle, während die S-zu-P konvertierte Welle an der seismischen Station vor der direkten S-Welle aufgezeichnet wird. Nimmt die Geschwindigkeit an der Diskontinuität von unten nach oben hin ab, so ist das Konversionssignal positiv. Nimmt die Geschwindigkeit an der Diskontinuität von unten nach oben hin zu, so ist das Konversionssignal negativ. An der Moho nehmen die seismischen v_S und v_P Geschwindigkeiten mit der Tiefe hin zu, v_{S_crust} ist langsamer als v_{P_mantle} , während v_{S_mantle} langsamer ist als v_{P_crust} , wodurch das Konversionssignal der Moho in P-RF positiv und in L-RF negativ ist.

$$A_{S-RF} = -A_{L-RF} \quad (4.53)$$

$$t_{S-RF} = -t_{L-RF} \quad (4.54)$$

Um die Receiver Funktion einer S-zu-P konvertierten Welle mit einer P-RF vergleichen zu können, wird die Amplitude A und die Zeitachse t der L-RF umgedreht (Gl. 4.53 und 4.54) und die daraus resultierende Receiver Funktion wird S-RF genannt. Abbildung 4.13 zeigt ein synthetisches Beispiel von L- und S-Receiver Funktionen, die für das in Abbildung 4.13a dargestellte Geschwindigkeitsmodell berechnet wurden. In Abbildung 4.13b wird der Vorteil der S-Receiver Funktionsanalyse deutlich. Konversionssignale von multipel reflektierten Wellen werden nach der direkten S-Welle registriert ($t > 0$ s), während die gesuchten Konversionssignale der Moho (negative Amplitude) und LAB (positive Amplitude) vor der direkten Welle auftreten ($t < 0$ s). Zur direkten Vergleichbarkeit von P-RF und S-RF werden die Amplitude und die Zeitachse der L-RF mit (-1) multipliziert (Yuan et al., 2006). Die gesuchten Konversionssignale der Moho (jetzt positive Amplitude) und LAB (jetzt negative Amplitude) werden in der S-RF bei $t > 0$ s registriert.

4.4.4 Bestimmung der Dekonvolutionsstabilisierung

Die Dekonvolution wird im Frequenzbereich als spektrale Division (Kap. 4.4.1) und im Zeitbereich als Wiener Filter (Kap. 4.4.2) realisiert. Sowohl im Frequenz- als auch im

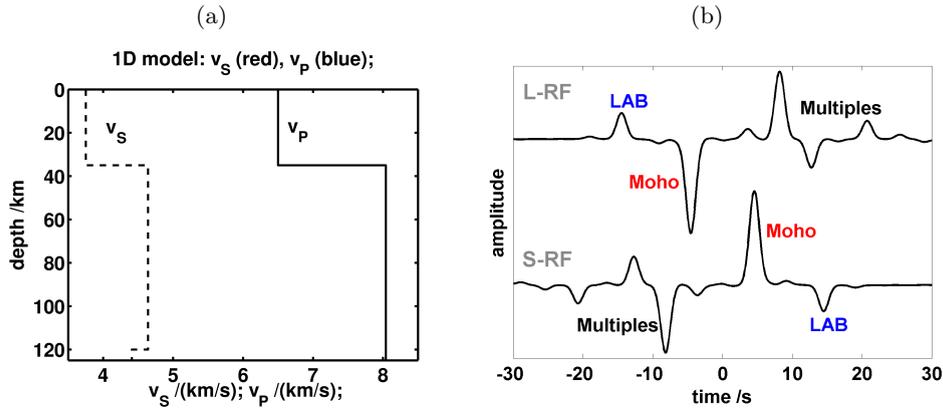
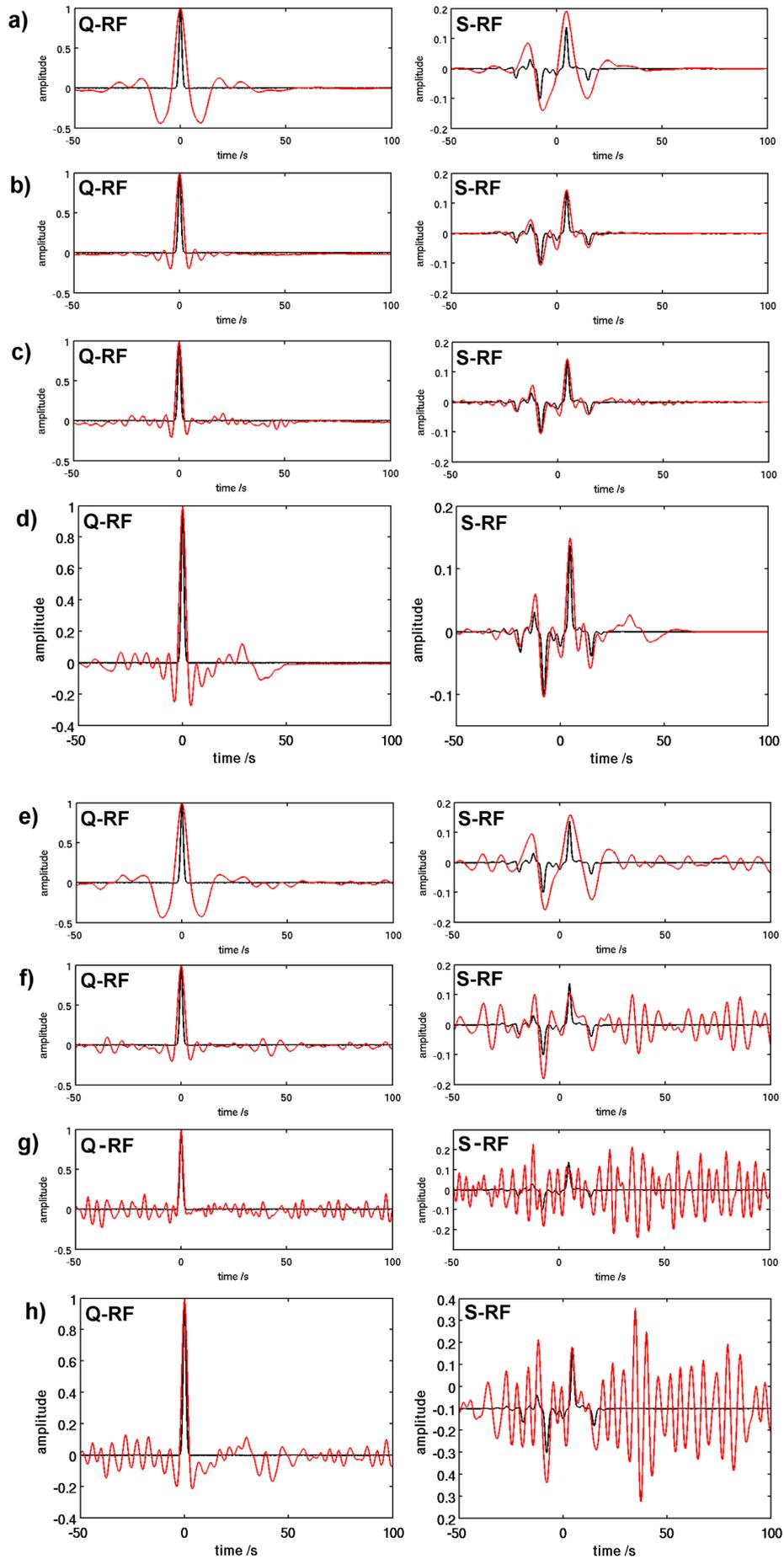


Abbildung 4.13: Beispiel zur Berechnung der S-RF aus der L-RF. (a) 1D Modell der seismischen Geschwindigkeiten $v_S(z)$ und $v_P(z)$, das zur Berechnung der synthetischen Receiver Funktionen verwendet wurde. (b) Zugehörige synthetische L-RF (oben), die mit den Gleichungen 4.53 und 4.54 in eine S-RF (unten) überführt wurde.

Zeitbereich treten bei der Dekonvolution Instabilitäten auf. Im Frequenzbereich weist das zu entfernende Quellsignalspektrum Löcher auf (Ammon, 1991), die durch Einfügen eines *waterlevel*-Terms (Gl. 4.42) in der spektralen Division aufgefüllt werden (Ammon, 1991; Langston, 1977, 1979; Owens et al., 1984; Zhu und Kanamori, 2000). Nach Ammon (1991), Langston (1977), Langston (1979), Owens et al. (1984) und Zhu und Kanamori (2000) wird der Nenner der spektralen Division stabilisiert, indem alle Werte der Energiedichte des Quellsignalspektrums $|Q_S(\omega)|^2$, die einen bestimmten Schwellwert unterschreiten, auf diesen gesetzt werden. Der Schwellwert wird dabei auf $c \cdot \max(|Q_S(\omega)|^2)$ mit $0,0001 \leq c \leq 0,1$ festgelegt. Bei dieser Methode entsteht im Spektrum eine Kante, die zu starken Artefakten in der dekonvolvierten Spur führt. Um dies zu verhindern, wird die gesamte Energiedichte des Quellsignalspektrums um den gewählten Schwellwert, der als Bruchteil der maximalen oder mittleren Energiedichte des Quellsignalspektrums festgelegt wird, erhöht. Da der *waterlevel*-Term die Energiedichte des Quellsignalspektrums stark verändert, wird versucht die Dekonvolution zu stabilisieren, indem die Energiedichte des Quellsignalspektrums geglättet und somit die Instabilitäten verursachenden Löcher verkleinert werden. Im Zeitbereich wird zur Bestimmung des Wiener Filters die Inverse der Autokorrelationsmatrix des Quellsignals berechnet (Yilmaz, 1987). Aus numerischen Gründen wird die Inversenbildung durch Addition von weißem Rauschen (*prewhitening*,

Abbildung 4.14 (nächste Seite): Einfluss der Stabilisierungsparameter auf synthetischen Daten ohne (a-d) und mit (e-h) Rauschen. Die synthetischen Daten werden für das Erdbeben, das sich am 13-Jan-2007 um 04:23:21 UTC unter Japan ereignete, an der Station KONO generiert und anschließend unterschiedlich stabilisierte Dekonvolutionen darauf angewendet. (a-c, e-g) Die Dekonvolution wird im Frequenzbereich realisiert. Als Stabilisierung wird ein *waterlevel*-Term von (a, e) $0,1 \cdot \max(|Q_S(\omega)|^2)$ und (b, f) $1 \cdot \text{mean}(|Q_S(\omega)|^2)$ angewendet. (c, g) Zur Stabilisierung wird die Energiedichte des Quellsignals $|Q_S(\omega)|^2$ geglättet. (d, h) Die Dekonvolution wird im Zeitbereich realisiert. Als Stabilisierung wird ein *prewhitening* Faktor von $c = 0,1$ angewendet. Auf der linken Seite sind die erwartete (schwarz) und die resultierende Q-RF (rot) und auf der rechten Seite die zugehörige erwartete (schwarz) und resultierende S-RF (rot) dargestellt. Bei allen Stabilisierungen werden die Konversionssignale wiedergegeben. Die Breite der Konversionssignale und die Stärke der Artefakte (z.B. Nebenmaxima und -minima) variiert bei den Stabilisierungsmethoden. Am besten ist die Wiedergabe ohne Rauschen. Mit Rauschen (e-f) werden nur die Q-Receiver Funktionen adäquat wiedergegeben. Die S-Receiver Funktionen werden nur in (e) und ansatzweise in (f) wiedergegeben. In (f) tritt starkes Rauschen in der S-RF auf, was durch S-RF Stapelung eliminiert werden kann.

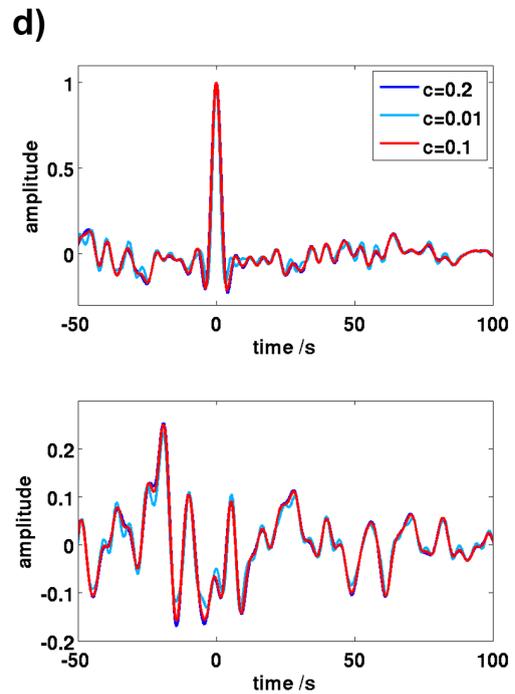
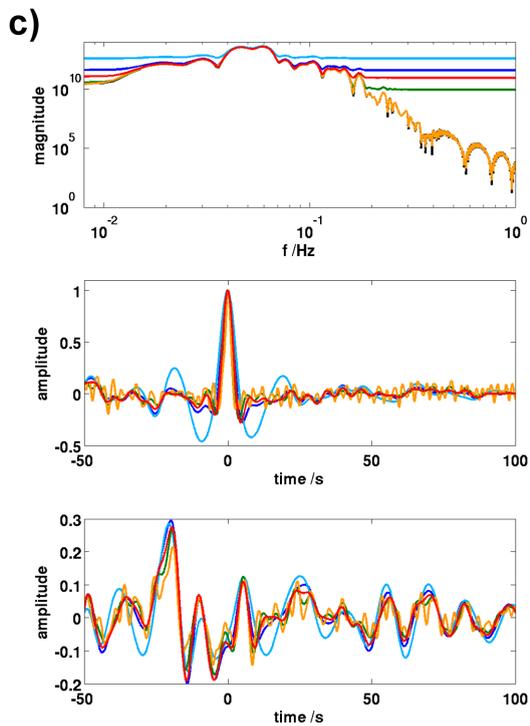
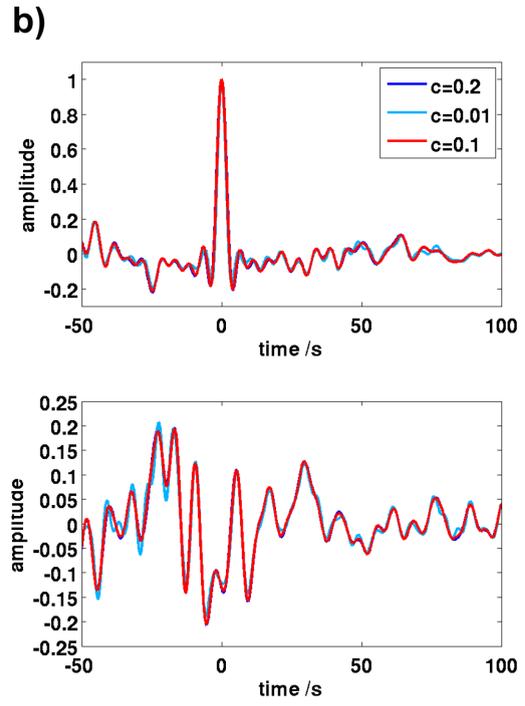
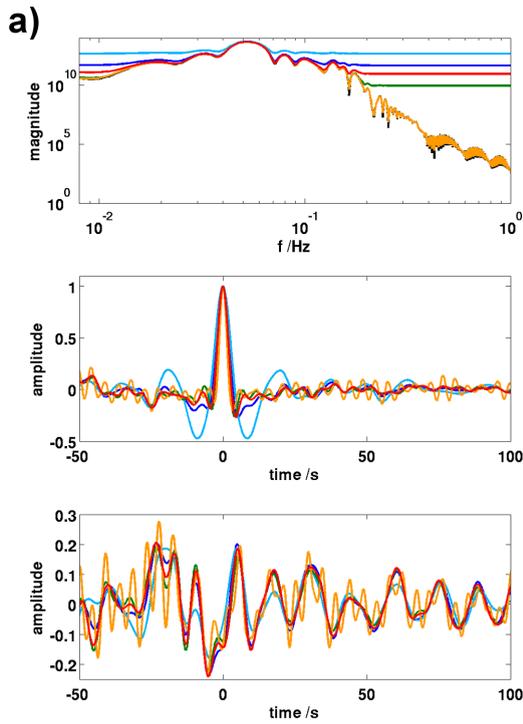


Gl. 4.49) stabilisiert. Dabei werden die Diagonalelemente der Autokorrelationsmatrix um den bestimmten Wert c erhöht (Yilmaz, 1987; Berkhout, 1977). Nach Yilmaz (1987) wird c zwischen 0 und 1 gewählt.

Zur Bestimmung der optimalen Dekonvolutionstabilisierung werden synthetische Seismogramme generiert (Svenningsen und Jacobsen, 2007; Svenningsen et al., 2007). Dazu werden synthetische S-Receiver Funktionen für ein vorgegebenes 1D Geschwindigkeitsmodell (Abb. 4.13a) berechnet und mit beobachteten Quellsignalen der untersuchten Erdbeben gefaltet (Gl. 3.2). Anschließend werden Dekonvolutionen im Frequenz- und Zeitbereich mit unterschiedlichen Stabilisierungsparameter berechnet, ein Gaußsches Filter angewendet und mit den erwarteten Q- und S-Receiver Funktionen verglichen. Abbildung 4.14 zeigt den Einfluss der Stabilisierungsparameter am Beispiel der Station KONO und des Erdbebens, das sich am 13-Jan-2007 um 04:23:21 UTC unter Japan ereignete. Der übersichtlicher sind nur 4 Parameterbeispiele dargestellt: Der *waterlevel*-Term der spektralen Division wird als $0,1 \cdot \max(|Q_S(\omega)|^2)$ (Abb. 4.14a, e) und $1 \cdot \text{mean}(|Q_S(\omega)|^2)$ (Abb. 4.14b, f) festgelegt. Die Energiedichte des Quellsignals wird geglättet (Abb. 4.14c, g) und bei der Zeitbereichsdekonvolution wird der *prewhitening*-Faktor mit $c = 0,1$ bestimmt (Abb. 4.14d, h). Vergleicht man die erwarteten (schwarz) und resultierenden (rot) Receiver Funktionen, so stellt man fest, dass bei allen Stabilisierungen ohne synthetisches Rauschen (Abb. 4.14a-d) die Konversionssignale wiedergegeben werden. Die Breite der Konversionssignale und die Stärke der Artefakte (z.B. Nebenmaxima und -minima) variiert bei den Stabilisierungsmethoden. In Abbildung 4.14a werden die erwarteten Konversionssignale zwar abgebildet, allerdings sind die Konversionssignale so breit, dass nah beieinanderliegende Signale nicht einzeln wiedergegeben werden könnten. Die Wiedergabe der Q-RF und S-RF der restlichen Stabilisierungen ist sehr gut (Abb. 4.14b-c). Wird auf die synthetischen Seismogramme weißes Rauschen addiert, so dass das Signal-Rausch-Verhältnis dem der Realdaten entspricht, verschlechtert sich die Wiedergabe der Konversionssignale der S-RF drastisch (Abb. 4.14e-f). Die Q-Receiver Funktionen werden noch adäquat abgebildet, obwohl das Rauschen in den Q-Receiver Funktionen erhöht ist (Abb. 4.14e-f). Die Konversionssignale der S-Receiver Funktionen sind nur in Abbildung 4.14e und ansatzweise in Abbildung 4.14f wiedergegeben. Durch eine Stapelung von S-Receiver Funktionen könnte die Wiedergabe der Konversionssignale aus Abbildung 4.14f verbessert werden.

Zur weiteren Analyse der Stabilisierungsparameter wird deren Einfluss auf die Realdaten untersucht. Dazu werden in Abbildung 4.15 ausgewählte *waterlevel*-Terme (a, c) und *prewhitening*-Faktoren (b, d) auf die Realdaten der Stationen KONO (a, b) und NWG19 (c, d) des Japan Erdbebens (13-Jan-2007 um 04:23:21 UTC) angewendet. Der Einfluss des *waterlevel*-Terms wird deutlich (Abb. 4.15a, c): Je größer der Schwellwert, z.B. hellblau mit $0,1 \cdot \max(|Q_S(\omega)|^2)$, desto stärker ist die Veränderung der Energiedichte des

Abbildung 4.15 (nächste Seite): Einfluss der Stabilisierungsparameter auf reale Daten am Beispiel der Stationen KONO (a und b) und NWG19 (c und d) und einem Erdbeben, das sich am 13-Jan-2007 um 04:23:21 UTC unter Japan ereignete. (a und c) Stabilisierte Energiedichte des Quellsignals (oben) und daraus resultierende Q-RF (mitte) und S-RF (unten) der Frequenzbereichsdekonvolution bei verschiedenen *waterlevel*-Termen: schwarz: Energiedichte des Quellsignals ($|Q_S(\omega)|^2$), orange: geglättete Energiedichte, blau: $0,01 \cdot \max(|Q_S(\omega)|^2)$, hellblau: $0,1 \cdot \max(|Q_S(\omega)|^2)$, grün: $0,01 \cdot \text{mean}(|Q_S(\omega)|^2)$ und rot: $\text{mean}(|Q_S(\omega)|^2)$. (b und d) Resultierende Q-RF (oben) und S-RF (unten) der Zeitbereichsdekonvolution bei *prewhitening* Werten von $c = 0,01$ (hellblau), $c = 0,1$ (rot), $c = 0,2$ (blau). Im Frequenzbereich werden die Stabilisierungen, die in hellblau und in blau dargestellt sind, wegen der zu starken Veränderung des Quellsignalspektrums und der daraus resultierenden Artefakte, wie breite Nebenminima, verworfen. Die Stabilisierung durch Glättung des Spektrum (orange) wird ebenfalls verworfen, da hier auch nach Gaußscher Tiefpassfilterung noch starkes hochfrequentes Rauschen auftritt. Im Frequenzbereich wird ein *waterlevel* Parameter von $\text{mean}(|Q_S(\omega)|^2)$ und im Zeitbereich wird ein *prewhitening* Wert von $c = 0,1$ bevorzugt.



Quellsignals (Abb. 4.15a, c oben), und desto breiter wird der erwartete Delta-Impuls der Q-RF (Abb. 4.15a, c Mitte). Wegen des starken Einflusses auf die Energiedichte des Quellsignalspektrums und die sich daraus ergebenden breiten Q-RF, werden die *waterlevel*-Terme von $0,1 \cdot \max(|Q_S(\omega)|^2)$ (hellblau) und $0,01 \cdot \max(|Q_S(\omega)|^2)$ (blau) verworfen (Abb. 4.15a, c). Die Glättung der Energiedichte des Quellsignalspektrums (orange) zeigt den geringsten Einfluss auf die Energiedichte. Dies führt allerdings zu starken Artefakten in Form von hochfrequentem Rauschen, das auch durch das angewendete Gaußsche Tiefpassfilter nicht unterdrückt werden kann (Abb. 4.15a, c). Vergleicht man die resultierenden Q- und S-Receiver Funktionen der *waterlevel*-Terme $1 \cdot \text{mean}(|Q_S(\omega)|^2)$ (rot) und $0,01 \cdot \text{mean}(|Q_S(\omega)|^2)$ (grün), so zeigen sich nur geringe Unterschiede. Bedenkt man aber die Resultate der Stabilisierungstermsanalyse mit synthetischen Daten (Abb. 4.14), so zeigt sich bei verrauschten Spuren, dass ein *waterlevel*-Term von $1 \cdot \text{mean}(|Q_S(\omega)|^2)$ die erwartete S-RF nur ansatzweise, also von starkem Rauschen umgeben, wiedergibt. Da durch S-RF Stapelung Rauschen eliminiert werden kann, wird der stärker beeinflussende *waterlevel*-Term von $1 \cdot \text{mean}(|Q_S(\omega)|^2)$ im Folgenden verwendet. Im Zeitbereich (Abb. 4.15b, d) zeigen sich nur geringe Unterschiede zwischen den einzelnen *prewhitening*-Faktoren. Da $c = 0,01$ (hellblau) stärkeres hochfrequentes Rauschen zeigt als $c = 0,1$, wird im Folgenden $c = 0,1$ verwendet.

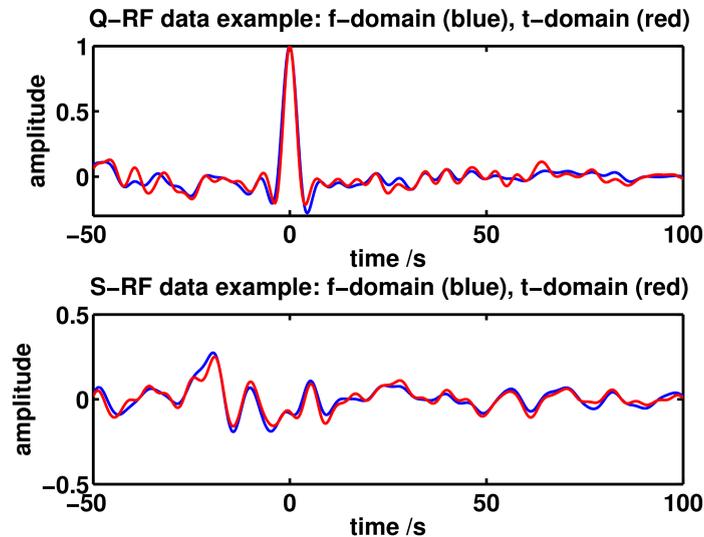


Abbildung 4.16: Vergleich der verschiedenen Dekonvolutionsrealisierungen am Beispiel der Station NWG19. Das untersuchte Erdbeben ereignete sich am 13-Jan-2007 um 04:23:21 UTC unter Japan. In blau sind die Q-RF (a) und S-RF (a) einer Dekonvolution im Frequenzbereich mit einem *waterlevel*-Term von der mittleren Energiedichte dargestellt. In rot sind die Q-RF (a) und S-RF (a) einer Dekonvolution im Zeitbereich mit einem *prewhitening* Faktor von 0,1 eingezeichnet. Die resultierenden Receiver Funktionen geben die gleichen Konversionssignale wieder.

Abbildung 4.16 zeigt einen Vergleich der Q- (oben) und S-Receiver Funktionen (unten) verschiedener Dekonvolutionsrealisierungen nach Gaußscher Tiefpassfilterung. Die Receiver Funktionen der Dekonvolution im Frequenzbereich mit einem *waterlevel*-Term von $1 \cdot \text{mean}(|Q_S(\omega)|^2)$ sind in blau und die der Dekonvolution im Zeitbereich mit $c = 0,1$ in rot dargestellt. Sowohl die Q-Receiver Funktionen als auch die S-Receiver Funktionen zeigen die gleichen Konversionssignale. Die Breite des Delta-Impulses (Abb. 4.16 oben) ist bei beiden Dekonvolutionsrealisierungen identisch. Die Stärke der ersten Nebenminima ist leicht unterschiedlich. Die Receiver Funktionen der Dekonvolution im Frequenzbereich (blau) zeigen weniger hochfrequente Signale als die Receiver Funktionen der Dekonvolution im Zeitbereich (rot). Da sich die resultierenden Receiver Funktionen so ähnlich sind, werden im Folgenden nur die resultierenden Receiver Funktionen der Dekonvolution, die

im Frequenzbereich als spektrale Division realisiert wurde, analysiert. Man beachte, dass die Ähnlichkeit der Receiver Funktionen der Dekonvolution im Frequenz- und Zeitbereich sehr stark von den gewählten Stabilisierungen, dem Gaußschen Filter und den Daten abhängt. Wählt man z.B. bei diesen Daten zur Stabilisierung einen anderen *waterlevel*-Term oder einen anderen *prewhitening*-Faktor, so müssen die resultierenden Receiver Funktionen nicht zwangsläufig die gleiche Ähnlichkeit besitzen wie in diesem Beispiel.

4.5 Moveout Korrektur

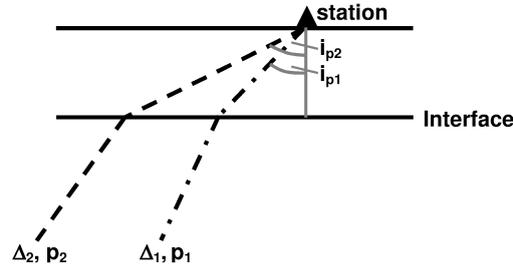


Abbildung 4.17: Strahlverlauf in Abhängigkeit der Epizentraldistanz. Für $\Delta_1 > \Delta_2$ gilt: $p_2 > p_1$ und somit $i_2 > i_1$. Dadurch ist die Laufzeit eines Strahl mit der Langsamkeit p_2 größer als die eines Strahls mit der Langsamkeit p_1 .

Bei der Receiver Funktionsanalyse werden Erdbeben untersucht, die sich in verschiedenen Epizentraldistanzen Δ und Rückazimutbereichen BAZ zur Station ereigneten und somit unterschiedliche Strahlwege zur Station aufweisen. Die Strahlwege und der Auftauchwinkel i werden mit Hilfe der Langsamkeit p (Gl. 4.55), der Steigung der Laufzeitkurve, beschrieben (Lay und Wallace, 1995).

$$p = \frac{dT}{d\Delta} = \frac{\sin(i)}{v} \quad (4.55)$$

Die Wellen eines Erdbebens, das sich in größerer Distanz zur Station ereignet, kommen mit einer kleineren Langsamkeit p (steiler Auftauchwinkel i) an als Wellen eines Erdbebens, das in geringerer Entfernung zur Station stattfindet (größere Langsamkeit p , also flacher Auftauchwinkel i). Für $\Delta_1 > \Delta_2$ gilt (Abb. 4.17): $p_1 < p_2$ und somit $i_1 < i_2$. Ein Strahl, der mit der Langsamkeit p_2 eine Schicht durchläuft, benötigt eine längere Laufzeit als ein Strahl, der die Schicht mit einer Langsamkeit von p_1 passiert. Um den Einfluss der Epizentraldistanz auf die Laufzeit zu entfernen, wird in der Reflexionsseismik eine *normal moveout* Korrektur (Yilmaz, 1987) durchgeführt. Dabei wird die Laufzeit des einfallenden Strahls, der eine Langsamkeit von p_{obs} aufweist, auf einen vertikal einfallenden Strahl mit $p_0 = 0 \text{ s}^\circ$ projiziert (Abb. 4.18a) und die Zeitachse gestaucht (Abb. 4.18b).

Da die Laufzeit abhängig von der Epizentraldistanz der Erdbeben ist, ist auch die Laufzeitdifferenz der S-zu-P konvertierten und direkten S-Welle von Δ und i abhängig. Somit treffen Konversionssignale von steil einfallenden Wellen (große Epizentraldistanz Δ) zu früheren Zeiten an der Station ein als Konversionssignale von flach einfallenden Wellen. Um nun S-Receiver Funktionen unterschiedlicher Erdbeben stapeln zu können, muss die Distanzabhängigkeit der Ankunftszeit der Konversionssignale entfernt werden. Dazu wird eine *moveout* Korrektur durchgeführt, die an die *normal moveout* Korrektur aus der Reflexionsseismik (Yilmaz, 1987) angelehnt ist. Bei der *moveout*-Korrektur (Ryberg und Weber, 2000; Grunewald et al., 2001) wird die S-Receiver Funktion auf einen Strahl der Referenz-Langsamkeit $p_{ref} = 6,4 \text{ s}^\circ$ (Yuan et al., 2006) projiziert. Die Zeitachse der S-Receiver Funktion wird Abtastwert für Abtastwert so verschoben, dass die zu korrigierende S-Receiver Funktion auf einen Strahlweg mit p_{ref} gestreckt (z.B. bei p_{SKS}) bzw. gestaucht (z.B. bei p_S) wird. Die Referenz-Langsamkeit p_{ref} wird verwendet, da diese

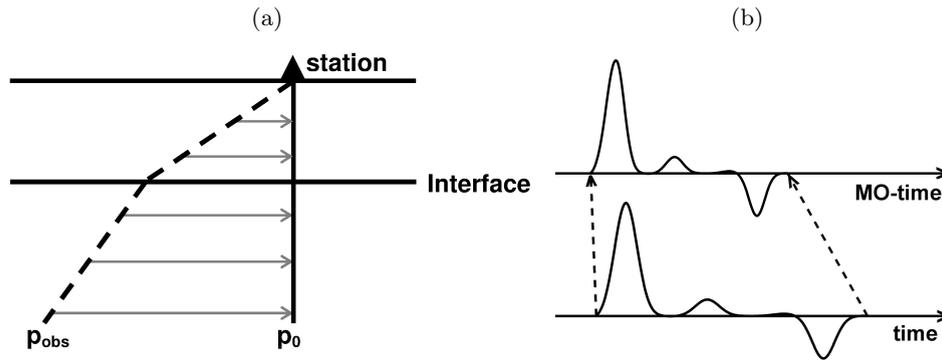


Abbildung 4.18: (a) *Normal moveout* Korrektur eines Strahls der Langsamkeit p_{obs} auf einen vertikal einfallenden Strahl der Langsamkeit $p_0 = 0 \text{ s}/^\circ$ (nach Grunewald et al., 2001). (b) Die Zeitachse *time* des untersuchten Signals (unten) wird bei der *normal moveout* Korrektur auf *MO-time* (oben) gestaucht (nach Yilmaz, 1987).

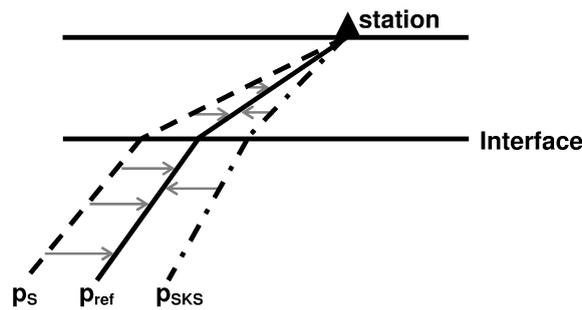


Abbildung 4.19: Bei der *moveout* Korrektur wird der Einfluss der Epizentraldistanz, in der das untersuchte Erdbeben stattfand, aus der Laufzeit entfernt. Dazu wird die Laufzeit eines Strahls mit der Langsamkeit p_{obs} so korrigiert, als ob der Strahl mit einer Langsamkeit von $p_{ref} = 6,4 \text{ s}/^\circ$ an der Station eintrifft. Bei S-Phasen, deren Langsamkeit p_S größer ist als p_{ref} wird die Zeitachse bei der *moveout* Korrektur gestaucht, bei SKS-Phasen, deren Langsamkeit p_{SKS} kleiner ist als p_{ref} wird die Zeitachse gestreckt. Die Referenzlangsamkeit p_{ref} entspricht der mittleren Langsamkeit von P-Wellen p_P .

der mittleren Langsamkeit einer P-Welle p_P entspricht und so die *moveout* korrigierten S-Receiver Funktionen mit P-Receiver Funktionen verglichen werden können.

Um den Einfluss der Distanz auf die Ankunftszeit der Konversionssignale darzustellen, werden synthetische S-Receiver Funktionen mit unterschiedlichen Distanzen ($55^\circ \leq \Delta \leq 85^\circ$) berechnet. Das dazu verwendete 1D Geschwindigkeitsmodell ist in Abbildung 4.20 dargestellt. Das Beispiel verdeutlicht, dass mit zunehmender Entfernung Δ des analysierten Erdbebens die Ankunftszeit des Konversionssignals abnimmt und dass der Einfluss der Distanz auf die Ankunftszeit bei tiefer liegenden Diskontinuitäten und somit späteren Ankunftszeiten zunimmt (Abb. 4.21a). Die Distanzabhängigkeit ist besonders deutlich am Konversionssignal von der LAB sichtbar. Vor der Korrektur ist ein starker *moveout* in den Ankunftszeiten sichtbar (Abb. 4.21a), der nach Anwendung der *moveout* Korrektur verschwindet. Man beobachtet dann eine Aufreihung der Konversionssignale zur Referenzankunftszeit des LAB Konversionssignals (Abb. 4.21b). Die Anordnung der Konversionssignale spielt bei der Stapelung der S-Receiver Funktionen eine bedeutende Rolle (Abb. 4.22). Stapelt man die in Abbildung 4.21a dargestellten S-Receiver Funktionen ohne *moveout* Korrektur (blaue Linie in Abb. 4.22), so resultiert ein deutliches Konversionssignal der Moho und ein schwaches Konversionssignal der LAB. Eine Stapelung der in Abbildung 4.21b dargestellten *moveout* korrigierten S-Receiver Funktionen führt zu einer Verstärkung der Amplitude der Konversionssignale (rote Linie in Abb. 4.22). Dies wird wieder besonders

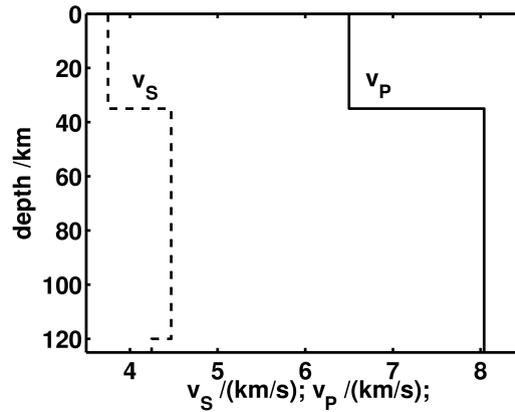


Abbildung 4.20: 1D Modell der seismischen Geschwindigkeiten $v_S(z)$ und $v_P(z)$, das zur Berechnung der synthetischen S-Receiver Funktionen (Abb. 4.21) verwendet wurde.

am Konversionssignal von der LAB deutlich: In der S-RF Stapelspur ohne *moveout* Korrektur zeigt das Konversionssignal der LAB nur eine geringe Amplitude und einen breiten Verlauf. In der Stapelspur der *moveout* korrigierten S-Receiver Funktionen bildet sich ein deutliches Konversionssignal der LAB aus. Das resultierende Konversionssignal zeigt die doppelte Amplitude und die halbe Breite des Konversionssignals ohne *moveout* Korrektur. Die *moveout* Korrektur wird unter Verwendung eines 1D Geschwindigkeitsmodells z.B. iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991) oder ak135 (Kennett et al., 1995) durchgeführt. Die Berechnung der Laufzeiten kann in einer sphärischen oder einer als flach approximierten Erde berechnet werden (siehe Kap. 4.5.1).

4.5.1 Sphärische Erde und flache Erde-Approximation

Auch wenn die Erde sphärisch aufgebaut ist, kann sie als flach geschichtet approximiert werden, wenn die Abplattung der Erde vernachlässigt werden kann. Dies ist bei Untersuchungen nahe der Erdoberfläche oder in kleinen Untersuchungsgebieten der Fall. In einer sphärischen Erde und einer als flach approximierten Erde werden die Laufzeit und die Langsamkeit unterschiedlich berechnet. Dadurch wird auch die Laufzeitdifferenz zwischen der S-zu-P konvertierten Welle und der direkten S-Welle sowie die Entfernung von Durchstoßpunkten an einer Diskontinuität mit den unterschiedlichen Approximationen verschieden berechnet. In der gängigen Literatur (z.B. Yuan et al., 2006) werden die Berechnungen mit der flachen Erde Approximation durchgeführt. In dieser Arbeit werden die Berechnungen in einer sphärischen Erde durchgeführt, um eventuelle Laufzeiteinflüsse, die in der flachen Erde Approximation nicht beachtet werden, zu berücksichtigen.

4.5.1.1 Sphärische Erde

In der sphärischen Erde wird die Langsamkeit, die entlang des Strahlwegs konstant ist, in der Einheit s/rad wie folgt berechnet (Lay und Wallace, 1995):

$$p_{spherical} = \frac{r \sin(i)}{v} \quad (4.56)$$

Zur Berechnung der Langsamkeit gehen der Auftauchwinkel i , der Radius r und die seismische Geschwindigkeit v ein.

Die Laufzeitdifferenz ΔT zwischen der S-zu-P konvertierten Welle und der direkten S-Welle ergibt sich über (Müller, 1977):

$$\Delta T = T_{Sp} - (T_S + T_{S-hs}) \quad (4.57)$$

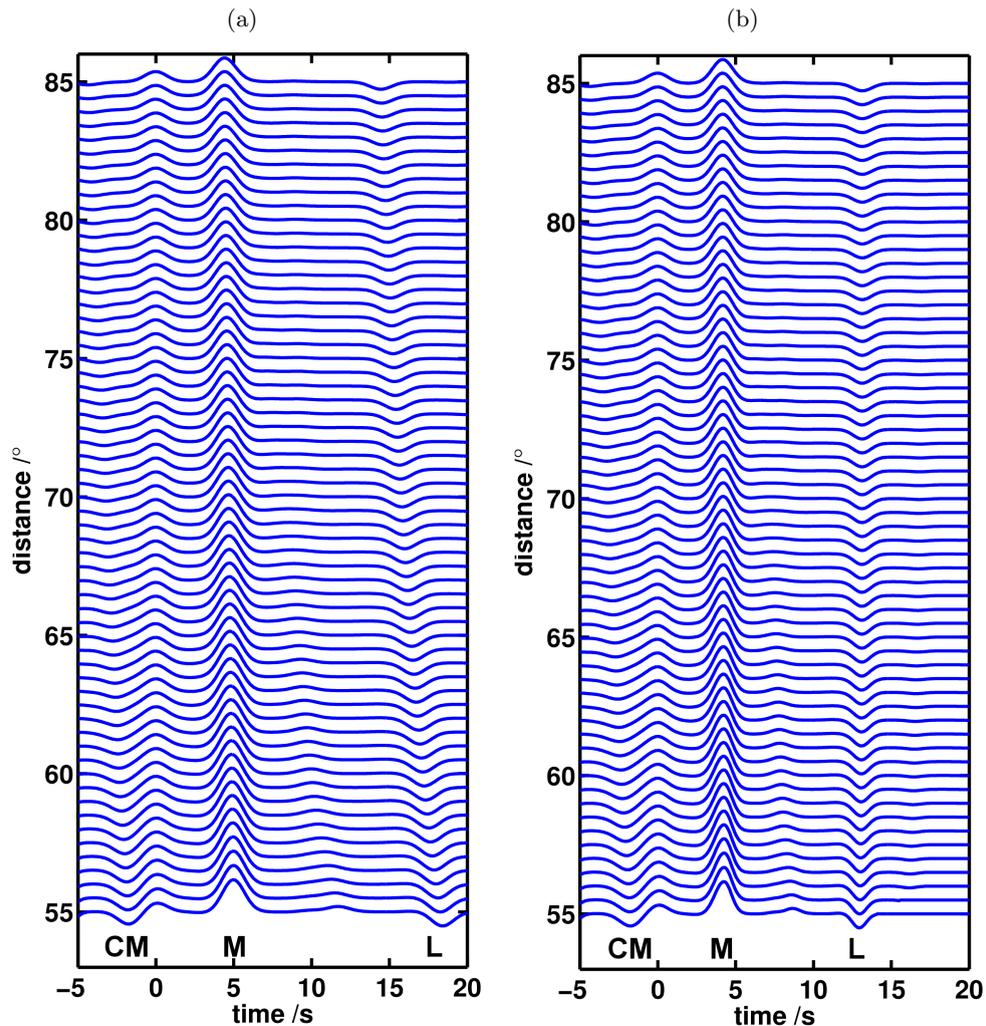


Abbildung 4.21: Beispiel von synthetischen S-Receiver Funktionen vor (a) und nach (b) der *moveout* Korrektur. Die S-Receiver Funktionen wurden mit dem 1D Geschwindigkeitsmodell aus Abbildung 4.20 und Epizentraldistanzen von $55^\circ \leq \Delta \leq 85^\circ$ berechnet. (a) Mit zunehmender Entfernung Δ des analysierten Erdbebens nimmt die Ankunftszeit des Konversionssignals ab. Besonders deutlich ist dies bei der Ankunftszeit der Konversionssignale von der LAB, die in mit L gekennzeichnet sind, sichtbar. Je größer die Tiefe der Diskontinuität, desto stärker ist der Einfluss der Epizentraldistanz auf die Ankunftszeit der Konversionssignale. (b) Nach Anwendung der *moveout* Korrektur ordnen sich die Konversionssignale entlang der Referenzankunftszeit an. Dies ist am deutlichsten bei den Konversionssignalen der LAB sichtbar.

Abkürzungen: CM - krustale Multiplen-, M - Moho- und L - LAB-Konversion

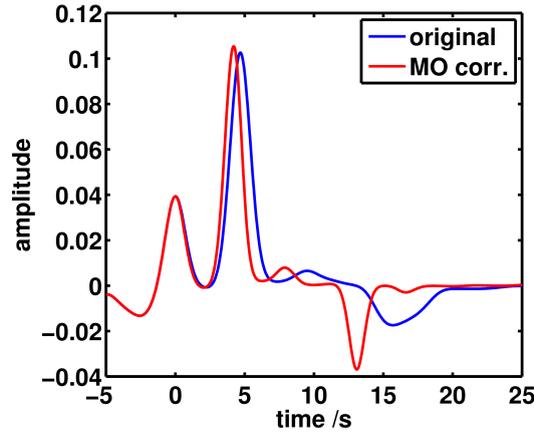


Abbildung 4.22: Vergleich der Stapelspuren von synthetischen S-Receiver Funktionen, die für verschiedene Epizentraldistanzen ($55^\circ \leq \Delta \leq 85^\circ$) berechnet wurden. In blau ist die Stapelspur von S-Receiver Funktionen (Abb. 4.21a) vor der *moveout* Korrektur und in rot die Stapelspur von S-Receiver Funktionen (Abb. 4.21b) nach der *moveout* Korrektur dargestellt. Die Amplitude des Konversionssignals der Moho verstärkt sich leicht und die Ankunftszeit verschiebt sich zu früheren Zeiten. Das Konversionssignal der LAB zeigt in der Summenspur vor der *moveout* Korrektur nur eine geringe Amplitude (blau). Nach dem Durchführen der *moveout* Korrektur ist ein deutliches LAB-Signal mit verstärkter Amplitude sichtbar.

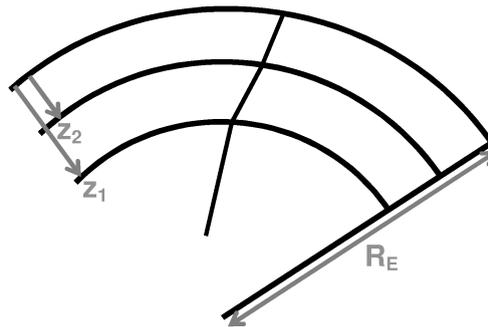


Abbildung 4.23: In einer sphärischen Erde wird zur Berechnung der Laufzeit in einer Schicht von z_2 zu z_1 (Gl. 4.58), die Laufzeit zur Schichtoberkante $R_E - z_2$ und die Laufzeit zur Schichtunterkante $R_E - z_1$ berechnet (nach Lay und Wallace, 1995).

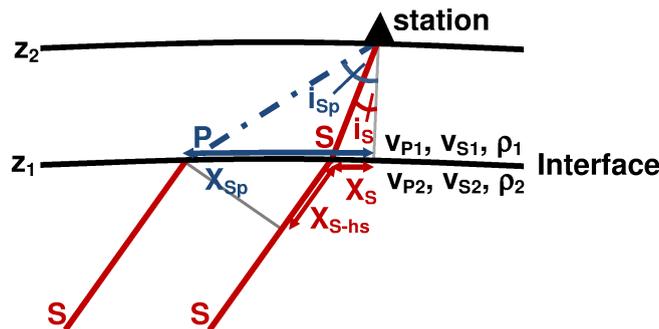


Abbildung 4.24: Strahlverlauf der S-zu-P konvertierter und direkter S-Welle (Gl. 4.58) in einer sphärischen Erde. Der Konversionspunkt, an dem die S-zu-P Wellenkonversion stattfindet, befindet sich in größerer Entfernung X_{Sp} als der Durchstoßpunkt der direkten S-Welle X_S . Dadurch ist der Auftauchwinkel der S-zu-P konvertierten Wellen i_{Sp} flacher als der der direkten S-Welle i_S .

Neben den Laufzeiten der direkten S-Welle T_S und der S-zu-P konvertierten Welle T_{Sp} geht auch die zusätzliche Laufzeit der direkten S-Welle im Halbraum T_{S-hs} ein. Dabei ergibt sich T_{S-hs} dadurch, dass der Durchstoßpunkt der S-zu-P konvertierten Welle in größerer Entfernung zur Station liegt als der der direkten S-Welle. Für die Laufzeit gilt (Müller, 1977):

$$T_S = \sum_z \left(\sqrt{\frac{(R_E - z_1)^2}{v_S^2(z_1)} - p_S^2} - \sqrt{\frac{(R_E - z_2)^2}{v_S^2(z_2)} - p_S^2} \right) \quad (4.58)$$

$$T_{Sp} = \sum_z \left(\sqrt{\frac{(R_E - z_1)^2}{v_P^2(z_1)} - p_S^2} - \sqrt{\frac{(R_E - z_2)^2}{v_P^2(z_2)} - p_S^2} \right) \quad (4.59)$$

mit dem Erdradius R_E , die Tiefen der Schichtunterkante z_1 und -oberkante z_2 , die seismischen Geschwindigkeiten v_P und v_S an den Schichtgrenzen und der Langsamkeit der direkten S-Welle p_S . Um die zusätzliche Laufzeit der direkten S-Welle im Halbraum zu ermitteln, muss die Entfernung zwischen den beiden Durchstoßpunkten und somit die Entfernung der Durchstoßpunkte (X_S und X_{Sp} in rad) zur Station bekannt sein.

$$T_{S-hs} = \sum_z (X_{Sp} - X_S) \cdot p_S \quad (4.60)$$

$$X_S = \sum_z \tan(i_S) \cdot (\ln(R_E - z_1) - \ln(R_E - z_2)) \quad (4.61)$$

$$X_{Sp} = \sum_z \tan(i_{Sp}) \cdot (\ln(R_E - z_1) - \ln(R_E - z_2)) \quad (4.62)$$

mit dem Auftauchwinkel der direkten S-Welle i_S und dem der S-zu-P konvertierten Welle i_{Sp} .

4.5.1.2 Flache Erde-Approximation

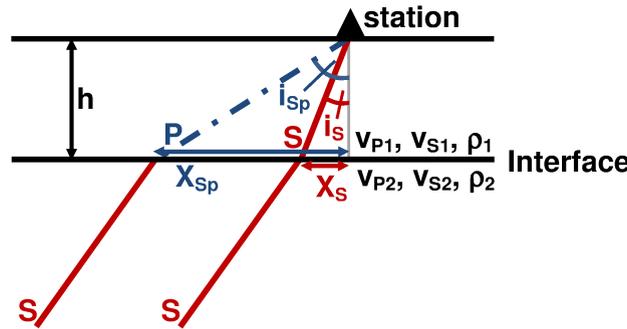


Abbildung 4.25: Strahlverlauf der S-zu-P konvertierten und der direkten S-Welle (Gl. 4.64) in einer als flach approximierten Erde. Der Konversionspunkt, an dem die S-zu-P Wellenkonversion stattfindet, befindet sich in größerer Entfernung X_{Sp} als der Durchstoßpunkt der direkten S-Welle X_S . Dadurch ist der Auftauchwinkel der S-zu-P konvertierten Wellen i_{Sp} flacher als der der direkten S-Welle i_S .

In der als flach approximierten Erde wird die Langsamkeit, die die Einheit s/km hat und entlang des Strahlwegs konstant ist, wie folgt berechnet (Lay und Wallace, 1995):

$$p_{flat} = \frac{\sin(i)}{v} \quad (4.63)$$

mit dem Auftauchwinkel i und der seismischen Geschwindigkeit v . Die Laufzeitdifferenz zwischen der S-zu-P konvertierten Welle und der direkten S-Welle kann in der approximierten flachen Erde (Wittlinger et al., 2009) einfacher berechnet werden als in einer sphärischen Erde:

$$\Delta T = \sum h \left(\sqrt{\frac{1}{v_P^2} - p_S^2} - \sqrt{\frac{1}{v_S^2} - p_S^2} \right) \quad (4.64)$$

mit der Schichtmächtigkeit h , den darin herrschenden seismischen Geschwindigkeiten v_P und v_S und der Langsamkeit der einfallenden S-Welle p_S . Die Entfernung der Durchstoßpunkte (X_S und X_{Sp} in km) berechnet sich über:

$$X_S = \sum h \cdot \tan(i_S) \quad (4.65)$$

$$X_{Sp} = \sum h \cdot \tan(i_{Sp}) \quad (4.66)$$

4.5.1.3 Transformation zwischen sphärischer und flacher Erde

Zur Berechnung der flachen Erde-Approximation müssen die seismischen Geschwindigkeiten und die Tiefe von der sphärischen zur flachen Erde transformiert bzw. von der flachen zur sphärischen Erde rücktransformiert werden (Gorman, 2002; Müller, 1977):

sphärische Erde \rightarrow flache Erde:

$$z_{flat} = R_E \ln \left(\frac{R_E}{R_E - z_{spherical}} \right) \quad (4.67)$$

$$v(z_{flat}) = \frac{R_E}{R_E - z_{spherical}} v(z_{spherical}) \quad (4.68)$$

flache Erde \rightarrow sphärische Erde:

$$z_{spherical} = R_E \left(1 - \exp \left(\frac{-z_{flat}}{R_E} \right) \right) \quad (4.69)$$

$$v(z_{spherical}) = \frac{R_E - z_{flat}}{R_E} v(z_{flat}) \quad (4.70)$$

4.5.2 Vergleich der sphärischen und der als flach approximierten Erde

Um den Einfluss des Erdtyps (sphärische oder flache Erde) auf die Berechnungen zu ermitteln, werden die *moveout* Korrekturen, die in der sphärischen und der als flach approximierten Erde realisiert werden, verglichen. Abbildung 4.26 zeigt den Einfluss der *moveout* Korrekturen auf die resultierende S-RF. Das analysierte Erdbeben ereignete sich am 13-Jan-2007 um 04:23:21 UTC unter Japan und wurde an der Station NWG19 registriert. Die ursprüngliche S-RF (schwarze Linie) wird von einer Langsamkeit von $p = 12,55 \text{ s}^\circ$ auf einen Strahlweg mit $p_{ref} = 6,4 \text{ s}^\circ$ korrigiert, d.h. die Zeitachse der S-RF wird gestaucht. Die *moveout* Korrektur wird in der sphärischen Erde (rot) und der als flach approximierten Erde (blau) realisiert. Nach 27,7 s bricht die S-RF ab, da der kritische Winkel i_c überschritten wird. Zwischen den resultierenden *moveout* korrigierten S-Receiver Funktionen (blau und rot) sind nur minimale Unterschiede erkennbar. Dies war zu erwarten, da bei der Verwendung der flachen Erde-Approximation die seismischen Geschwindigkeiten und die Tiefe aus der sphärischen Erde in eine flache Erde transformiert werden (Kap. 4.5.1.3). Um dennoch eventuell auftretende Unterschiede zu berücksichtigen, werden in dieser Arbeit die betroffenen Berechnungen, z.B. *moveout* Korrektur oder die Rückprojektion in der 3D Raum, in einer sphärischen Erde realisiert.

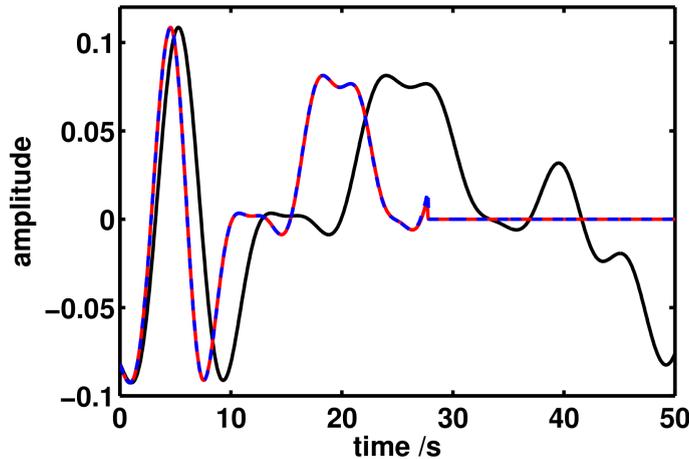


Abbildung 4.26: Vergleich des Einflusses des verwendeten Erdtyps (sphärisch oder flach) auf die *moveout* Korrektur. Das untersuchte Erdbeben ereignete sich am 13-Jan-2007 um 04:23:21 UTC unter Japan und wurde an der Station NWG19 registriert. Die berechnete S-RF wird von einer Langsamkeit von $p = 12,55 \text{ s}/^\circ$ (schwarz) auf $p_{ref} = 6,4 \text{ s}/^\circ$ korrigiert. Die *moveout* Korrektur wird in der sphärischen Erde (rot) und der als flach approximierten Erde (blau) realisiert.

4.5.3 Elimination des Einflusses der Stationshöhe auf die Laufzeit

Aus der Laufzeitdifferenz zwischen der direkten und konvertierten Welle, wird die Tiefenlage der seismischen Schichtgrenze, an der die Wellentypkonversion stattfand, abgeschätzt. Da die Tiefenlage der Diskontinuität an mehreren Stationen detektiert wird und die Stationen unterschiedliche Stationshöhen besitzen, wird die Tiefenlage der Diskontinuität relativ zum Meeresniveau und nicht relativ zur Station angegeben. Deswegen muss der Einfluss der Stationshöhe auf die Laufzeit, welcher auch in der Laufzeitdifferenz zwischen direkter und konvertierter Welle enthalten ist, eliminiert werden (Svenningsen et al., 2007). Dazu wird der Laufzeiteinfluss entlang des Strahlwegs (bestimmte Langsamkeit p) mit den seismischen Geschwindigkeiten v_S und v_P an der Oberfläche (z.B. eines Erdreferenzmodells) berechnet und aus der S-Receiver Funktion entfernt.

4.6 Stapelung der S-Receiver Funktionen

Da die Amplitude der untersuchten S-zu-P konvertierten Wellen sehr klein ist, wird das Signal-Rausch-Verhältnis verbessert, indem individuelle S-Receiver Funktionen aufgestapelt werden. Durch die Stapelung eliminiert sich inkohärentes Rauschen und die kohärenten Signale werden verstärkt, wodurch das Signal-Rausch-Verhältnis ansteigt. Im Folgenden werden die einzelnen Stapelmöglichkeiten beschrieben.

4.6.1 Stationsweise Stapelung der S-Receiver Funktionen

Alle individuellen S-Receiver Funktionen von Erdbeben, die an einer Station registriert wurden, werden *moveout* korrigiert und aufgestapelt (Yuan et al., 2006). Die resultierende gestapelte S-RF entspricht einer Mittelung aller individuellen S-Receiver Funktionen über den gesamten Rückazimutbereich ($0^\circ \leq BAZ \leq 360^\circ$). Da die Konversionssignale der individuellen S-Receiver Funktionen entlang des Strahlwegs ($p \neq 0 \text{ s}/^\circ$) entstehen, nimmt die Konversionsfläche, über die die gestapelte S-RF etwas aussagen kann, mit zunehmender Tiefe und somit fortschreitender Laufzeit zu (Abb. 4.27). Die stationsweise gestapelte S-RF gibt nur die gemittelten Eigenschaften des Untergrunds in einem mit der Tiefe zunehmenden Gebiet um die Station wieder. Da die Stapelung der individuellen S-Receiver Funktionen über den gesamten Rückazimutbereich stattfinden, wird die azimutale

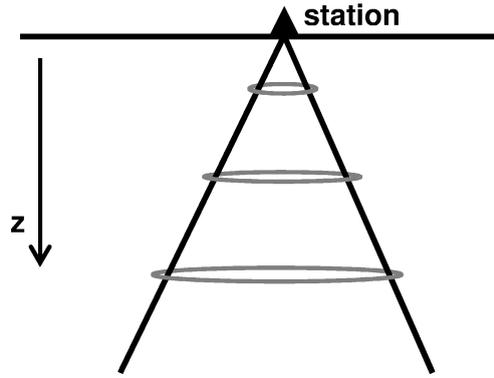


Abbildung 4.27: Bei der stationsweisen S-RF Stapelung werden alle *moveout* korrigierten S-Receiver Funktionen, die an einer Station registriert werden, aufgestapelt. Da die stationsweise Stapelung über den gesamten *BAZ*-Bereich von $0^\circ - 360^\circ$ erfolgt, gibt die gestapelte S-Receiver Funktion nur eine Mittelung der Region unterhalb der Station wieder. Die Region, über die die Mittelung erfolgt, nimmt mit zunehmender Tiefe zu und ist als graue Ellipse angedeutet.

Abhängigkeit, welche in den individuellen S-Receiver Funktionen beobachtet wird, nicht berücksichtigt (Abb. 4.28).

In den Einzelspuren der S-Receiver Funktionen an Station NAO01 ist im Zeitbereich von $0 - 10$ s ein positives Konversionssignal (rot eingefärbt) erkennbar (Abb. 4.28). Dieses Konversionssignal zeigt die größte Konversionsamplitude und wird als Konversionssignal der Moho interpretiert. In der Stapelspur hat das Konversionssignal der Moho eine Ankunftszeit von $4,6$ s. Die folgenden Konversionssignale, z.B. von der LAB, zeigen nur eine geringe Amplitude und sind somit in den individuellen S-Receiver Funktionen nicht erkennbar. Sie werden erst in der deutlich Stapelspur sichtbar. In der S-RF Stapelspur könnte das negative Konversionssignal (blau eingefärbt), das direkt nach dem Konversionssignal der Moho bei $8,95$ s eintrifft, als Konversionssignal von der LAB interpretiert werden. Die Konversionssignale der Moho weisen eine azimutale Abhängigkeit auf. Beispielsweise ist in den S-Receiver Funktionen, die aus Erdbeben mit $-6^\circ \leq BAZ \leq 33^\circ$ berechnet wurden, kein deutliches Moho Signal sichtbar. Deswegen kann die stationsweise S-RF Stapelung nur dazu verwendet werden, um einen ersten/mittleren Eindruck über die Untergrundstruktur unterhalb der Stationen zu liefern. Zur detaillierteren Analyse der 3D Struktur ist eine azimut- und distanzabhängige S-RF Stapelung notwendig (Kap. 4.6.2 und 4.6.3).

4.6.2 CP Stapelung im Zeitbereich

Die Stapelung von individuellen S-Receiver Funktionen erfolgt für bestimmte Tiefen in Abhängigkeit von ihren Konversionspunkten (engl. *conversion points*, *CP*, Dueker und Sheehan, 1997). Zur Realisierung der tiefenabhängigen *CP* Stapelung werden zuerst die Konversionspunkte (Lat_{Sp} , Lon_{Sp}) in vorgegebenen Tiefen (z.B. 35 km (Moho), 120 km (LAB nach Geissler et al., 2010), 410 km und 660 km) berechnet. Dazu werden die Entfernung des Durchstoßpunkts der S-zu-P konvertierten Welle X_{Sp} in Grad (Kap. 4.5.1), der Rückazimut BAZ in rad und die Stationskoordinaten ($Lat_{station}$ und $Lon_{station}$ in Grad) benötigt:

$$Lat_{Sp} = Lat_{station} + X_{Sp} \cdot \cos(BAZ) \quad (4.71)$$

$$Lon_{Sp} = Lon_{station} + X_{Sp} \cdot \frac{\sin(BAZ)}{\cos(Lat_{station} \cdot \pi/180^\circ)} \quad (4.72)$$

Anschließend wird das Untersuchungsgebiet in sich überlagernde Stapelbereiche (*bins*) unterteilt und alle S-Receiver Funktionen, deren Konversionspunkte in derselben Tiefen innerhalb des gleichen Stapelbereichs liegen (Abb. 4.29), werden im Zeitbereich aufgestapelt

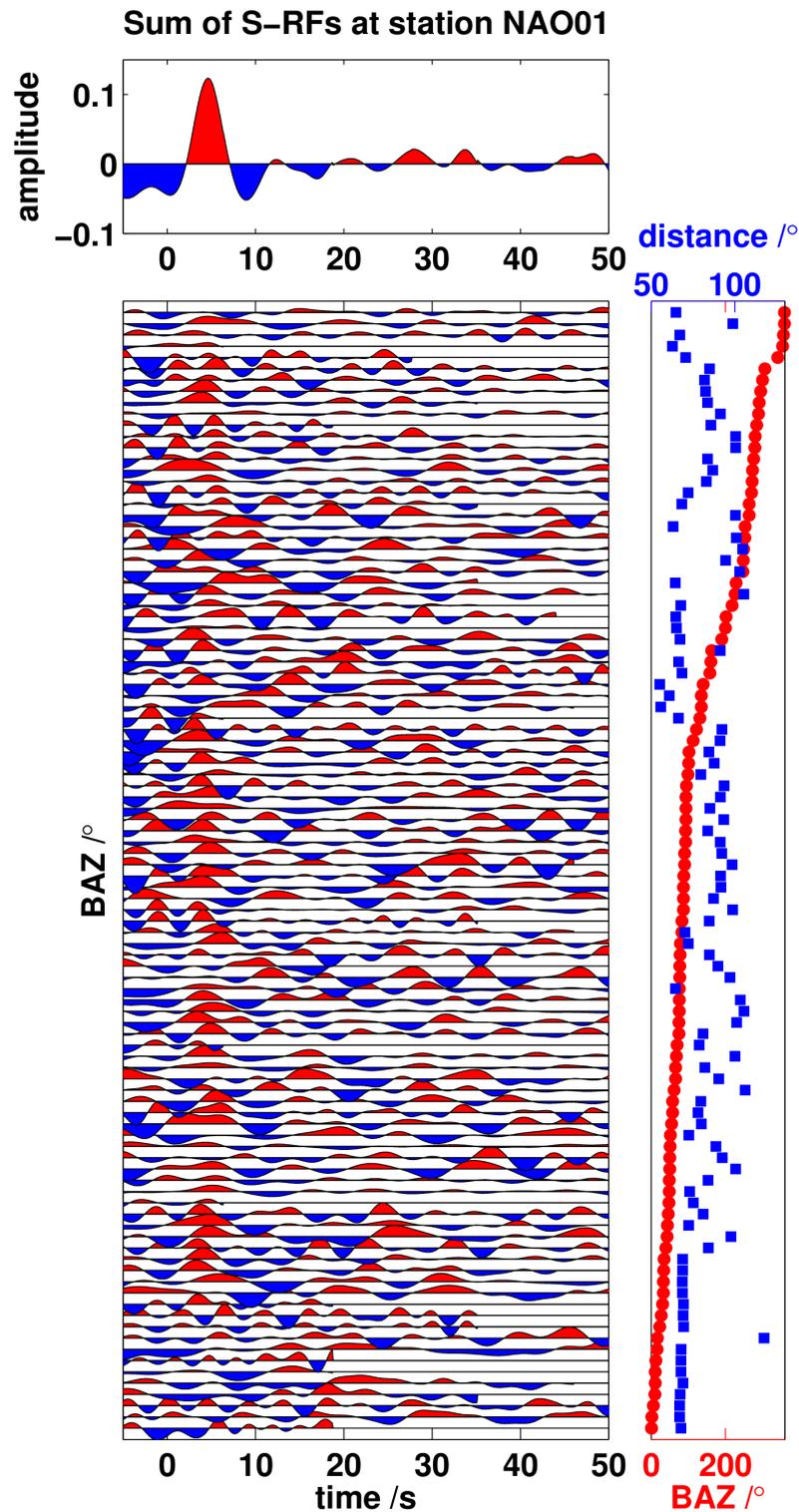


Abbildung 4.28: Beispiel der stationsweisen Stapelung an der Station NAO01 des NORSAR Arrays. Die individuellen, bereits *moveout* korrigierten S-Receiver Funktionen werden in Abhängigkeit ihres Rückazimuts sortiert (unten links) und alle aufgestapelt. Die gestapelte S-Receiver Funktion (oben links) stellt eine mittlere Impulsantwort des Untergrundes dar, berücksichtigt jedoch keine azimutalen Abhängigkeiten der S-Receiver Funktionen. Durch das Auftragen der Einzelspuren (unten links), der zugehörigen Rückazimute (rechts in rot) und Epizentraldistanzen (rechts in blau) ist es nun möglich, azimutale Abhängigkeiten in den einzelnen S-Receiver Funktionen zu beobachten.

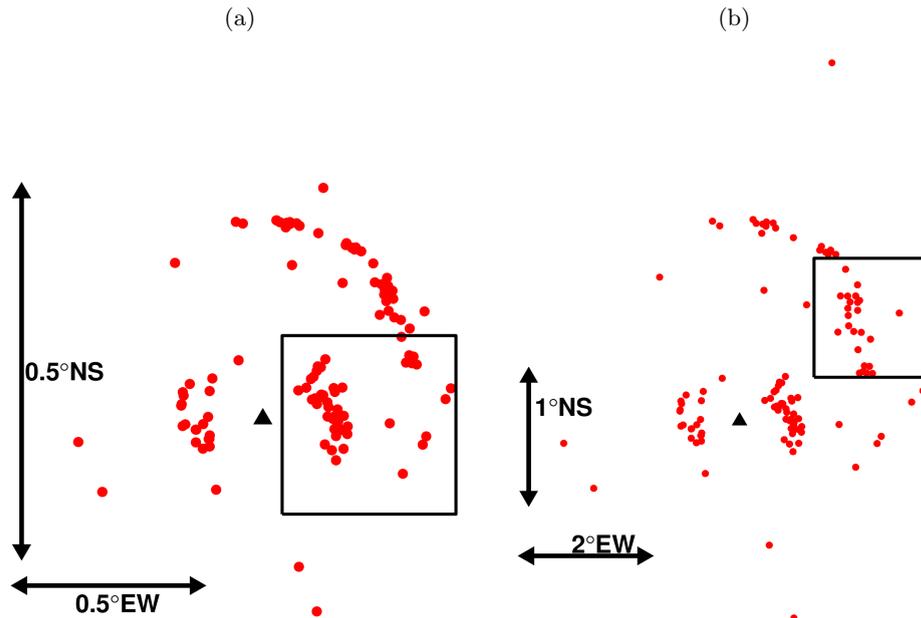


Abbildung 4.29: Schematische Darstellung der tiefenabhängigen *CP* Stapelung von S-Receiver Funktionen im Zeitbereich. Die S-Receiver Funktionen werden in bestimmten Tiefen in Abhängigkeit ihrer Konversionspunkte den Stapelbereichen zugeordnet und gestapelt. Die Verteilung der Konversionspunkte (rote Punkte) um die Station (schwarzes Dreieck) wurde für unterschiedliche Tiefen schematisch dargestellt. (a) Konversionspunkte in 35 km Tiefe mit einem Stapelbereich der Größe $0,25^\circ\text{NS} \times 0,5^\circ\text{EW}$ (Quadrat). (b) Konversionspunkte in 120 km Tiefe mit einem Stapelbereich der Größe $1^\circ\text{NS} \times 2^\circ\text{EW}$ (Quadrat). Mit zunehmender Tiefe liegen die Konversionspunkte in größerer Entfernung zur Station.

(Dueker und Sheehan, 1997). Auch wenn die gesamte Receiver Funktion gestapelt wird, kann nur der dem bestimmten Tiefenbereich zugehörige Zeitbereich interpretiert werden. Die resultierende gestapelte S-RF gibt Konversionssignale eines bestimmten Stapelgebiets fokussiert auf eine bestimmte Tiefe wieder und berücksichtigt die azimuthale Abhängigkeit von S-Receiver Funktionen (Abb. 4.29). Da auch bei dieser konversionspunkt-abhängigen RF-Stapelung S-Receiver Funktionen von Ereignissen aus unterschiedlichen Epizentraldistanzen gemittelt werden, muss vor der Stapelung eine *moveout* Korrektur durchgeführt werden.

4.6.2.1 Stabilitätsuntersuchung der S-RF Stapelung

Betrachtet man den Einfluss der RF-Stapelung, indem man die resultierende Stapelspur in Stapelschritten von einigen (2, 5 oder 10) Receiver Funktionen betrachtet, so erkennt man folgendes: Zu Beginn der Stapelung verändert sich die Stapelspur stark bis sich stabile Konversionssignale ausbilden, welche sich bei weiterer RF-Aufstapelung wieder zerstackeln (Jacobsen, 2011, *pers. comm.*). Eine Aufstapelung aller Receiver Funktionen eines Stapelbereichs führt somit nicht zwangsläufig zur stabilsten Stapelspur. Sind in den Receiver Funktionen nur schwache Konversionssignale beobachtbar und ist das Signal-Rausch-Verhältnis der Receiver Funktionen gering, so können einige stark verrauschte Receiver Funktionen stabile Konversionssignale wieder zerstackeln (Abb. 4.31). Die Untersuchung der Güte der gestapelten S-Receiver Funktionen und die Ermittlung der stabilsten S-Receiver Funktion, wird mit dem im Folgenden vorgestellten automatischen Verfahren realisiert. Zur Bestimmung der stabilsten RF-Stapelung, d.h. die RF-Stapelung ändert sich bei weiterer Aufsummation von Receiver Funktionen nur minimal, wird folgendes Prozedere durchgeführt: Erstens, die einzelnen Receiver Funktionen eines Stapelbereichs

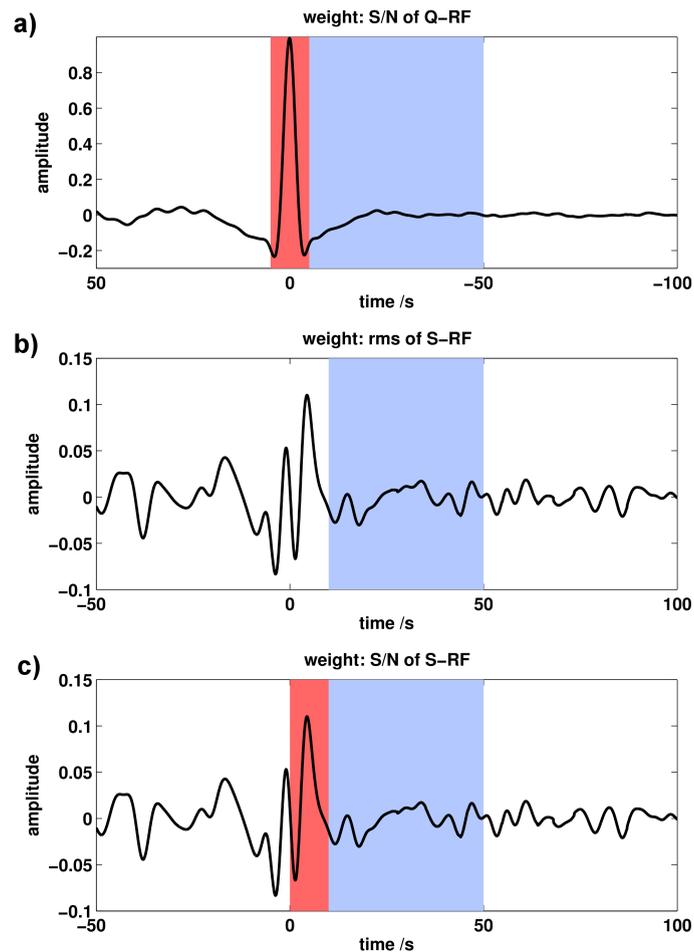


Abbildung 4.30: Schematische Darstellung der Bestimmung der Güte der S-Receiver Funktionen. Die Zeitfenster, in denen die Rauschamplitude mit Hilfe des RMS (Gl. 4.73) bestimmt werden, sind blau unterlegt. Die Länge und Position des Zeitfensters variiert in der Untersuchung der Güte der S-Receiver Funktionen. Hier sind die optimalen Zeitfenster dargestellt. (a) Bestimmung der Güte der S-RF mit Hilfe des Signal-Rausch-Verhältnisses der Q-RF. Die Signalamplitude wird als maximale Amplitude im Zeitfenster ± 5 s (rot) und die Rauschamplitude als RMS z.B. im Zeitfenster -50 s bis -5 s (blau) bestimmt. Die Zeitachse wird zum besseren Vergleich mit der S-RF gedreht dargestellt. (b) Bestimmung der Güte der S-RF mit Hilfe des RMS-Wertes der S-RF im Zeitfenster von $10 - 50$ s (blau). (c) Bestimmung der Güte der S-RF mit Hilfe des Signal-Rausch-Verhältnisses der S-RF. Die Signalamplitude wird als maximale Amplitude im Zeitfenster $0 - 10$ s (rot) und die Rauschamplitude als RMS im Zeitfenster $10 - 50$ s (blau) bestimmt.

werden in Abhängigkeit ihrer Qualität sortiert (Jacobsen, 2011, *pers. comm.*). Die Qualität bzw. Güte einer Receiver Funktion kann mit verschiedenen Verfahren bestimmt werden (Abb. 4.30):

- **Sortierung nach dem RMS der S-RF:**

$$RMS_{data} = \sqrt{\frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N data_i^2} \quad (4.73)$$

Bei dieser Sortierung wird der RMS (*root-mean-square*) der S-Receiver Funktion in einem definierten Zeitfenster (hier: 10–50 s oder 70–100 s) berechnet (Abb. 4.30a, 4.31). Der RMS (Gl. 4.73) einer Zeitreihe entspricht dem quadratischen Mittelwert RMS_{data} der Zeitreihe $data$. Im Zeitintervall 10 – 50 s wird zwar das Konversionssignal der LAB erwartet, da es jedoch nur eine geringe Amplitude aufweist, ist sein Einfluss auf die Bildung des quadratischen Mittelwerts zu vernachlässigen (Jacobsen, 2011, *pers. comm.*). Die S-Receiver Funktionen werden dann in Abhängigkeit ihres RMS-Wertes sortiert, von kleinen RMS-Werten, die geringes Rauschen implizieren, zu großen RMS-Werten, die starkes Rauschen implizieren. Zu Beginn wurde der RMS-Wert auch in dem Zeitintervall von 70 – 100 s, in dem keine Konversionssignale mehr erwartet werden, berechnet. Da die Receiver Funktionen vor der Stapelung *moveout* korrigiert werden und die Receiver-Funktion bei Überschreitung des kritischen Winkels abbricht, eignet sich die RMS-Sortierung in einem Zeitintervall von 70 – 100 s nicht zur Bestimmung der stabilsten Receiver Funktion.

- **Sortierung nach dem Signal-Rausch-Verhältnis der Q-RF:**

$$SNR = \frac{A_{signal}}{A_{noise}} \quad (4.74)$$

Bei dieser Sortierung wird das Signal-Rausch-Verhältnis (SNR) der Q-RF (Gl. 4.74) bestimmt (Abb. 4.30b, 4.32a). Als Signalamplitude dient die maximale Amplitude der Q-RF, d.h. das Signal der direkten S-Welle. Die Rauschamplitude wird als RMS eines definierten Zeitfensters (hier: –50 s bis –5 s, –100 s bis –5 s und –100 s bis –10 s) bestimmt. Man beachte bei der Zeitangabe, dass bei der Q-RF negative Zeiten frühere Ankunftszeiten bedeuten und den positiven Zeiten der S-RF entsprechen. Da auch die Q-RF *moveout* korrigiert ist, wird das Zeitintervall von –50 s bis –5 s zur Bestimmung der Rauschamplitude verwendet. Die Sortierung der S-Receiver Funktionen erfolgt vom größten zum kleinsten Signal-Rausch-Verhältnis.

- **Sortierung nach dem Signal-Rausch-Verhältnis der S-RF:** Bei dieser Sortierung wird das Signal-Rausch-Verhältnis der S-RF (Gl. 4.74) bestimmt (Abb. 4.30c, 4.32b). Als Signalamplitude dient die maximale Amplitude der S-RF im Zeitfenster von 0 – 10 s, welches das Konversionssignal von der Moho enthält. Die Rauschamplitude wird als RMS eines definierten Zeitfensters (hier: 10 – 50 s, 10 – 100 s und 70 – 100 s) bestimmt. Da die S-RF *moveout* korrigiert ist, eignet sich das Zeitintervall von 10 – 50 s am besten zur Bestimmung der Rauschamplitude. Bei der Stapelung werden zuerst die S-Receiver Funktionen gestapelt, die das größte Signal-Rausch-Verhältnis aufweisen.

$$RMS_{diff} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i^k - S_i^{k-1})^2} \quad (4.75)$$

Zweitens, die sortierten S-Receiver Funktionen werden aufgestapelt und in bestimmten Stapelschritten k wird der Unterschied der aktuellen Stapelspur S^k zur vorhergehenden

Stapelspur S^{k-1} mittels RMS Bildung (Gl. 4.75) ermittelt. Die Größe der Stapelschritte ist abhängig von der Anzahl N der zu stapelnden S-Receiver Funktionen. Es gilt für: (1) $N_{S-RF} < 150 \rightarrow$ ein Stapelschritt von 2, (2) $150 \leq N_{S-RF} < 300 \rightarrow$ ein Stapelschritt von 5, (3) $N_{S-RF} \geq 300 \rightarrow$ ein Stapelschritt von 10. Anschließend wird die Änderung der Stapelspur RMS_{diff} über die Anzahl der gestapelten Receiver Funktionen aufgetragen und an den Kehrwert der Änderung der Stapelspur ($1/RMS_{diff}$) eine quadratische Funktion angepasst. Das Maximum der angepassten Funktion bildet sich bei der stabilsten S-RF Stapelspur aus (Abb. 4.31).

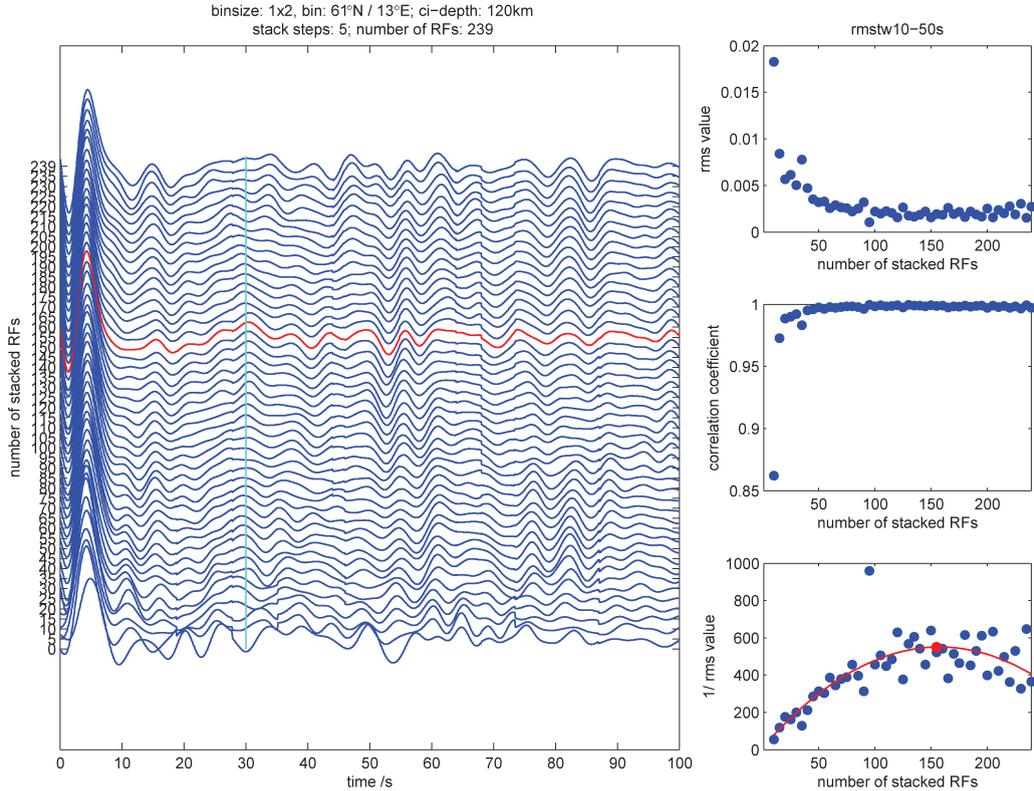


Abbildung 4.31: Stabilitätstest der S-RF bestimmt mit dem RMS-Verfahren. Die S-Receiver Funktionen werden in Abhängigkeit ihrer Qualität, die mit Hilfe des RMS-Wertes (Gl. 4.73) der S-RF im Zeitfenster von 10 – 50s bestimmt wird, sortiert und gestapelt. (links) Abfolge der S-RF Stapelspuren in Stapelschritten von 5 S-Receiver Funktionen. Die stabilste S-RF ist in rot eingezeichnet. (rechts oben) Abweichung zwischen der aktuellen und vorherigen S-RF Stapelspur bestimmt mit Hilfe des RMS-Wertes (Gl. 4.75). (rechts Mitte) Ähnlichkeit der aktuellen und vorherigen S-RF Stapelspur bestimmt als Korrelationskoeffizient der beiden Spuren. (rechts unten) An den Kehrwert der Änderung der Stapelspur $1/RMS_{diff}$ wird eine quadratische Funktion angepasst (rote Linie). Die geringste Änderung der Stapelspur und somit die stabilste S-RF werden über das Maximum der angepassten quadratischen Funktion (roter Punkt) bestimmt.

Wie oben beschrieben, erwartet man während der Stapelung der S-Receiver Funktionen zu Beginn eine starke Änderung der Stapelspur, anschließend die Ausbildung eines Plateaus, bei dem die Änderung der Stapelspur nur gering ist und dann wieder einer Zunahme der Änderung, da die Signale in der S-RF zerstackelt werden. Vergleicht man die Änderungen der S-Receiver Funktionen während der Stapelung (Abb. 4.31-4.32 rechts oben), so bildet sich nur bei der Sortiermethode nach ansteigendem RMS der erwartete Stapelverlauf aus. Dies wird am deutlichsten beim Vergleich der RMS-Kehrwerte (Abb. 4.31-4.32 rechts unten). Deswegen wird von den zur Auswahl stehenden Sortiermethoden (Abb. 4.30 - 4.32) die Sortierung der S-Receiver Funktionen nach dem ansteigenden RMS, der in einem Zeitfenster von 10 – 50s bestimmt wird, bevorzugt und in dieser Arbeit angewendet.

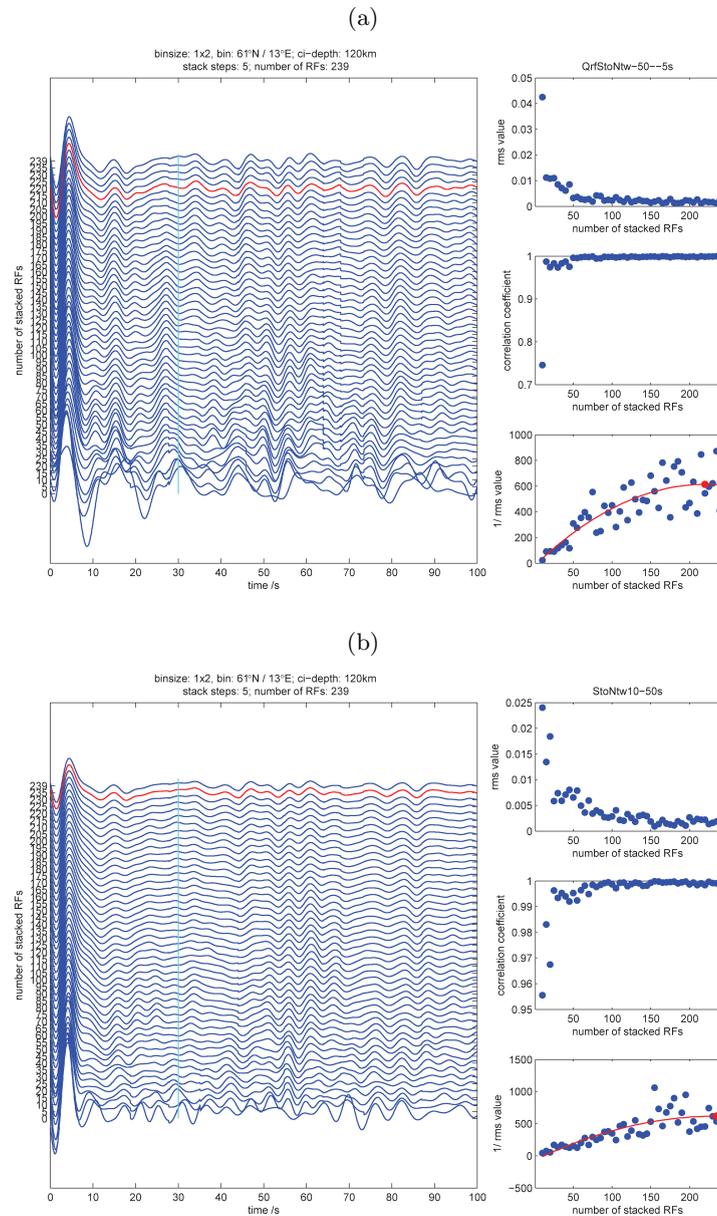


Abbildung 4.32: (a) Stabilitätstest nach der Güte der S-RF bestimmt über das Signal-Rauschverhältnis der Q-RF (a) und der S-RF (b). (a) Die S-Receiver Funktionen werden in Abhängigkeit ihrer Qualität, die mit Hilfe des Signal-Rauschverhältnisses (Gl. 4.74) der Q-RF bestimmt wird, sortiert und gestapelt (links). Die Rauschamplitude wird im Zeitfenster von -50 s bis -5 s berechnet. (b) Die S-Receiver Funktionen werden in Abhängigkeit ihrer Qualität, die mit Hilfe des Signal-Rauschverhältnisses (Gl. 4.74) der S-RF bestimmt wird, sortiert und gestapelt (links). Die Rauschamplitude wird im Zeitfenster von $10 - 50$ s berechnet. (rechts oben) Abfolge der S-RF Stapelspuren in Stapelschritten von 5 S-Receiver Funktionen. Die stabilste S-RF ist in rot eingezeichnet. (rechts Mitte) Abweichung zwischen der aktuellen und vorherigen S-RF Stapelspur bestimmt mit Hilfe des RMS (Gl. 4.75). (rechts unten) Ähnlichkeit der aktuellen und vorherigen S-RF Stapelspur bestimmt als Korrelationskoeffizient der beiden Spuren. An den Kehrwert der Änderung der Stapelspur $1/RMS_{diff}$ wird eine quadratische Funktion angepasst (rote Linie). Die geringste Änderung der Stapelspur und somit die stabilste S-RF wird über das Maximum der angepassten quadratische Funktion (roter Punkt) bestimmt.

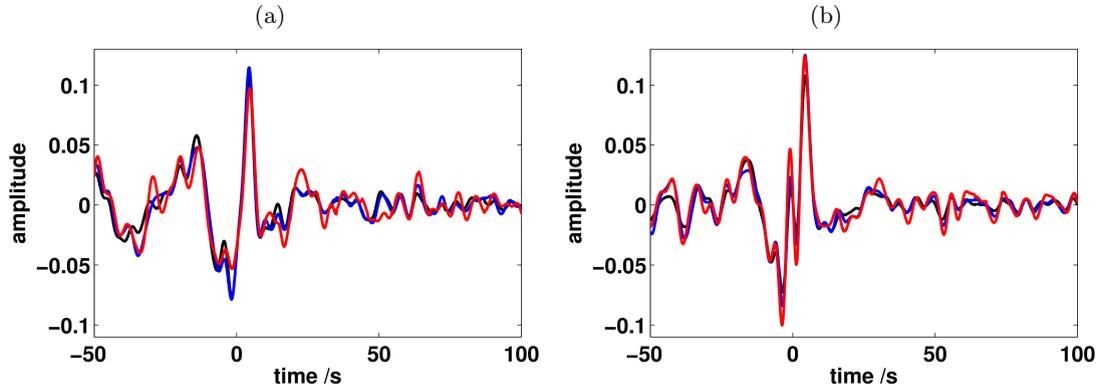
4.6.2.2 Bestimmung der Stapelbereichsgröße und Darstellung der *CP* gestapelten S-Receiver Funktionen

Abbildung 4.33: Den *CP* gestapelten S-Receiver Funktionen liegen unterschiedlich große Stapelbereiche zugrunde: $1^\circ\text{NS} \times 2^\circ\text{EW}$ in schwarz, $1,5^\circ\text{NS} \times 3^\circ\text{EW}$ in blau und $2^\circ\text{NS} \times 4^\circ\text{EW}$ in rot. Das Zentrum des Stapelbereichs liegt bei (a) $61^\circ\text{N} / 7^\circ\text{E}$ und (b) $61^\circ\text{N} / 13^\circ\text{E}$. Die resultierenden *CP* gestapelten S-Receiver Funktionen weisen Ähnlichkeiten aber auch Unterschiede auf. Diese Unterschiede resultieren aus der S-RF Mittelung über einen größeren Stapelbereich hinweg.

Tabelle 4.3: Auflistung der Anzahl der gestapelten S-Receiver Funktionen, die zu den in Abbildung 4.33 dargestellten stabilen S-Receiver Funktionen beitragen.

Größe	$61^\circ\text{N} / 7^\circ\text{E}$	$61^\circ\text{N} / 13^\circ\text{E}$
$1^\circ\text{NS} \times 2^\circ\text{EW}$	72	155
$1,5^\circ\text{NS} \times 3^\circ\text{EW}$	150	270
$2^\circ\text{NS} \times 4^\circ\text{EW}$	250	410

Die Größe der Stapelregion hat entscheidenden Einfluss auf die *CP* Stapelung. Je größer die Stapelregion ist, desto größer wird die Anzahl der zur Stapelung zur Verfügung stehenden S-Receiver Funktionen, wodurch sich das Signal-Rausch-Verhältnis stärker verbessert. Da die *CP* gestapelte S-RF allerdings eine Mittelung der Untergrundstruktur des Stapelgebiets darstellt, darf die Stapelregion nicht zu groß werden, um den Untergrund noch adäquat genug darstellen zu können. Werden für die untersuchten Diskontinuitäten starke Änderungen über einen kleinen Bereich erwartet, wie dies z.B. bei der Moho unter Norwegen der Fall ist, so kann in einer zu groß gewählten Stapelregion das erwartete Konversionssignal zerstampelt werden. Abbildung 4.33 zeigt den Einfluss der Größe der Stapelregion auf die resultierenden S-Receiver Funktionen anhand von Stapelungen, deren Stapelzentrum bei $61^\circ\text{N} / 7^\circ\text{E}$ (a) und $61^\circ\text{N} / 13^\circ\text{E}$ (b) liegt. In schwarz ist die *CP* gestapelte S-RF eines Stapelbereichs der Größe $2^\circ\text{NS} \times 4^\circ\text{EW}$ dargestellt, in blau der Größe $1,5^\circ\text{NS} \times 3^\circ\text{EW}$ und in rot der Größe $1^\circ\text{NS} \times 2^\circ\text{EW}$. Tabelle 4.3 listet die zugehörige Anzahl der gestapelten S-Receiver Funktionen in den unterschiedlich großen Stapelbereichen (Abb. 4.33) auf. Vergleicht man die *CP* gestapelten S-Receiver Funktionen der unterschiedlichen Stapelbereichsgrößen, so haben diese einen sehr ähnlichen Verlauf. Von den S-Receiver Funktionen der Stapelregion mit Zentrum bei $61^\circ\text{N} / 7^\circ\text{E}$ (Abb. 4.33a) sind die S-Receiver Funktionen der größeren Stapelbereiche $1,5^\circ\text{NS} \times 3^\circ\text{EW}$ (blau) und $2^\circ\text{NS} \times 4^\circ\text{EW}$ (schwarz) einander ähnlicher als der S-RF des kleineren Stapelbereichs $1^\circ\text{NS} \times 2^\circ\text{EW}$ (rot). Die S-RF des kleineren Stapelbereichs (rot) zeigt im Vergleich zu den anderen beiden S-Receiver Funktionen (blau, schwarz) stärker ausgeprägte Konversionssignale, d.h. die S-Receiver Funktionen der größeren Stapelbereiche (blau, schwarz) weisen einen glatteren Verlauf auf. Dies zeigt sich z.B. im Zeitbereich von $t \leq 0$ s oder 10 – 50 s. In den Stapelbereichen,

deren Zentrum bei $61^\circ\text{N} / 7^\circ\text{E}$ liegt (Abb. 4.33b), sind S-Receiver Funktionen aller Stapelbereiche (schwarz, blau, rot) untereinander ähnlicher als dies in Abbildung 4.33a der Fall ist. Dennoch weisen S-Receiver Funktionen der unterschiedlich großen Stapelbereiche die gleichen Konversionssignale mit unterschiedlicher Amplitude auf. Es zeigt sich auch hier, dass die S-RF des Stapelbereichs $1^\circ\text{NS} \times 2^\circ\text{EW}$ (rot) stärker ausgeprägte Konversionssignale hat im Vergleich zu den glatteren S-Receiver Funktionen der größeren Stapelbereiche (blau, schwarz). Diese Glättung der Konversionssignale lässt sich durch die größere Anzahl an gestapelten S-Receiver Funktionen in den größeren Stapelbereichen erklären und zeigt den Einfluss der Mittelung der S-Receiver Funktionen über einen größeren Konversionsbereich auf. Die gestapelte S-RF des kleineren Stapelbereichs $1^\circ\text{NS} \times 2^\circ\text{EW}$ (rot) weist im Gegensatz dazu Konversionssignale von kleinräumigeren Strukturen auf, die in den größeren Stapelbereichen zerstampelt werden und somit nicht abgebildet werden können. Auf der anderen Seite wird durch die größere Anzahl an gestapelten S-Receiver Funktionen das Signal-Rausch-Verhältnis verbessert. Um nun die optimale Größe des Stapelbereich zu bestimmen, muss zwischen diesen beiden Faktoren, der detaillierten Abbildung der Untergrundstrukturen in kleineren Stapelbereichen gegenüber der stärkeren Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses in größeren Stapelbereichen, abgewogen werden. Auch wenn durch die größere Anzahl an S-Receiver Funktionen das Signal-Rausch-Verhältnis stärker verbessert wird, wiegt der Faktor der Mittelung der Untergrundstruktur über den Stapelbereich mehr, da dadurch erwartete Übergänge zwischen unterschiedlichen Strukturen (z.B. dem Übergang zum Baltischen Schild in Norwegen) eventuell nicht mehr abgebildet werden können. Auch wenn sich die Konversionssignale in den S-Receiver Funktionen der unterschiedlich großen Stapelbereiche einander sehr ähneln (Abb. 4.33), so sind die Konversionssignale in der S-RF des Stapelbereichs der Größe $1^\circ\text{NS} \times 2^\circ\text{EW}$ stärker ausgeprägt bzw. nicht so stark geglättet wie in den S-Receiver Funktionen der größeren Stapelbereiche. Deswegen werden in dieser Arbeit die *CP* gestapelten S-Receiver Funktionen des Stapelbereichs $1^\circ\text{NS} \times 2^\circ\text{EW}$ zur Analyse und Modellierung verwendet.

Um einen Verlauf von Diskontinuitäten im Untergrund untersuchen zu können, werden die stabilen S-RF in Nord-Süd- und Ost-West-Profilen in Abhängigkeit des Stapelbereichszentrums dargestellt (Dueker und Sheehan, 1997). Da sich die einzelnen Stapelbereiche überlagern, sollte der Übergang bzw. der Verlauf von Diskontinuitäten besser detektiert werden. Aus der bestimmten Ankunftszeit der Konversionssignale kann nun mit einem bekannten Geschwindigkeitsmodell auf die Tiefe der Diskontinuität mit $z = \Delta T \cdot v$ geschlossen werden (Geissler et al., 2010). Als Geschwindigkeitsmodell dienen z.B. die Erdreferenzmodelle iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991) oder ak135 (Kennett et al., 1995) oder falls vorhanden ein aus seismischen Messungen ermitteltes lokales 1D Geschwindigkeitsmodell des Untersuchungsgebietes.

4.6.3 *CCP* Stapelung - *CP* Stapelung im Tiefenbereich

Die Stapelung der S-Receiver Funktionen im Raum ist an die Migration, die in der Reflexionsseismik angewendet wird, angelehnt. Die seismischen Registrierungen werden bei der Migration vom Zeit- in den Tiefenbereich überführt, um die Reflektoren, die das registrierte Wellenfeld erzeugen, an der wahren Position im Raum abzubilden (Yilmaz, 1987; Ryberg und Weber, 2000). Die Methode der Migration aus der Reflexionsseismik wird bei der Receiver Funktionsanalyse *CCP* Stapelung, von *common conversion point*, genannt. Bei der *CCP* Stapelung (Grunewald et al., 2001) werden die individuellen S-Receiver Funktionen vom Zeitbereich in den Raum überführt, indem die S-Receiver Funktionen entlang ihres Strahlwegs zurück projiziert werden (Abb. 4.34). Da der Strahlweg von dem vorherrschenden Geschwindigkeitsmodell abhängig ist, sollte zur Rückprojektion ein lokales 3D Geschwindigkeitsmodell verwendet werden. Liegt dies für das Untersuchungsgebiet nicht vor, so werden 1D Geschwindigkeitsmodelle wie z.B. iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991)

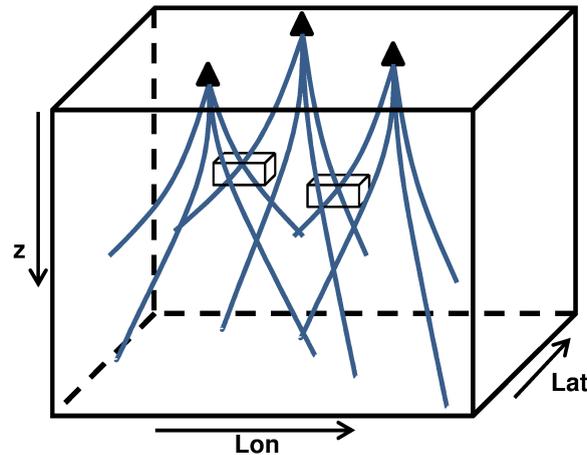


Abbildung 4.34: Darstellung der *CCP* Stapelung von S-Receiver Funktionen (nach Grunewald et al., 2001). Die individuellen S-Receiver Funktionen werden entlang ihres Strahlwegs vom Zeitbereich in den 3D Raum projiziert und den durchlaufenen Volumelementen zugewiesen. Anschließend werden die S-RF Teilstücke innerhalb eines Volumelementes aufgestapelt, woraus ein 3D S-RF Amplitudengitter resultiert.

oder ak135 (Kennett et al., 1995) verwendet. Ist der Strahlweg berechnet, wird die S-RF Amplitude entlang des Strahlwegs rückprojiziert, d.h. jedem Punkt des Strahls wird die zugehörige Amplitude zugeordnet. Zur Stapelung wird das Untersuchungsgebiet in Volumelemente, auch *Voxel* genannt, unterteilt. Die in den Raum projizierten S-Receiver Funktionen werden den durchlaufenen Volumelementen zugeteilt (Abb. 4.34) und innerhalb eines Volumelementes aufgestapelt (Grunewald et al., 2001). Pro Volumelement resultiert eine mittlere Amplitude, die dem Zentrum des Volumelementes zugewiesen wird. Wie bei der tiefenabhängigen *CP* Stapelung (Kap. 4.6.2) überlagern sich benachbarte Volumelemente, um den Verlauf der Diskontinuität besser detektieren zu können.

Um einen Verlauf von Diskontinuitäten im Untergrund untersuchen zu können, werden die einzelnen *CCP* gestapelten S-RF in Nord-Süd- und Ost-West-Profile in Abhängigkeit des Volumelementenzentrums dargestellt. Die Amplituden der S-RF werden farblich kodiert dargestellt. Negative Amplituden werden in Blautönen und positive Amplituden in Rottönen dargestellt. Da sich die einzelnen Stapelbereiche überlagern, sollte sich der Amplitudenverlauf nicht sprunghaft ändern. Deswegen besteht bei der graphischen Darstellung nun die Möglichkeit, direkt die gestapelten Amplituden abzubilden oder zuvor die gestapelten S-Receiver Funktionen in vertikaler Richtung (*smoothZ*) bzw. dreidimensional (*smooth3D*) zu glätten. Der Nachteil der Datenglättung liegt darin, dass die Amplituden durch die Glättung verkleinert werden und die Konversionssignale vertikal oder dreidimensional verschmieren. Durch die Glättung werden jedoch sprunghafte Änderung, z.B. verursacht durch die Stapelung stark verrauschter S-RF, unterdrückt.

Da bei der Konversion vom Zeit- in den Tiefenbereich das Geschwindigkeitsmodell $v(z)$ von entscheidender Rolle ist, werden verschiedene Geschwindigkeitsmodelle angewendet und deren Einfluss analysiert. Abbildung 4.35 zeigt den Einfluss des Geschwindigkeitsmodells auf die *CCP* Stapelung anhand zweier Volumenbereiche: $61^\circ\text{N} / 7^\circ\text{E}$ (Abb. 4.35a) und $61^\circ\text{N} / 13^\circ\text{E}$ (Abb. 4.35b) mit der Volumelementgröße von $1^\circ\text{NS} \times 2^\circ\text{EW} \times 5\text{ km}$. Zur Rückprojektion in den 3D Raum werden das Erdreferenzmodell iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991), ein lokales 1D $v(z)$ Modell (Frassetto et al., 2010, Stand April 2011) und ein lokales 3D $v(z)$ Modell (Frassetto et al., 2010, Stand Nov. 2011) verwendet. Das lokale 1D $v(z)$ Modell wird durch eine Mittelung des 3D $v(z)$ Modells (Frassetto et al., 2010) erzeugt. Die resultierenden *CCP* gestapelten S-Receiver Funktionen sind in schwarz unter

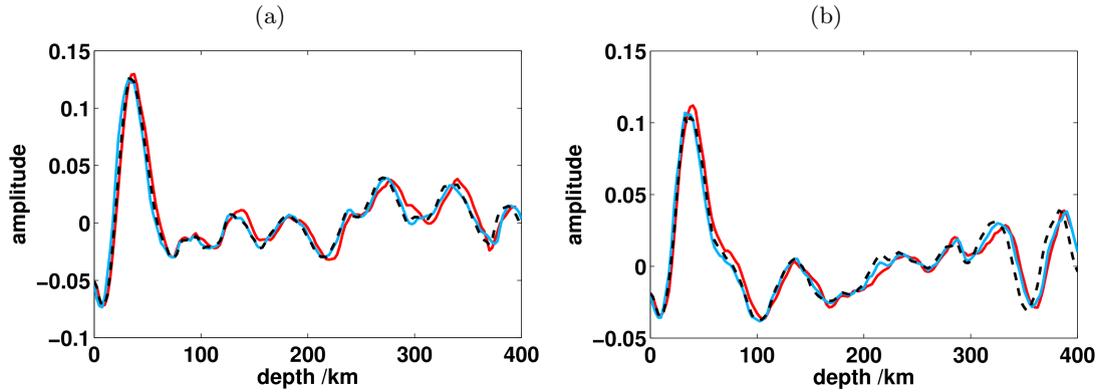


Abbildung 4.35: Darstellung des $v(z)$ Einflusses auf die *CCP* Stapelung. (a) *CCP* gestapelte S-RF bei $61^\circ\text{N}/7^\circ\text{E}$ und (b) *CCP* gestapelte S-RF bei $61^\circ\text{N}/13^\circ\text{E}$ in Volumenelemente von $1^\circ\text{NS} \times 2^\circ\text{EW} \times 5\text{ km}$. Es wird das Erdreferenzmodell *iasp91* (Kennett und Engdahl, 1991, schwarz gestrichelt), ein lokales 1D Geschwindigkeitsmodell (Frassetto et al., 2010, rot) und ein lokales 3D Geschwindigkeitsmodell (Frassetto et al., 2010, blau) zur Rückprojektion der S-Receiver Funktionen in den 3D Raum verwendet. Die Amplitude der S-Receiver Funktionen stimmt gut überein. Unter Verwendung der lokalen Modelle werden die Konversionssignale in 5 – 10 km tiefere Bereiche projiziert.

Verwendung von *iasp91*, in rot unter Verwendung des lokalen 1D Modells und in blau unter Verwendung des lokalen 3D Modells dargestellt. Die *CCP* gestapelten S-Receiver Funktionen zeigen unabhängig vom $v(z)$ Modell die selben Konversionssignale, die sehr ähnliche Amplituden besitzen. Der Unterschied zwischen den *CCP* gestapelten S-Receiver Funktionen liegt in der Tiefe der Konversionssignale. Die Unterschiede in der Tiefe liegen bei 5 – 10 km und sind somit kleiner als das vertikale Auflösungsvermögen der S-Receiver Funktionen. Dennoch werden bei der weiteren Analyse die *CCP* gestapelten S-Receiver Funktionen verwendet, die mit dem lokalen 3D $v(z)$ Modell in den 3D Raum rückprojiziert wurden. Die Volumenelemente ($1^\circ\text{NS} \times 2^\circ\text{EW} \times 5\text{ km}$) überlagern sich über die Hälfte der Volumenelementgröße, um die laterale Auflösung der S-Receiver Funktionen zu berücksichtigen. Bei der Analyse der Konversionssignale der Mantelübergangszone wird die Volumenelementgröße auf $2^\circ\text{NS} \times 4^\circ\text{EW} \times 5\text{ km}$ vergrößert, um die schlechtere laterale Auflösung der S-Receiver Funktionen in dieser Tiefe zu berücksichtigen. Da bei diesen Diskontinuitäten keine sprunghaften Änderungen erwartet werden und die Konversionssignale nur geringe Amplituden (betragsmäßig kleiner als $-0,05$, Abb. 4.4) aufweisen, sollte das Signal-Rausch-Verhältnis durch die erhöhte Anzahl von S-Receiver Funktionen stark verbessert werden.

4.7 Modellierung der Untergrundstruktur

Zur Bestimmung der Untergrundstruktur werden die gestapelten S-Receiver Funktionen modelliert. Dazu werden synthetische S-Receiver Funktionen durch vorgegebene 1D $v(z)$ Modelle berechnet. Die Berechnung der synthetischen S-Receiver Funktionen erfolgt mit MATLAB[®] Programmen, die von B.H. Jacobsen zur Verfügung gestellt wurden (Svenningsen und Jacobsen, 2007; Svenningsen et al., 2007; Jacobsen und Svenningsen, 2008). Diese Programme wurden für die hier beschriebene Anwendung und verwendete Datenstruktur modifiziert. Folgende Parameter gehen in die Berechnung der synthetischen S-Receiver Funktionen mit ein:

- **1D Modell $v(z)$:** Das 1D Geschwindigkeitsmodell beinhaltet die Tiefenlage der Diskontinuitäten z und die zugehörigen seismischen Geschwindigkeiten v_S und v_P in den jeweiligen Schichten.

- **Dichte ρ :** Die Dichte ρ berechnet sich in einem Birch Medium aus der seismischen P-Wellengeschwindigkeit v_P mit $\rho = 320 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} / \frac{\text{km}}{\text{s}} \cdot v_P + 770 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ (Berteussen, 1977). Die Dichte ρ liegt dann in kg/m^3 vor.
- **Langsamkeit p und Auftauchwinkel i :** Um den Strahlweg der analysierten Wellen zu beschreiben, wird die Langsamkeit p bzw. der Auftauchwinkel i benötigt. Diese beiden Parameter sind besonders kritisch, da die Amplitude A und die Laufzeitdifferenzen ΔT der Konversionssignale von p und i abhängen. Je kleiner die Langsamkeit p , also je steiler der Auftauchwinkel i , ist, desto kleiner ist die Amplitude A des Konversionssignals (Abb. 4.4) und desto kleiner ist die Laufzeitdifferenz ΔT der analysierten Signale (Abb. 4.17). In dieser Arbeit wird zur Berechnung der synthetischen S-Receiver Funktionen die Langsamkeit $p_S = \sqrt{3} \cdot 6,4 \text{ s}/^\circ = 11,09 \text{ s}/^\circ$ und der scheinbare Auftauchwinkel i_{app} (Gl. 4.32) verwendet.
- **Gaußscher Parameter a :** Der Gaußsche Parameter a , der die Breite der Konversionssignale beeinflusst, wird in dieser Arbeit auf $a = 10$ gesetzt und hat somit eine Gaußsche Pulsbreite von 0,5 s (Ammon, 1991). Um den Einfluss der Dekonvolution auf die synthetischen S-Receiver Funktionen zu berücksichtigen und somit die beobachtete Breite des Gaußschen Pulses zu erhalten, werden die synthetisch berechneten S-Receiver Funktionen mit den beobachteten Q-Receiver Funktionen gefaltet: $S - \text{RF}_{\text{syn}} = S - \text{RF}_{\text{syn}}^{a=10} * Q - \text{RF}_{\text{obs}}$ (Jacobsen, 2010, *pers. comm.*).

Wie gut die Anpassung der synthetischen S-Receiver Funktionen an die Realdaten ist, wird mit Hilfe des RMS-Wertes (Gl. 4.75) angegeben. Zuerst wird die Untergrundstruktur über eine Vorwärtsmodellierung der S-Receiver Funktionen bestimmt (Kap. 4.7.1). Anschließend werden die S-Receiver Funktionen auf die Untergrundstruktur invertiert (Kap. 4.7.2). Bei der Vorwärtsmodellierung sowie bei der Inversion treten Mehrdeutigkeiten auf. Somit erklären mehrere plausible Untergrundmodelle die beobachtete S-Receiver Funktion. Deswegen werden die Resultate der Vorwärtsmodellierung und der Inversion miteinander verglichen und die Auswirkungen kleiner Änderungen in den resultierenden Untergrundstrukturen auf die S-RF Anpassung untersucht.

4.7.1 Vorwärtsmodellierung der gestapelten S-Receiver Funktionen

Bei der Vorwärtsmodellierung der S-Receiver Funktionen werden 1D Modelle $v(z)$ vorgegeben und synthetische S-Receiver Funktionen berechnet. Das modifizierte 1D Modell $v(z)$, dessen zugehörige synthetische S-RF die geringste Abweichung zur realen S-RF zeigt, also den kleinsten RMS aufweist, erklärt die Untergrundstruktur im Rahmen des Auflösungsvermögens am besten. Zu Beginn der Vorwärtsmodellierung wird nur der Einfluss der Scherwellengeschwindigkeitsstruktur $v_S(z)$ untersucht. Dazu wird bei der Berechnung der synthetischen S-Receiver Funktionen nur $v_S(z)$ variiert und $v_P(z)$ konstant gehalten. Abbildung 4.36 zeigt ein Beispiel der ersten Vorwärtsmodellierung der S-RF des Stapelbereichs (*bins*) bei $61,5^\circ\text{N} / 11^\circ\text{E}$. Die synthetische S-RF wird mit einem dreischichtigen Modell $v(z)$ angepasst (Abb. 4.36a). Der vorgegebene Parameterbereich umfasst eine Mohotiefe von 25 – 55 km, eine Tiefenlage der LAB von 70 – 200 km, eine v_S im oberen Erdmantel von 4,2 – 4,7 km/s und eine v_S Geschwindigkeitsänderung an der LAB von bis zu -5% v_S . $v_P(z)$ wird nach Stratford et al. (2009) mit einer mittleren v_P von 6,487 km/s in der Kruste und v_P von 8,05 km/s im oberen Erdmantel gewählt. Die Abbildungen 4.36a, b zeigen die 10 besten 1D Modelle $v_S(z)$ (a) und die zugehörigen synthetischen S-Receiver Funktionen (b), die die reale S-RF (schwarze Linie in Abb. 4.36b) erklären. Das erste positive Konversionssignal, das als Konversionssignal von der Moho interpretiert wird, ist sehr gut und ohne große Modellstreuung angepasst. Das erste negative Konversionssignal, das als Konversionssignal von der LAB interpretiert wird, wird durch die 10 Modelle,

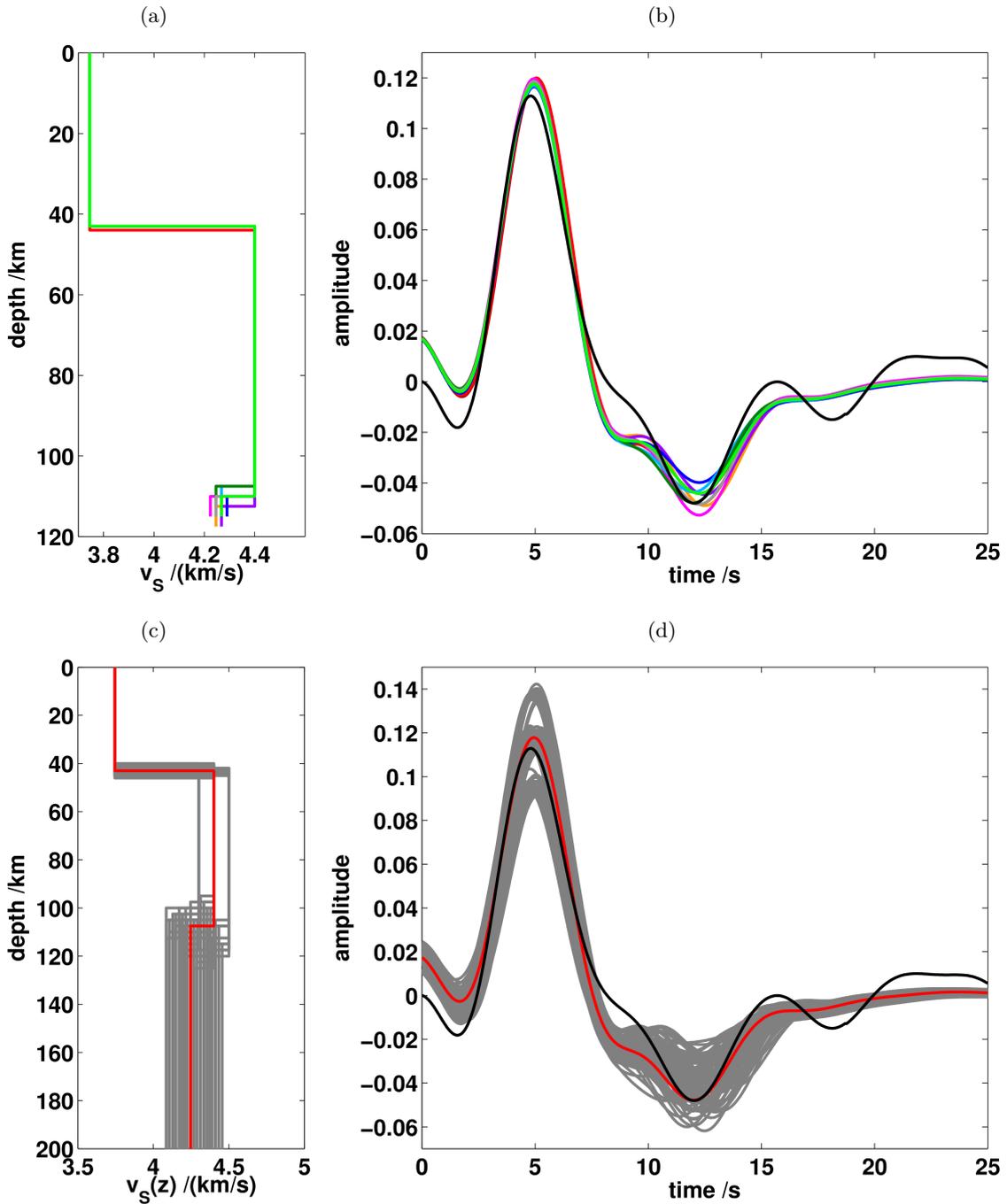


Abbildung 4.36: Zur Modellierung der *CP* gestapelten S-RF des bins $61,5^\circ\text{N} / 11^\circ\text{E}$, die in (b) und (d) als schwarze Linie eingezeichnet ist, wird ein 3-Schichten-Modell, das die Moho und LAB beinhaltet, verwendet. (a, b) Darstellung der 10 besten 1D Modelle $v_S(z)$ (a) und die zugehörigen synthetischen S-Receiver Funktionen (b). Das erste positive (interpretiert als Moho) und erste negative Konversionssignal (interpretiert als LAB) sind gut angepasst. (c, d) Darstellung der 100 besten 1D $v_S(z)$ Modelle (c) von 20000 zufällig ausgewählten $v_S(z)$ Modellen und die zugehörigen synthetischen S-Receiver Funktionen (d). Das Modell mit dem kleinsten RMS ist in rot dargestellt. Die unterschiedlichen S-Wellen-Geschwindigkeiten unterhalb der Moho zeigen sich im Amplitudenunterschied des synthetischen Konversionssignals der Moho bei etwa 5 s. Die Variation der modellierten LAB, zeigt sich in einer breiten Streuung der synthetischen Konversionssignale der LAB zwischen 10 – 15 s.

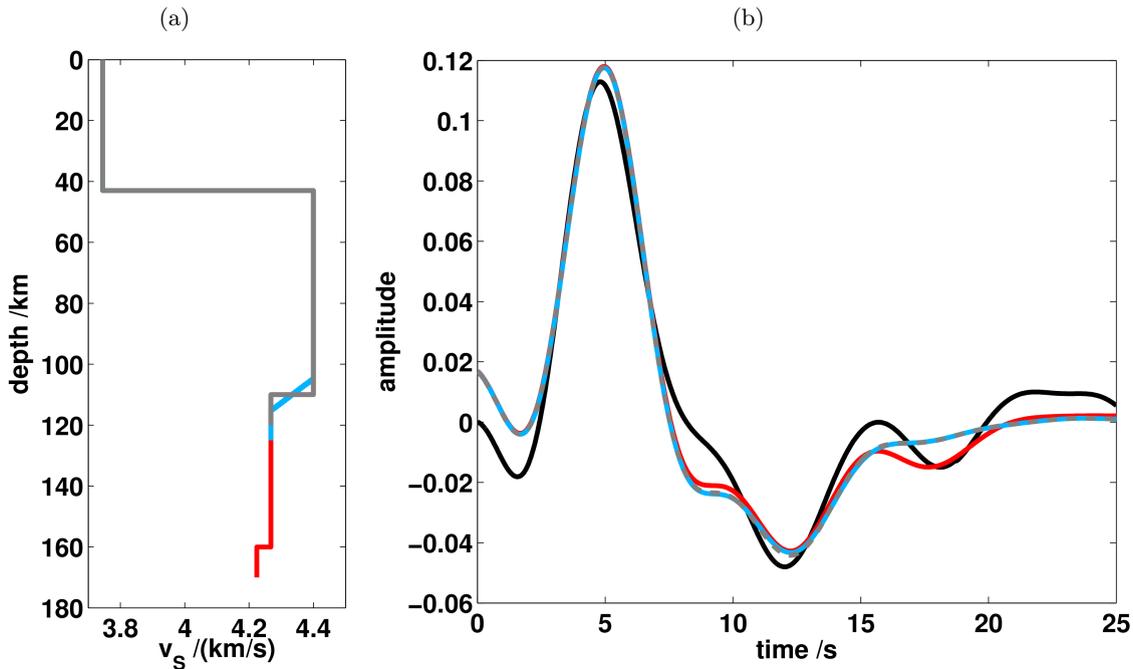


Abbildung 4.37: Modellierung der *CP* gestapelten S-RF des *bins* $61,5^\circ\text{N}/11^\circ\text{E}$, die in (b) als schwarze Linie eingezeichnet ist, mit 3 verschiedenen 1D $v_S(z)$ Modellen (a). Die LAB wird als diskrete Diskontinuität (grau), als gradueller Übergang (hellblau) und als 2 diskrete Übergänge (rot) modelliert. Das Modell mit 2 diskreten Übergängen (rot) entspricht im Bereich oberhalb von 150 km dem Modell mit einem diskreten Übergang (grau). Die zugehörigen synthetischen S-Receiver Funktionen sind in (b) dargestellt. Mit allen 3 Modellen werden die ersten Konversionssignale (Moho und LAB) teilweise abgebildet. Die synthetische S-RF des graduellen Übergangs (hellblau) weicht nur wenig von der synthetischen S-RF des diskreten Übergangs (grau) ab. Dies liegt an der geringen Übergangsbreite von 10 km und der geringen Geschwindigkeitsabnahme. Das zweite negative Konversionssignal wird bei der Modellierung durch Einfügen einer weiteren Diskontinuität (rot), an der v_S abnimmt, teilweise abgebildet. Keines der 1D $v(z)$ Modelle kann die positiven Konversionssignale bei etwa 9 s, 16 s oder 22 s anpassen.

deren LAB Tiefen und LAB Geschwindigkeitsreduktionen leicht streuen, verschieden gut abgebildet.

Zur Analyse der Streuung der resultierenden 1D Modelle $v_S(z)$ wird eine Monte-Carlo Analyse durchgeführt. Dabei werden aus dem vorgegebenen Parameterraum zufällig 20000 Modelle ausgewählt, synthetische S-Receiver Funktionen berechnet und mit der realen S-RF verglichen. Die Abbildung 4.36c, d zeigen die 100 besten 1D Modelle $v_S(z)$ (c) und die zugehörigen synthetischen S-Receiver Funktionen (d), die die reale S-RF (schwarze Linie) erklären. Das beste 1D $v_S(z)$ Modell und die zugehörige S-RF sind in rot dargestellt. Die unterschiedlichen S-Wellen-Geschwindigkeiten unterhalb der Moho bewirken Amplitudenunterschiede des synthetischen Konversionssignals der Moho bei etwa 5 s. Daraus lässt sich schließen, dass v_S unterhalb der Moho gut bestimmt wird. Die Variation der modellierten LAB zeigt sich in einer Streuung der synthetischen Konversionssignale der LAB zwischen 10 – 15 s. Damit zeigt die Modellierung mit der Monte-Carlo Analyse, dass der Einfluss geringer Variationen des 1D $v_S(z)$ Modells sich deutlich in Änderungen der synthetischen S-RF abbildet. Somit dürften die numerischen Unsicherheiten in der synthetischen Anpassung der S-RF geringer sein als die Einflüsse der hier verwendeten Parameterschritte.

Da sich an der LAB die elastischen Parameter nicht nur sprunghaft sondern auch graduell ändern können, wird die LAB in der Vorwärtsmodellierung sowohl als sprunghafter als auch als gradueller Übergang modelliert. Abbildung 4.37 zeigt ein Beispiel einer Vorwärts-

modellierung der S-RF des *bins* 61,5°N / 11°E (schwarze Linie in b) mit verschiedenen LAB Übergängen. Dargestellt ist das am besten angepasste 1D Modell $v_S(z)$ (a) und die zugehörige S-RF (b). Der graduelle Übergang, der eine Zone von 10 – 50 km umfassen kann, zeigt in diesem Beispiel bei der besten S-RF Anpassung nur eine Breite von 10 km (hellblau) und die resultierende synthetische S-RF weicht nur gering von der des diskreten Modellübergangs (grau) ab. Dies kann durch die geringe Übergangsbreite und die geringe Geschwindigkeitsreduktion von 0,13 km/s erklärt werden. Beide 1D Modelle $v_S(z)$ (hellblau und grau) beschreiben die ersten Konversionssignale, die als Konversionssignal von der Moho und LAB interpretiert werden, sehr gut. Zur Anpassung des zweiten negativen Konversionssignals muss in das 1D $v_S(z)$ Modell eine weitere v_S Reduktion eingefügt werden (rot). Die beste S-RF Anpassung mit 2 LAB-ähnlichen Diskontinuitäten, an denen v_S abnimmt, erklärt das zweite negative Konversionssignal allerdings nur ansatzweise (rot). Zur Anpassung der restlichen Konversionssignale müssen noch weitere Schichten in das 1D Modell $v_S(z)$ eingefügt werden.

Die zu modellierende S-RF resultiert aus einer *CP* Stapelung, die auf eine Tiefe von 120 km fokussiert ist, wodurch das erste positive Konversionssignal das Konversionssignal der Moho nicht exakt wiedergibt. Um das Konversionssignal der Moho exakt abzubilden, müssen die *CP* gestapelten S-Receiver Funktionen, die aus einer Fokussierung auf 35 km Tiefe resultieren, modelliert werden. Das daraus resultierende 1D Krustenmodell umfasst v_S und v_P in der Kruste, die Mohotiefe, v_S und v_P unterhalb der Moho, sowie eventuelle Diskontinuitäten innerhalb der Kruste wie z.B. die Conrad Diskontinuität. Zur Bestimmung der Krustenstruktur werden viele unterschiedliche 1D $v(z)$ Modelle erzeugt. Die Kruste wird darin z.B. mit einer oder 2 Schichten, mit einer mittleren S- und P-Wellengeschwindigkeit oder einem Geschwindigkeitsgradient, einer diskreten oder graduellen Moho beschrieben. In die erzeugten und zur Auswahl stehenden Krustenmodelle sind auch a priori Informationen der Krustenstruktur aus refraktionsseismischen Messungen (Stratford et al., 2009; Stratford und Thybo, 2011b) und einer Oberflächenwellen-Tomographie (Köhler et al., 2011a) eingeflossen. Das 1D Krustenmodell wird dann im Bereich des oberen Erdmantels erweitert, um die resultierende S-RF der *CP* Stapelung in einer Tiefe von 120 km zu modellieren. Abbildung 4.38 zeigt am Beispiel des *bins* 61,5°N / 11°E diese 2-Schritt-Vorwärtsmodellierung, in der zuerst die Krustenstruktur (a, b) und dann die Struktur des oberen Erdmantels (c, d) abgebildet wird. Das erste positive Konversionssignal, das als Konversionssignal von der Moho interpretiert wird, kann mit verschiedenen 1D Modellen erklärt werden (Abb. 4.38a, b). Am besten wird die S-RF mit einer einschichtigen Kruste, einem graduellen Mohoübergang von 2 km Breite und um etwa 4% reduzierte v_S und v_P unterhalb der Moho relativ zu iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991) beschrieben (dunkelrot). Dieses 1D Krustenmodell wird nun um eine weitere Diskontinuität, an der v_S abnimmt, erweitert, um das negative Konversionssignal, das als Konversionssignal von der LAB interpretiert wird, abzubilden (Abb. 4.38c, d). Diese Diskontinuität wird als sprunghafter (rot) und gradueller Übergang (blau) realisiert, wobei das erste negative Konversionssignal besser mit einem sprunghaften Übergang (rot) erklärt wird.

Zur Modellierung der Struktur des oberen Erdmantels verbleiben somit viele Modellmöglichkeiten durch mehrschichtige Modelle mit diskreten oder unterschiedlich starken graduellen Übergängen, Geschwindigkeitsreduktionen oder -zunahmen und Kombinationen davon. Auch wenn die Anzahl der Modelle durch die zuerst bestimmte Krustenstruktur reduziert wird, ist die Anzahl der restlichen Kombinationsmöglichkeiten und die daraus folgende Berechnungsdauer und der Speicherbedarf zu groß, um diese adäquat für alle *CP* gestapelten S-Receiver Funktionen zu berechnen. Hier zwei Beispiele:

- Berechnet man in der Vorwärtsmodellierung ein 3-Schichten Modell, in dem der Parameterraum eine Mohotiefe von 25 km bis 55 km in 1 km Schritten, die Tiefenlage der LAB von 70 km bis 250 km in 2,5 km Schritten, v_S im oberen Erdmantel von

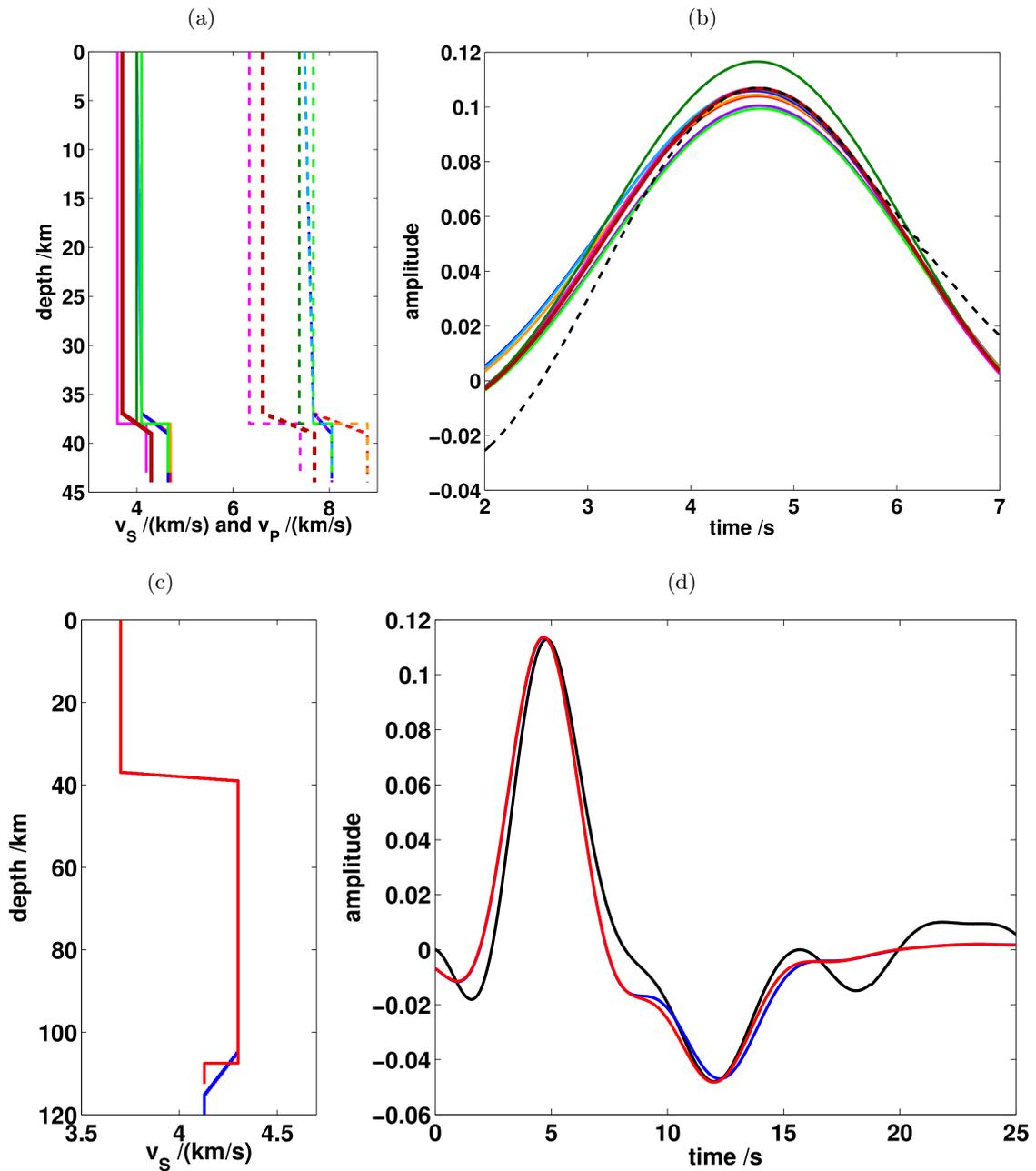


Abbildung 4.38: Zur besseren Anpassung der S-Receiver Funktionen wird zuerst die Krustenstruktur an die auf 35 km Tiefe fokussierte S-RF angepasst (a, b). Anschließend wird dieses Modell um die Struktur im oberen Erdmantel erweitert, so dass die auf 120 km Tiefe fokussierte S-RF modelliert wird (c, d). Die 1D $v_S(z)$ Modelle sind in (a, c) und die zugehörigen synthetischen S-Receiver Funktionen in (b, d) dargestellt. Die untersuchten S-Receiver Funktionen des *bins* 61,5°N / 11°E sind in (b, d) als schwarze Linie eingezeichnet. Das erste positive Konversionssignal (Moho) wird am besten mit einem 2 km breiten graduellen Übergang der Moho erklärt. Das erste negative Konversionssignal wird besser mit einem diskreten Übergang (rot) als einem 10 km breiten Übergang (blau) erklärt.

4,2 km/s bis 4,7 km/s in 0,1 km/s Schritten und eine v_S Reduktion an der LAB von $-5\% v_S$ bis $0\% v_S$ in Schritten von $0,05\% v_S$ umfasst, so benötigt ein herkömmlicher PC 30 Stunden Rechenzeit zur Erstellung der ersten synthetischen S-Receiver Funktionen. Diese müssen zur Modellierung der einzelnen S-RF Beobachtungen noch weitere Bearbeitungsschritte durchlaufen.

- Berechnet man unter Berücksichtigung von der bekannten Krustenstruktur und Mohotiefe 4-Schichtenmodelle, die 2 LAB ähnliche Übergänge aufweisen, so reduziert sich der oben genannte Parameterraum um die Variation der Mohotiefe. Der Parameterraum wird jedoch um die Tiefenlage des 2. Übergangs und der dort vorherrschenden v_S Reduktion erweitert. Der 2. Übergang liegt im Abstand von 10 km bis 50 km in 10 km Schritten zum 1. Übergang und die v_S Reduktion beträgt $-5\% v_S$ bis $0\% v_S$ für den ersten Übergang in $0,05\% v_S$ Schritten und $-5\% v_S$ bis $-1\% v_S$ beim 2. Übergang in $0,1\% v_S$ Schritten. Pro beobachtete S-RF benötigt man zur Erzeugung der ersten synthetischen S-RF, die anschließend noch weitere Bearbeitungsschritte durchlaufen, eine Rechenzeit von 7 Stunden.

Um nun dennoch mehrschichtige Modelle (mehr als 3 Schichten) mit unterschiedlichen Parameterkombinationen und kleineren Parametervariationen zu modellieren, wird zur Bestimmung der Untergrundstruktur eine Inversion der S-Receiver Funktionen durchgeführt (Kap. 4.7.2). Um die Ergebnisse einer S-RF Inversion zu verifizieren, werden die S-RF zuvor durch eine manuelle Vorwärtsmodellierung bestmöglich angepasst (Abb. 4.39). Dabei wird jedes Extremum als eigenständiges Konversionssignal betrachtet und modelliert. Diskontinuitäten können wieder als sprunghafter oder gradueller Übergang realisiert werden. Die bereits modellierten 1D Krustenmodelle werden hier wieder erweitert, um die tiefer liegenden Konversionssignale abzubilden. Abbildung 4.39 zeigt ein Beispiel einer manuellen Vorwärtsmodellierung. Das resultierende 1D Modell $v(z)$ (a), für das $\Delta v_P(z) = \Delta v_S(z)$ gilt, beschreibt die reale S-RF (schwarz, b) sehr gut. Um den Einfluss des v_P - v_S Zusammenhangs darzustellen (Abb. 4.39c, d), werden unter Berücksichtigung folgender v_P - v_S Relationen 1D $v(z)$ Modelle erzeugt, die die reale S-RF (schwarz, d) erklären:

- **vS:** v_S wird variiert und $v_P = 8,05$ km/s ist konstant (blau).
- **vSvP:** Die Geschwindigkeiten werden gleich verändert. Es gilt: $\Delta v_P(z) = \Delta v_S(z)$ (grau).
- **vS-aus-vSvP:** $v_P = 8,05$ km/s ist konstant und das $v_S(z)$ Modell aus vSvP wird modifiziert, sodass die S-RF erklärt wird (rot).
- **vSmsqrt3vP:** v_S wird variiert und v_P berechnet sich über $v_P = \sqrt{3} \cdot v_S$ (hellblau).

Die resultierenden S-Receiver Funktionen variieren nur gering, obwohl die $v_P(z)$ Modelle stark unterschiedlich sind. Da die $v_S(z)$ Modelle nur gering variieren, wird $v_S(z)$ einen stärkeren Einfluss auf die Berechnung der synthetischen S-RF aufweisen bzw. die S-RF Modellierung sensibler auf Änderungen in $v_S(z)$ reagieren. In dieser Arbeit wird bei der manuellen Vorwärtsmodellierung der folgende v_S - v_P Zusammenhang verwendet: $\Delta v_P(z) = \Delta v_S(z)$, d.h. die Änderung der Geschwindigkeiten in v_P und v_S ist identisch. Um die Unsicherheiten in der manuellen Vorwärtsmodellierung abzuschätzen wird wieder eine Monte-Carlo Analyse durchgeführt. Dabei werden zufällig ausgewählte Modellparameter verändert und die resultierenden S-RF mit dem Resultat der manuellen Vorwärtsmodellierung und der realen S-RF verglichen (Abb. 4.40). Dabei werden 2 Varianten durchgeführt. In der ersten Variante wird pro Durchlauf nur ein zufällig ausgewählter Modellparameter verändert, d.h. eine Tiefe im Modell oder eine Geschwindigkeit v_S oder v_P im Modell (Abb. 4.40a, b). In der zweiten Variante wird die Anzahl der Modellparameter zufällig gewählt (Abb. 4.40c, d), d.h. pro Durchlauf könnten in einem Modell auch alle Parameter verändert werden. Abbildung 4.40 zeigt eine Monte Carlo Analyse der manuellen Vorwärtsmodellierung der S-RF

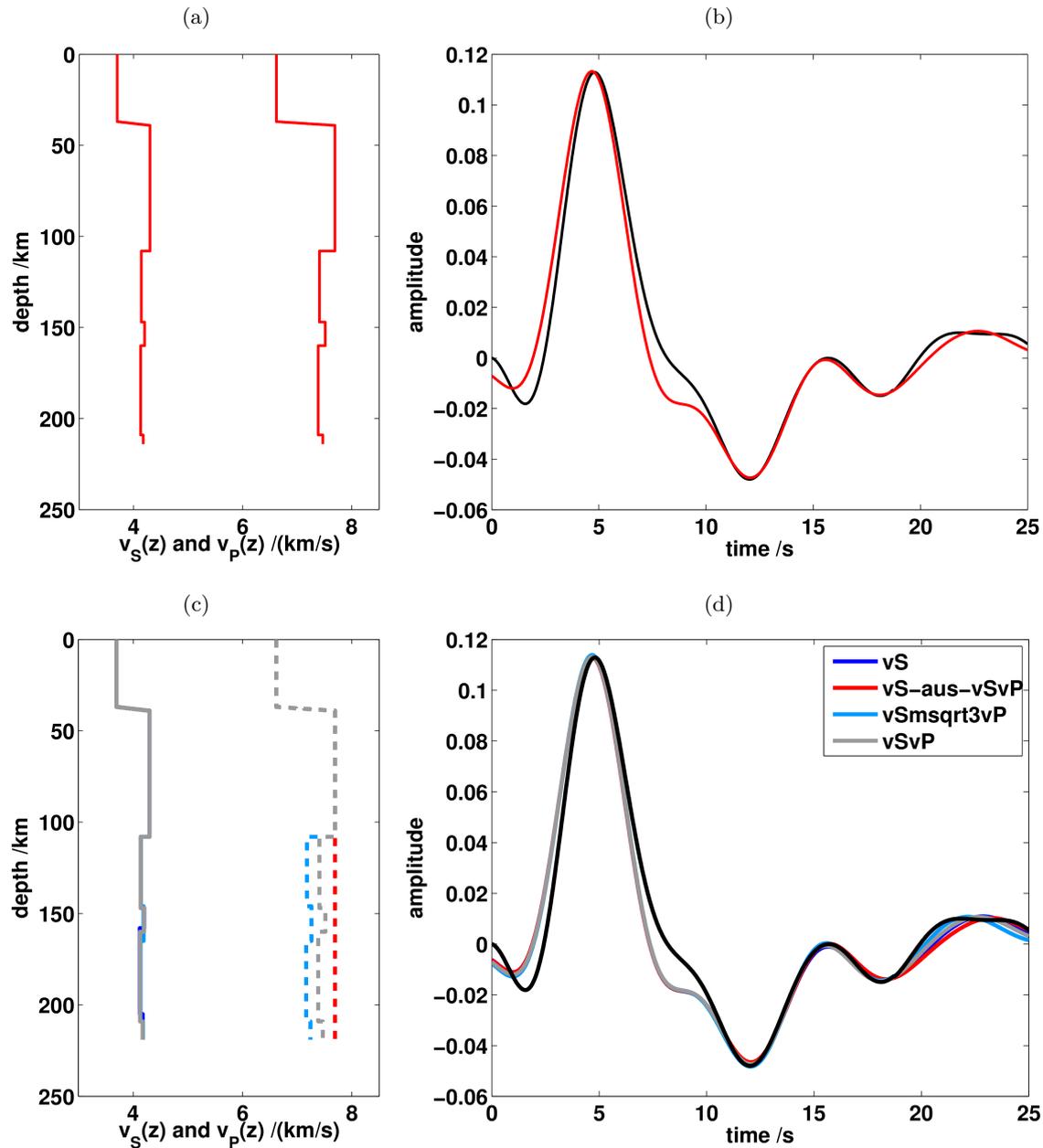


Abbildung 4.39: Zur Modellierung aller Konversionssignale wird die S-RF (hier des *bins* 61,5°N/11°E) manuell angepasst. Die 1D $v_S(z)$ Modelle sind in (a, c) und die zugehörigen synthetischen S-Receiver Funktionen in (b, d) dargestellt. (a, b) Die Geschwindigkeitsänderung in v_S und v_P ist identisch: $\Delta v_P(z) = \Delta v_S(z)$. (c, d) Modellierung der S-RF mit unterschiedlichen v_P - v_S Zusammenhängen. vS: Nur v_S wird variiert, $v_P = 8,05$ km/s bleibt konstant (blau). vSvP: $\Delta v_P(z) = \Delta v_S(z)$ Die Geschwindigkeiten werden gleich verändert (grau). vS-aus-vSvP: Das $v_S(z)$ Modell aus vSvP wird modifiziert und $v_P = 8,05$ km/s bleibt konstant (rot). vSmsqrt3vP: v_S wird variiert und es gilt $v_P = \sqrt{3} \cdot v_S$ (hellblau). Trotz sehr unterschiedlicher $v_P(z)$ Modelle, variieren die $v_S(z)$ Modelle (c) und die zugehörigen S-Receiver Funktionen (d) nur gering.

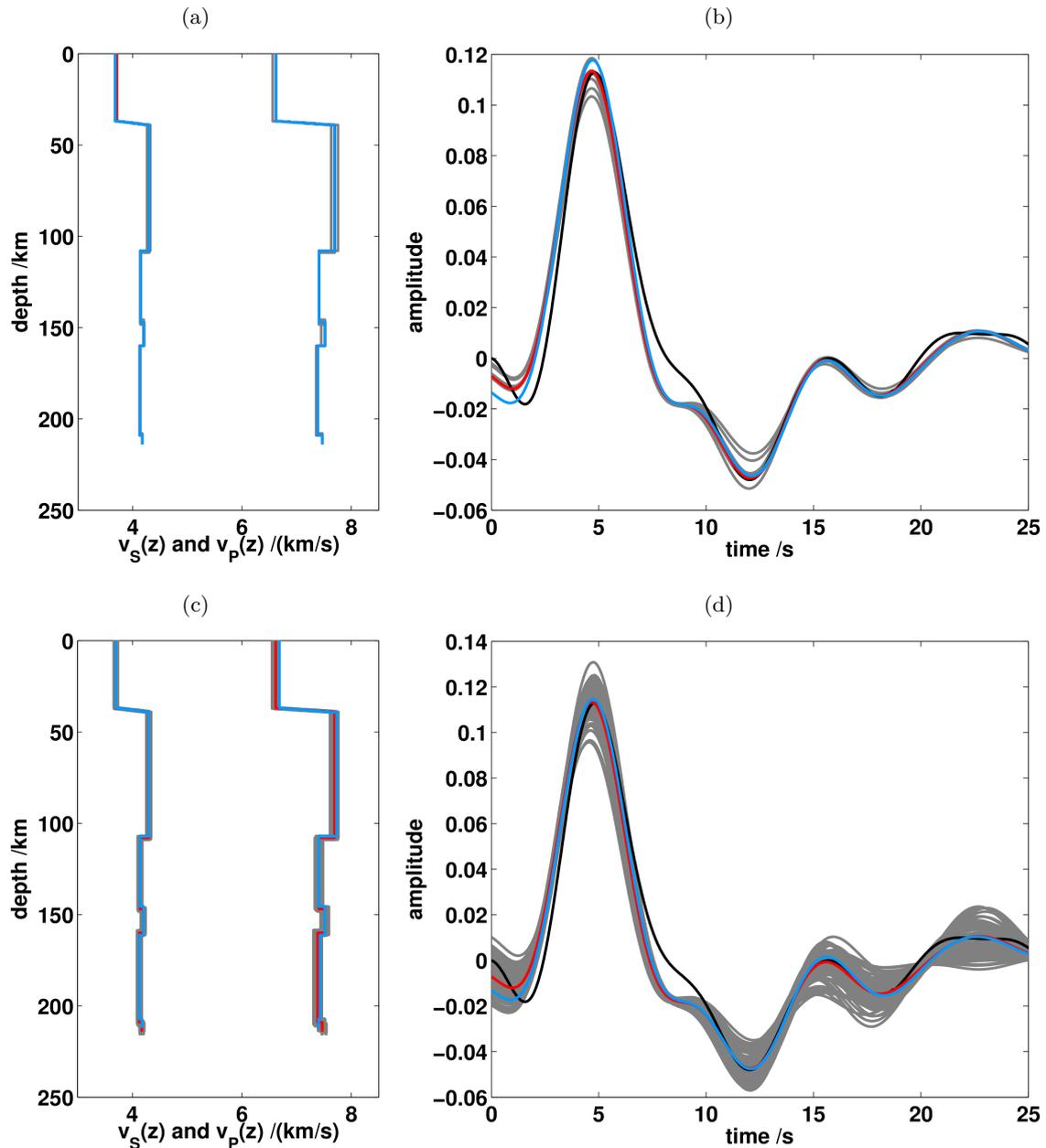


Abbildung 4.40: Beispiel der Bestimmung der Unsicherheiten der manuellen Vorwärtsmodellierung mit Hilfe einer Monte Carlo Analyse. In diesem Beispiel wird die S-RF des *bins* 61,5°N / 11°E analysiert. Bei der Monte Carlo Analyse werden zufällig ausgewählte Modellparameter variiert und die zugehörige synthetische S-RF berechnet. In diesem Beispiel werden 1000 Durchläufe mit zufälligen Modelländerungen (grau) vorgenommen und mit der S-RF des finalen 1D $v(z)$ Modells (rote Linie) sowie der beobachteten S-RF (schwarz) verglichen. In (a, b) wird pro Modell nur ein Parameter, sprich eine Tiefe, eine v_S oder eine v_P Geschwindigkeit geändert. In (c, d) wird die Anzahl der und die Modellparameter selbst zufällig gewählt. Die Änderung der Modellparameter beträgt in diesem Beispiel (a-d) $\pm 1\%$. Falls eines der resultierenden Modelle die beobachtete S-RF besser erklärt, wird das Modell mit dem kleinsten RMS in blau dargestellt.

des *bins* 61,5°N / 11°E mit 1000 Durchläufen. Die resultierenden synthetischen S-RF (grau) werden mit der des finalen 1D Modells $v(z)$ (rot) sowie der beobachteten S-RF (schwarz) verglichen. In (Abb. 4.40a, b) wird pro Modell nur ein Parameter und in (Abb. 4.40c, d) wird pro Modell eine zufällige Anzahl an Parameter geändert. Die Änderung der Modellparameter beträgt in diesem Beispiel (a-d) $\pm 1\%$. Falls eines der resultierenden Modelle die beobachtete S-RF besser erklärt, wird das Modell mit dem kleinsten RMS in blau dargestellt. In dieser Arbeit werden auch Modelländerungen mit $\pm 3\%$ und $\pm 5\%$ untersucht. Trotz der erlaubten Modellparameteränderung von nur $\pm 1\%$ sind deutliche Veränderungen der synthetischen S-Receiver Funktionen erkennbar (Abb. 4.40b, d). Je mehr Parameter gleichzeitig geändert werden können, desto größer ist die Streuung der synthetischen S-Receiver Funktionen. Ein 1D $v(z)$ Modell, das die reale S-RF besser erklärt, wird zwar gefunden, die Modellabweichungen sind aber gering. Daraus lässt sich schließen, dass aus der Vorwärtsmodellierung sehr gute und stabile 1D Modelle $v(z)$ resultieren.

4.7.2 Inversion der gestapelten S-Receiver Funktionen

Zur automatischen Bestimmung der Untergrundstruktur wird eine Inversion der S-Receiver Funktionen durchgeführt. Die Entwicklung der S-RF Inversion fand im Rahmen von TopoScandiaDeep (Kap. 2.1.2) in Kooperation mit B.H. Jacobsen von der Universität Aarhus statt. B.H. Jacobsen und L. Svenningsen entwickelten an der Universität Aarhus eine Inversion von P-Receiver Funktionen und damit verbunden die Bestimmung der absoluten v_S Geschwindigkeit aus P-Receiver Funktionen (Svenningsen et al., 2007; Jacobsen und Svenningsen, 2008).

Die Grundlagen zur Lösung eines linearen Inversionsproblems werden ausführlich in Menke (1984) beschrieben und hier nur kurz wiedergegeben. Die beobachteten Daten \vec{d} lassen sich durch ein Modell \vec{m} erklären.

$$\vec{d} = \mathbf{G}\vec{m} \quad (4.76)$$

$$d_i = \sum_j G_{ij}m_j \quad (4.77)$$

Die Transformationsmatrix \mathbf{G} , die das Modell \vec{m} in die Daten \vec{d} (Gl. 4.76) überführt, setzt sich aus den partiellen Ableitungen der Daten nach den Modellparametern zusammen (Gl. 4.78).

$$G_{ij} = \partial d_i / \partial m_j \quad (4.78)$$

Nur wenn die Transformationsmatrix \mathbf{G} quadratisch ist, also die Anzahl der Datenpunkte der Anzahl der Modellparameter entspricht, gibt es die Möglichkeit einer eindeutigen Lösung des linearen Gleichungssystems (Gl. 4.76). Da dies in der Realität meist nicht zutrifft, bestimmt man eine genäherte Lösung. Dazu wird der Fehler \vec{e} also die Abweichung zwischen den beobachteten Daten \vec{d} und den durch das Modell vorhergesagten Daten $\mathbf{G}\vec{m}$ berechnet (Gl. 4.79, Menke, 1984).

$$\vec{e} = \vec{d} - \mathbf{G}\vec{m} \quad (4.79)$$

Zur Lösung des linearen Gleichungssystems wird nun das Modell \vec{m} bestimmt, dessen synthetische Daten $\mathbf{G}\vec{m}$ den beobachteten Daten \vec{d} am besten entsprechen. Dazu wird das lineare Gleichungssystem mit Hilfe des *least square* Verfahrens, also der kleinsten Fehlerquadratmethode, gelöst, indem der Fehler \vec{e} minimiert wird. Realisiert wird dies indem die partiellen Ableitungen des Fehlers \vec{e} nach den Modellparameter \vec{m} berechnet und null gesetzt werden. Es gilt (Menke, 1984):

$$\partial \vec{e}^T \vec{e} / \partial \vec{m} = 0 \quad (4.80)$$

mit

$$\vec{e}^T \vec{e} = \left(\vec{d} - \mathbf{G}\vec{m} \right)^T \left(\vec{d} - \mathbf{G}\vec{m} \right) \quad (4.81)$$

Die Berechnung von Gleichung 4.80 führt zu:

$$\mathbf{G}^T \mathbf{G}\vec{m} - \mathbf{G}^T \vec{d} = 0 \quad (4.82)$$

Daraus ergibt sich folgende Lösung (Menke, 1984) für das lineare Inversionsproblem aus Gleichung 4.76:

$$\vec{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \vec{d} \quad (4.83)$$

In der hier entwickelten S-RF Inversion erfolgt die Ermittlung der Untergrundstruktur iterativ. Dabei wird das Startmodell \vec{m}_{start} iterativ um $\Delta \vec{m}$ verändert (Gl. 4.84), sodass die resultierende synthetische S-RF immer stärker an die beobachtete S-RF angepasst wird. Das finale 1D $v(z)$ Modell wird erreicht, wenn sich die S-RF Anpassung nicht mehr deutlich verbessert (Svenningsen und Jacobsen, 2007).

$$\vec{m} = \vec{m}_{start} + \Delta \vec{m} \quad (4.84)$$

mit

$$\Delta \vec{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \left(\vec{d} - \mathbf{G}\vec{m}_{start} \right) \quad (4.85)$$

und

$$G = \partial \vec{d} / \partial \vec{m}_{start} \quad (4.86)$$

In der hier entwickelten S-RF Inversion zur Bestimmung der Untergrundstruktur werden die folgenden Parameter und Auswahlkriterien benötigt:

- **Ankunftszeiten der Konversionssignale:** Bei der Receiver Funktionsanalyse wird die Ankunftszeit einer konvertierten Welle am Extremum des zugehörigen Konversionssignals definiert. Die Ankunftszeit eines positiven Konversionssignals, wie z.B. von der Moho, wird am Amplitudenmaximum des Konversionssignals und die Ankunftszeit eines negativen Konversionssignals, wie z.B. von der LAB, wird am Amplitudenminimum des Konversionssignals abgelesen. Diese Definition der Ankunftszeit eines Konversionssignals wird verwendet um die Ankunftszeiten der beobachteten Konversionssignale automatisch zu ermitteln. Dazu werden alle Extrema, also alle Minima und Maxima, innerhalb der S-RF Amplitude und die zugehörigen Zeiten automatisch bestimmt, indem in der Amplitude Umkehrpunkte gesucht werden. Da jedes Konversionssignal an einer Diskontinuität erzeugt wird, gibt die Anzahl der automatisch ermittelten Ankunftszeiten die Anzahl der Schichten des 1D Untergrundmodells vor. Da nach $\lambda/4$ (Gl. 4.26) das vertikale Auflösungsvermögen (Kap. 4.2.2) von S-zu-P konvertierten Wellen mit einer Periode von 5 s im oberen Erdmantel bei etwa 10 km liegt, können dicht aufeinander folgende Schichten nicht separat voneinander aufgelöst werden. Deswegen wird bei Ankunftszeiten, die sich weniger als 0,5 s voneinander unterscheiden, nur die Ankunftszeit mit der betragsmäßig größeren Amplitude berücksichtigt und die anderen werden verworfen.
- **$v(z)$ Startmodell:** Das 1D $v(z)$ Startmodell setzt sich aus der Tiefe der Schichtgrenzen, den seismischen Geschwindigkeiten v_S und v_P sowie der Dichte ρ zusammen. Die Anzahl der Schichten des Untergrundmodells $N_{mod} = N_{disc} + 2$ wird aus der Anzahl der ermittelten Ankunftszeiten der Konversionssignale, die der Anzahl der Diskontinuitäten entspricht, bestimmt. Die Tiefe der Schichtgrenzen wird ebenfalls aus den Ankunftszeiten mit $10 \cdot \Delta T$ abgeschätzt. Die seismischen Geschwindigkeiten v_S und v_P werden einem lokalen 3D Krustenmodell (Stratford und Thybo, 2011b) entnommen und sind in Tabelle 4.4 aufgelistet. Die Dichte ρ berechnet sich unter der Annahme eines Birch Mediums aus der seismischen P-Wellengeschwindigkeit v_P mit $\rho = 320 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} / \frac{\text{km}}{\text{s}} \cdot v_P + 770 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ (Berteussen, 1977).

- **Auswahl der Parametervariation:** Vor der Inversion wird bestimmt, welche Parameter fixiert und welche variieren dürfen. Folgende Parameter sind während der Inversion fixiert: Die Ankunftszeit der Konversionssignale ΔT , die seismischen Geschwindigkeiten an der Oberfläche $v_S(0)$ und $v_P(0)$ und das v_P/v_S Verhältnis. Daraus resultiert, dass v_S und die Schichttiefe z während der Inversion variieren dürfen. Zusätzlich ist es möglich, einzelne Parameter, die durch a priori Informationen gut belegt sind, zu fixieren oder auch nur einzelne Parameter variieren zu lassen. Da die Annahme $v_P/v_S = \sqrt{3}$ nicht immer erfüllt ist, wird hier durch systematische Veränderung von v_P/v_S der optimale Zusammenhang zwischen v_S und v_P gesucht.
- **Bestimmung des Untergrundmodells:** Die Untergrundstruktur wird iterativ ermittelt. Zuerst wird durch das automatisch bestimmte 1D Startmodell $v(z)$ eine synthetische S-RF berechnet (Kap. 4.7.2) und deren Abweichung zur beobachteten S-RF mittels RMS (Gl. 4.75) bestimmt. Anschließend wird das 1D Modell $v(z)$ iterativ solange geändert (Gl. 4.84), bis keine deutliche Verbesserung der S-RF Anpassung mehr erreicht wird. Die Verbesserung der S-RF Anpassung wird aus der S-RF Abweichung der i -ten Iteration RMS_i gegenüber der vorhergehenden Iteration RMS_{i-1} bestimmt:

$$\Delta RMS = |RMS_i - RMS_{i-1}| \quad (4.87)$$

Wird keine deutliche Modellverbesserung ΔRMS mehr erreicht und somit das Abbruchkriterium überschritten, bricht die Iteration und somit die S-RF Inversion ab und das finale 1D $v(z)$ Untergrundmodell ist ermittelt.

- **Definition des Abbruchkriteriums:** Abbildung 4.41 veranschaulicht am Beispiel der Inversion der S-RF des *bins* 60,5°N/7°E die Festlegung des Abbruchkriteriums. In diesem Beispiel wird das Abbruchkriterium zuerst auf $\Delta RMS \leq 10^{-10}$ festgelegt und dann der Verlauf der S-RF Anpassung und Modellverbesserung in Abhängigkeit der Anzahl der Iterationen dargestellt. Die S-RF Anpassung konvergiert bereits nach 2 Iterationen auf einen RMS-Wert von 0,00595 (Abb. 4.41a). Dies zeigt sich auch in der Modellanpassung ΔRMS , die nach 2 Iterationen nur $\Delta RMS = 5,6 \cdot 10^{-04}$ beträgt und sich danach auf $\Delta RMS \leq 10^{-05}$ verringert (Abb. 4.41b). Der Unterschied zwischen den 1D Modellen $v(z)$ (Abb. 4.41c) der einzelnen Iterationen und den zugehörigen S-Receiver Funktionen (Abb. 4.41d) ist nur gering. Betrachtet man den Verlauf der Modelländerung ΔRMS relativ zur Anzahl der Iterationen, so resultiert bei der 4. Iteration ein Knickpunkt in ΔRMS . ΔRMS nimmt bis zur 4. Iteration stark auf $\Delta RMS \leq 10^{-06}$ ab, danach flacht der Verlauf von ΔRMS ab und die Modellverbesserungen sind nur noch gering. Anhand des Knickpunkts in ΔRMS würde das Abbruchkriterium in diesem Beispiel auf $\Delta RMS \leq 10^{-06}$ festgelegt werden. Die S-RF Anpassung in der S-RF Inversion konvergiert beim MAGNUS-Datensatz sehr schnell auf einen RMS-Wert in der Größenordnung von 10^{-03} . Ein Abbruchkriterium von $\Delta RMS \leq 10^{-06}$ bedeutet, dass die Iteration der S-RF Inversion abbricht, wenn sich die S-RF Anpassung weniger als 0,1% ändert. Um zu gewährleisten, dass die Modelländerung ΔRMS beständig unterhalb von $\Delta RMS \leq 10^{-06}$ liegt und somit stabile $v(z)$ Modelle aus der Inversion resultieren, wird das Abbruchkriterium um eine weitere Zehnerpotenz auf $\Delta RMS \leq 10^{-07}$ herabgesetzt. Somit ist das Abbruchkriterium der S-RF Inversion in dieser Arbeit wie folgt definiert: $\Delta RMS = |RMS_i - RMS_{i-1}| \leq 1 \cdot 10^{-07}$.

Im Folgenden wird der Einfluss des 1D Startmodells $v(z)$ analysiert. Dabei wird das v_P/v_S Verhältnis auf $\sqrt{3}$ (Abb. 4.42, 4.44a, b, 4.45) fixiert, systematisch im Bereich von $1,6 \leq v_P/v_S \leq 1,9$ variiert (Abb. 4.43) und zufällig gewählt (Abb. 4.44a, b, 4.45).

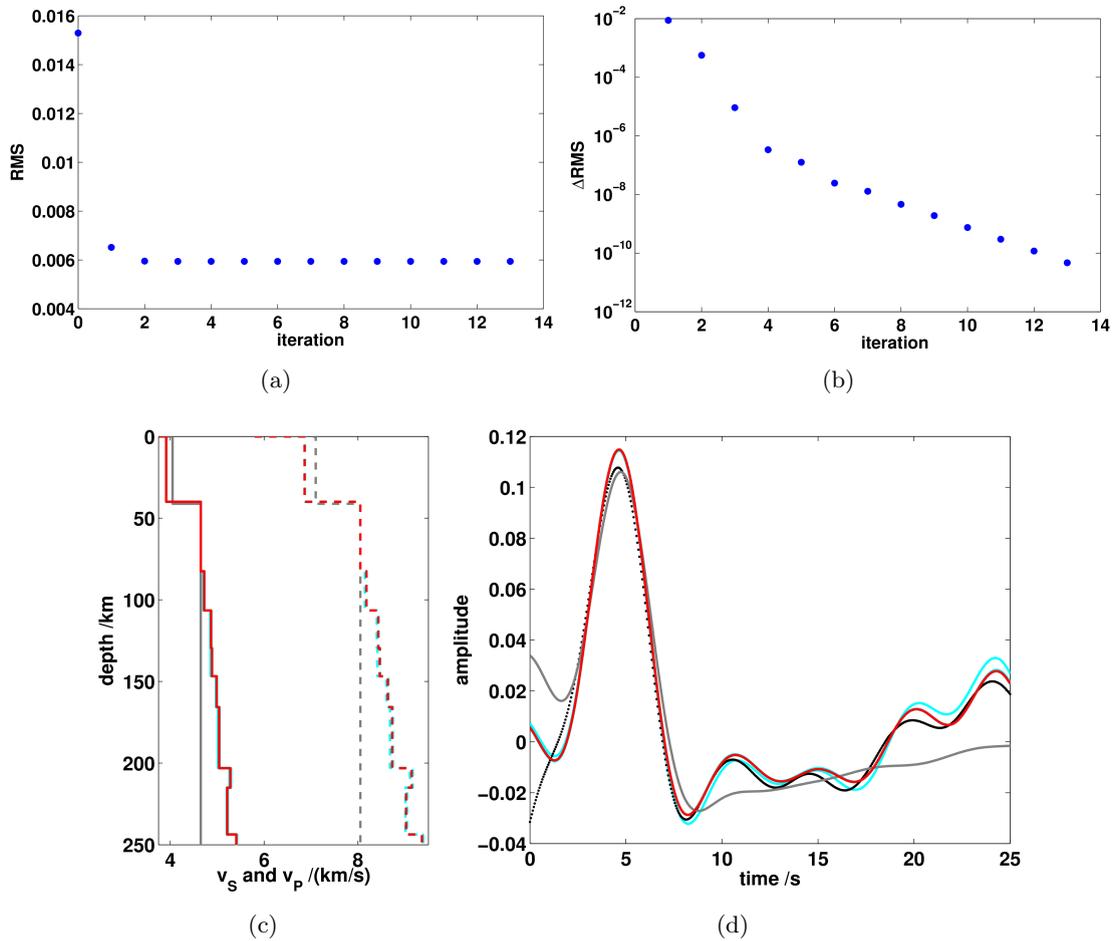


Abbildung 4.41: Darstellung der Modellanpassung an die beobachtete S-RF des *bins* $60,5^\circ\text{N}/7^\circ\text{E}$. (a) Die Abweichung zwischen der beobachteten und synthetischen S-RF wird mittels RMS (Gl. 4.75) bestimmt. Die S-RF Abweichung konvergiert hier bereits nach 2 Iterationen auf einen Wert von etwa 0,00595. (b) Die Änderung der S-RF Anpassung ΔRMS wird nach Gleichung 4.87 bestimmt und ist hier zur besseren Visualisierung logarithmisch aufgetragen. Nach 2 Iterationen beträgt die Modellverbesserung gegenüber der vorhergehenden 1. Iteration $\Delta RMS = 5,6 \cdot 10^{-4}$ und verringert sich danach auf $\Delta RMS \leq 10^{-5}$. (c, d) Darstellung der 1D Modelle (c) $v_S(z)$ (durchgezogen) und $v_P(z)$ (gestrichelt) und die zugehörigen synthetischen S-RF (d) von 13 Iterationen. In grau ist das $v(z)$ Startmodell und die zugehörige S-RF, in hellblau die $v(z)$ Modelle und S-Receiver Funktionen der einzelnen Iterationen, in rot das $v(z)$ Modell und die S-RF nach 13 Iteration sowie in schwarz die beobachtete S-RF dargestellt. Die einzelnen $v(z)$ Modelle und die zugehörigen synthetischen S-Receiver Funktionen unterscheiden sich nach der ersten Iteration nur gering. Betrachtet man den Verlauf der Modelländerung relativ zur Anzahl der Iterationen, so resultiert bei der 4. Iteration ein Knickpunkt im ΔRMS Verlauf, d.h. bis zur 4. Iteration nimmt ΔRMS stark ab auf $\Delta RMS \leq 10^{-6}$ und danach flacht der Verlauf ab. Um stabile Resultate zu erzielen, wird das Abbruchkriterium noch um eine weitere Zehnerpotenz auf $\Delta RMS \leq 10^{-7}$ herabgesetzt. Angewendet auf dieses Beispiel bricht die Inversion nach 6 Iterationen ab und der RMS-Wert der S-RF Abweichung beträgt 0,0059404.

Tabelle 4.4: Auflistung der seismischen Geschwindigkeiten v_S und v_P (Stratford und Thybo, 2011b) und Dichten ρ , die nach (Berteussen, 1977) berechnet werden, des 1D Startmodells der S-RF Inversion.

	v_S /(km/s)	v_P /(km/s)	ρ /(kg/m ³)
oberflächennah	3,45	5,80	2626
oberhalb der Moho	4,05	7,10	3042
unterhalb der Moho	4,65	8,05	3346

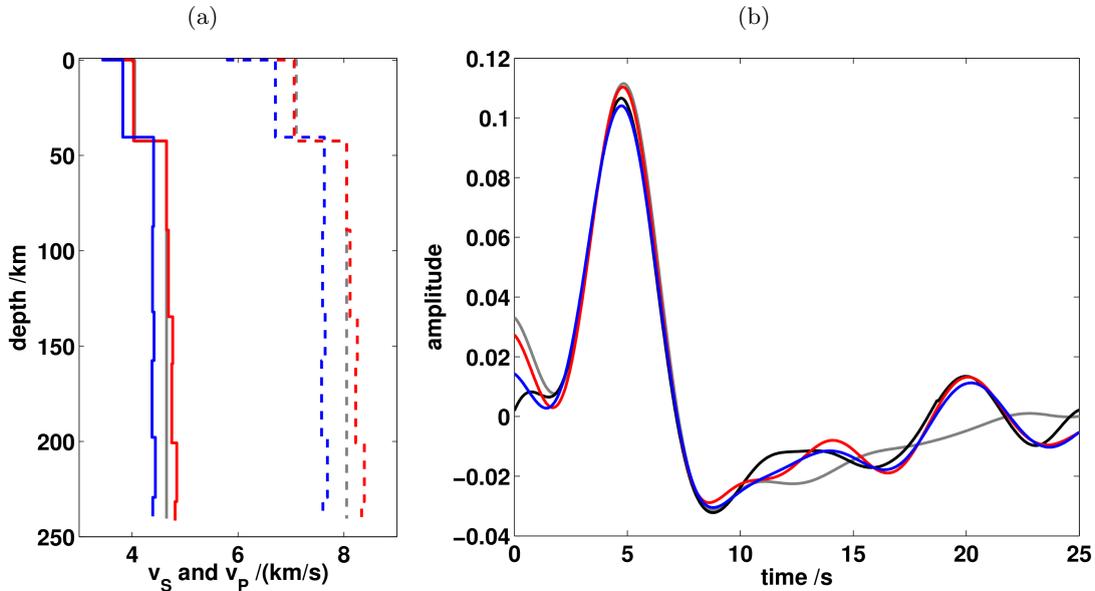


Abbildung 4.42: S-RF Inversionsergebnis des *bins* 61°N / 10°E bei fixierter (rot) und frei wählbarer v_S unterhalb der Moho (blau). Die durchgezogene Linie in (a) stellt die resultierenden $v_S(z)$ und die gestrichelte Linie die resultierende $v_P(z)$ Modelle dar. Bei einer Fixierung von v_S unterhalb der Moho werden 3 Iterationen benötigt, um die beste S-RF Anpassung mit einem RMS von 0,0046998 zu ermitteln. Bei freier Wählbarkeit von v_S unterhalb der Moho verkleinert sich der RMS auf 0,0031013. Die Anzahl der Iterationen erhöht sich allerdings auf 6. Die resultierenden 1D $v(z)$ Modelle variieren aufgrund der resultierenden v_S unterhalb der Moho stark, während sich die Tiefenlage der Diskontinuitäten weniger als 5 km unterscheidet.

Fixiert man v_P/v_S auf das Verhältnis der seismischen Geschwindigkeiten des Startmodells $8,05 \text{ km/s} / 4,65 \text{ km/s} = 1,731$ (Stratford und Thybo, 2011b) so entspricht dies einem v_P/v_S Verhältnis von $\approx \sqrt{3}$. Da während der Inversion jeder Parameter (z , $v_S(z)$ und somit $v_P(z) \approx \sqrt{3} v_S(z)$) variieren kann, wird der Einfluss der Fixierung eines Geschwindigkeitsparameters, nämlich v_S direkt unterhalb der Moho, untersucht. Dieser Parameter wird gewählt, da er mit Hilfe einer refraktionsseismischen Messung (Stratford und Thybo, 2011b) sehr gut bestimmt ist. Abbildung 4.42 zeigt den Einfluss der Fixierung von v_S (rot) auf das Inversionsergebnis des *bins* 61°N / 10°E relativ zu dem einer erlaubten Variation von v_S (blau). Beide 1D Modelle $v(z)$ unterscheiden sich durch die Wahl der Parameterfestlegung (fixiert oder frei) deutlich. Die beobachtete S-RF (schwarze Linie in b) wird durch die resultierenden synthetischen S-Receiver Funktionen gut angepasst, wobei der RMS bei der freien Wahl von v_S (blau) mit 0,0031013 deutlich geringer ist als bei fixierter v_S (rot) mit 0,0046998. Die freie Wählbarkeit von v_S direkt unterhalb der Moho erhöht im Gegenzug die Anzahl der benötigten Iterationen (von 3 auf 6) bis die S-RF Anpassung keine deutlichen Änderungen mehr aufweist. Trotz der unterschiedlichen seismischen Geschwindigkeiten v_S und v_P variiert die Tiefenlage der Diskontinuitäten weniger als 5 km.

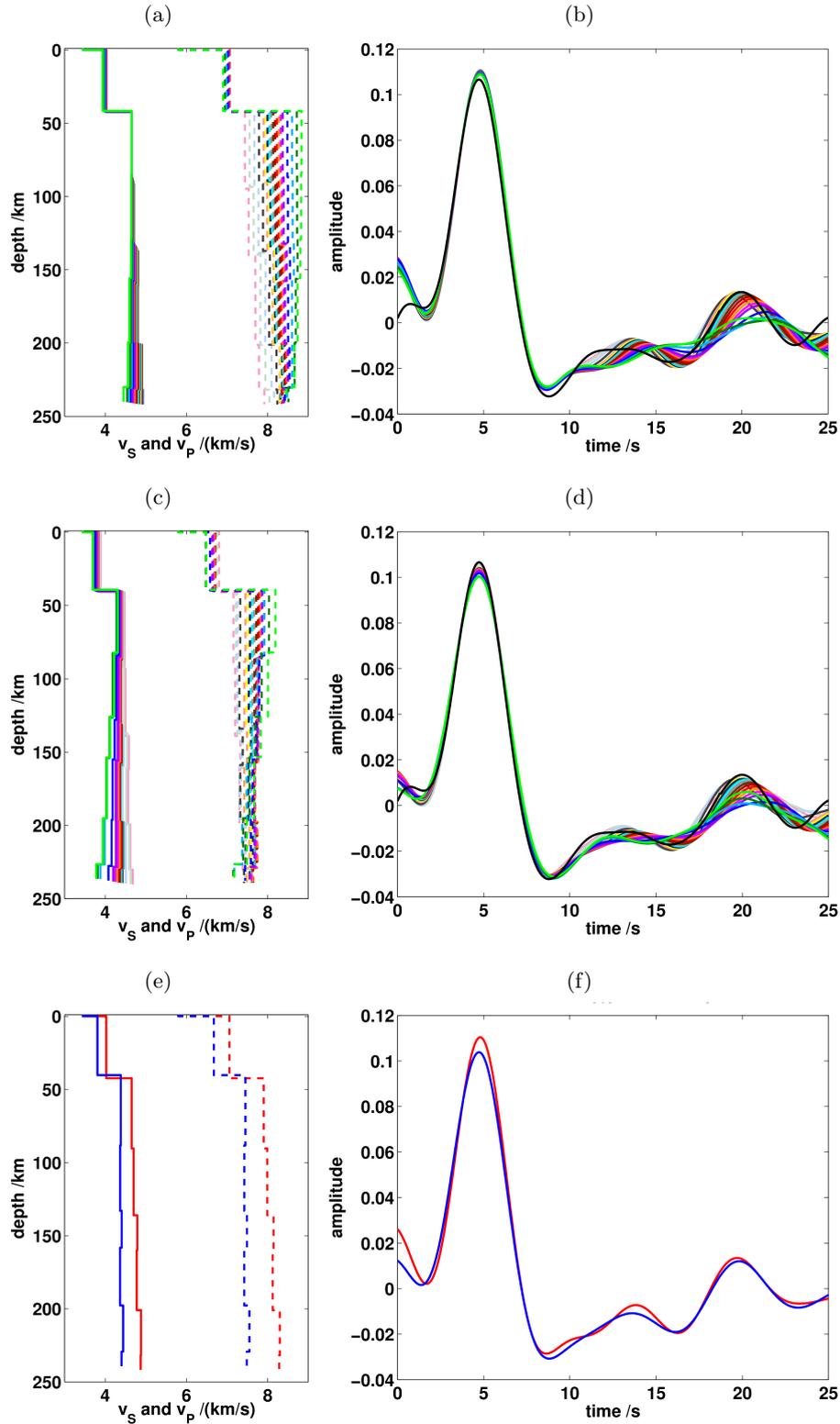


Abbildung 4.43: S-RF Inversionsergebnis des *bins* 61°N / 10°E bei fixierter (a, b) und frei wählbarer (c, d) v_S unterhalb der Moho und variierendem v_P/v_S von 1,6 – 1,9. Die durchgezogene Linien in (a, c, e) stellen die resultierenden $v_S(z)$ und die gestrichelte Linien die resultierenden $v_P(z)$ Modelle dar. In (a, b) sind alle resultierenden Inversionsergebnisse bei fixierter v_S unterhalb der Moho und in (c, d) bei frei wählbarer v_S unterhalb der Moho dargestellt. (e, f) zeigt die besten 1D Modelle $v(z)$ und die zugehörige synthetische S-RF. Bei fixierter v_S direkt unterhalb der Moho (rot) beträgt der RMS 0,0043423, während er bei der freien v_S direkt unterhalb der Moho (blau) mit 0,0024348 deutlich kleiner ist. Bei beiden 1D $v(z)$ Modellen resultiert ein optimales v_P/v_S Verhältnis von 1,7 im oberen Erdmantel. Auch wenn sich die seismischen Geschwindigkeiten der finalen Modelle (rot, blau) unterscheiden, resultieren identische v_P/v_S Verhältnisse und die Tiefenlage der Diskontinuitäten variiert weniger als 5 km.

Um nun auch den Einfluss des bisher festgelegten v_P/v_S Verhältnisses zu untersuchen, wird dieses systematisch von $1,6 \leq v_P/v_S \leq 1,9$ variiert und das optimale v_P/v_S Verhältnis gewählt, dass die geringste Abweichung zwischen den synthetischen und beobachteten S-RF aufweist. Wie erwartet, zeigt sich eine Abhängigkeit des Inversionsergebnisses von dem gewählten v_P/v_S Verhältnis. Abbildung 4.43 zeigt dies für die Inversion der S-RF des *bins* $61^\circ\text{N}/10^\circ\text{E}$. Der Einfluss von v_P/v_S wird zusammen mit dem Einfluss der Parameterfestlegung von v_S unterhalb der Moho, die einmal fixiert wird (Abb. 4.43a, b) und einmal variieren darf (Abb. 4.43c, d), untersucht. Die Variation von v_P/v_S zeigt sich deutlich in den resultierenden 1D $v(z)$ Modellen, sowohl bei freier als auch bei fixierter v_S . Bei großen v_P/v_S Verhältnissen wird eine Abnahme der v_S und somit v_P mit zunehmender Tiefe sichtbar, während bei kleinen v_P/v_S Verhältnissen eher eine Zunahme von v_S und v_P mit zunehmender Tiefe beobachtet wird (Abb. 4.43a-c). Zusätzlich zeigt sich eine Abnahme der Tiefenlage der Diskontinuitäten von kleinen zu großen v_P/v_S Verhältnissen. Vergleicht man die resultierenden finalen 1D $v(z)$ Modelle (Abb. 4.43e, f), so unterscheidet sich der resultierende Modellverlauf: $v(z)$ nimmt bei fixierter v_S direkt unterhalb der Moho (rot) stärker mit zunehmender Tiefe zu als $v(z)$ bei frei wählbarer v_S direkt unterhalb der Moho (blau). Trotz dieser unterschiedlichen Parameterfestlegung stimmen die optimalen v_P/v_S Verhältnisse überein und mit 1,7 weicht v_P/v_S nur gering von $\sqrt{3}$ ab. Die Tiefenlage der Diskontinuitäten variiert zwischen beiden Ergebnissen wieder weniger als 5 km.

Zur weiteren Analyse des Einflusses des Startmodells auf die Inversion werden Monte Carlo Analysen mit 200 Durchläufen berechnet und dabei v_S im oberen Erdmantel (Abb. 4.44a, b), v_S und v_P im oberen Erdmantel (Abb. 4.44c, d) sowie separat für jede Schicht v_P/v_S (Abb. 4.44e, f) zufällig gewählt. Der Parameterbereich aus dem v_S , v_P sowie v_P/v_S zufällig gewählt werden kann, ist wie folgt definiert: $4,1 \text{ km/s} \leq v_S \leq 5,0 \text{ km/s}$; $7,1 \text{ km/s} \leq v_P \leq 8,8 \text{ km/s}$ und $1,6 \leq v_P/v_S \leq 1,9$. Wird im Startmodell v_S im oberen Erdmantel zufällig gewählt, dann wird v_P über $\sqrt{3} v_S$ bestimmt. Wird im Startmodell v_S und v_P zufällig ausgewählt, so wird das v_P/v_S Verhältnis aus den zufälligen seismischen Geschwindigkeiten bestimmt und fixiert. Bei Verwendung von separaten v_P/v_S Verhältnissen pro Schicht, wird im Startmodell v_S nach Tabelle 4.4 definiert und v_P mit Hilfe der gewählten v_P/v_S Verhältnisse berechnet. Abbildung 4.44 zeigt anhand der starken Variationen der Inversionsergebnisse (graue Linien) ganz deutlich, dass das resultierende 1D Modell $v(z)$ sehr vom Startmodell abhängig ist. In der Inversion wird somit das 1D Modell $v(z)$ des nächstgelegenen Minimums von $\vec{\epsilon}$ (Gl. 4.79) gesucht und nicht das globale Minimum. Um nun das globale Minimum zu finden, sollte das 1D $v(z)$ Startmodell möglichst viele a priori Informationen enthalten und somit den unbekanntem Untergrund möglichst gut beschreiben. Betrachtet man die finalen 1D Modelle $v(z)$ der Monte Carlo Analyse (Abb. 4.45) so zeigt sich auch hier eine Variation der resultierenden 1D Geschwindigkeitsmodelle. Die $v_P(z)$ Modelle variieren viel stärker als die $v_S(z)$ Modelle, die bei der zufälligen Wahl von v_S (rot) sowie der Wahl von v_S und v_P (blau) sehr ähnlich sind. Die beste Anpassung wird bei der Monte Carlo Analyse mit der Wahl von v_S und v_P (blau) erreicht. Bei der Monte Carlo Analyse variieren die resultierenden 1D $v(z)$ Modelle ebenfalls, die Tiefenlage der Diskontinuitäten in den Modellen weicht wieder weniger als 5 km voneinander ab.

Zusammenfassend wird deutlich, dass sich die resultierenden 1D Modelle $v(z)$ der unterschiedlichen Analysen (Abb. 4.42-4.45) voneinander unterscheiden, die Tiefenlage der Diskontinuitäten jedoch nur minimal variiert. Die S-RF Inversion liefert somit stabile Tiefenlagen der Diskontinuitäten und mit Unsicherheiten behaftete Geschwindigkeitsmodelle. Wie Abbildung 4.44 deutlich zeigt, ist das resultierende Inversionsergebnis stark von dem 1D $v(z)$ Modell abhängig. Die Inversion findet bei der Minimierung des Modellfehlers $\vec{\epsilon}$ (Gl. 4.79) das nächstgelegene lokale Minimum und nicht das globale Minimum. Um nun die Untergrundstruktur möglichst exakt wiederzugeben, sollte das 1D Startmodell $v(z)$ wenn

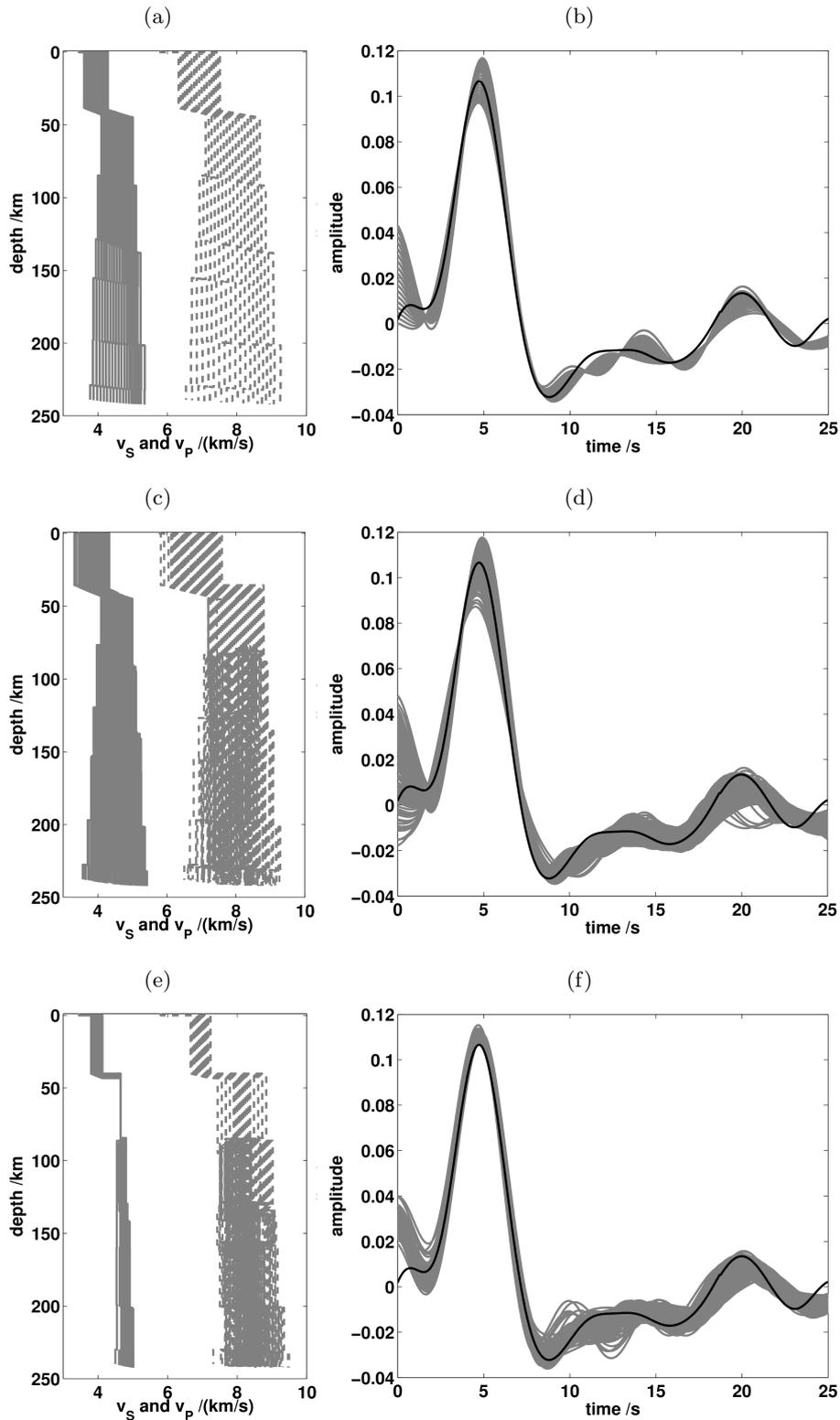


Abbildung 4.44: Monte Carlo Analyse des Einflusses des v_S Startmodells (a, b), des v_S und v_P Startmodells (c, d) sowie separat gewählter v_P/v_S Verhältnisse (e, f) auf das Inversionsergebnis des *bins* $61^\circ\text{N}/10^\circ\text{E}$ bei 200 Durchläufen. $v_P(z)$ wird gestrichelt und $v_S(z)$ mit durchgezogener Linie dargestellt. (a, b) v_S wird zwischen $4,1 - 5,0$ km/s zufällig ausgewählt und v_P über $v_P = \sqrt{3}v_S$ berechnet. (c, d) Die seismischen Geschwindigkeiten v_S und v_P werden zufällig zwischen $4,1 - 5,0$ km/s bzw. $7,2 - 8,8$ km/s gewählt. (e, f) v_P/v_S wird in jeder Schicht zufällig zwischen $1,6 - 1,9$ ausgewählt. v_S wird gleich dem in Tabelle 4.4 aufgelisteten Startmodell gewählt. Die resultierenden Inversionsergebnisse (grauen Linien) variieren stark und geben nur z.T. die beobachtete S-RF (schwarz) wieder. Die starke Variation der resultierenden 1D Modelle $v(z)$ lässt sich durch eine starke Abhängigkeit vom Startmodell 1D $v(z)$ erklären.

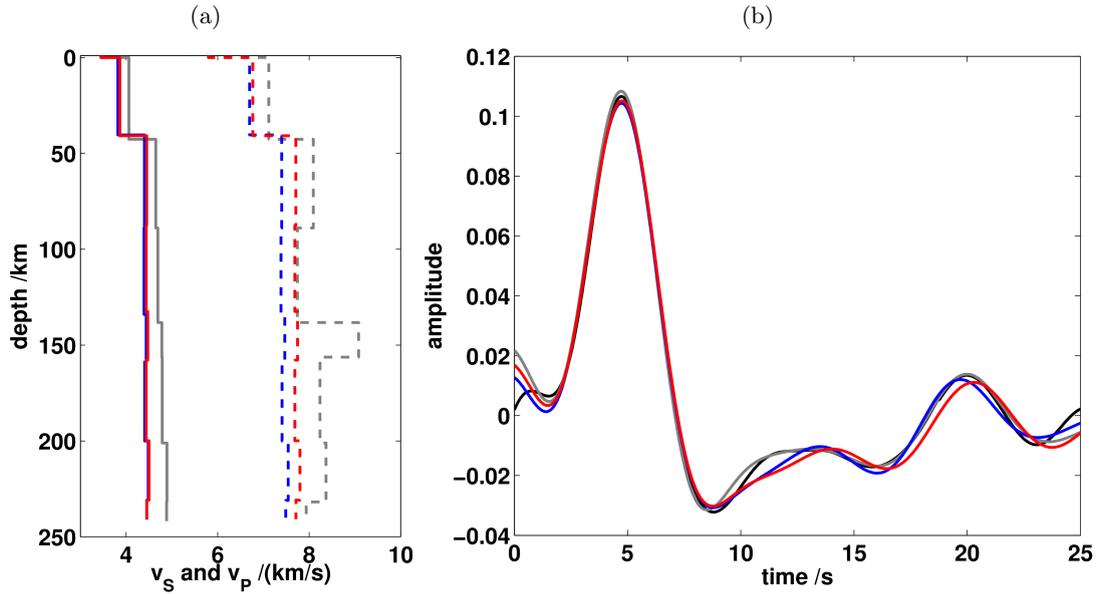


Abbildung 4.45: Finale 1D Modelle $v(z)$ und zugehörige S-Receiver Funktionen der Monte Carlo Analysen aus Abbildung 4.44 für den *bin* $61^\circ\text{N} / 10^\circ\text{E}$. $v_P(z)$ wird gestrichelt und $v_S(z)$ mit durchgezogener Linie dargestellt. Wird für jede Schicht separat ein v_P/v_S Verhältnis gewählt, so erreicht die resultierende S-RF (grau) einen RMS von 0,0030971. Die starken Änderungen in v_P/v_S und deren Größe sind z.T. nicht plausibel. Bestimmt man zufällig v_S im Startmodell, so resultiert das finale 1D $v(z)$ Modell (rot) bei einem v_S Startwert von 4,45 km/s im oberen Erdmantel. Die S-RF Anpassung besitzt einen RMS von 0,0034097. Die beste S-RF Anpassung resultiert mit einem RMS von 0,0024026 aus der Monte Carlo Analyse mit der zufälligen Wahl von $v_S = 4,4$ km/s und $v_P = 7,4$ km/s, wodurch ein v_P/v_S Verhältnis im oberen Erdmantel von 1,68 resultiert (blau).

vorhanden a priori Informationen des Untersuchungsgebiets berücksichtigen. Dies wird hier z.B. durch die Wahl der seismischen Geschwindigkeiten im Startmodell realisiert. Da die Monte Carlo Analyse mit separat gewählten v_P/v_S Verhältnissen z.T. unplausible Resultate lieferte, wird hier im oberen Erdmantel nur ein v_P/v_S Verhältnis bestimmt und dann verwendet. Zur Verifizierung der finalen 1D $v(z)$ Modelle aus der Vorwärtsmodellierung (Kap. 4.7.1) werden diese zusätzlich zu Tabelle 4.4 als Startmodell bei der Inversion verwendet.

Zur Verwendung der finalen 1D Modelle $v(z)$, die aus der Vorwärtsmodellierung resultieren, werden diese an die Parameterkriterien (z.B. Anzahl der Schichten) der S-RF Inversion angepasst. Hat das finale 1D $v(z)$ Modell der Vorwärtsmodellierung mehr Schichten als in der Inversion berücksichtigt werden, werden diese entfernt. Sind zu wenige Schichten vorhanden, werden diese eingefügt. Da das S-RF Inversionsprogramm bisher keine graduellen Übergänge berechnen kann, werden diese in diskrete Übergänge umgewandelt. Durch diese Modifikationen werden die finalen 1D $v(z)$ Modelle der Vorwärtsmodellierung unterschiedlich stark beeinflusst und verändert. Die Krustenstrukturen werden bestimmt, indem in der Vorwärtsmodellierung die auf 35 km Tiefe fokussierten und *CP* gestapelten S-Receiver Funktionen angepasst werden. Dadurch müssen diese Krustenmodelle angewendet auf die auf 120 km Tiefe fokussierten S-Receiver Funktionen das Konversionssignal der Moho nicht exakt abbilden. Um den Einfluss der Anpassung der Krustenstruktur an die auf 120 km fokussierte S-RF darzustellen, werden im Startmodell die seismischen Geschwindigkeiten der Kruste einmal fixiert und einmal auf frei wählbar gesetzt. Abbildung 4.46 zeigt die dabei resultierenden Inversionsergebnisse des *bins* $61^\circ\text{N} / 11^\circ\text{E}$. In grau ist das finale 1D $v(z)$ Modell der Vorwärtsmodellierung dargestellt, in rot das resultierende Inversionsergebnis bei fixierter v_S direkt unterhalb der Moho und in blau das resultierende Inversionsergebnis

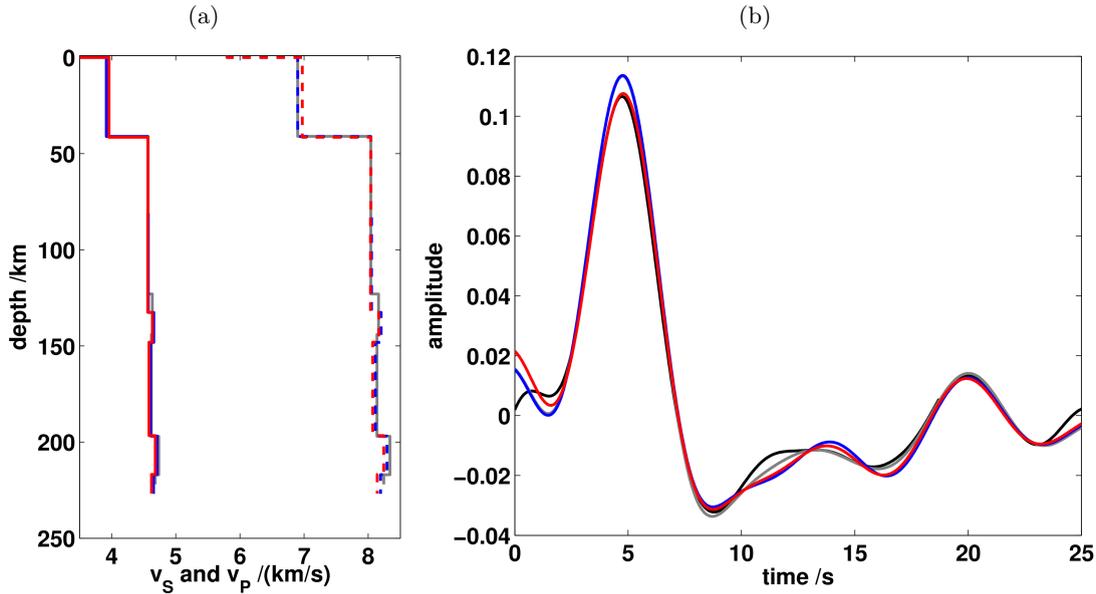


Abbildung 4.46: Das aus der Vorwärtsmodellierung resultierende 1D $v(z)$ Modell (grau), das einen RMS-Wert von 0,0033798 besitzt, wird als Startmodell der S-RF Inversion verwendet, nachdem es automatisch an deren Parameterkriterien (z.B. Schichtenanzahl) angepasst wird. Hier ist das daraus resultierende Inversionsresultat des *bins* 61°N / 10°E mit $v_P(z)$ als gestrichelte und $v_S(z)$ als durchgezogene Linie dargestellt. Dabei wird v_S direkt unterhalb der Moho fixiert (rot) sowie zusätzlich innerhalb der Kruste fixiert (blau). Bei einem fixierten Krustenmodell ist die S-RF Anpassung einem RMS von 0,0040956 geringer als bei frei wählbarem v_S innerhalb der Kruste, dessen Modell nur einen RMS von 0,0033325 aufweist. Die hier resultierenden Geschwindigkeitsmodelle zeigen einen sehr ähnlichen Tiefenverlauf und variieren weniger als 1% in $v(z)$ und auch die Variationen der Tiefenlagen der Diskontinuitäten sind geringer als 1 km.

bei zusätzlicher Fixierung von v_S und somit v_P innerhalb der Kruste. Die resultierenden 1D Modelle $v(z)$ (Abb. 4.46a) der Inversion unterscheiden sich untereinander in den seismischen Geschwindigkeiten weniger als 1% und in der Tiefenlage der Diskontinuitäten weniger als 1 km. Setzt man die Parameter so, dass v_S direkt unterhalb der Moho frei wählbar ist, so resultiert hier das selbe 1D Modell $v(z)$ wie bei fixierter v_S direkt unterhalb der Moho. Betrachtet man die Abweichung der synthetischen S-Receiver Funktionen der drei 1D $v(z)$ Modelle von der beobachteten S-RF (schwarz), so unterscheiden sich die synthetischen S-Receiver Funktionen der S-RF Inversion nur am ersten positiven Konversionsignal, das an der Moho erzeugt wird, deutlich. Die beste S-RF Anpassung mit einem RMS von 0,0033325 gelingt mit dem 1D $v(z)$ Modell, das aus der S-RF Inversion mit frei wählbarer Krustenstruktur resultiert (rot), gefolgt von dem finalen 1D $v(z)$ Modell der Vorwärtsmodellierung (grau) mit einem RMS von 0,0033798 und dem 1D $v(z)$ Modell, das aus der S-RF Inversion mit fixierter Krustenstruktur resultiert (blau) und einen RMS von 0,0040956 erreicht. Die synthetischen S-Receiver Funktionen der S-RF Inversion sind am 3. und 4. Konversionsignal, bei ca. 13 s und 16 s, schlechter angepasst als in der Vorwärtsmodellierung und das ist der Bereich, in dem sich die 1D $v(z)$ Modelle der S-RF Inversion und der Vorwärtsmodellierung am stärksten unterscheiden.

Um die einzelnen Modellierungen, die Vorwärts- und die inverse Modellierung zu erläutern, wurden hier S-RF Stapelspuren von unterschiedlichen *bins* betrachtet. Abbildung 4.47 zeigt den Vergleich der Resultate der Vorwärtsmodellierung (rot) und der S-RF Inversion. Obwohl sich die resultierenden Modelle $v(z)$ in der absoluten Geschwindigkeit unterscheiden, weisen sie sehr ähnliche Verläufe auf. In allen Modellen ist eine starke Geschwindigkeitsabnahme zwischen 100 – 120 km Tiefe sichtbar. Dieser Sprung wird benötigt, um das

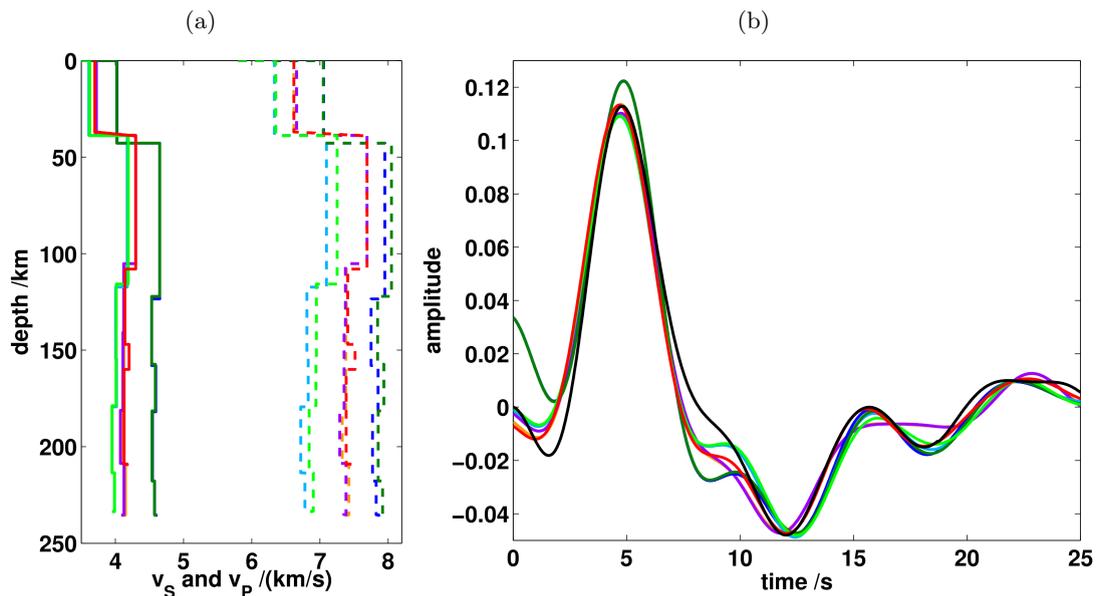


Abbildung 4.47: Vergleich der Ergebnisse der S-RF Vorwärtsmodellierung (*bins* $61,5^\circ\text{N}/11^\circ\text{E}$) mit denen der S-RF Inversion. Die resultierenden Modelle $v(z)$ (a), in denen $v_P(z)$ als gestrichelte und $v_S(z)$ als durchgezogene Linie dargestellt wird, und die zugehörigen S-Receiver Funktionen (b) sind farblich gekennzeichnet. Die schwarze Linie bildet die beobachtete S-RF Stapelspur ab. In rot ist das Resultat der Vorwärtsmodellierung dargestellt, das einen RMS Wert von 0,0075359 besitzt. In dunkelgrün und hellgrün sind die Resultate bei einer Fixierung von $v_P/v_S = \sqrt{3}$ gezeigt. Ist v_{S_Moho} fixiert (dunkelgrün) so beträgt der RMS-Wert 0,0112936, während er bei einer freien Wahl von v_{S_Moho} (hellgrün) mit 0,0079709 geringer ist. Variiert v_P/v_S ebenfalls, so resultieren das hellbaue (freie v_{S_Moho} und RMS = 0,0076198) und das dunkelblaue Modell (fixierte v_{S_Moho} und RMS = 0,0112471). Die in lila und orange dargestellten Modelle resultieren aus S-RF Inversionen bei denen das finale $v(z)$ Modell der Vorwärtsmodellierung als Startmodell verwendet wird. Im Modell orange bleibt die Kruste während der Inversion fixiert (RMS = 0,0073505), während sie im Modell lila frei variieren kann (RMS = 0,0072294). Obwohl sich die resultierenden $v(z)$ Modelle stark in der absoluten Geschwindigkeit unterscheiden, weisen alle Modelle einen sehr ähnlichen Verlauf und eine starke Geschwindigkeitsabnahme zwischen 100 – 120 km Tiefe auf.

negative Konversionssignal bei etwa 12s in der beobachteten S-RF (schwarz) erklären zu können. Die Variation der Modelle $v(z)$ verdeutlicht, dass mit Hilfe der S-RF Analyse der an der Diskontinuität vorherrschende Geschwindigkeitskontrast ermittelt wird und nicht die absoluten Geschwindigkeiten. Eine Diskontinuität kann dadurch durch eine größere Tiefenlage mit schnellen $v(z)$ genauso beschrieben werden wie durch eine flache Tiefenlage mit langsameren $v(z)$.

Aus der S-RF Inversion resultieren je nach Parameterfestlegung (fixierte oder freie v_S oder v_P/v_S) und je nach Startmodell mehrere 1D Modelle $v(z)$. Wird das Startmodell aus Tabelle 4.4 verwendet, so wird das optimale v_P/v_S Verhältnis durch systematische Variation von v_P/v_S in einem Bereich von 1,6 – 1,9 bestimmt. Wird das finale 1D $v(z)$ Modell der Vorwärtsmodellierung verwendet, so wird v_P/v_S über die seismischen Geschwindigkeiten des finalen Modells bestimmt. Die resultierenden 1D Modelle $v(z)$ der S-RF Inversion werden mit Hilfe von a priori Informationen auf Plausibilität überprüft und unplausible $v(z)$ Modelle werden verworfen. Mit Hilfe der finalen 1D Modelle $v(z)$ der einzelnen S-RF Inversionen (siehe z.B. Abb. 4.47) wird der finale Modellraum, der die Untergrundstruktur am besten erklären kann, gewählt. Da in der Vorwärtsmodellierung auch graduelle Übergänge modelliert werden können, könnte auch ein Modell der Vorwärtsmodellierung die Untergrundstruktur besser erklären als ein Modell der S-RF Inversion. Zukünftig sollte die Modellierung von graduellen Übergängen und die Kombination von graduellen und

sprunghaften Übergängen innerhalb eines Modells in die S-RF Inversion implementiert werden. Des Weiteren sollten zukünftig auch Nicht-Linearitäten in der S-RF Inversion berücksichtigt werden, die durch die Kopplung der Modellierungsparameter ΔT , z , $v_S(z)$, $v_P(z)$ und v_P/v_S untereinander entstehen.

4.8 Fazit

Zur Erstellung des Untergrundmodells ist es entscheidend, dass (a) eine sorgfältige Datenbearbeitung durchgeführt wird und (b) die Modellierung der S-Receiver Funktionen einem vergleichbaren Aufwand und vergleichbarer Sorgfalt unterliegt. Letztendlich wird eine vernünftige Interpretation nur damit möglich sein.

Um die Untergrundstruktur optimal abzubilden, muss diese von der S-Receiver Funktion möglichst ohne Artefakte wiedergegeben werden. Dazu ist eine sehr sorgfältige Datenauswahl und -bearbeitung notwendig. Zudem erfährt die S-RF Analyse einige Limitationen, die jedoch nur zum Teil umgangen werden können. Die S-RF Analyse unterliegt der Voraussetzung, dass die untersuchte Diskontinuität einer Diskontinuität erster Ordnung entspricht, d.h. das der dort vorherrschende Geschwindigkeitskontrast signifikant ist. Des Weiteren werden ebene Welle zur Analyse verwendet. Dies wird durch die Auswahl der analysierten Erdbeben mit $55^\circ \leq \Delta \leq 125^\circ$ erfüllt. Zusätzlich ist die S-RF Methode nur dann gültig, wenn die Diskontinuität innerhalb der 1. Fresnel Zone einen ebenen Übergang aufweist. Aus der Verwendung von S-Wellen, die eine geringere Frequenz als P-Wellen aufweisen, haben die S-Receiver Funktionen ein geringeres Auflösungsvermögen als die P-RF (Yuan et al., 2006). Bei S-Receiver Funktionsanalysen, die an Permanentstationen durchgeführt werden, sollte die Datenauswahl strikter erfolgen als bei Studien an temporären Netzwerken, da Permanentstationen eine längere Registrierdauer aufweisen und somit dort mehr Daten zur Auswahl stehen. Dennoch sollten nur Erdbeben ausgewertet werden, in denen die S-Wellen deutlich zu beobachten sind ($SNR \geq 2$ und strikter). Ist die Anzahl der zu Verfügung stehenden S-Receiver Funktionen mehr als ausreichend z.B. an Permanentstationen, sollten kurze impulsartige Quellsignale bevorzugt werden. Ist dies nicht der Fall, so ist es durch die manuelle Bestimmung des Quellsignals möglich, auch längere Quellsignale oder sich überlagernde S- und SKS-Wellenzüge zu verwenden. Sich überlagernde Quellsignale führen allerdings zu leichten Verschmierungen der Konversionssignale. Sind Einflüsse von 3D Inhomogenitäten bekannt oder messbar, sollten sie in der Datenbearbeitung berücksichtigt werden. Dies sollte z.B. bei der Trennung der Wellentypen geschehen, da die Einfallswinkel der Welle, der Rückazimut und der scheinbare Auftauchwinkel, durch 3D Inhomogenitäten stark beeinflusst werden. Daher werden hier Verfahren zur Bestimmung der beobachteten Einfallswinkel entwickelt (Kap. 4.3). Ein Nachteil der S-RF Methode liegt in der möglichen Interferenz der direkten S-Welle und der S-zu-P konvertierten Welle mit der P-Wellenkoda (Wilson et al., 2006), was sich in einer fehlerhaften S-RF niederschlägt, die nun nicht mehr die wahre Impulsantwort der Erde wiedergibt. Die Bestimmung des Quellsignals wird hier manuell durchgeführt, um den Einfluss der P-Wellenkoda auf das Quellsignal zu verringern. Betrachtet man die P-Wellenkoda als Rauschen, das die S-zu-P konvertierten Wellen überlagert, so wird durch eine Stapelung versucht, dieses Rauschen zu unterdrücken (Wilson et al., 2006). Dies ist jedoch nur möglich, wenn die P-Wellenkoda sich aus inkohärenten Signalen zusammensetzt (Wilson et al., 2006). Dies wird hier versucht, durch die Stapelung von sehr vielen S-Receiver Funktionen unterschiedlicher Erdbeben und Stationen zu erfüllen. Die Interferenz zwischen S- und SKS-Wellen, die bei Epizentraldistanzen von $80^\circ \leq \Delta \leq 85^\circ$ auftreten, führt zu Artefakten innerhalb der S-Receiver Funktionen (Wilson et al., 2006). Um dies zu umgehen, wird hier um den beobachteten Auftauchwinkel, der in diesem Fall einer Mittelung von S- und SKS-Auftauchwinkel entspricht (Jacobsen, 2010, *pers. comm.*), rotiert und das Quellsignal manuell bestimmt, sodass es sowohl die S- als auch die SKS-Phase beinhaltet. Dadurch soll das Konversionssignal der Moho und

der LAB in dem verwendeten Periodenbereich (5 – 20 s) nahezu korrekt, eventuell ein wenig verschmiert, wiedergegeben werden (Jacobsen, 2010, *pers. comm.*). Der entscheidende Vorteil der S-RF Methode liegt darin, dass die zu analysierende S-zu-P konvertierte Welle vor der direkten S-Welle an der Station eintrifft, wodurch eine Überlagerung mit multiplen reflektierten Wellen umgangen wird (Yuan et al., 2006). Dadurch kann das Konversionssignal von der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (LAB) detektiert werden, was bei der P-RF Analyse nicht oder nur erschwert möglich ist. Im Zeitbereich, in dem die Ankünfte der Konversionssignale von der LAB erwartet werden, treffen bei der P-RF Analyse die Konversionssignale der multipel reflektierten Wellen ein und überdecken somit das LAB Signal (Yuan et al., 2006).

Zur weiteren Analyse werden die sorgfältig berechneten S-Receiver Funktionen gestapelt (Kap. 4.6). Dies dient der Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses (SNR), um somit die Konversionssignale deutlich zu erkennen (Yuan et al., 2006). Bei der stationsweisen Stapelung werden die S-Receiver Funktionen aller Erdbeben, die an der Station registriert wurden gestapelt (Yuan et al., 2006). Dadurch kann die Anzahl der individuellen S-Receiver Funktionen, die gestapelt werden, stark variieren. Zum Teil stehen an einzelnen Stationen zu wenige individuelle S-Receiver Funktionen zur Verfügung. Ein weiterer Nachteil ist die Mittelung der S-Receiver Funktionen über das Konversionsgebiete von mehreren Grad, das bei einer azimutunabhängigen Stapelung aufgespannt wird. Zur Berücksichtigung der Konversionsregion wird die CP Stapelung, bei der die S-Receiver Funktionen in Abhängigkeit ihrer Konversionspunkte gestapelt werden, durchgeführt (Dueker und Sheehan, 1997). Dabei werden alle individuellen S-Receiver Funktionen, die in einer bestimmten Tiefen im selben Stapelbereich liegen, gestapelt. Der Vorteil der CP Stapelung ist die Berücksichtigung der Konversionspunkte, ein Nachteil ist die Festlegung der Konversionstiefe. Wird diese Konversionstiefe falsch gewählt, so werden in der Stapelung auch S-Receiver Funktionen berücksichtigt, die das Konversionsgebiet in der gesuchten Tiefe in einer anderen Region als der untersuchten durchlaufen haben. Da sich die Konversionspunkte in 100 km und 120 km Tiefe bei der Referenzlangsamsamkeit von $p_{ref} = 6,4\text{s}/^\circ$ nur um etwa 10 km unterscheiden, wird der Hauptanteil der S-Receiver Funktionen der Stapelbereiche identisch sein und nur am Rand unterschiedliche S-Receiver Funktionen einfließen. Dadurch sollte der Einfluss der falschen Konversionstiefe nur gering sein. Durch a priori Informationen kann die erwartete Tiefenlage der Konversion bestimmt werden. In dieser Arbeit wird die Tiefe der CP Stapelung auf die erwartete Tiefenlage der LAB von 120 km Tiefe (Geissler et al., 2010) festgelegt. Beobachtet man den Verlauf der Stapelung, so wird deutlich, dass neben der Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses auch negative Effekte wie die Zerstackelung einzelner Konversionssignale durch Aufstackeln von stark verrauschten S-Receiver Funktionen auftreten (Jacobsen, 2011, *pers. comm.*). Um den Bereich einer stabilen S-RF Stapelung zu finden, in dem der positive Effekt der SNR -Verbesserung den negative Effekte der Signal Zerstackelung überwiegt, sollte eine Stabilitätsanalyse der S-RF Stapelspur, wie sie z.B. im Rahmen dieser realisiert wird, durchgeführt werden. In der automatisierten Stabilitätsanalyse der CP Stapelung erfolgt die Stapelung in Abhängigkeit von Qualität der S-RF, von geringem RMS zu hohen RMS, und bricht bei Erreichen der stabilsten S-RF Stapelspur ab. Die stabilste S-RF Stapelspur ist erreicht, wenn die RMS-Differenz zwischen den einzelnen Stapelschritten minimal wird. Dabei zeigt sich für den MAGNUS Datensatz, dass nur die Stapelbereiche in den Stabilitätstest eingehen sollten, die mehr als 100 individuelle S-Receiver Funktionen beinhalten. Bei der CCP Stapelung werden die individuellen S-Receiver Funktionen in den Raum überführt und dort gestapelt (Grunewald et al., 2001). Weicht das zur Projektion in den Raum benötigte Geschwindigkeitsmodell von der realen Untergrundstruktur ab, so erfolgt eine fehlerhafte Projektion der S-Receiver Funktionen in den Raum und die sich daraus ergebenden CCP gestapelten S-Receiver Funktionen bilden den Untergrund nicht exakt ab. Durch die Verwendung eines lokalen 3D $v(z)$ Modells kann diese fehlerhafte Wiedergabe der Untergrundstrukturen

verhindert werden.

Zusätzlich ist die Modellierung der S-Receiver Funktionen zur Ermittlung und Interpretation der Untergrundstruktur notwendig, um die Aussagekraft der S-RF sowie deren Unsicherheiten, die sich im Untergrundmodell niederschlagen, zu verdeutlichen. Ein Vorteil der angewendeten Vorwärtsmodellierung liegt in der Berücksichtigung von a priori Informationen, wie z.B. die Mohotiefe oder bekannte seismische Geschwindigkeiten. Wird die Vorwärtsmodellierung ohne a priori Informationen angewendet, so kostet die Berechnung aller möglichen Modelle (mehrschichtige Modell mit unterschiedlichen Geschwindigkeitsmodellen) viel Zeit und Speicherplatz. Mit Hilfe einer Inversion der S-Receiver Funktionen, wie sie im Rahmen dieser Arbeit entwickelt wurde, kann die Suche nach plausiblen Geschwindigkeitsmodelle schneller realisiert werden. Ein Nachteil der Modellierung, sowohl der vorwärts als auch der inversen, liegt in der Mehrdeutigkeit der Resultate. Zur Verifikation der Resultate kann eine Monte Carlo Analyse durchgeführt werden und die Resultate mit Hilfe von a priori Informationen sowie der Vorwärtsmodellierung auf Plausibilität hin verifiziert werden. Der resultierende plausible Modellraum geht in die Interpretation mit ein. Dadurch sind die Unsicherheiten innerhalb der Modelle eindeutig sichtbar. Die im Rahmen dieser Arbeit realisierte S-RF Inversion wurde in Zusammenarbeit mit B.H. Jacobsen von der Universität Aarhus entwickelt und wird auch zukünftig noch Weiterentwicklungen unterliegen (Kap. 9). Bisher ist die S-RF Inversion als lineares Inversionsproblem realisiert, das pro beobachtetem Konversionssignal nur einen Schichtübergang modelliert. Die Tiefenlage des Schichtübergangs resultiert aus den beobachteten Ankunftszeiten der einzelnen Konversionssignale und der anzupassenden Geschwindigkeitsstruktur. Als zukünftige Weiterentwicklungen sollte die Modellierung von graduellen Übergängen implementiert oder Nicht-Linearitäten in der Inversion berücksichtigt werden.

Der der S-RF Untersuchung zu Grunde liegende MAGNUS-Datensatz hat die Vorteile, dass das Stationsnetzwerk eine relative lange Laufzeit von etwa 23 Monaten aufweist und auch Daten von Permanentstationen aus der Region zur Verfügung stehen. Zusätzlich können auch außerhalb des MAGNUS Experiments weitere Daten der Permanentstationen genutzt werden. Durch Datenlücken, die zu erfüllenden Kriterien der S-RF Methode und die weitere S-RF Datenbearbeitung wird der MAGNUS-Datensatz so reduziert, dass an den mobilden Stationen nur 4-82 Erdbeben und an den Permanentstationen nur 61-133 Erdbeben in der S-RF Analyse verwendet werden können. Da die S-RF Methode auf eine große Anzahl an Daten mit guter azimuthaler Überdeckung angewiesen ist, wären noch längere Netzwerklaufzeiten wünschenswert, um die Datenbasis stark zu erhöhen. Ein Nachteil des MAGNUS-Experimentes sind dessen Konfiguration zur Analyse von Oberflächenwellen (Weidle et al., 2010). Durch geringere Stationsabstände und eine Ausdehnung des Stationsnetzwerkes nach Osten hin, könnte die Tiefenlage der Diskontinuitäten und der Übergang zum Baltischen Schild im Osten besser abgebildet werden. Dichtere Stationsnetzwerke mit geringeren Stationsabständen wären für zukünftige Experimente von S-RF Analysen geeigneter.

5 S-RF Analyse in Südkandinavien

Um die Untergrundstruktur und speziell die Tiefenlage von Diskontinuitäten unter Südkandinavien abzubilden, wird der MAGNUS Datensatz (Kap. 3 und Kap. 3.2.1) mit der S-Receiver Funktionsmethode analysiert. Da die Konversionssignale der analysierten S-zu-P konvertierten Wellen nur geringe Amplituden aufweisen, ist zur Berechnung der S-RF eine umfangreiche Datenbearbeitung notwendig (Yuan et al., 2006). Diese erfolgt nach Kapitel 4 mit den dort präsentierten Weiterentwicklungen. Die Hauptschritte der S-RF Berechnung sind im Folgenden kurz zusammengefasst:

- Separation der verschiedenen Wellentypen in Abhängigkeit ihrer Polarisierung (Kap. 4.3)
- Entfernung des Quellsignals mit Hilfe der Dekonvolution im Frequenzbereich (Kap. 4.4)
- Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses der S-Receiver Funktionen durch Stapelung der individuellen S-Receiver Funktionen (Kap. 4.6)
- Bestimmung der Untergrundstruktur durch Vorwärtsmodellierung und Inversion der *CP* gestapelten S-Receiver Funktionen (Kap. 4.7)

In dieser Arbeit werden zur Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses der S-RF verschiedene Stapelungen durchgeführt, die in Kapitel 4.6 ausführlich beschrieben sind. Bei der stationsweisen Stapelung (Kap. 4.6.1) werden alle an der Station registrierten und *moveout* korrigierten S-Receiver Funktionen unabhängig ihrer Einfallrichtung gemittelt. Bei der *CP* Stapelung (Kap. 4.6.2) werden die individuellen *moveout* korrigierten S-Receiver Funktionen in Abhängigkeit ihrer Konversionspunkte in 35 km und 120 km Tiefe in sich überlagernde Stapelbereiche der Größe $1^\circ\text{NS} \times 2^\circ\text{EW}$ gestapelt. Bei der *CP* Stapelung in Abhängigkeit der Konversionspunkte in 410 km und 660 km Tiefe werden die Stapelbereiche auf $2^\circ\text{NS} \times 4^\circ\text{EW}$ vergrößert. Bei der *CCP* Stapelung (Kap. 4.6.3) werden die S-Receiver Funktionen entlang ihrer Strahlwege in den 3D Raum projiziert und dort in sich überlagernde Volumenelemente der Größe $1^\circ\text{NS} \times 2^\circ\text{EW} \times 5 \text{ km}$ bzw. $2^\circ\text{NS} \times 4^\circ\text{EW} \times 5 \text{ km}$ gestapelt. Die gestapelte S-RF Amplitude wird dem Zentrum des Volumenelements zugewiesen, wodurch die Tiefe in 2,5 km Schritten angegeben wird. Im Folgenden wird die Untergrundstruktur unter Südkandinavien, die aus der S-RF Analyse des MAGNUS Datensatzes (Kap. 3.2.1) resultiert, getrennt nach den einzelnen Diskontinuitäten, der Moho (Kap. 5.1), der LAB (Kap. 5.2) und der Übergangszone im Erdmantel in 410 – 660 km Tiefe (Kap. 5.3), betrachtet.

5.1 S-RF Abbildung der Moho Diskontinuität

An der Moho Diskontinuität, der Grenze zwischen der Kruste und dem oberen Erdmantel, tritt eine Erhöhung der seismischen Geschwindigkeiten auf. Im Erdreferenzmodell iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991) erhöht sich v_P von 6,50 km/s in der Kruste auf 8,04 km/s im oberen Erdmantel bzw. v_S erhöht sich von 3,75 km/s in der Kruste auf 4,47 km/s im oberen Erdmantel. Diese starken Erhöhungen der seismischen Geschwindigkeit führen zu dem stärksten Konversionssignal innerhalb der S-Receiver Funktion (Abb. 4.4). Im Folgenden wird das stärkste positive Konversionssignal der S-RF, das im Zeitbereich von 2 – 7 s beobachtet wird, als Konversionssignal von der Moho interpretiert. Aus der Ankunftszeit des Konversionssignals von der Moho ΔT_{Moho} lässt sich deren Tiefenlage abschätzen: $z_{Moho} \approx 8 \text{ km/s} \cdot \Delta T_{Moho}$. Der Faktor 8 km/s ergibt sich aus der Ankunftszeit eines Konversionssignals von der Moho im iasp91 Erdreferenzmodell (Kennett und Engdahl, 1991) bei einer Langsamkeit von 6,4 s/°.

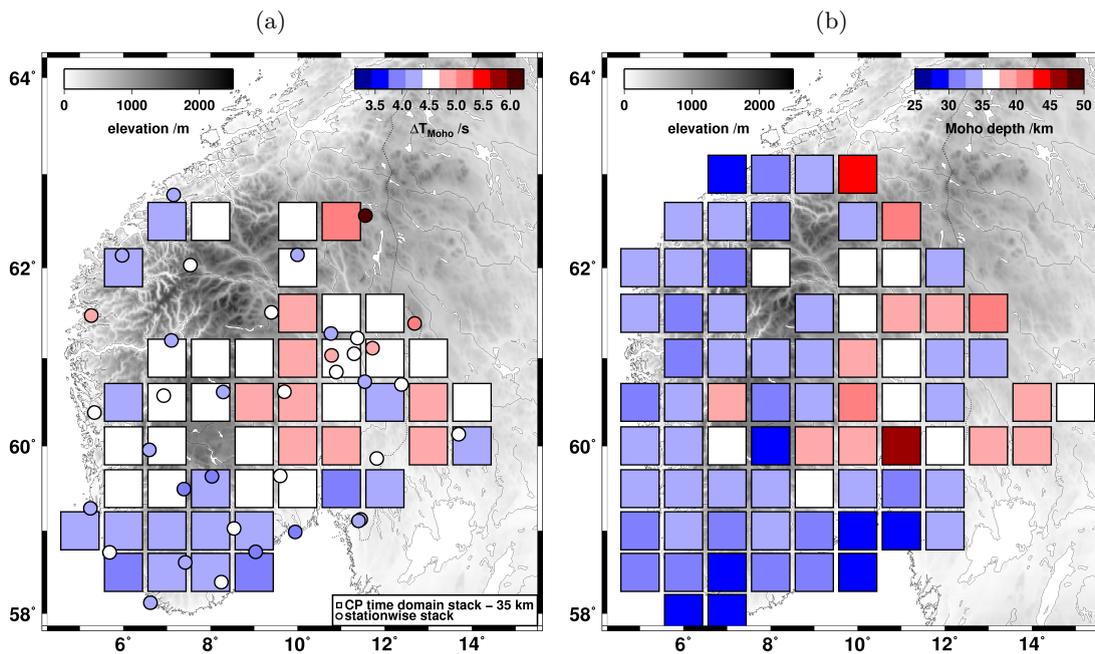


Abbildung 5.1: Vergleich der S-RF Resultate der Tiefenlage der Moho Diskontinuität. (a) Die Ankunftszeiten der Konversionssignale von der Moho sind für die stationsweise S-RF Stapelung (Kreise) und die *CP* Stapelung ($1^\circ\text{NS} \times 2^\circ\text{EW}$) in 35 km Tiefe (Quadrate) farblich kodiert dargestellt. Die Resultate der Zeitbereichsstapelung unterscheiden sich um bis zu 0,4 s, was einem Unterschied in der Tiefenlage der Moho von etwa 3 km entspricht. Das aus der stationsweisen Stapelung resultierende Muster der Ankunftszeiten weist eine größere Streuung auf als das der *CP* gestapelten S-Receiver Funktionen. Das grobe Muster der Ankunftszeiten der Moho deutet auf eine Zunahme der Mohotiefe nach Norden und Osten hin. (b) Die Tiefenlage der Moho, die aus der *CCP* Stapelung von mehr als 50 individuellen S-Receiver Funktionen pro Volumenelement ($1^\circ\text{NS} \times 2^\circ\text{EW} \times 5 \text{ km}$) resultiert, ist ebenfalls farblich kodiert dargestellt. Die resultierende Mohotiefe variiert zwischen 27 – 43 km Tiefe, ohne Berücksichtigung des Ausreißers von etwa 48 km Tiefe. Die Tiefenlage der Moho nimmt nach Osten hin zu. Die Muster der Tiefenlage der Moho, die aus der *CP* und *CCP* Stapelung resultieren, ähneln sich. Die Mohotiefe nimmt nach Osten hin zu.

Die resultierenden Ankunftszeiten der Konversionssignale von der Moho aus der stationsweisen Stapelung sind in Tabelle H.1, aus der *CP* Stapelung in Tabelle I.1 aufgelistet. Die Tiefenlage der Moho resultierend aus der *CCP* Stapelung ist in Tabelle J.1 aufgeführt. Die Tabellen befinden sich im Anhang H - J und Abbildung 5.1 fasst die Resultate graphisch zusammen. In Abbildung 5.1a sind die Ankunftszeiten der Konversionssignale von

der Moho ΔT_{Moho} resultierend aus der stationsweisen (Kreise) und *CP* (Quadrate) Stapelung dargestellt. Die Quadrate, die ΔT_{Moho} in *bins* der Größe $1^\circ\text{NS} \times 2^\circ\text{EW}$ abbilden, werden im Zentrum des *bins* liegend dargestellt. Durch die unterschiedlichen Zeitbereichsstapelungen variiert ΔT_{Moho} um bis zu 0,4 s, was einem Unterschied in der Tiefenlage der Moho von etwa 3 km entspricht. Das aus der stationsweisen Stapelung resultierende Muster der Ankunftszeiten weist eine größere Streuung auf als die *CP* gestapelten S-Receiver Funktionen. Dies könnte durch die geringe Anzahl (z.T. < 50) an individuellen S-Receiver Funktionen, die bei der stationsweisen Stapelung zur Verfügung stehen, verursacht werden. Die Ankunftszeiten des Konversionssignals von der Moho liegen im Bereich von 4,0 – 4,3 s im Westen, bei etwa 4,4 – 4,75 s im Bereich des Südsandinavischen Gebirges und ungefähr bei 4,3 – 5,15 s im Osten. Das grobe Muster der Ankunftszeiten der Moho deutet auf eine Zunahme der Mohotiefe zum Zentrum des Südsandinavischen Gebirges und nach Osten zum Baltischen Schild hin. Aus der *CCP* Stapelung (Abb. 5.1b) resultiert direkt die Tiefenlage der Moho Diskontinuität. Die Mohotiefe variiert zwischen 27 – 43 km Tiefe über Südnorwegen hinweg. Die Mohotiefe von etwa 48 km im Bereich von $60^\circ\text{N}/11^\circ\text{E}$ wird im Vergleich mit den umliegenden *bins* als Ausreißer interpretiert. Das Muster der Tiefenlage der Moho zeigt eine Zunahme der Mohotiefe von Westen und Süden (27,5 – 32,5 km Tiefe) in Richtung des Südsandinavischen Gebirges (32,5 – 37,5 km Tiefe) und nach Osten (32,5 – 42,5 km). Im Osten ist kein klares Muster zu erkennen und die erwartete stetige Zunahme der Mohotiefe am Baltischen Schild wird nicht beobachtet. Die Muster der Tiefenlage der Moho, die aus der *CP* und *CCP* Stapelung resultieren, weisen den gleichen Verlauf auf. Die Mohotiefe nimmt in Richtung des Südsandinavischen Gebirges und nach Osten hin zu. Das Muster der Mohotiefe, das aus der *CP* Stapelung resultiert, zeigt weniger Variationen im Mohotiefenverlauf als das Muster der Mohotiefe resultierend aus der *CCP* Stapelung. Dies könnte durch die Mittelung der S-Receiver Funktionen über 5 km hohe Volumenelemente und der Tiefenabtastung von 2,5 km verursacht werden. Um nun die Tiefenlage der Moho aus den *CP* gestapelten S-Receiver Funktionen bestimmen zu können und anschließend mit denen der *CCP* Stapelung vergleichen zu können, wird eine Vorwärtsmodellierung der in 35 km Tiefe *CP* gestapelten S-Receiver Funktionen durchgeführt (Kap. 4.7.1).

Da die S-RF Modellierung Mehrdeutigkeiten unterliegt, d.h. mehrere Modelle eine S-RF erklären können, werden a priori Informationen wie z.B. die Mohotiefe aus refraktionsseismischen Messungen (Stratford et al., 2009; Stratford und Thybo, 2011b) zur Modellverifikation berücksichtigt. Die aus der Vorwärtsmodellierung resultierende Krustenstruktur wird in den Abbildungen 5.2 und 5.3 dargestellt. In Abbildung 5.2 ist die Tiefenlage der Moho und in Abbildung 5.3 sind die zugehörigen seismischen Geschwindigkeiten in der Kruste und im oberen Mantel unterhalb der Moho gezeigt. Die Tiefenlage der Moho (Abb. 5.2) variiert zwischen 32 km und 41 km Tiefe. Die Mohotiefe nimmt von der Küste von 32 – 37 km Tiefe ins Landesinnere auf 36 – 41 km Tiefe zu. Unterhalb des Südsandinavischen Gebirges im Zentrum und unter dem Baltischen Schild im Osten wird eine Mohotiefe von bis zu 41 km Tiefe beobachtet. Im Bereich des Oslo Grabens flacht die Mohotiefe auf 35 – 37 km Tiefe ab. In Abbildung 5.3 die zugehörigen seismischen Geschwindigkeiten in der Kruste (Abb. 5.3a, b) und im oberen Erdmantel unter der Moho (Abb. 5.3c, d) farblich kodiert abgebildet. In weiß ist die mittlere Geschwindigkeit, die aus dem MAGNUS-REX Experiment (Stratford und Thybo, 2011b) resultiert, dargestellt. Ein Vergleich der Modellierungsergebnisse mit denen des MAGNUS-REX Experiments (Stratford et al., 2009; Stratford und Thybo, 2011b) folgt auf die Beschreibung der relativen Änderungen der seismischen Geschwindigkeiten in der Kruste und direkt unterhalb der Moho. Die S-Wellen Geschwindigkeitsverteilung deutet innerhalb der Kruste auf eine Geschwindigkeitszunahme von mehr als 5% v_S vom Zentrum Südnorwegens relativ zu v_S im Südwesten und im Osten hin. Im oberen Erdmantel, direkt unterhalb der Moho, wird das gleiche Muster beobachtet. Die Bereiche, die eine geringere v_S in der Kruste aufweisen,

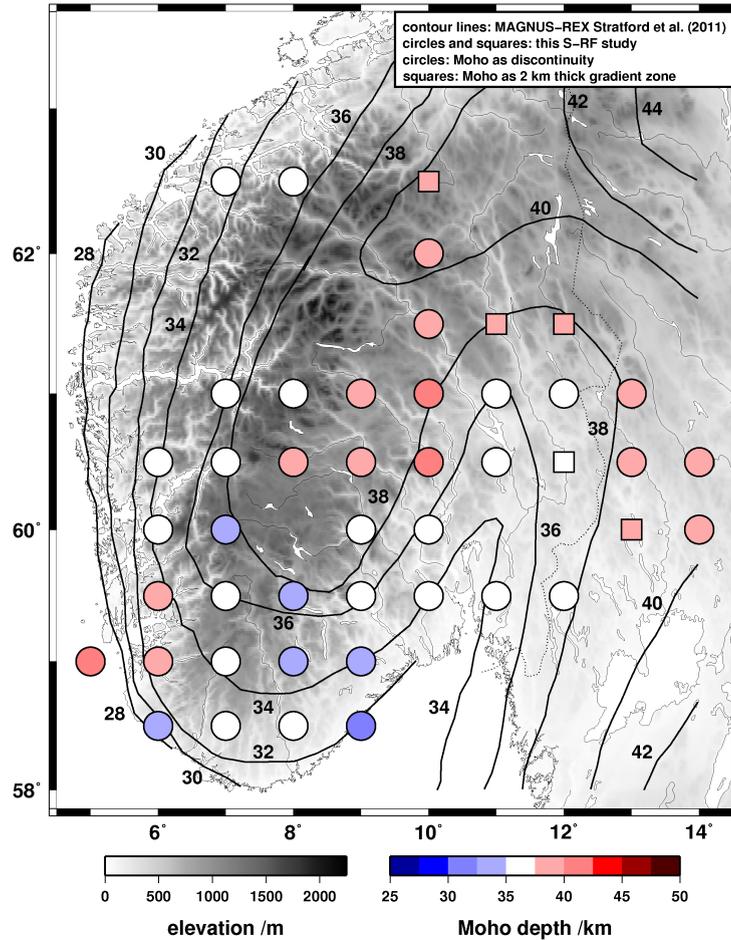


Abbildung 5.2: Farblich kodierte Darstellung der resultierenden Mohotiefe aus der Vorwärtsmodellierung von CP gestapelten S-Receiver Funktionen, in Abhängigkeit ihrer Konversionspunkte in 35 km Tiefe. Die zugehörigen $v(z)$ Modelle sind in Abbildung 5.3 abgebildet. Die Moho ist als sprunghafte Diskontinuität (Kreise) oder als gradueller Übergang von 2 km Breite (Quadrate) modelliert. Die resultierende Mohotiefe variiert zwischen 32 km und 41 km Tiefe und nimmt zum Südschandinavischen Gebirge und nach Osten hin zu. Ein Vergleich mit der Mohotiefe resultierend aus MAGNUS-REX (Stratford et al., 2009; Stratford und Thybo, 2011b), welche mit Hilfe von Konturlinien dargestellt ist, zeigt eine gute Übereinstimmung des Musters der Mohotiefe, wenngleich sich die Mohotiefe im Südwesten um bis zu 12 km unterscheidet.

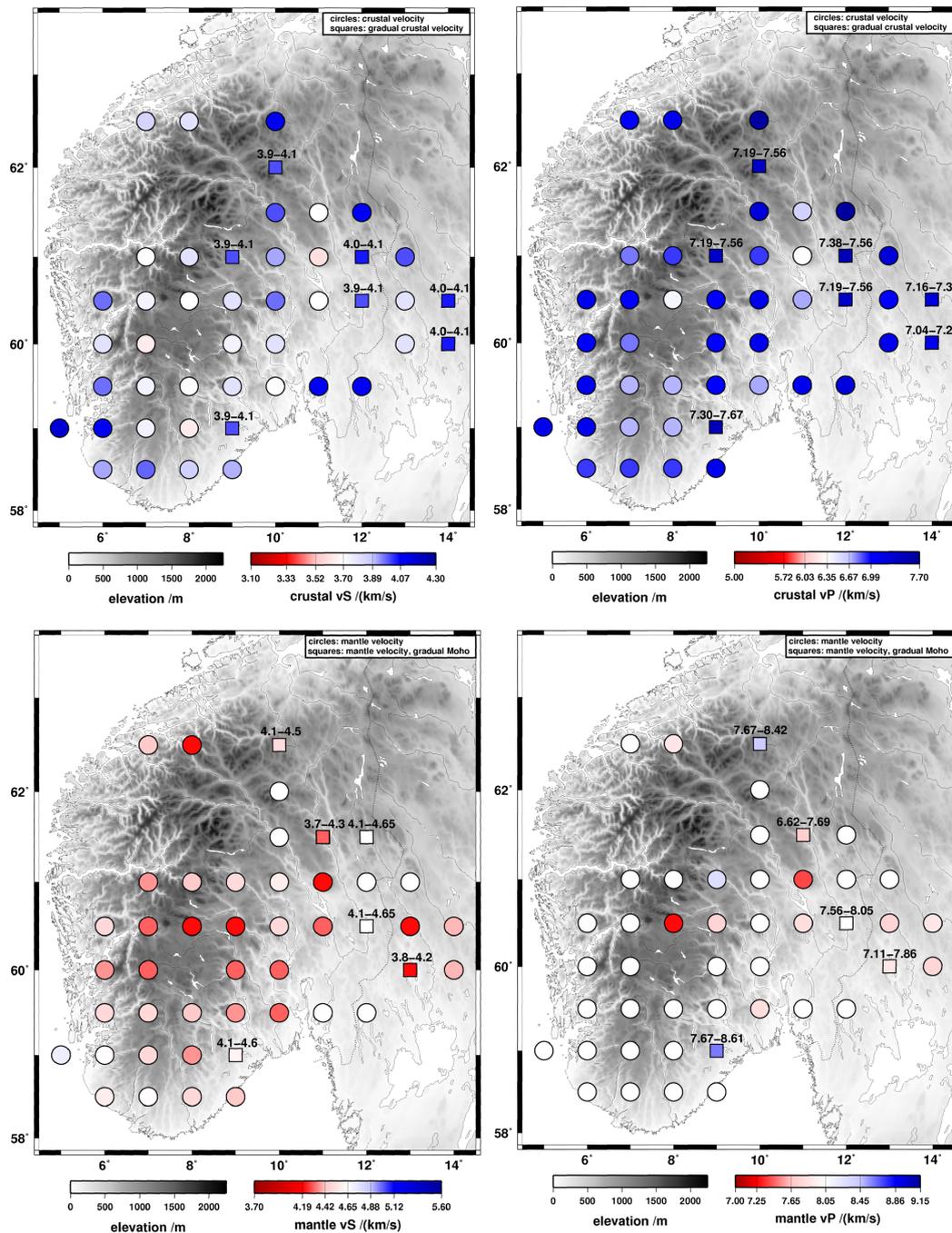


Abbildung 5.3: Farblich kodierte Darstellung der resultierenden $v(z)$ Modelle aus der Vorwärtsmodellierung von CP gestapelten S-Receiver Funktionen, in Abhängigkeit ihrer Konversionspunkte in 35 km Tiefe. Die zugehörigen Mohotiefen sind in Abbildung 5.2 abgebildet. Die Moho ist als sprunghafte Diskontinuität (Kreise) oder als gradueller Übergang von 2 km Breite (Quadrate) modelliert. Die Farbskalen sind so erstellt, dass sie direkt die Unterschiede zu den gemittelten Geschwindigkeiten der refraktionsseismischen Messung (Stratford et al., 2009; Stratford und Thybo, 2011b) aufzeigen, die in weiß dargestellt sind. Zur Anpassung des S-RF Konversionssignals von der Moho wird der Geschwindigkeitskontrast an der Moho reduziert, indem v_P innerhalb der Kruste stark erhöht und v_S im oberen Erdmantel stark reduziert wird, während v_S in der Kruste und v_P im oberen Mantel nur gering verändert werden.

haben auch eine geringere v_S im oberen Erdmantel. Im Gegensatz dazu wird nur eine geringe relative Änderung der P-Wellengeschwindigkeit (deutlich $< 5\% v_P$) in der Kruste und im oberen Erdmantel, direkt unterhalb der Moho, über das Untersuchungsgebiet hinweg beobachtet.

Vergleicht man zuerst die resultierende Mohotiefe aus der Modellierung der *CP* gestapelten S-Receiver Funktionen mit der aus der *CCP* Stapelung resultierenden Mohotiefe (Abb. 5.2b), so zeigen sich deutliche Unterschiede im Tiefenverlauf. Im Bereich der Küste ergeben sich aus der *CCP* Stapelung Mohotiefen von unter 35 km, während die aus der S-RF Modellierung resultierenden Mohotiefen im Bereich von 32 – 40 km liegen. Die aus der S-RF Modellierung resultierende Mohotiefe weist in der Region des Südschandinavischen Gebirges und ganz im Osten unter dem Baltischen Schild Tiefenlagen von 36 – 41 km auf. Im Gegensatz dazu resultieren aus der *CCP* Stapelung Mohotiefen von 32,5 – 37,5 km unter dem Südschandinavischen Gebirge und Mohotiefen von 32,5 – 42,5 km unter dem Baltischen Schild. Der Unterschied in der Wiedergabe der Mohotiefe aus den *CCP* gestapelten S-Receiver Funktionen und der S-RF Modellierung könnte zum einen durch die unterschiedlichen Geschwindigkeitsmodelle verursacht werden. Bei der *CCP* Stapelung werden die Konversionssignale von der Moho unter Verwendung des lokalen 3D Modell (Frassetto et al., 2010) in flachere Tiefenlagen projiziert als mit dem aus der S-RF Modellierung resultierenden Geschwindigkeitsmodell. Zum anderen könnte die S-RF Amplitudenmittelung über 5 km Tiefe die Wiedergabe der Mohotiefe verschlechtern.

Vergleicht man die Resultate aus der S-RF Modellierung mit denen der refraktionsseismischen Messung des MAGNUS-REX Experiments (Stratford et al., 2009; Stratford und Thybo, 2011b), so müssen dabei die Unterschiede der Sensitivitäten der Messmethoden berücksichtigt werden. Mit Hilfe von refraktionsseismischen Messungen können absolute Geschwindigkeiten ermittelt werden, während mit Hilfe der S-Receiver Funktionsmethode in erster Linie die an der Diskontinuitäten herrschenden Geschwindigkeitskontraste bestimmt werden. Vergleicht man die Resultate der S-Receiver Funktionen mit denen der refraktionsseismischen Messung des MAGNUS-REX Experiments (Stratford et al., 2009; Stratford und Thybo, 2011b), welches als a priori Information berücksichtigt wird, im Hinblick auf die Mohotiefe, so stimmen die Moho Verläufe sehr gut überein. Die größte Abweichung wird im Südwesten beobachtet, wo sich die Mohotiefen um etwa 5 km und bis zu 12 km unterscheiden. In den restlichen Regionen variieren die Mohotiefen um etwa 3 km (Abb. 5.2). Die Abweichungen liegen somit innerhalb der vertikalen Unsicherheiten der S-Receiver Funktionen (Kap. 4.2.2). Ein Vergleich der zugehörigen seismischen Geschwindigkeitsverteilung aus der S-RF Modellierung mit denen der refraktionsseismischen Messung des MAGNUS-REX Experiments (Stratford et al., 2009; Stratford und Thybo, 2011b) ist in Abbildung 5.3 dargestellt. In Abbildung 5.3 sind die aus dem MAGNUS-REX Experiment (Stratford und Thybo, 2011b) resultierenden mittleren Geschwindigkeiten v_{S_MR} und v_{P_MR} in weiß dargestellt, während eine Geschwindigkeitserhöhung bzw. -reduktion relativ zu v_{MR} in blauen bzw. roten Tönen abgebildet sind. Zur Bestimmung des Geschwindigkeitskontrasts, der an der Moho herrscht und sich aus der S-RF Modellierung ergibt, werden die aus dem MAGNUS-REX Experiment (Stratford und Thybo, 2011b) resultierenden mittleren Geschwindigkeiten ($\bar{v}_{S_MR_crust} = 3,70$ km/s, $\bar{v}_{P_MR_crust} = 6,35$ km/s, $\bar{v}_{S_MR_mantle} = 4,65$ km/s und $\bar{v}_{P_MR_mantle} = 8,05$ km/s) mit denen der S-RF Modellierung verglichen. Innerhalb der Kruste sind v_{S_RF} (Abb. 5.3a) bzw. v_{P_RF} (Abb. 5.3b) gegenüber \bar{v}_{S_MR} bzw. \bar{v}_{P_MR} (Stratford und Thybo, 2011b) erhöht. Die Erhöhung von v_{S_RF} liegt im Zentrum Südnorwegens bei weniger als 5% \bar{v}_{S_MR} und nimmt nach Südwesten und Osten hin auf über 5% \bar{v}_{S_MR} zu. Die Erhöhung von v_{P_RF} ist insgesamt stärker als von v_{S_RF} und liegt bei über 5% \bar{v}_{P_MR} . Im Gegensatz zur Erhöhung der seismischen Geschwindigkeiten innerhalb der Kruste (Abb. 5.3a, b) sind v_{S_RF} und v_{P_RF} im oberen Mantel (Abb. 5.3c, d) reduziert bzw. gleich \bar{v}_{S_MR} und \bar{v}_{P_MR} . Die Reduktion von v_{S_RF}

im oberen Erdmantel ist an der Küste und im Nordosten geringer als $5\% \bar{v}_{S_MR}$ und nimmt im Zentrum von Südnorwegen auf über $5\% \bar{v}_{S_MR}$ zu. Die Abweichungen in v_{P_RF} relativ zu \bar{v}_{P_MR} sind im oberen Mantel gering und somit deutlich geringer als $5\% \bar{v}_{P_MR}$. Durch die Erhöhung von v_{S_RF} und v_{P_RF} in der Kruste und Reduktion von v_{S_RF} und v_{P_RF} im oberen Mantel wird mit Hilfe der S-RF Modellierung eine Verkleinerung des Geschwindigkeitskontrastes an der Moho ermittelt. Die Verkleinerung des Geschwindigkeitskontrasts beträgt in v_{S_RF} und v_{P_RF} jeweils etwa 10% der Geschwindigkeit. Da die S-RF Methode in erster Linie sensitiv auf den Geschwindigkeitskontrast ist und nicht auf die absoluten Geschwindigkeiten, könnte der beobachtete Kontrast sowohl durch eine starke Geschwindigkeitsänderung innerhalb der Kruste ($> 5\% v$) und einer geringen Geschwindigkeitsänderung im oberen Erdmantel ($< -5\% v$) verursacht werden, sowie umgekehrt mit einer geringen Geschwindigkeitsänderung in der Kruste ($< 5\% v$) und einer starken Geschwindigkeitsänderung im oberen Erdmantel ($> -5\% v$) erklärt werden.

Die Abweichungen der ermittelten seismischen Geschwindigkeiten der Kruste und des oberen Erdmantels sowie des an der Moho herrschenden Geschwindigkeitskontrasts können auf die unterschiedlichen Sensitivitäten der Refraktionsseismik und der S-RF Methode zurückzuführen sein. Mit Hilfe der S-Receiver Funktionsanalyse wird der an der Diskontinuität vorherrschende Geschwindigkeitskontrast ermittelt, während sich in der Refraktionsseismik die absoluten Geschwindigkeiten ergeben. Des Weiteren werden die aus dem MAGNUS-REX (Stratford und Thybo, 2011b) resultierenden seismischen Geschwindigkeiten von einem 3D $v(z)$ Modell auf eine mittlere \bar{v}_{S_MR} und \bar{v}_{P_MR} für das ganze Untersuchungsgebiet reduziert. Dadurch können die ermittelten mittleren Geschwindigkeiten und somit der Geschwindigkeitskontrast bereits in einigen Bereichen von den dort vorherrschenden mittleren v_S und v_P und deren Kontraste abweichen. Zusätzliche Abweichungen können durch krustale Anisotropieeffekte verursacht werden.

Der hier durchgeführte Vergleich der Refraktionsseismik und der S-Receiver Funktionsmethode bezüglich der Mohotiefe (Abb. 5.2) zeigt die Wichtigkeit der Berücksichtigung von a priori Informationen bzw. die Verifikation der Resultate mit diesen auf. Ein Vergleich der Mohotiefen aus der S-RF Modellierung und Refraktionsseismik zeigt Abweichungen in der Mohotiefen von 3 – 5 km in Einzelfällen auch bis zu 12 km. Dies muss bei der Interpretation der Tiefenlagen von Diskontinuitäten, die nicht mit a priori Informationen verifiziert werden können, berücksichtigt werden. Des Weiteren bestätigt dieser Vergleich, dass mit Hilfe der S-Receiver Funktionsmethode der an der Diskontinuität herrschende Kontrast und nicht die absoluten Geschwindigkeiten ermittelt werden. Die Resultate der S-RF Modellierung (Abb. 5.3) zeigen, je stärker die Geschwindigkeitsänderung innerhalb der Kruste ist, desto geringer ist die Geschwindigkeitsänderung im oberen Erdmantel (siehe v_P in Abb. 5.3) und umgekehrt (siehe v_S in Abb. 5.3).

Die Tiefenlage der Moho Diskontinuität wird mit den aus der S-RF Vorwärtsmodellierung resultierenden $v(z)$ Modellen (Abb. 5.2 und 5.3) im Rahmen der vertikalen Unsicherheiten der S-Receiver Funktionen sehr gut wiedergegeben.

5.2 S-RF Abbildung des oberen Erdmantels in bis zu 250 km Tiefe

An der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (LAB) wird eine Abnahme in den seismischen Geschwindigkeiten v_S und v_P beobachtet (Artemieva, 2009; Fisher et al., 2010; Jones et al., 2010), die mit der Zunahme der Temperatur mit der Tiefe und den in der Asthenosphäre auftretenden partiellen Schmelzen und wasserhaltigen Mineralen in Verbindung gebracht wird (Artemieva, 2009; Fisher et al., 2010). Diese führen zu einer Abnahme im Schermodul μ und dadurch zu geringeren seismischen Geschwindigkeiten (Kap. 4.1.1).

Da v_P im Gegensatz zu v_S zusätzlich zu μ und ρ auch von dem Kompressionsmodell κ abhängig ist, ist die Geschwindigkeitsabnahme in v_S stärker als in v_P . Durch die Zunahme der seismischen Geschwindigkeiten in Ausbreitungsrichtung der Welle, also mit abnehmender Tiefe, resultieren negative Konversionssignale in der S-Receiver Funktion mit erwarteten Amplituden von 0 – 0,07 (Abb. 4.4). Die gestapelten S-Receiver Funktionen weisen mehrere negative Konversionssignale auf, die z.B. durch eine Aneinanderreihung mehrerer Schichten mit abnehmenden seismischen Geschwindigkeiten verursacht werden könnten. Um jeden Schichtübergang in der S-RF abzubilden, muss die Geschwindigkeitsänderung signifikant und die Schichtmächtigkeit größer als die vertikalen Unsicherheiten der analysierten Wellen sein, sonst werden entweder keine Konversionssignale erzeugt oder es wird nur ein breites Minimum anstatt zweier getrennter Minima erzeugt. Die in den S-Receiver Funktionen beobachteten negativen Konversionssignale werden hier als Übergänge zu bzw. Oberkanten von Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen interpretiert. Erst in der Synthese zu einem Untergrundmodell (Kap. 7) wird aus den beobachteten Übergängen zu Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen die LAB detektiert.

Die Ankunftszeiten ΔT und Tiefenlagen der Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen, die aus den unterschiedlichen S-RF Stapelmethoden resultieren, sind in den Tabellen H.1, I.3 und J.1 aufgelistet und in Abbildung 5.4 graphisch dargestellt. Die Ankunftszeiten ΔT und Tiefenlagen der Konversionssignale des ersten Minimums (Abb. 5.4a, c) spiegeln die Tiefenlage des Übergangs zu der in geringster Tiefe gelegenen Niedrig-Geschwindigkeits-Zone wider. Da die Lithosphären-Asthenosphären-Grenze den größten Geschwindigkeitskontrast, also die größte Abnahme der Geschwindigkeit mit zunehmender Tiefe, in dem hier analysierten Tiefenbereich aufweisen sollte, werden die Ankunftszeiten ΔT und Tiefenlagen der Konversionssignale der absoluten Minima, also die betragsmäßig größten Minima, ebenfalls in Abbildung 5.4 dargestellt. Diese zeigen dann den Tiefenverlauf einer Niedrig-Geschwindigkeits-Zone an, die in der Modellsynthese (Kap. 7) als mögliche LAB interpretiert werden könnte. Die aus der stationsweisen Stapelung resultierenden Ankunftszeiten ΔT (Kreise in Abb. 5.4a, b) variieren unter Südnorwegen zwischen 7,5 s und 14,05 s, während spätere Ankunftszeiten ΔT von 14,05 – 16 s nördlich des NORSAR Arrays beobachtet werden. Insgesamt zeigen sich im ΔT Muster der stationsweisen Stapelung nur wenige Variationen, was durch die azimutunabhängige Mittelung des großen Konversionsbereichs verursacht werden kann. Der Konversionsbereich über den die S-RF gemittelt wird, ist größer als der Stapelbereich der CP Stapelung (Abb. 4.29b). Zusätzlich ist die Anzahl der gestapelten S-Receiver Funktionen meist geringer. Um die Untergrundstruktur detaillierter abbilden zu können, werden im Folgenden nur noch die Resultate der CP und CCP Stapelung betrachtet. Die Ankunftszeiten ΔT , die aus dem ersten Minimum der S-RF ermittelt werden, deuten auf eine Abflachung der Tiefenlage des Übergangs der ersten Niedrig-Geschwindigkeits-Zone unterhalb des Südkandinavischen Gebirges relativ zur Umgebung hin (Abb. 5.4a). Im Bereich des Südkandinavischen Gebirges werden ΔT von 8 s bis 9,5 s beobachtet, während an der südwestlichen Küste und am Baltischen Schild im Osten spätere Ankunftszeiten 8 – 12,65 s bzw. 8,65 – 12,65 s ermittelt werden. Die ersten Minima der CP gestapelten S-Receiver Funktionen weisen meist die betragsmäßig größte Amplitude der Minima auf und so verändert sich das ΔT Muster nur am Rand. Dort zeigen sich dann vereinzelt spätere Ankünfte, z.B. 16,7 s im Zentrum oder 18,15 s im Osten, die sich allerdings stark von den dort vorherrschenden Ankunftszeiten unterscheiden. Die Tiefenlage der Niedrig-Geschwindigkeits-Zone, die aus der CCP Stapelung anhand des ersten Minimums ermittelt wird (Abb. 5.4c), weist einen sehr ähnlichen Verlauf auf wie die CP Stapelung (Abb. 5.4a). Im Bereich des Südkandinavischen Gebirges zeigt sich die flachste Tiefenlage in 60 – 80 km Tiefe. Im Süden, im Osten und im Norden werden die größten Tiefenlagen mit 65 – 97,5 km, 80 – 122,5 km und 80 – 165 km Tiefe beobachtet. Im Norden und Osten liegt der Übergang zur flachsten Niedrig-Geschwindigkeits-Zone tiefer als im Süden. Betrachtet man die Tiefenlage des Übergangs zur Niedrig-Geschwindigkeits-

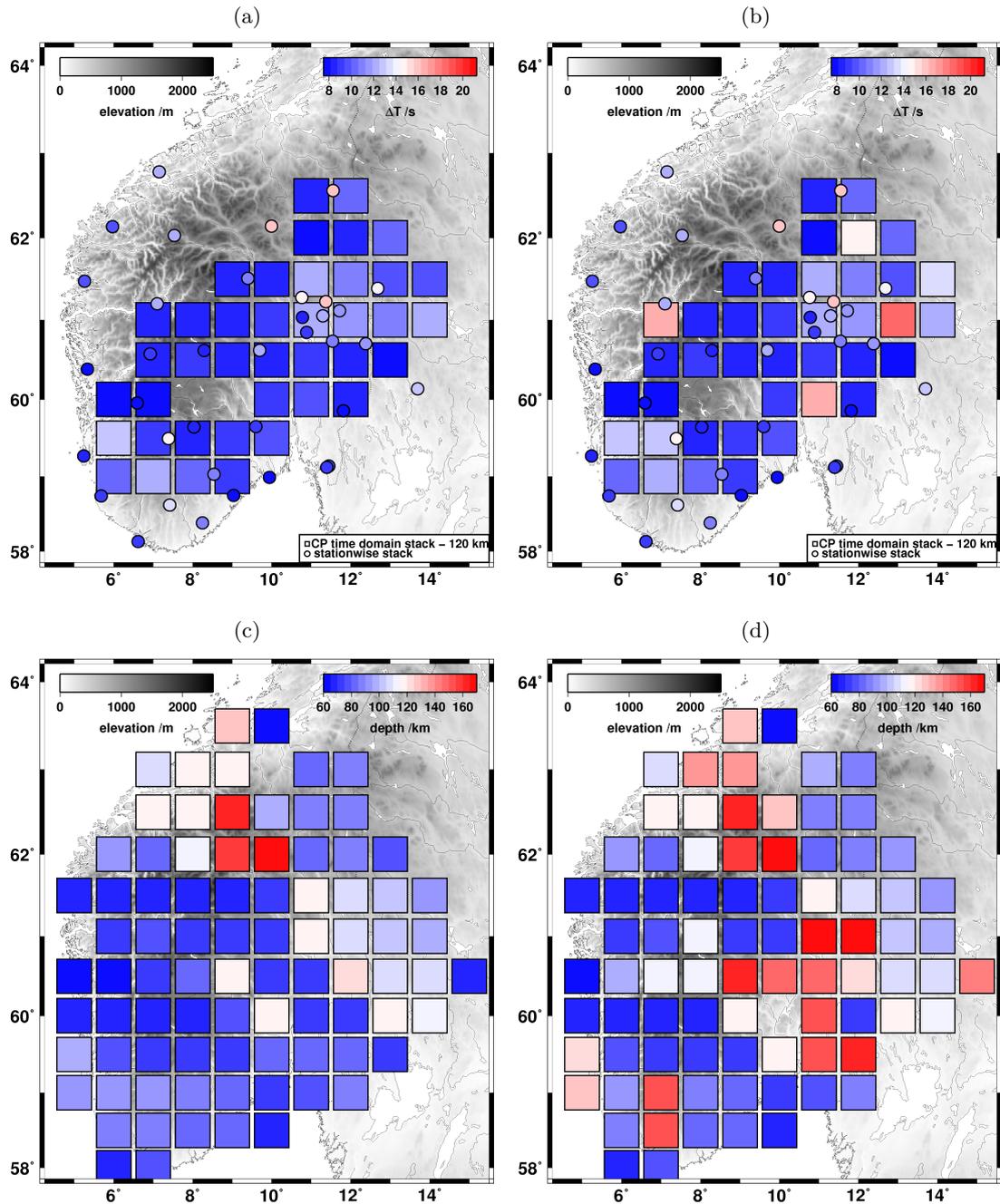


Abbildung 5.4: Vergleich der S-RF Resultate der möglichen Tiefenlagen der Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen. Durch die Beobachtung von mehreren negativen Konversionssignalen, die im oberen Erdmantel erzeugt werden, werden hier die Ankunftszeiten und Tiefenlagen der ersten (a, c) und der betragsmäßig größten Minima (b, d) farblich kodiert dargestellt. (a, b) Die Ankunftszeiten ΔT der Konversionssignale von den Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen sind für die stationsweise Stapelung als Kreise und die *CP* Stapelung ($1^\circ\text{NS} \times 2^\circ\text{EW}$) in 120 km Tiefe als Quadrate dargestellt. Aus der stationsweisen Stapelung resultieren Ankunftszeiten von 7,5–14,05 s unter Südnorwegen und spätere Ankunftszeiten von 14,05–16 s nördlich des NORSTAR Arrays. (a) Die Ankunftszeiten der ersten Minima der *CP* Stapelung, deuten auf eine Abflachung der ersten Niedrig-Geschwindigkeits-Zone unterhalb des Südsandinavischen Gebirges relativ zur südwestlichen Küste und dem Baltischen Schild im Osten hin. (b) Die Ankunftszeiten der absoluten Minima verändern das ΔT Muster zwar nur am Rand, dort weichen sie aber stark von den umgebenden *bins* ab. (c, d) Tiefenlagen der Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen, die aus der *CCP* Stapelung von mehr als 50 individuellen S-Receiver Funktionen pro Volumenelement ($1^\circ\text{NS} \times 2^\circ\text{EW} \times 5\text{ km}$) resultieren. (c) Die Tiefenlage der Niedrig-Geschwindigkeits-Zone aus den ersten Minima zeigen im Süden, Osten und Norden größere Tiefen als im Zentrum und im Westen. (d) Die Tiefenlage der Niedrig-Geschwindigkeits-Zone aus den absoluten Minima zeigt eine Tiefenzunahme in vielen Bereichen. Dabei bildet sich ein Band in Nordwest-Südost Richtung aus, das Tiefen zwischen 120–165 km zeigt.

Zone, die aus den betragsmäßig größten Minima ermittelt wird (Abb. 5.4d), so wird in vielen Bereichen eine Zunahme der Tiefenlage der Niedrig-Geschwindigkeits-Zone beobachtet. Es bildet sich dabei ein Band mit Übergangstiefen von 120 – 165 km aus, das in Nordwest-Südost Richtung verläuft. Dieses Band ist von flacheren Tiefenlagen dieser Niedrig-Geschwindigkeits-Zone umgeben. Durch die Streuung in der Tiefenlage, ist kein eindeutiger Tiefenverlauf sichtbar. Dennoch weisen die Resultate der *CP* als auch die der *CCP* Stapelung auf eine flachere Tiefenlage des Übergangs zu Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen unterhalb des Südkandinavischen Gebirges relativ zur Umgebung hin.

Da in den gestapelten S-Receiver Funktionen mehrere negative Konversionssignale sichtbar sind, die auf mehrere Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen im oberen Erdmantel hinweisen, ist eine Interpretation der hier ermittelten Ankunftszeiten und Tiefenlagen nicht ohne weiteres möglich. Abbildung 5.4 verdeutlicht dieses Problem: Welches der beobachteten Konversionssignale wird an der LAB erzeugt, also welche der Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen bildet die Asthenosphäre ab? Da der Geschwindigkeitskontrast an der LAB der stärkste in dem analysierten Tiefenbereich von 50 – 250 km sein sollte, deutet dies auf die Bestimmung der Tiefenlage der LAB aus den Konversionssignalen mit den absoluten Minima hin. Um Missinterpretationen, z.B. durch überlagertes Rauschen, zu vermeiden, sowie den Einfluss der einzelnen Konversionssignale und somit die Untergrundstruktur besser abzubilden, werden die *CP* gestapelten S-Receiver Funktionen modelliert (Kap. 4.7). Dazu wird eine Vorwärtsmodellierung (Kap. 4.7.1) und eine Inversion der S-Receiver Funktionen (Kap. 4.7.2) durchgeführt. Die daraus resultierenden Geschwindigkeits-Tiefen-Verteilungen sollten dann die Tiefenlage der einzelnen Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen sowie der LAB und den dort herrschenden Geschwindigkeitskontrast abbilden.

Aus der Inversion der S-Receiver Funktionen resultieren pro Startmodell und Parameterwahl jeweils ein $v(z)$ Modell (Kap. 4.7.2). Diese resultierenden Modelle werden mit Hilfe von a priori Informationen auf Plausibilität untersucht. Die refraktionsseismische Messung MAGNUS-REX (Stratford et al., 2009; Stratford und Thybo, 2011b) zeigt seismische Geschwindigkeiten von $v_S = 4,65$ km/s und $v_P = 8,05$ km/s direkt unterhalb der Moho. Ein 3D $v_S(z)$ Modell, das aus einer Tomographie des Hintergrundrauschens berechnet wurde (Köhler et al., 2011a), zeigt eine Variation von v_S direkt unterhalb der Moho von 4,24 – 4,80 km/s und ist im Mittel mit $v_S = 4,47$ km/s geringer als v_S von Stratford et al. (2009); Stratford und Thybo (2011b). Auch in größeren Tiefenlagen wird eine Reduktion von v_S erwartet: Die Inversion der Gruppengeschwindigkeit von Love- und Rayleighwellen weist auf eine v_S Reduktion von 10% $v_{S,ak135}$ in 80 – 130 km Tiefe hin (Weidle und Maupin, 2008). Eine Inversion der Phasengeschwindigkeit von Rayleighwellen deutet auf eine v_S Reduktion von etwa 2% $v_{S,ak135}$ in einer Tiefe von 150 km unter Südnorwegen hin. Vergleicht man die Anomalien in v_S (Kap. 6) und v_P (Medhus et al., 2011), die aus Laufzeit-Tomographien resultieren, so weisen diese auf ein v_P/v_S Verhältnis im Bereich von $v_P/v_S \approx \sqrt{3}$ hin. Aus diesen a priori Informationen resultieren die folgenden Randbedingungen zur Plausibilität der $v(z)$ Modelle: Der Bereich der Variation von v_P/v_S wird auf $1,7 \leq v_P/v_S \leq 1,8$ eingeschränkt. Die seismischen Geschwindigkeiten v_S und v_P müssen im oberen Erdmantel realistische Werte annehmen. Es gilt: $v_S \geq 4$ km/s und $v_P \geq 7$ km/s. $v(z)$ Modelle, die nahe 4 km/s oder 7 km/s liegen werden kritisch betrachtet. Abbildung 5.5 zeigt Modelle mit plausiblen $v(z)$ Bereichen. In Abbildung 5.5a sind die resultierenden Modelle $v(z)$ der unterschiedlichen S-RF Inversionen und der Vorwärtsmodellierung (rot) dargestellt. Die blauen Modelle ergeben sich bei der Fixierung von $v_S = 4,65$ km/s direkt unterhalb der Moho, während diese zur Berechnung der grünen Modelle variieren darf. Die dunkelblauen und dunkelgrünen Modelle resultieren bei einer Fixierung von $v_P/v_S = \sqrt{3}$, während zur Berechnung der hellblauen und hellgrünen Modelle v_P/v_S frei zwischen 1,7 und 1,8 variieren darf. Die Modelle orange und lila resultieren aus der Verwendung des finalen $v(z)$ Modells der Vorwärtsmodellierung (rot) als Startmodell in der Inversion und

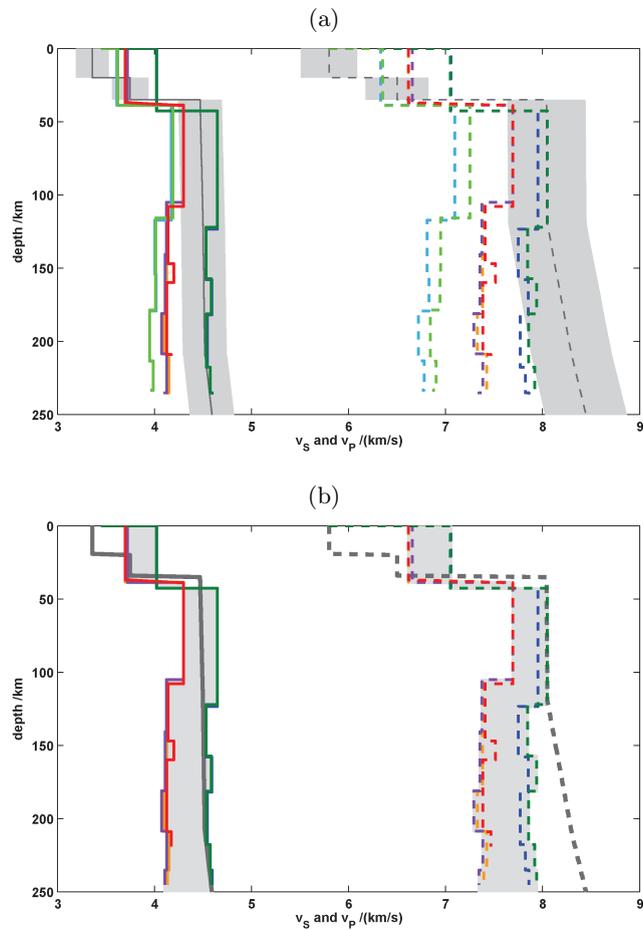


Abbildung 5.5: (a) Darstellung aller resultierenden $v_S(z)$ Modelle der S-RF Inversion und Vorwärtsmodellierung. Dabei ist $v_P(z)$ als gestrichelte und $v_S(z)$ als durchgezogene Linie abgebildet. Die grauen Linien zeigen den $v(z)$ Verlauf im iasp91 Erdreferenzmodell (Kennett und Engdahl, 1991), während der grau hinterlegte Bereich Änderungen von $\pm 5\% v_{iasp91}(z)$ darstellt. (b) Der resultierende $v(z)$ Modellbereich (grau) und die zugehörigen einzelnen $v(z)$ Modelle, die ihn aufspannen. Dabei ist $v_P(z)$ als gestrichelte und $v_S(z)$ als durchgezogene Linie abgebildet. Die graue Linie zeigt wieder den $v(z)$ Verlauf im iasp91 Erdreferenzmodell (Kennett und Engdahl, 1991).

unterscheiden sich in der Fixierung der Kruste (orange) bzw. deren Variation (lila). Das Krustenmodell entspricht dabei dem Modell, das aus der Vorwärtsmodellierung der *CP* gestapelten S-Receiver Funktionen in 35 km Tiefe (Abb. 5.2-5.3) resultiert. Die grauen Linien und der grau hinterlegte Bereich geben das $v(z)$ Modell von *iasp91* (Kennett und Engdahl, 1991) bzw. $\pm 5\%$ $v_{iasp91}(z)$ wieder. Die $v(z)$ Modelle (hellgrün und hellblau), die bei der freien Wahl von v_P/v_S resultieren, erfüllen die oben genannten Randbedingungen nicht, da v_P zu klein wird, und werden verworfen. Abbildung 5.5b zeigt nun die $v(z)$ Modelle, die die Randbedingungen erfüllen und den daraus resultierenden $v(z)$ Modellbereich (grau hinterlegt). Die graue Linie stellt wieder den $v(z)$ Verlauf im Erdreferenzmodell *iasp91* (Kennett und Engdahl, 1991) dar. Der hieraus resultierende Modellbereich zeigt zum einen die Variation in der Bestimmung der absoluten Geschwindigkeit auf und zum anderen die gut belegte Abnahme der seismischen Geschwindigkeit in 105 – 124 km Tiefe.

Die Abbildungen 5.6 - 5.9 zeigen West-Ost Profile der aus der Modellierung resultierenden $v_S(z)$ Modellbereiche. Die dunkelgrau dargestellten $v_S(z)$ Modellbereiche weisen eine gute S-RF Anpassung auf, während die in hellgrau dargestellten $v_S(z)$ Modellbereiche die S-RF nur schlecht anpassen. Die farblich eingezeichneten $v_S(z)$ Modelle bilden das Modell mit dem minimalen RMS-Wert ab. Dieses kann entweder aus der Inversion oder der Vorwärtsmodellierung resultieren. In den hellgrauen $v_S(z)$ Bereichen wird, wegen der schlechten S-RF Anpassung durch die Inversion, das in der Vorwärtsmodellierung angepasste $v_S(z)$ Modell wiedergegeben. Die graue Linie stellt zum Vergleich den $v_S(z)$ Verlauf des *iasp91* Erdreferenzmodells (Kennett und Engdahl, 1991) dar. Im Folgenden werden nur die aussagekräftigen $v_S(z)$ Modellbereiche (dunkelgrau) analysiert. Im südlichsten Profil (Abb. 5.6a) weisen die $v_S(z)$ Modellbereiche (dunkelgrau) bei $59^\circ\text{N}/8^\circ\text{E}$ und $59^\circ\text{N}/9^\circ\text{E}$ eine leichte Abnahme von v_S im oberen Erdmantel auf. Diese Abnahme von v_S beginnt bei $59^\circ\text{N}/8^\circ\text{E}$ in 86 – 106 km Tiefe und bei $59^\circ\text{N}/9^\circ\text{E}$ in 74 – 90 km Tiefe und setzt sich jeweils in die Tiefe fort. Dagegen weist der $v_S(z)$ Modellbereich (dunkelgrau) bei $59,5^\circ\text{N}/6^\circ\text{E}$ keine v_S Abnahme auf, sondern schwankt um v_{S_iasp91} . Dies wird auch weiter nördlich beobachtet (Abb. 5.7): Die $v_S(z)$ Modellbereiche (dunkelgrau) bei $60^\circ\text{N}/6^\circ\text{E}$, $60,5^\circ\text{N}/7^\circ\text{E}$, $60,5^\circ\text{N}/9^\circ\text{E}$, $60,5^\circ\text{N}/10^\circ\text{E}$ und $60,5^\circ\text{N}/11^\circ\text{E}$ weisen keine v_S Abnahme im oberen Mantel auf, sondern schwanken um v_{S_iasp91} oder bilden eine Zunahme von v_S ab ($60,5^\circ\text{N}/7^\circ\text{E}$). Dagegen zeigen die bei 61°N gelegenen $v_S(z)$ Modellbereiche (dunkelgrau) im Osten bei $61^\circ\text{N}/11^\circ\text{E}$, $61^\circ\text{N}/12^\circ\text{E}$, $61^\circ\text{N}/13^\circ\text{E}$, $61^\circ\text{N}/14^\circ\text{E}$ eine deutliche v_S Abnahme im oberen Erdmantel auf (Abb. 5.8a). Die Tiefe, in der die Abnahme von v_S beginnt, variiert über das Profil hinweg und beginnt bei $61^\circ\text{N}/11^\circ\text{E}$ in 107 – 125 km Tiefe, bei $61^\circ\text{N}/12^\circ\text{E}$ in 110 – 113 km Tiefe, bei $61^\circ\text{N}/13^\circ\text{E}$ in 176 – 180 km Tiefe und bei $61^\circ\text{N}/14^\circ\text{E}$ in 116 – 125 km Tiefe. Dabei weisen die $v_S(z)$ Modellbereiche von $61^\circ\text{N}/12^\circ\text{E}$ bis $61^\circ\text{N}/14^\circ\text{E}$ die geringsten Modellunsicherheiten auf und zeigen eine Fortsetzung der Geschwindigkeitsabnahme in die Tiefe. Die $v_S(z)$ Modellbereiche (dunkelgrau) im Westen des Profils hingegen schwanken bei $61^\circ\text{N}/7^\circ\text{E}$, $61^\circ\text{N}/8^\circ\text{E}$, $61^\circ\text{N}/9^\circ\text{E}$ und $61^\circ\text{N}/10^\circ\text{E}$ um v_{S_iasp91} herum und deuten auf eine leichte Zunahme von v_S mit zunehmender Tiefe hin. Das Profil bei $61,5^\circ\text{N}$ (Abb. 5.8b) weist im Osten bei $61,5^\circ\text{N}/11^\circ\text{E}$ eine v_S Abnahme ab einer Tiefe von 105 – 124 km und bei $61,5^\circ\text{N}/12^\circ\text{E}$ ab 108 km Tiefe auf, während weiter westlich bei $61,5^\circ\text{N}/10^\circ\text{E}$ größere Geschwindigkeiten als v_{S_iasp91} beobachtet werden und bei $61,5^\circ\text{N}/10^\circ\text{E}$ Geschwindigkeitswerte, die um v_{S_iasp91} schwanken. In den nördlichsten West-Ost Profilen (Abb. 5.9) bei 62°N und $62,5^\circ\text{N}$ liefert die S-RF Inversion keinerlei aussagekräftige $v_S(z)$ Modelle. Die farbig dargestellten $v_S(z)$ Modelle (Abb. 5.6 - 5.8), die den geringsten RMS-Wert des Modellbereichs aufweisen und aus der S-RF Inversion oder Vorwärtsmodellierung resultieren, deuten in den $v_S(z)$ Modellbereichen, die um v_{S_iasp91} schwanken, auf eine Abnahme von $v_S(z)$ hin. Die Abnahme wird allerdings durch die großen Modellunsicherheiten vom $v_S(z)$ Modellbereich nicht abgebildet, siehe z.B. $60,5^\circ\text{N}/11^\circ\text{E}$ (lila) oder $61,5^\circ\text{N}/9^\circ\text{E}$ (hellblau).

Die $v_S(z)$ Modellbereiche bei $59,5 - 60,5^\circ\text{N}$ zeigen nur vereinzelt eine Abnahme in $v_S(z)$

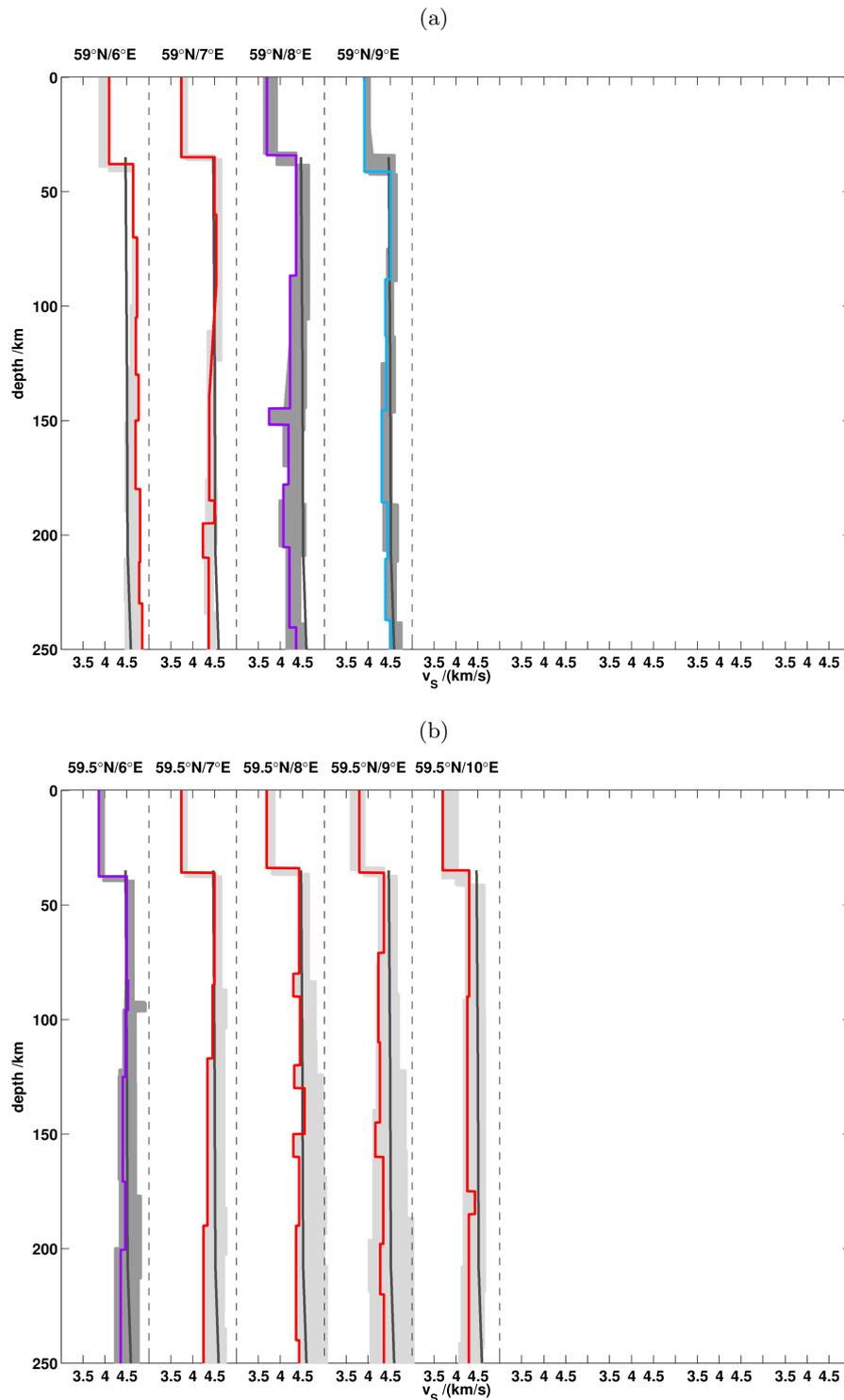


Abbildung 5.6: Darstellung der aus der Modellierung resultierenden $v_S(z)$ Modellbereiche im West-Ost Profil bei 59°N (a) und $59,5^\circ\text{N}$ (b). Die dunkelgrauen $v_S(z)$ Modellbereiche haben eine gute S-RF Anpassung und die dazu abgebildeten farbigen Linien zeigen das $v_S(z)$ Modell mit der besten S-RF Anpassung. In den hellgrauen Bereichen resultiert aus der S-RF Inversion nur eine schlechte S-RF Anpassung, deswegen ist zusätzlich das finale Modell der S-RF Vorwärtsmodellierung in rot abgebildet. Die dunkelgraue Linie zeigt den $v_S(z)$ Verlauf im Erdreferenzmodell iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991). Die resultierenden und aussagekräftigen $v_S(z)$ Modellbereiche (dunkelgrau) bei $59^\circ\text{N}/8^\circ\text{E}$ und $59^\circ\text{N}/9^\circ\text{E}$ zeigen eine leichte Abnahme von v_S im oberen Erdmantel, während der $v_S(z)$ Modellbereich bei $59,5^\circ\text{N}/5^\circ\text{E}$ keine Abnahme aufweist und um v_{S_iasp91} schwankt.

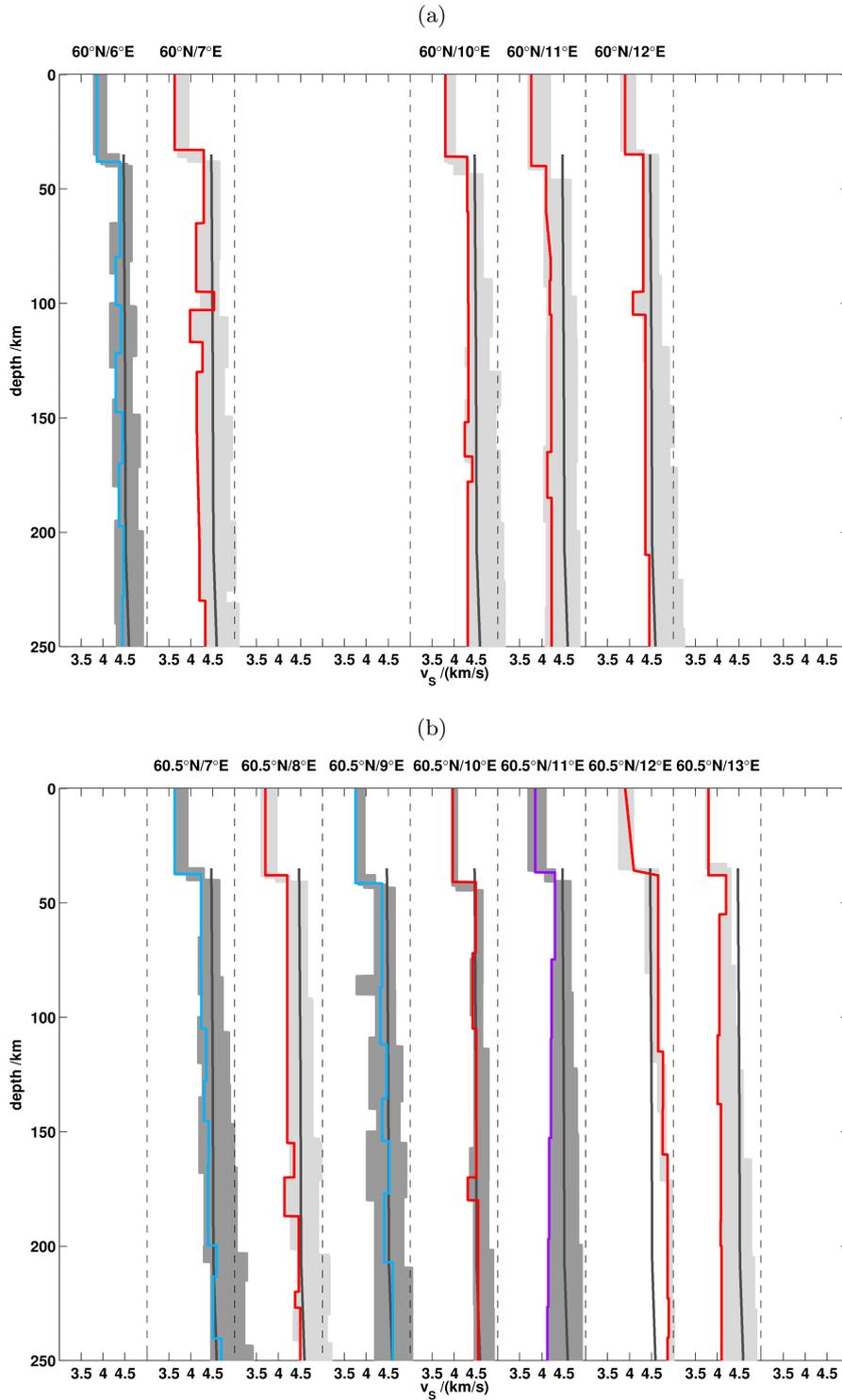


Abbildung 5.7: Darstellung der aus der Modellierung resultierenden $v_S(z)$ Modellbereiche im West-Ost Profil bei 60°N (a) und $60,5^\circ\text{N}$ (b). Die dunkelgrauen $v_S(z)$ Modellbereiche haben eine gute S-RF Anpassung und die dazu abgebildeten farbigen Linien zeigen das $v_S(z)$ Modell mit der besten S-RF Anpassung. In den hellgrauen Bereichen resultiert aus der S-RF Inversion nur eine schlechte S-RF Anpassung, deswegen ist zusätzlich das finale Modell der S-RF Vorwärtsmodellierung in rot abgebildet. Die dunkelgraue Linie zeigt den $v_S(z)$ Verlauf im Erdreferenzmodell iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991). Die aussagekräftigen $v(z)$ Modellbereiche (dunkelgrau) bei $60^\circ\text{N}/6^\circ\text{E}$, $60,5^\circ\text{N}/7^\circ\text{E}$, $60,5^\circ\text{N}/9^\circ\text{E}$, $60,5^\circ\text{N}/10^\circ\text{E}$ und $60,5^\circ\text{N}/11^\circ\text{E}$ weisen keine v_S Abnahme im oberen Mantel auf. Im Gegensatz dazu deuten die $v_S(z)$ Modelle, die den geringsten RMS im $v_S(z)$ Modellbereich haben, bei $60,5^\circ\text{N}/10^\circ\text{E}$ (rot) und $60,5^\circ\text{N}/11^\circ\text{E}$ (lila) eine v_S Abnahme im oberen Erdmantel an.

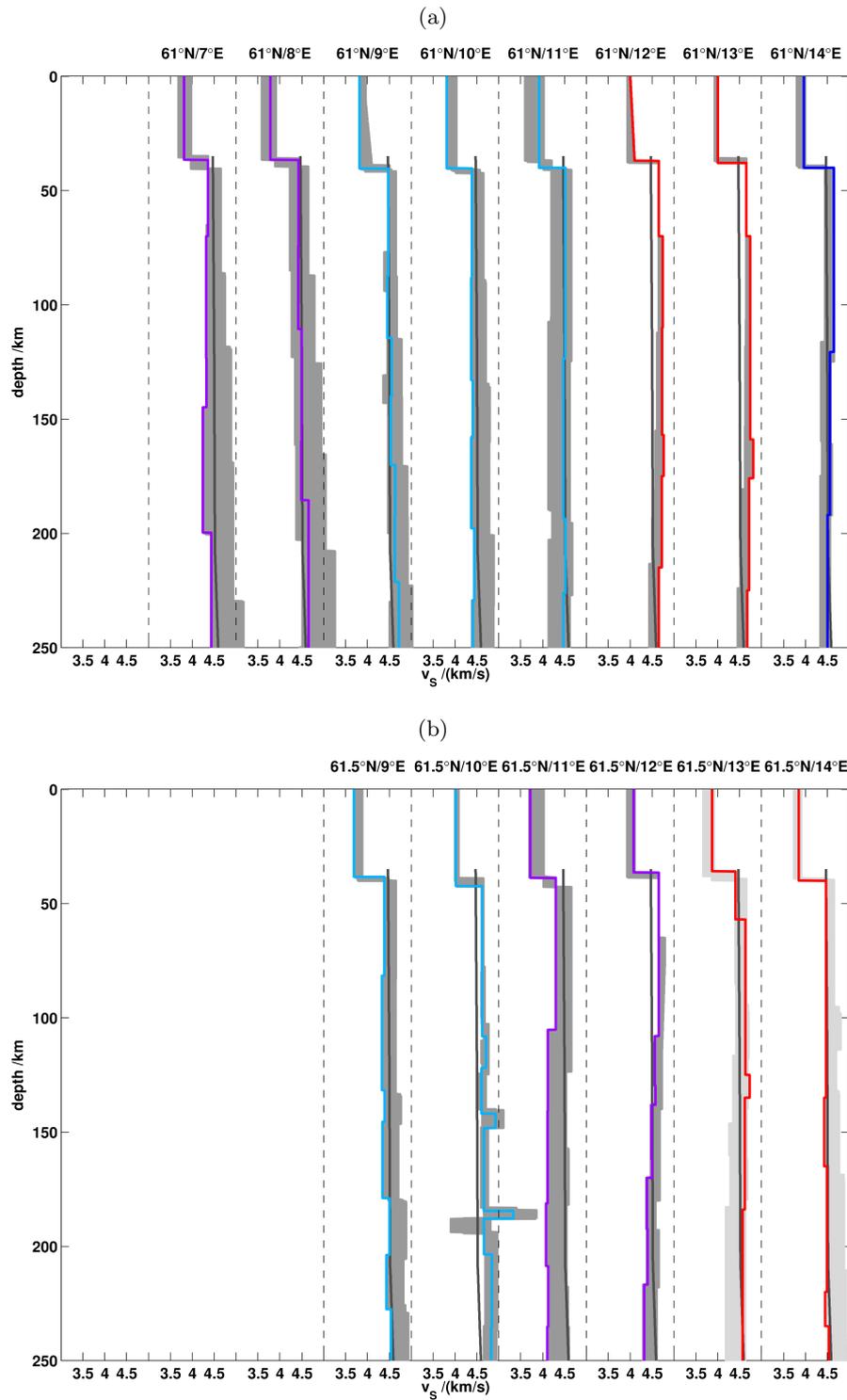


Abbildung 5.8: Darstellung der aus der Modellierung resultierenden $v_S(z)$ Modellbereiche im West-Ost Profil bei 61°N (a) und 61,5°N (b). Die dunkelgrauen $v_S(z)$ Modellbereiche haben eine gute S-RF Anpassung und die dazu abgebildeten farbig Linien zeigen das $v_S(z)$ Modell mit der besten S-RF Anpassung. In den hellgrauen Bereichen resultiert aus der S-RF Inversion nur eine schlechte S-RF Anpassung, deswegen ist zusätzlich das finale Modell der S-RF Vorwärtsmodellierung in rot abgebildet. Die dunkelgraue Linie zeigt den $v_S(z)$ Verlauf im Erdreferenzmodell iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991). Die aussagekräftigen $v_S(z)$ Modellbereiche (dunkelgrau) bei 61°N/11°E, 61°N/12°E, 61°N/13°E, 61°N/14°E, 61,5°N/11°E und 61,5°N/12°E weisen eine deutliche v_S Abnahme im oberen Erdmantel auf. Die $v_S(z)$ Modelle mit der besten S-RF Anpassung im Bereich von 61°N/7°E (lila), 61°N/9°E (hellblau), 61°N/10°E (hellblau) und 61,5°N/9°E (hellblau) zeigen ebenfalls eine v_S Abnahme, der gesamte $v_S(z)$ Modellbereich zeigt diese jedoch nicht.

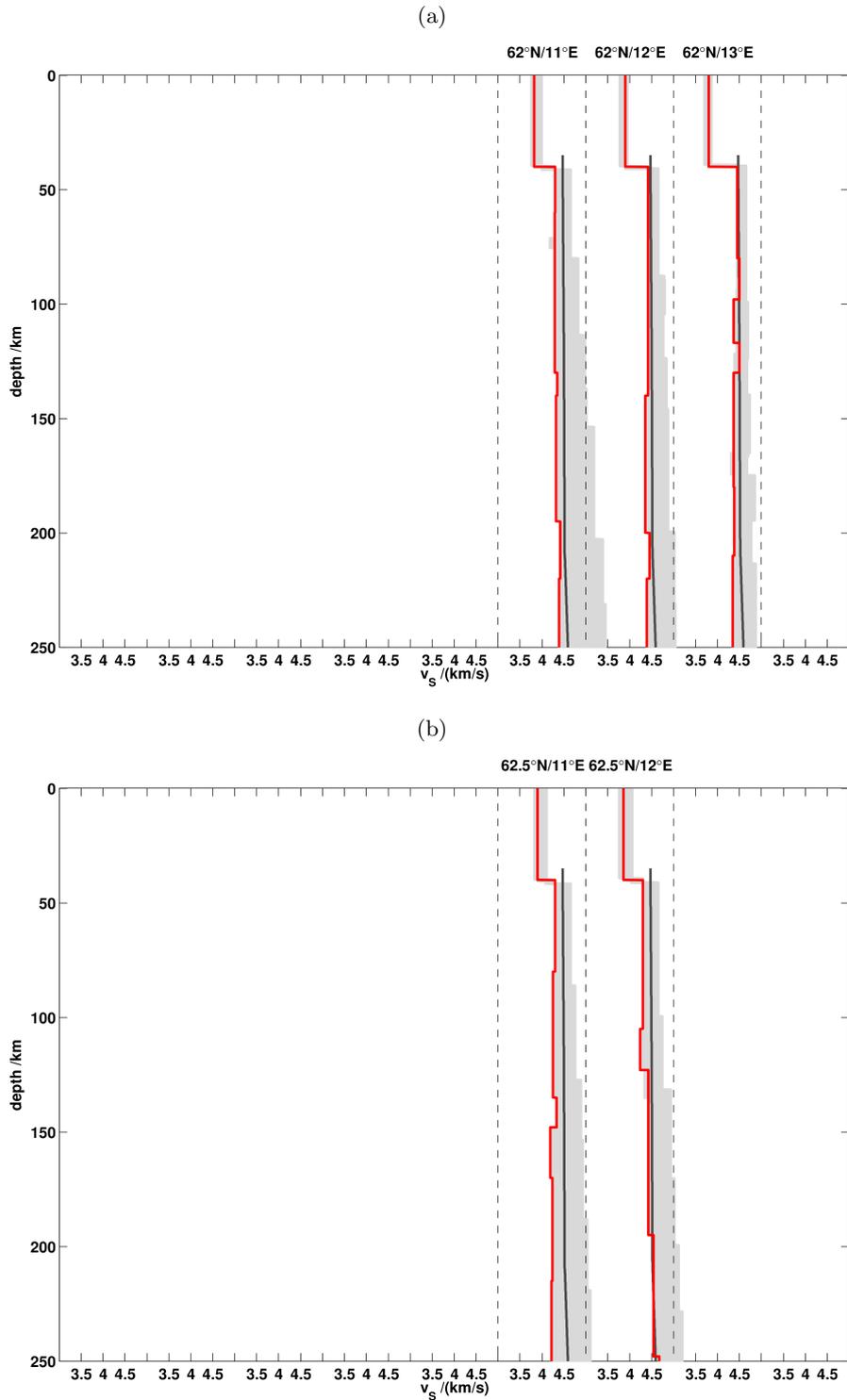


Abbildung 5.9: Darstellung der aus der Modellierung resultierenden $v_S(z)$ Modellbereiche im West-Ost Profil bei 62°N (a) und $62,5^\circ\text{N}$ (b). Die dunkelgrauen $v_S(z)$ Modellbereiche haben eine gute S-RF Anpassung und die dazu abgebildeten farbigen Linien zeigen das $v_S(z)$ Modell mit der besten S-RF Anpassung. In den hellgrauen Bereichen resultiert aus der S-RF Inversion nur eine schlechte S-RF Anpassung, deswegen ist zusätzlich das finale Modell der S-RF Vorwärtsmodellierung in rot abgebildet. Die dunkelgraue Linie zeigt den $v_S(z)$ Verlauf im Erdreferenzmodell iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991). In den nördlichen Profilen liefert die S-RF Inversion keine aussagekräftigen $v_S(z)$ Modelle.

im oberen Erdmantel auf und es ist kein klarer Trend innerhalb der West-Ost Profile erkennbar. Die West-Ost Profile bei 59°N und bei $61 - 61,5^\circ\text{N}$ weisen dagegen in den $v_S(z)$ Modellbereichen eine deutliche v_S Abnahme auf. Diese ist jedoch nicht über das gesamte Profil hinweg erkennbar. Nur westlich von 11°N ist die Abnahme des $v_S(z)$ Modellbereichs sichtbar, während in den östlichen Bereichen die $v_S(z)$ Modellbereiche um v_{S_iasp91} schwanken oder eine leichte Zunahme von v_S andeuten. Die $v_S(z)$ Modellbereiche weisen allerdings keinen klaren Verlauf der Geschwindigkeitsänderung in West-Ost Richtung auf. Vergleicht man den $v_S(z)$ Verlauf der Modelle, die die beste S-RF Anpassung aufweisen, bzw. in den hellgrauen Bereichen die Modelle, die aus der Vorwärtsmodellierung resultieren, so weisen diese $v_S(z)$ Modelle im oberen Erdmantel meist geringere v_S auf als das Erdreferenzmodell iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991) erwartet. Jedoch zeigen nicht alle dieser einzelnen $v_S(z)$ Modelle eine v_S Abnahme im oberen Mantel auf. Insgesamt weisen die aus den S-Receiver Funktionen resultierenden $v_S(z)$ Modellbereiche einen stark heterogenen Verlauf auf, in dem kein deutlicher oder gar eindeutiger Verlauf von Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen erkennbar ist.

Während die negativen Konversionssignale, die in den S-Receiver Funktionen beobachtet werden, auf eine oder auch mehrere Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen hindeuten und deren Verlauf durch die Ankunftszeiten und die Tiefenlagen, die aus der *CP* und *CCP* Stapelung resultieren, angedeutet wird, zeigen die Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen, die sich aus der S-RF Modellierung ergeben, ein kompliziertes Muster und eine stark heterogene Struktur auf. Darin wird kein deutlicher oder eindeutiger Verlauf von Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen abgebildet. Zusammenfassend zeigt sich, dass die S-Receiver Funktionen auf Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen hindeuten, die S-RF Modellierung diese aber nicht wiedergeben kann.

5.3 S-RF Abbildung der Übergangszone im Erdmantel in 410 – 660 km Tiefe

Da die Konversionssignale der 410 km und 660 km Diskontinuitäten betragsmäßig eine geringere Amplitude als das Konversionssignal der LAB haben (Abb. 4.4) und deren Konversionspunkte in einer sehr großer Entfernung von bis zu 900 km liegen, werden die 2D bzw. die 3D Stapelbereiche auf $2^\circ\text{NS} \times 4^\circ\text{EW}$ bzw. $2^\circ\text{NS} \times 4^\circ\text{EW} \times 5\text{ km}$ vergrößert. Um die Tiefenlage der 410 km und 660 km Diskontinuitäten adäquat wiederzugeben, werden nur Konversionssignale mit Amplituden größer 0,01 interpretiert. Die resultierenden Ankunftszeiten und Tiefenlagen sind in den Tabellen I.4, I.5, J.2 und J.3 im Anhang aufgelistet und in den Abbildungen 5.10 und 5.11 graphisch dargestellt. Die Ankunftszeiten der Konversionssignale der 410 km und 660 km Diskontinuitäten durch eine iasp91 Erde (Kennett und Engdahl, 1991) mit einer Langsamkeit von $6,4\text{ s}/^\circ$ betragen $\Delta T_{410} \approx 44\text{ s}$ und $\Delta T_{660} \approx 68\text{ s}$. Im Folgenden werden die stärksten positiven Konversionssignale im Zeitbereich von 40 – 50 s als Konversionssignal von der 410 km Diskontinuität und im Zeitbereich von 60 – 80 s als Konversionssignal von der 660 km Diskontinuität interpretiert. Abweichungen der Ankunftszeiten von ΔT_{410} und ΔT_{660} könnten durch eine abweichende Tiefenlage der Diskontinuitäten oder durch Abweichungen der lokalen Geschwindigkeitsstruktur von dem Erdreferenzmodell iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991) verursacht werden.

In Abbildung 5.10 sind die Ankunftszeiten der Konversionssignale von der 410 km Diskontinuität aus einer *CP* Stapelung (Abb. 5.10a) und die aus einer *CCP* Stapelung resultierende Tiefenlage der 410 km Diskontinuität (Abb. 5.10b) farblich kodiert dargestellt. Da aus der *CCP* Stapelung nur wenige deutliche Konversionssignale resultieren, deren räumliche Verteilung das Untersuchungsgebiet nicht überdeckt, werden diese Tiefenlagen nicht interpretiert. Auch aus der *CP* Stapelung resultieren südlich von 62°N keine deutlichen Konversionssignale, die interpretiert werden können. Da die Konversionssignale der 410 km

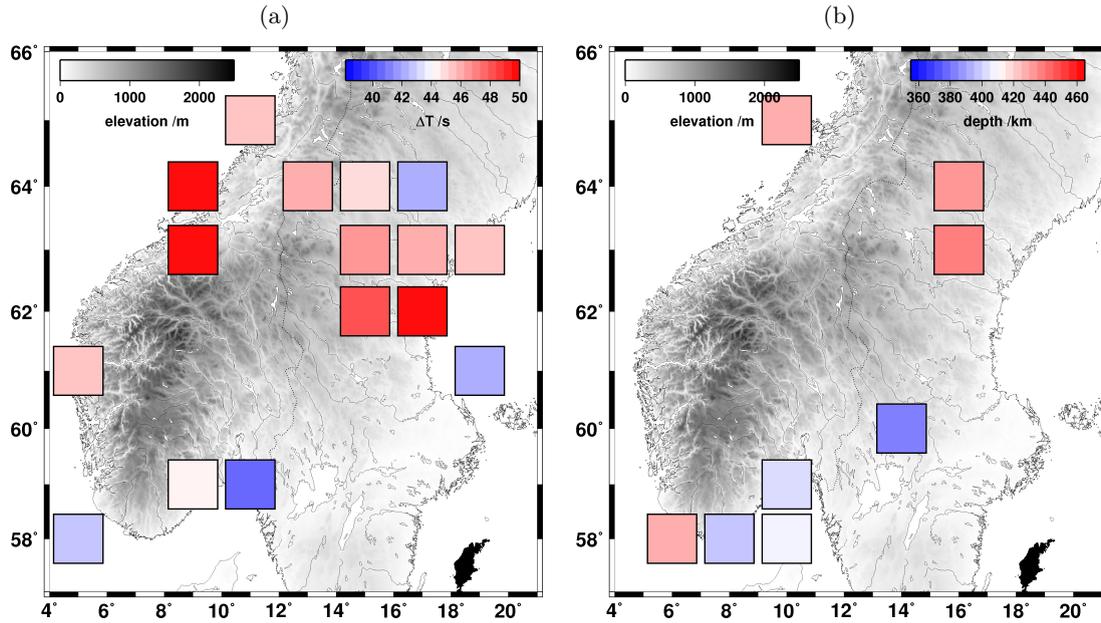


Abbildung 5.10: Vergleich der S-RF Resultate der Tiefenlage der 410 km Diskontinuität. Es werden nur die Resultate der *bins* dargestellt, in denen mehr als 50 S-Receiver Funktionen gestapelt werden, und die ein klares Konversionssignal mit einer Amplitude $> 0,01$ aufweisen. (a) Die Ankunftszeiten der Konversionssignale von der 410 km Diskontinuität sind für die *CP* Stapelung ($2^\circ\text{NS} \times 4^\circ\text{EW}$) in 410 km Tiefe (Quadrate) farblich kodiert dargestellt. (b) Die Tiefenlage der der 410 km Diskontinuität, die aus der *CCP* Stapelung von mehr als 50 individuellen S-RF pro Volumenelement ($2^\circ\text{NS} \times 4^\circ\text{EW} \times 5\text{ km}$) resultiert, ist ebenfalls farblich kodiert dargestellt. Sowohl bei der *CP* als auch bei der *CCP* Stapelung resultieren im Bereich des Südschandinavischen Gebirges keine deutlichen Konversionssignale von der 410 km Diskontinuität. Da nur sehr wenige Konversionssignale beobachtet werden, kann der Tiefenverlauf der 410 km Diskontinuität nicht ausreichend abgebildet werden. Nur aus der *CP* Stapelung resultieren nördlich von 62°N deutliche Konversionssignale, die auf eine Abnahme der Ankunftszeiten nach Osten hin hindeuten.

Diskontinuität nur Transmissionskoeffizienten ($< 0,05$) aufweisen, könnten die fehlenden Beobachtungen der Konversionssignale in der *CP* und *CCP* Stapelung auf ein schlechtes Signal-Rausch-Verhältnis zurückzuführen sein. Eine weitere Erklärung der fehlenden Konversionssignale wäre ein ausgeprägter gradueller Übergang der seismischen Geschwindigkeiten an der 410 km Diskontinuität, der entweder keine oder nur so geringe Konversionssignale erzeugt, dass diese trotz Stapelung nicht eindeutig erkennbar sind. Aus der *CP* Stapelung (Abb. 5.10a) resultieren nördlich von 62°N deutliche Konversionssignale, die spätere Ankunftszeiten von 45 – 50 s aufweisen als durch das iasp91 Erdreferenzmodell (Kennett und Engdahl, 1991) erwartet (44 s). Dies deutet auf eine größere Tiefenlage als 410 km hin, könnte allerdings auch durch eine Abweichung der lokalen $v(z)$ Struktur von dem Erdreferenzmodell iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991) erklärbar sein. Die beobachteten Konversionssignale von der 410 km Diskontinuität weisen eine Abnahme der Ankunftszeiten nach Osten hin auf. Auch dies deutet wieder auf eine Abnahme der Tiefenlage nach Osten hin, könnte aber mit einer Zunahme der seismischen Geschwindigkeiten nach Osten hin relativ zu denen im Westen in Verbindung stehen, wodurch frühere Ankunftszeiten im Osten beobachtet werden könnten.

In Abbildung 5.11 sind die Ankunftszeiten der Konversionssignale von der 660 km Diskontinuität aus einer *CP* Stapelung (Abb. 5.11a) und die aus einer *CCP* Stapelung resultierenden Tiefenlage der 660 km Diskontinuität (Abb. 5.11b) farblich kodiert dargestellt. Die Ankunftszeiten ΔT , die westlich von 12°E beobachtet werden, zeigen mit 68,75 – 73,20 s größere Ankunftszeiten als nach iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991) erwartet. Dies könnte

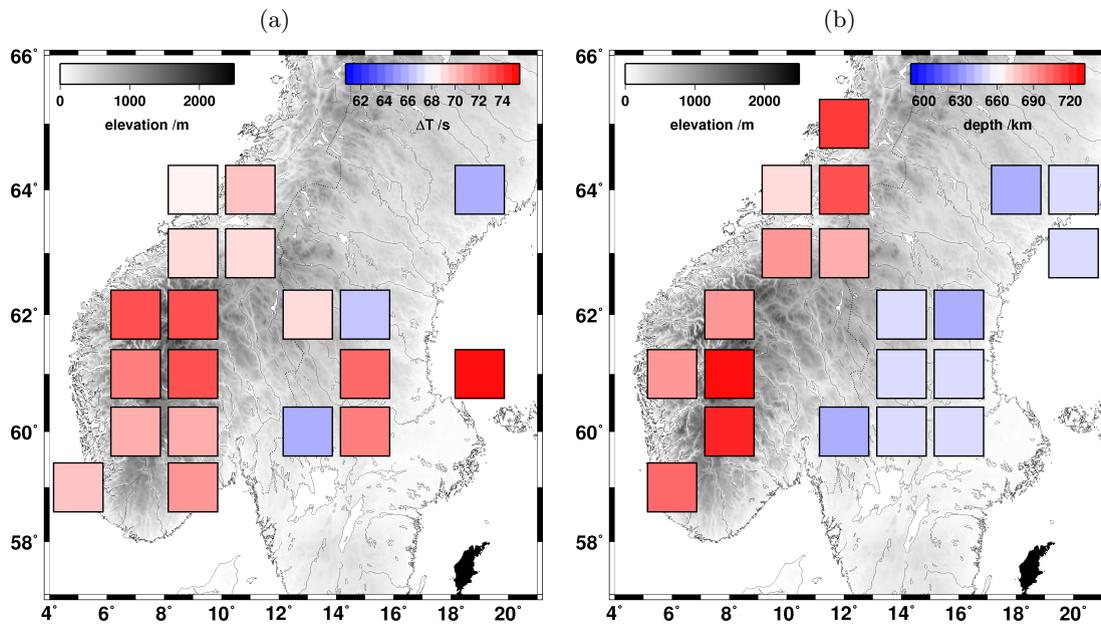


Abbildung 5.11: Vergleich der S-RF Resultate der Tiefenlage der 660 km Diskontinuität. Es werden nur die Resultate der *bins* dargestellt, in denen mehr als 50 S-Receiver Funktionen gestapelt werden, und die ein klares Konversionssignal mit einer Amplitude $> 0,01$ aufweisen. (a) Die Ankunftszeiten der Konversionssignale von der 660 km Diskontinuität sind für die *CP* Stapelung ($2^\circ\text{NS} \times 4^\circ\text{EW}$) in 660 km Tiefe (Quadrats) farblich kodiert dargestellt. Die Konversionssignale im Bereich des Südschandinavischen Gebirges weisen spätere Ankunftszeiten auf als die Regionen nördlich und östlich davon. Insgesamt treffen die Konversionssignale später als die Referenz-Ankunftszeit der 660 km Diskontinuität mit $v(z)$ aus *iasp91* (Kennett und Engdahl, 1991) und einer Langsamkeit von $6,4\text{s}/^\circ$ ein. (b) Die Tiefenlage der Moho, die aus der *CCP* Stapelung von mehr als 50 individuellen S-RF pro Volumenelement ($2^\circ\text{NS} \times 4^\circ\text{EW} \times 5\text{ km}$) resultiert, ist ebenfalls farblich kodiert dargestellt. Im Bereich des Südschandinavischen Gebirges und nördlich davon liegt die 660 km Diskontinuität im Bereich von 670 – 730 km Tiefe, während sie östlich davon eine Tiefe von 637,5 – 650 km aufweist. Das Muster der Tiefenlage der 660 km Diskontinuität, das aus der *CP* und *CCP* Stapelung resultiert, stimmt überein. Im Bereich des Südschandinavischen Gebirges weist die Diskontinuität eine größere Tiefenlage auf als nördlich und östlich davon.

auf eine größere Tiefenlage der 410 km Diskontinuität hindeuten oder durch eine Abweichung der lokalen $v(z)$ Struktur von dem Erdreferenzmodell iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991) verursacht sein. Die größten Ankunftszeiten werden im Bereich des Südkandinavischen Gebirges beobachtet. Östlich von 12°E streuen die Ankunftszeiten zwischen 66 – 75 s und weisen kein deutliches Muster auf. Die Verteilung der Tiefenlage, die aus der *CCP* Stapelung unter Verwendung des lokalen 3D $v(z)$ Modells (Frassetto et al., 2010) resultiert, zeigt einen analogen Verlauf. Im Westen werden Tiefenlagen größer als 660 km beobachtet, während im Osten flachere Tiefenlagen wiedergegeben werden. Die Tiefenlage variiert zwischen 670 km und 730 km Tiefe im Westen und 637 km und 650 km in Osten. Die vertikalen Unsicherheiten in der S-RF, die sich in die *CCP* Stapelung fortsetzen, beträgt in 660 km Tiefe mehr als 10 km. Die Variation in der Tiefenlage der 660 km Diskontinuität im Westen mit etwa 60 km und die Unterschiede der Tiefenlage von 20 – 90 km über Südkandinavien hinweg sind sehr stark. Variationen von bis zu 90 km über eine Entfernung von etwa 10° in Ost-West und 6° in Nord-Süd Richtung erscheinen nicht plausibel. Das Muster der Tiefenlage der 660 km Diskontinuität, das eine Abnahme in der Tiefenlage nach Osten zeigt, könnte hingegen durchaus plausibel sein. In der Scherwellen-Laufzeit-Tomographie (Kap. 6, Abb. 6.4) bildet sich in 410 km Tiefe eine deutliche v_S Anomalie ab. Unterhalb von Südnorwegen ist v_S relativ zur Umgebung reduziert. Diese Reduktion von v_S könnte sich auch noch in größere Tiefen fortsetzen. Reicht diese v_S Verteilung bis in 660 km Tiefe, so könnte die hier beobachtete größere Tiefenlage der 660 km Diskontinuität unterhalb von Südnorwegen relativ zum Baltischen Schild im Osten die v_S Reduktion erklären. Ein Vergleich mit globalen Tomographiestudien (Bijwaard und Spakman, 1999; Ritsema et al., 1999; Spakman veröffentlicht in Cloetingh et al., 2007) zeigt tiefe Geschwindigkeitsanomalien in der Umgebung von Südnorwegen auf. Ein Vertikalschnitt in Nord-Süd Richtung östlich von Südnorwegen deutet auf eine geringe Reduktion von v_P (Bijwaard und Spakman, 1999) und v_S (Ritsema et al., 1999) in der Übergangszone hin. Ein Vertikalschnitt, der in West-Ost Richtung durch Südnorwegen und -schweden verläuft, weist eine Reduktion von v_P in der Übergangszone auf (Spakman veröffentlicht in Cloetingh et al., 2007). Oberhalb von 410 km Tiefe und unterhalb von 660 km Tiefe ist eine Zunahme von v_P nach Osten hin zu beobachten. Allerdings geben andere globale Tomographiestudien (Ritsema et al., 2004; Megnin und Romanowicz, 2000) keinen Hinweis auf eine Geschwindigkeitsanomalie, die in so große Tiefen reicht. Dies könnte aber auch auf die geringe Amplitude der Anomalie oder die fehlende Auflösung bzw. detaillierte Wiedergabe der globalen Tomographiestudien zurückzuführen sein.

5.4 Fazit

Mit Hilfe der S-Receiver Funktionsmethode wird die Tiefenlage und der an der Diskontinuität vorherrschende Geschwindigkeitskontrast ermittelt. Die Resultate der S-Receiver Funktionsstudie des MAGNUS-Datensatzes, die aus der Analyse der einzelnen Diskontinuitäten hervorgehen, werden hier zusammenfassend diskutiert:

Die *CP* und *CCP* gestapelten S-Receiver Funktionen (Kap. 4) weisen im Zeitbereich von 2 s bis 7 s bzw. im Tiefenbereich von 20 km bis 50 km deutlich ein positives Konversionssignal auf, welches als Konversionssignal von der Moho interpretiert wird. Aus der Vorwärtsmodellierung der *CP* gestapelten S-Receiver Funktionen in 35 km Tiefe resultierende Tiefenverlauf der Moho weist eine Zunahme der Mohotiefe auf bis zu 41 km Tiefe im Bereich des Südkandinavischen Gebirges und nach Osten hin auf. Die zugehörigen seismischen Geschwindigkeiten deuten auf einen geringeren Geschwindigkeitskontrast als z.B. im Erdreferenzmodell iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991) hin. Dieses 3D $v(z)$ Modell gibt die bekannte 3D Krustenstruktur (Stratford et al., 2009; Stratford und Thybo, 2011b) näherungsweise wieder. Abweichungen in der Mohotiefe oder den seismischen Geschwindigkeiten bzw. deren Kontrast an der Moho können durch die vertikalen Unsicherheiten

der S-RF, deren geringere Sensitivität durch den größeren Periodenbereich oder seismische Anisotropie in der Kruste (Roy, 2010) erklärt werden. Die Mohotiefen, die aus der *CCP* Stapelung resultieren, weisen auf eine Unterschätzung der Mohotiefe im Bereich des Südkandinavischen Gebirges hin. Dies deutet darauf hin, dass die seismischen Geschwindigkeiten im lokalen 3D Modell (Frassetto et al., 2010) höher sind als in der tatsächlichen $v(z)$ Struktur unter Südnorwegen. Diese Projektion zu flacheren Tiefenlagen könnte sich auch bei den im oberen Mantel gelegenen Diskontinuitäten fortsetzen.

In den S-Receiver Funktionen werden im Zeitbereich von 7 s bis 30 s bzw. im Tiefenbereich von 50 km bis 250 km mehrere negative Konversionssignale mit geringen Amplituden beobachtet. Diese deuten auf mehrere Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen im oberen Erdmantel hin, deren Verlauf durch die Ankunftszeiten und die Tiefenlagen, die aus der *CP* und *CCP* Stapelung resultieren, angedeutet wird. Da die LAB den stärksten Geschwindigkeitskontrast in diesem Tiefenbereich aufweisen sollte, könnten die stärksten negativen Konversionssignale deren Verlauf andeuten. Deren Ankunftszeiten aus der *CP* Stapelung und deren Tiefenlagen aus der *CCP* Stapelung deuten auf eine Abnahme der Tiefenlage von Ost nach West hin. Um Missinterpretationen von Konversionssignalen mit annähernd gleicher Amplitude, z.B. durch überlagertes Rauschen, zu vermeiden, sowie den Einfluss der einzelnen Konversionssignale und somit die Untergrundstruktur besser abzubilden, wird eine Modellierung (vorwärts und invers) der *CP* gestapelten S-Receiver Funktionen durchgeführt. Die daraus resultierenden Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen weisen einen stark heterogenen Verlauf auf und nur wenige $v_S(z)$ Modellbereiche zeigen eine deutliche Abnahme der Geschwindigkeit im oberen Erdmantel. Somit wird kein deutlicher oder eindeutiger Verlauf einer Niedrig-Geschwindigkeits-Zone bzw. der LAB im oberen Erdmantel abgebildet. Dies könnte entweder auf Mehrdeutigkeiten in der S-RF Modellierung und die daraus resultierenden Unsicherheiten zurückzuführen sein, oder darauf, dass durch eine komplexe Untergrundstruktur keine deutlichen Konversionssignale von der LAB in der S-Receiver Funktion beobachtet werden.

Durch die geringe Amplitude der Konversionssignale von den 410 km und 660 km Diskontinuitäten sind diese nur schwer in den S-Receiver Funktionen erkennbar. In der *CP* Stapelung werden von der 410 km Diskontinuität nur nördlich von 62°N deutliche Konversionssignale beobachtet. Diese weisen auf eine Abnahme der Ankunftszeiten von Westen nach Osten hin. Dies könnte auf eine Verringerung der Tiefenlage der 410 km Diskontinuität in Richtung Osten hindeuten oder durch eine Zunahme der seismischen Geschwindigkeiten nach Osten hin verursacht werden. In der *CCP* Stapelung sind nur wenige Konversionssignale von der 410 km Diskontinuität erkennbar und somit durch die geringe räumliche Verteilung nicht interpretierbar. Die fehlenden Beobachtungen von deutlichen Konversionssignalen von der 410 km Diskontinuität könnte durch ein schlechtes Signal-Rausch-Verhältnis aufgrund der erwarteten geringen Amplitude des Konversionssignals erklärt werden, oder durch einen ausgeprägten graduellen Übergang verursacht sein, der keine oder nur geringe Konversionssignale erzeugt, die allerdings im Rauschen der S-RF untergehen und auch durch die Stapelung nicht erkennbar werden. Des Weiteren könnte die verwendete Blockgröße einer Fläche von 2°NS \times 4°EW und eines Volumens von 2°NS \times 4°EW \times 5 km eine zu geringe Anzahl von individuellen S-Receiver Funktionen enthalten, um die Konversionssignale der 410 km Diskontinuität abzubilden. Durch eine Vergrößerung der 2D oder 3D Stapelbereiche könnte man die Anzahl der zur Stapelung zur Verfügung stehenden S-Receiver Funktionen erhöhen. Gleichzeitig würde aber das Risiko einer Zerstapelung des Konversionssignals ebenfalls erhöht, da die Annahme eines ebenen Übergangs in einem Gebiet der Größe 4°NS \times 8°EW oder 5°NS \times 10°EW mit hoher Wahrscheinlichkeit nicht erfüllt wäre. Konversionssignale von der 660 km Diskontinuität sind sowohl in der *CP* als auch der *CCP* Stapelung beobachtbar und deuten auf eine Zunahme der Tiefenlage von der Küste zum Skandinavischen Gebirge hin. Die *CCP* Stapelung zeigt zudem eine Abnah-

me der Tiefenlage der Diskontinuität von etwa 90 km nach Osten zum Baltischen Schild hin. Die absolute Tiefenänderung erscheint allerdings zu stark für die Distanz von wenigen Grad. Die Resultate der *CP* Stapelung deuten auch auf eine Abnahme der Ankunftszeiten nach Osten hin, was durch eine Verringerung der Tiefenlage der Diskontinuität oder Zunahme der seismischen Geschwindigkeiten nach Osten hin verursacht werden könnte. Die Variation beträgt hier etwa 7 s, also etwa 68 km.

Die aus der S-Receiver Funktionsanalyse und der S-RF Modellierung resultierenden Untergrundmodelle werden in Kapitel 7 zusammen mit den Ergebnissen der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie zu einem gemeinsamen 3D Untergrundmodell der S-Wellen Geschwindigkeitsstruktur integriert und in Kapitel 8 interpretiert.

6 S-Wellen-Laufzeit-Tomographie

Mit Hilfe der Scherwellen-Laufzeit-Tomographie wird ein 3D Abbild der v_S Geschwindigkeitsstruktur unterhalb Südnorwegens berechnet. Dazu werden zuerst präzise Einsatzzeiten der S-Phasen mit einer Ableseungenauigkeit von $< 0,2$ s bestimmt, relative Laufzeitresiduen berechnet (Evans und Achauer, 1993) und um den Laufzeiteinfluss der Krustenstruktur korrigiert (Martin et al., 2005). Anschließend werden diese relativen Laufzeitresiduen mit der JI-3D Inversion (Jordan, 2003) in eine 3D v_S Struktur invertiert. Die Güte der Abbildung der 3D v_S Struktur wird mit Hilfe von Auflösungstests analysiert (Evans und Achauer, 1993; Lévêque et al., 1993; Spakman et al., 1989).

6.1 Berechnung von Laufzeitresiduen und die Methode der JI-3D Inversion

6.1.1 Laufzeitresiduen

Die Berechnung der Laufzeitresiduen (Gl. 6.1) erfolgt über die beobachtete Laufzeit t^{obs} und die theoretische Laufzeit t^{theo} , die durch ein 1D Erdreferenzmodell z.B. iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991) oder ak135 (Kennett et al., 1995) berechnet wird. Durch Quell- effekte, wie z.B. Ungenauigkeiten in der Bestimmung der Herdzeit oder des Epizentrums, und Laufwegeeffekte, wie z.B. 3D Heterogenitäten, unterscheiden sich die beobachtete und theoretisch bestimmte Laufzeit (Evans und Achauer, 1993). Das Laufzeitresiduum r_{ij} des Erdbebens j an der Station i berechnet sich aus der Laufzeitdifferenz der beobachteten Laufzeit t_{ij}^{obs} und der theoretischen Laufzeit t_{ij}^{theo} (Gl. 6.1).

$$r_{ij} = t_{ij}^{obs} - t_{ij}^{theo} \quad (6.1)$$

Da für ein Erdbeben j an allen N_j Stationen identische Quell- und weit entfernte Laufwegeeffekte beobachtet werden, können diese aus den Laufzeitresiduen r_{ij} herausgerechnet werden. Dazu wird das mittlere Residuum des Erdbebens j von den einzelnen Laufzeitresiduen r_{ij} subtrahiert (Gl. 6.2).

$$\bar{r}_{ij} = r_{ij} - \frac{1}{N_j} \sum_{i=1}^{N_j} r_{ij} \quad (6.2)$$

Das daraus resultierende relative Laufzeitresiduum \bar{r}_{ij} (Evans und Achauer, 1993) wird durch die Untergrundstruktur unterhalb der Stationen bis tief in den oberen Mantel hinein erzeugt und beschreibt nun relative Änderungen der Geschwindigkeitsstruktur über

das Netzwerk hinweg. Die Qualität und Genauigkeit der Ersteinsatzzeit-Bestimmung wird in der Residuenberechnung durch eine Gewichtung der Genauigkeit der Ersteinsatzzeiten berücksichtigt (Evans und Achauer, 1993) und es resultieren relative gewichtete Laufzeitresiduen r_{ij}^w (Gl. 6.3).

$$r_{ij}^w = r_{ij} - \frac{\sum_{i=1}^{N_j} w_{ij} \cdot r_{ij}}{\sum_{i=1}^{N_j} w_{ij}} \quad (6.3)$$

Die S-Wellen-Laufzeit-Tomographie fokussiert in dieser auf die Geschwindigkeitsstruktur unterhalb des Stationsnetzwerkes im oberen Mantel. Einerseits haben die Wellen innerhalb der Kruste eine schlechte Auflösung, da die Wellen fast senkrecht auftauchen, andererseits ist die Struktur der Kruste bereits durch eine refraktionsseismische Messung (Stratford et al., 2009; Stratford und Thybo, 2011b) gut bekannt. Deswegen wird der Laufzeiteinfluss, der durch die Kruste verursacht wird, aus den relativen Laufzeitresiduen herausgerechnet. Dazu wird die beobachtete Laufzeit t^{obs} um die Laufzeit durch die 1D Kruste t_{crust} korrigiert.

$$t_{crust} = \sum_k \frac{z_k}{v_k \sqrt{1 - v_k^2 p^2}} \quad (6.4)$$

In die Berechnung von t_{crust} (Martin et al., 2005) geht die Langsamkeit p der Welle, die Schichtmächtigkeit z_k und die seismische Geschwindigkeit v_k der einzelnen Schichten k ein. Da der Rückazimut der einfallenden Welle bei der Berechnung des Laufzeiteinflusses nicht berücksichtigt wird, handelt es sich hierbei um eine 1D Krustenkorrektur. Da durch die 1D Krustenkorrektur der Hauptanteil des Laufzeiteinflusses der Kruste von der Laufzeit eliminiert wird, wird in der folgenden Inversion die Kruste stärker gedämpft, aber zur Berücksichtigung von 3D Laufzeiteffekten nicht fixiert (Martin et al., 2005). Die resultierenden krustenkorrigierten, relativen und gewichteten Laufzeitresiduen beschreiben nun Laufzeitkontraste, die durch v_S Änderungen unterhalb des Stationsnetzwerkes im oberen Erdmantel verursacht werden.

6.1.2 JI-3D Inversion

Zur Berechnung des 3D Untergrundabbildes der v_S Struktur wird die JI-3D Inversion (Jordan, 2003) verwendet, bei der es sich um eine Weiterentwicklung der ACH Inversionsmethode (Aki et al., 1977) handelt. Zur Bestimmung der 3D Geschwindigkeitsstruktur wird das Laufzeitintegral linearisiert. D.h. die beobachtete Laufzeitperturbation δt wird durch eine Geschwindigkeitsperturbation δv relativ zur Referenzgeschwindigkeit v_0 entlang des Strahlwegs S verursacht (Evans und Achauer, 1993). Es gilt:

$$\delta t = - \int_S \frac{1}{v_0} \frac{\delta v}{v_0} ds \quad (6.5)$$

Der zu analysierende Untergrundbereich wird in Blöcke unterteilt und jeder dieser Blöcke wird durch einen Parameter δm_k beschrieben. Dieser gibt die Geschwindigkeitsänderung δv innerhalb des Blocks k wieder (Evans und Achauer, 1993).

$$\delta m_k = - \frac{\delta v}{v_0} \delta_k \quad (6.6)$$

$$\delta t = - \int \frac{1}{v_0^2} \frac{\delta v}{\delta m_k} ds \delta m_k \quad (6.7)$$

Das zu lösende Inversionsproblem (Gl. 6.7) der Form $\vec{d} = \mathbf{G}\vec{m}$ (Gl. 4.76) wird nach Menke (1984) mit der kleinsten Fehlerquadratmethode gelöst.

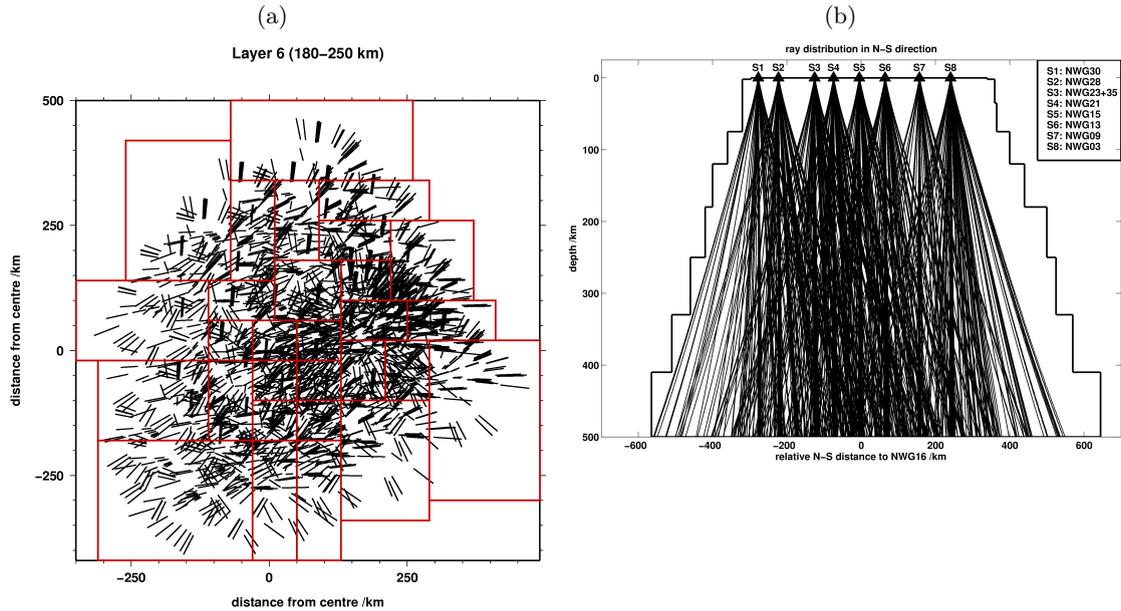


Abbildung 6.1: Darstellung der Strahlverteilung innerhalb des Modellraums. (a) Der Horizontalschnitt durch das Inversionsmodell in einer Tiefe von 180 – 250 km zeigt die Parametrisierung in Abhängigkeit von der Modelldurchstrahlung. Im Zentrum des Modells können die Blöcke kleiner gewählt werden als am Rand des Modells. (b) Vertikalschnitt durch das Inversionsmodell in Nord-Süd-Richtung entlang der Stationslinie bei 7°E. Im Zentrum des Inversionsmodells ist die Durchstrahlung dichter und nimmt zum Rand hin ab.

Die JI-3D Inversion (Jordan, 2003) wurde gegenüber der ACH-Inversion (Aki et al., 1977; Evans und Achauer, 1993) weiterentwickelt. Das Untergrundmodell der JI-3D Inversion kann variabel parametrisiert werden und gibt somit die Durchstrahlung des Modells wieder (Jordan, 2003). Im Zentrum des Modells können die Blöcke wegen der dort herrschenden dichten und gleichmäßigen Durchstrahlung kleiner gewählt werden als am Rand des Modells, an dem die Strahlen dominierend aus einer Richtung in das Modell einfallen (Abb. 6.1a). Des Weiteren wird bei der JI-3D Inversion der Strahlweg mit Hilfe eines 3D-Raytracers (Steck und Prothero, 1991) berechnet. Durch eine iterative Berechnung des Strahlwegs können auch nicht-lineare Effekte berücksichtigt werden (Jordan, 2003). Der Inversionsalgorithmus der JI-3D Inversion beruht auf dem Bayes-Ansatz (Zeyen und Achauer, 1997), mit dem a priori Informationen in der Inversion berücksichtigt werden. Die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion $P(\vec{m}|\vec{d})$ gibt die Wahrscheinlichkeit wieder, mit der das Modell \vec{m} , die Zufallsgröße, die gegebenen Daten \vec{d} erklärt (Jordan, 2003). Unter der Annahme der Gültigkeit von Gleichung 4.79 entspricht $P(\vec{m}|\vec{d})$ der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der Abweichung \vec{e} zwischen den beobachteten und vorhergesagten Daten $P(\vec{e})$. Durch die angenommene Gaußverteilung der Abweichung \vec{e} ergibt sich der folgende exponentielle Ansatz (Jordan, 2003):

$$P(\vec{m}|\vec{d}) = ae^{-\frac{1}{2}X^2} \quad (6.8)$$

mit der Konstanten a und

$$X = \left(\vec{d} - \vec{c}\right)^T \mathbf{C}_d^{-1} \left(\vec{d} - \vec{c}\right) + \left(\vec{m} - \vec{m}_0\right)^T \mathbf{C}_m^{-1} \left(\vec{m} - \vec{m}_0\right) + \left(\Delta \vec{v} - \mathbf{B} \Delta \rho\right)^T \mathbf{C}_b^{-1} \left(\Delta \vec{v} - \mathbf{B} \Delta \rho\right) + \left(\frac{\Delta \vec{m}}{\Delta \mathbf{R}}\right)^T \mathbf{C}_S^{-1} \left(\frac{\Delta \vec{m}}{\Delta \mathbf{R}}\right) \quad (6.9)$$

Zur Maximierung der Wahrscheinlichkeit, mit der das Modell \vec{m} die Daten \vec{d} erklärt, wird die Variable X minimiert (Gl. 6.9). X beschreibt die Inversionsbedingungen, die in der

reinen Laufzeitinversion nur die Terme 1 und 2 umfasst und bei der gemeinsamen Inversion von Schwere und Laufzeit um die Terme 3 und 4 erweitert wird (Jordan, 2003). In den 1. Term $(\vec{d} - \vec{c})^T \mathbf{C}_d^{-1} (\vec{d} - \vec{c})$ gehen die Daten ein. Die Abweichung zwischen den beobachteten Daten \vec{d} und den durch das Modell \vec{m} berechneten Daten \vec{c} wird minimiert und Messungenauigkeiten sowie Datengewichtungen gehen über die Varianzmatrix \mathbf{C}_d^{-1} ein (Zeyen und Achauer, 1997). In den 2. Term $(\vec{m} - \vec{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\vec{m} - \vec{m}_0)$ gehen die Modellparameter ein. Über die Varianzmatrix \mathbf{C}_m^{-1} wird die erlaubte Variation der Modellparameter festgelegt (Zeyen und Achauer, 1997). Der 3. und 4. Term, wird nur bei der gemeinsamen Inversion von Laufzeit- und Schweredaten benötigt und beschreibt einerseits den Zusammenhang zwischen der Dichte ρ und der Geschwindigkeit v sowie andererseits eine Modellglättung (Zeyen und Achauer, 1997). Das Inversionsproblem wird iterativ gelöst, d.h. das Startmodell \vec{m}_0 wird solange um $d\vec{m}$ verändert bis X minimal und somit P maximal ist (Jordan, 2003). Dann erklärt das resultierende Modell \vec{m} die Daten \vec{d} am besten.

Um den Einfluss der Modellparametrisierung abzuschwächen wird das *offset & average* Verfahren (Evans und Achauer, 1993) angewendet. Dabei wird das Inversionsmodell um 1/3 der kleinsten Blockkantenlänge pro Schicht in N-, NO-, O-, SO-, SW-, W- und NW-Richtung verschoben und jeweils die Inversion berechnet. Anschließend werden die resultierenden 9 Inversionsergebnisse gemittelt, wodurch das Inversionsergebnis horizontal geglättet wird.

6.2 Resultate der Daten des MAGNUS Experiments

Zur Bestimmung der 3D Scherwellen-Geschwindigkeitsstruktur werden die Laufzeitdifferenzen der S-Wellen (siehe Kap. 3.2.2) wie in Kapitel 6.1.1 beschrieben bestimmt, der Laufzeiteinfluss der Kruste eliminiert und die Gewichtung der S-Welleneinsatzzeit-Bestimmung berücksichtigt (Roy, 2011). In die Berechnung der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie gehen von jedem Erdbeben nur die Ersteinsatzzeiten der Horizontalkomponente R oder T ein. Es wird diejenige Komponente gewählt, welche die beste Datenqualität aufweist, die anhand der Gewichtung der Genauigkeit der Ersteinsatzzeit-Bestimmung ermittelt wird (Roy, 2011). Die daraus resultierenden gewichteten, krustenkorrigierten, relativen Laufzeitresiduen (Roy, 2011) sind in Abbildung 6.2 graphisch dargestellt. Die Darstellung erfolgt an den einzelnen Stationen in Abhängigkeit der Einfallsrichtung BAZ und p . Die Langsamkeit p der Welle nimmt von Zentrum des Kreises ($p = 0 \text{ s}/^\circ$) zum Rand ($p = 16 \text{ s}/^\circ$) hin zu. Der Rückazimut BAZ wird von Norden im Uhrzeigersinn abgetragen. Die Amplitude der Laufzeitresiduen ist farblich kodiert dargestellt. Blautöne geben negative Laufzeitresiduen an, also frühere Ankunftszeiten relativ zum Mittel der Residuen, und Rottöne geben verzögerte Ankunftszeiten an. Betrachtet man die Laufzeitresiduen, so weisen die Stationen im Osten des Netzwerkes negative Residuen gegenüber den Stationen im Zentrum des Netzwerkes und westlich davon auf, die positive Residuen zeigen. Betrachtet man die beobachteten Laufzeitresiduen detaillierter in Abhängigkeit ihrer Einfallsrichtung, so ergibt sich das folgende Laufzeitresiduen-Muster: Bei Welleneinfall aus $0^\circ \leq BAZ \leq 180^\circ$ werden die meisten Erdbeben registriert. An Stationen im Osten des Netzwerkes, östlich von 10°E , werden negative Residuen beobachtet, am restlichen Netzwerk positive Residuen. Fällt die Welle aus südwestlicher Richtung $180^\circ \leq BAZ \leq 270^\circ$ ein, so weisen die Stationen im Osten sowie im Zentrum des Netzwerkes positive Residuen und die Stationen im Südwesten negative Residuen auf. Das Laufzeitresiduen-Muster ändert sich in Abhängigkeit von der Einfallsrichtung der Welle und verschiebt sich in Richtung der Wellenausbreitung. Die Laufzeitresiduen weisen das folgende Muster auf: Im Osten des Netzwerkes werden verfrühte Wellenankünfte registriert, während im Zentrum und im Westen des Netzwerkes verzögerte Wellenankünfte sichtbar sind. Fallen die Wellen aus Westen ein, so zeigen die

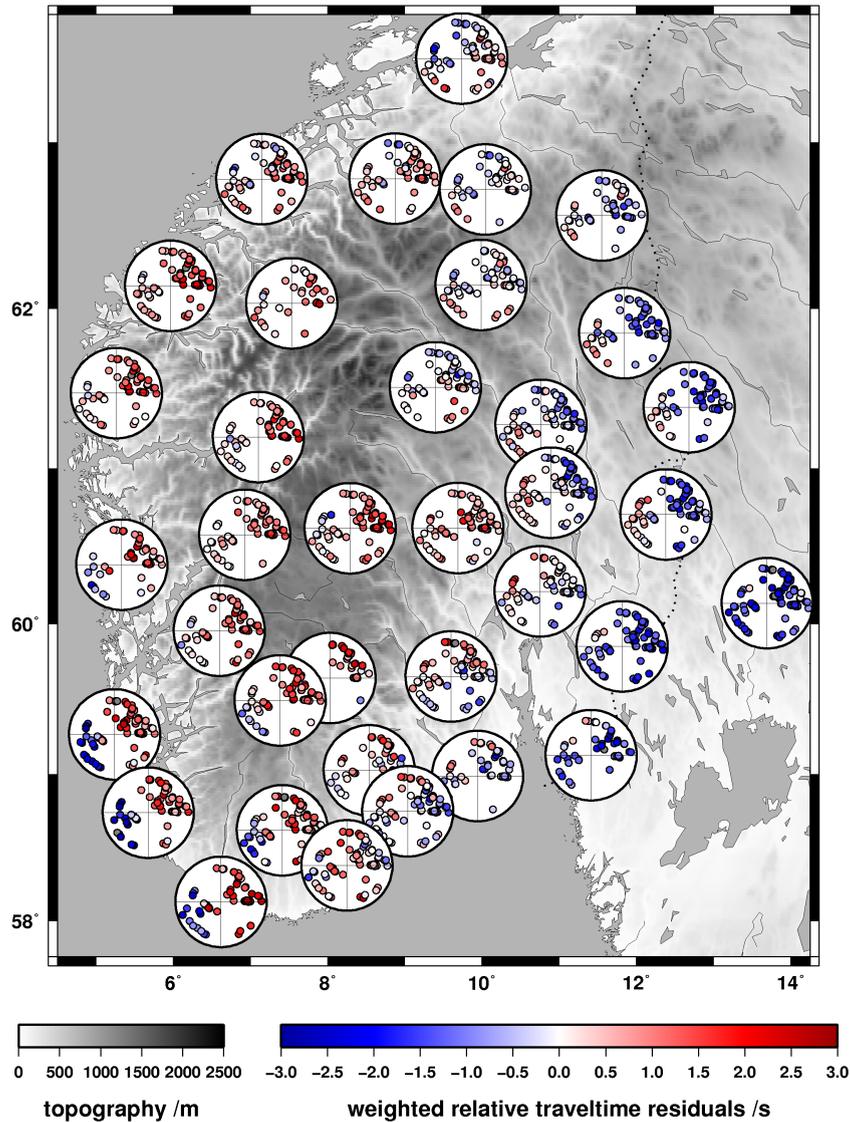


Abbildung 6.2: Darstellung der relativen gewichteten Laufzeitresiduen (Roy, 2011) nach der Entfernung des Laufzeiteinflusses der Kruste. Die Laufzeitresiduen sind in Abhängigkeit ihrer Einfallrichtung (BAZ und p) aufgetragen. Die Langsamkeit p nimmt vom Kreiszentrum nach außen hin zu und der Rückazimut BAZ wird von Norden im Uhrzeigersinn abgetragen. Negative Laufzeitresiduen (Blautöne) bedeuten, dass die S-Welle vor dem mittleren Residuen ankommt, während positive Laufzeitresiduen (Rottöne) bedeuten, dass die S-Welle verzögert an der Station eintrifft. Die Stationen im Osten des MAGNUS-Netzwerkes beobachten negative Laufzeitresiduen im Gegensatz zu den MAGNUS Stationen im Zentrum und Westen des Netzwerkes, die vermehrt positive Laufzeitresiduen beobachten.

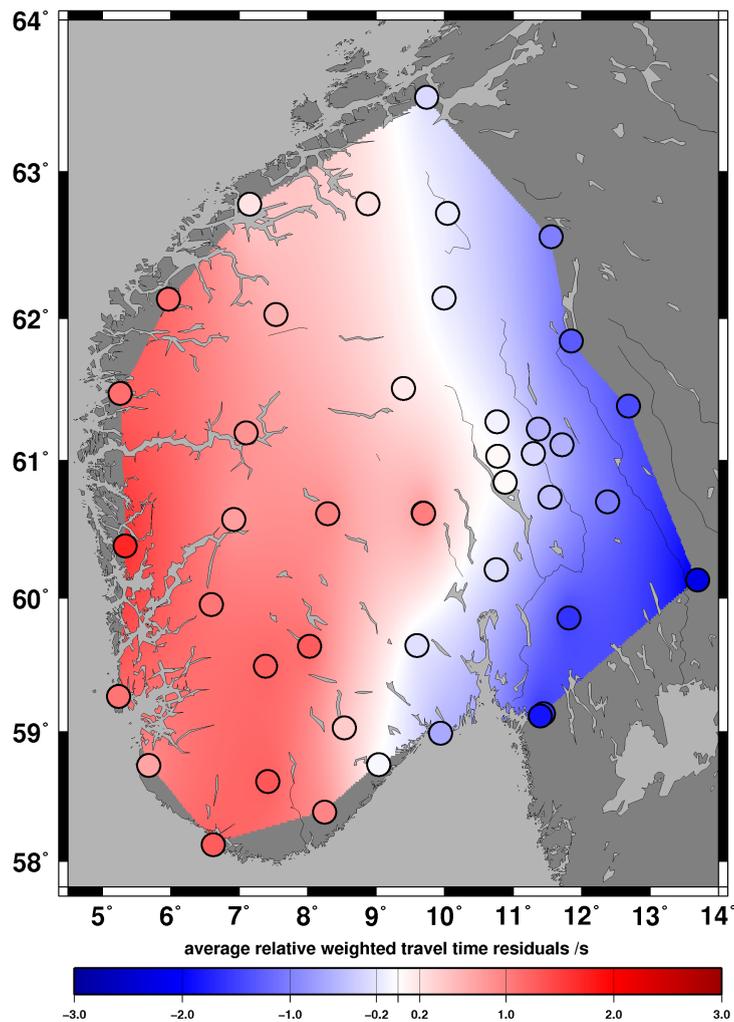


Abbildung 6.3: Darstellung der gemittelten relativen gewichteten Laufzeitresiduen (Roy, 2011) nach der Entfernung des Laufzeiteinflusses der Kruste bei vertikalem Welleneinfall. Alle Laufzeitresiduen von Erdbeben, deren Wellen an einer Station nahezu vertikal einfallen, werden gemittelt und das Mittel der Laufzeitresiduen wird an der Station (Kreise) farblich kodiert dargestellt. Zur Visualisierung des großräumigen Laufzeitresiduen-Musters werden die mittleren Residuen interpoliert und flächenhaft dargestellt. Negative Laufzeitresiduen (Blautöne) bedeuten, dass die S-Welle vor dem mittleren Residuen ankommt, während positive Laufzeitresiduen (Rottöne) bedeuten, dass die S-Welle verzögert an der Station eintrifft. Die Stationen im Osten des MAGNUS-Netzwerkes beobachten negative Laufzeitresiduen im Gegensatz zu den MAGNUS Stationen im Zentrum und Westen des Netzwerkes, die positive Laufzeitresiduen beobachten.

südwestlichen Stationen negative Residuen. Fällt die Welle nahezu vertikal ein, so wird das Laufzeitresiduen-Muster nicht in Ausbreitungsrichtung der Welle projiziert, sondern bildet den Einfluss der v_S Struktur direkt unterhalb der Stationen im oberen Mantel auf die Laufzeit ab. Dadurch deutet das gemittelte Laufzeitresiduen-Muster bei vertikalem Welleneinfall (Abb. 6.3) direkt auf die v_S Struktur unterhalb der Stationen im oberen Mantel hin. Das in Abbildung 6.3 dargestellte Laufzeitresiduen-Muster weist auf eine Reduktion von v_S unterhalb des westlichen und zentralen Bereichs von Südnorwegen hin relativ zur Umgebung und speziell zum Baltischen Schild im Osten.

Die Laufzeitresiduen bilden die Eingangsdaten der Inversion, die durch die daraus resultierende 3D v_S Struktur erklärt werden müssen. Dazu wird der Untergrund unterhalb des MAGNUS-Stationsnetzwerks in 7 Schichten und variabel große Blöcke parametrisiert (Tab. 6.1; Roy, 2011). Als Referenzgeschwindigkeiten wird das iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991) verwendet. Die Kruste wird, wie in Kapitel 6.1.1 beschrieben, stärker gedämpft als die restlichen Schichten, um etwaige bisher nicht korrigierte 3D Laufzeiteffekte, die durch die Kruste verursacht werden, zu berücksichtigen (Martin et al., 2005). Die Inversion startet mit dem homogenen Referenzmodell, durchläuft 2 Iterationen und wendet das *offset & average* Verfahren (Evans und Achauer, 1993) an.

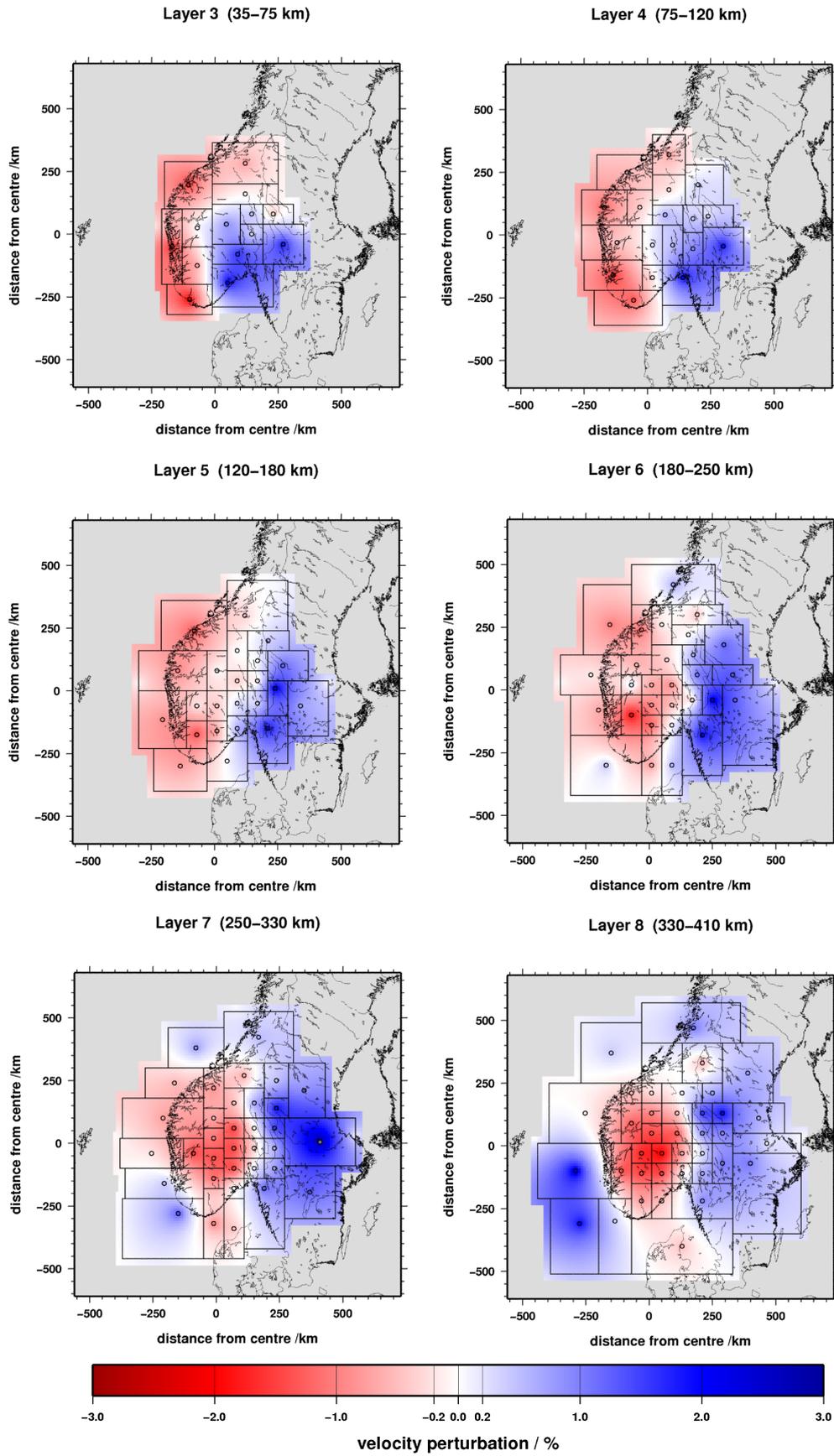
Tabelle 6.1: Auflistung des v_S Startmodells der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie (Roy, 2011). Die Knotentiefe gibt die Tiefe des Knotenpunkts der Schicht wieder. Zwischen den einzelnen Knotenpunkten wird die Geschwindigkeit linear interpoliert.

Schicht	Tiefe /km	Knotentiefe /km	v_S /(km/s)
1	0-2	0	3,36
2	2-35	34	3,75
3	35-75	36	4,47
4	75-120	95	4,49
5	120-180	150	4,51
6	180-250	215	4,53
7	250-330	290	4,66
8	330-410	409	4,87
9	410-500	411	5,07
	Halbraum		5,26

6.2.1 Abbildung der 3D v_S Struktur

Die Abbildungen 6.4 und 6.6 zeigen horizontale und vertikale Schnitte durch das resultierende Inversionsmodell nach 2 Iterationen und Anwendung der *offset & average* Methode (Evans und Achauer, 1993). Der Verlauf der Vertikalschnitte ist in Abbildung 6.5

Abbildung 6.4 (nächste Seite): Darstellung von Horizontalschnitten durch das Inversionsmodell nach 2 Iterationen und Anwendung des *offset & average* Verfahrens. Die resultierenden Geschwindigkeitsänderungen sind an jedem Knotenpunkt als Kreis dargestellt und interpoliert, um die 3D v_S Geschwindigkeitsverteilung zu visualisieren. In allen Horizontalschnitten zeigt sich ein scharfer Übergang zwischen den Bereichen mit erhöhter (blau) und reduzierter (rot) Geschwindigkeit. In den oberen Schichten von 35 – 250 km Tiefe zeigen sich reduzierte Geschwindigkeiten im Westen relativ zu erhöhten Geschwindigkeiten am Baltischen Schild im Osten. Der Übergang der Geschwindigkeit verschiebt sich mit zunehmender Tiefe von Westen nach Osten hin. Unterhalb von 250 km Tiefe bildet sich vor der westlichen Küste Norwegens im Atlantik ein Bereich erhöhter v_S Geschwindigkeiten aus. Der Geschwindigkeitskontrast beträgt etwa 4% v_S mit einer v_S Reduzierung von etwa –2% v_S unter Südnorwegen zu einer v_S Erhöhung von etwa +2% v_S am Baltischen Schild im Osten.



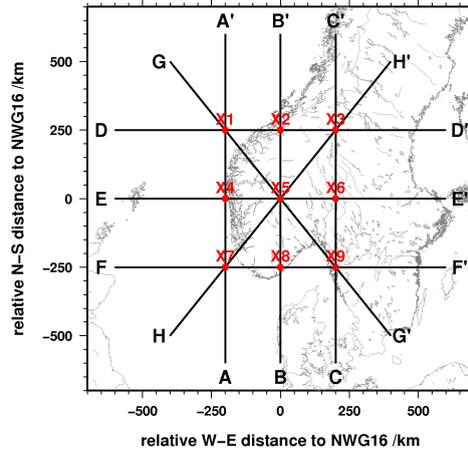


Abbildung 6.5: Darstellung des Verlaufs der Vertikalschnitte (A-G) durch das Inversionsmodell nach 2 Iterationen (Abb. 6.6) und deren Schnittpunkte (X1-X9).

dargestellt. Da pro Block jeweils nur ein Parameter Δv_S bestimmt wird, wird zwischen den Blöcken interpoliert, um eine flächenhafte Darstellung der Geschwindigkeitsstruktur zu visualisieren. Die eigentlichen Modellpunkte werden in Abbildung 6.4 als Kreise eingezeichnet. In Rottönen sind reduzierte v_S Geschwindigkeiten und in Blautönen erhöhte v_S Geschwindigkeiten relativ zum Referenzmodell, hier iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991), dargestellt. Betrachtet man zuerst die horizontalen Schnitte durch das Inversionsmodell (Abb. 6.4), so zeigt sich ein einheitliches v_S Muster im gesamten Tiefenbereich von 35 – 410 km. Im Westen des Inversionsmodells bildet sich ein Bereich mit reduzierter v_S Geschwindigkeit relativ zum Baltischen Schild im Osten aus. Die Bereiche mit reduzierter und erhöhter v_S sind scharf abgegrenzt. Mit zunehmender Tiefe breitet sich der Bereich mit reduzierter v_S nach Osten aus und umfasst unterhalb von 120 km Südnorwegen. Unterhalb einer Tiefe von 250 km bildet sich ein Bereich mit erhöhter v_S vor der westlichen Küste Südnorwegens aus. Der gesamte Geschwindigkeitskontrast beträgt maximal 4% v_S , in den meisten Bereichen etwa 3% v_S . Die Amplitude der Geschwindigkeitsreduktion beträgt maximal -2% v_S , die der Geschwindigkeitserhöhung maximal 2% v_S . Die Amplitude der Geschwindigkeitsreduktion nimmt von 35 – 75 km bis 120 – 180 km ab und unterhalb von 180 km wieder zu. Um den vertikalen Verlauf der Geschwindigkeitstruktur (Abb. 6.6) darzustellen, werden 7 Vertikalschnitte durch das resultierende gemittelte Inversionsmodell gelegt, deren Verlauf in Abbildung 6.5 gezeigt wird. Zur besseren Visualisierung der v_S Amplitude sind Konturlinien im Abstand von $0,5\%$ v_S eingezeichnet. Das Nord-Süd Profil AA' im Westen des Modells zeigt über den gesamten Tiefenbereich eine Reduktion von v_S , die mit zunehmender Tiefe von -2% v_S unterhalb der Moho auf weniger als $-0,5\%$ v_S abnimmt und im Süden des Profils in eine Zone mit erhöhter v_S von bis zu 1% v_S übergeht. Im Zentrum des Modells wird am Profil BB' eine gleichmäßige Geschwindigkeitsreduktion über den gesamten Tiefenbereich beobachtet. Diese nimmt mit zunehmender Tiefe auf mehr als $-1,5\%$ v_S in 410 km Tiefe zu. Das im Osten gelegene Nord-Süd Profil CC' zeigt erhöhte v_S auf, die zwischen den Kreuzungspunkten X9 und X5 mit mehr als $1,5\%$ v_S in 120 – 180 km Tiefe am stärksten ist. Im Gegensatz zu den Nord-Süd Profilen bilden die Ost-West Profile DD', EE' und FF' einen scharfen Übergang der Geschwindigkeit von reduzierter v_S im Westen zu erhöhter v_S im Osten ab. Der beobachtete v_S Übergang verläuft im nördlichen Ost-West Profil DD' nahezu senkrecht bei etwa 750 km Profillänge. Der Kontrast beträgt in diesem Profil $1,5 - 2\%$ v_S . Das südlicher gelegene Ost-West Profil EE' weist einen stärkeren v_S Kontrast von bis zu 4% v_S in 250 – 300 km Tiefe auf. Der Übergang von reduzierter v_S im Westen zu erhöhter v_S im Osten verläuft geneigt von 550 km nach 800 km Profillänge. Im Westen des Profils bildet sich unterhalb von 300 km

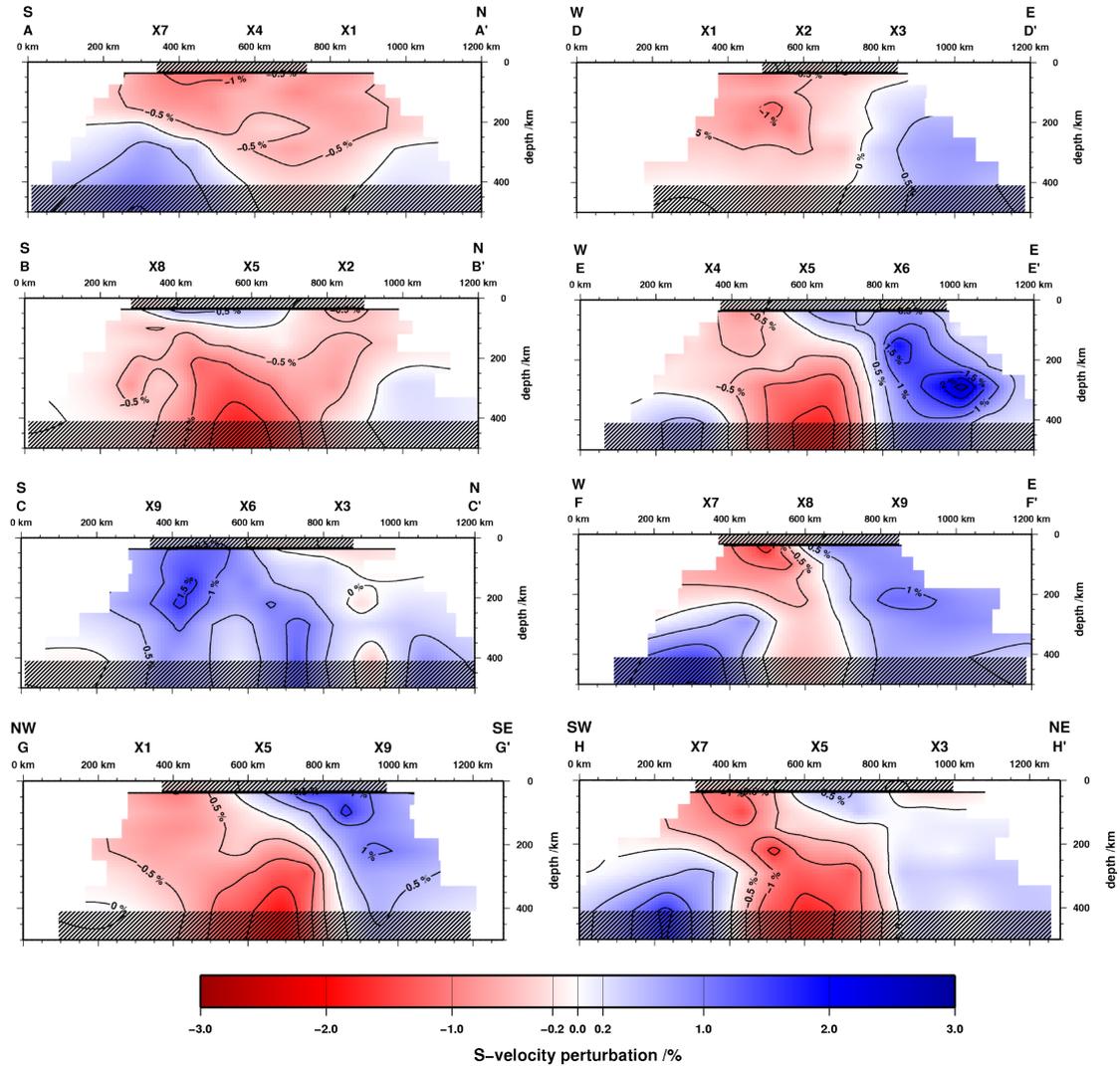


Abbildung 6.6: Darstellung der Vertikalschnitte (A-H) durch das Inversionsmodell nach 2 Iterationen und Anwendung der *offset & average* Methode. Die Profile zeigen die v_S Struktur von 0 – 500 km Tiefe. Die Tiefenbereiche, die nicht interpretiert werden, sind gestrichelt dargestellt. Es werden 3 Nord-Süd, 3 Ost-West, 1 Nordwest-Südost und 1 Südwest-Nordost Profile durch das v_S Modell gezeigt, deren Verlauf in Abbildung 6.5 dargestellt ist. Die Profile (AA' - FF') haben eine Profillänge von 1200 km, während die Profile GG' und HH' eine Profillänge von 1280 km aufweisen. Rottöne zeigen eine reduzierte v_S Geschwindigkeit und Blautöne eine erhöhte v_S Geschwindigkeit an. Die Nord-Süd Profile AA' und BB' westlich und im Zentrum von Südnorwegen zeigen über den gesamten Tiefenbereich eine langsamere Geschwindigkeit als im Osten des Netzwerkes (Profil CC') an. Die West-Ost Profile DD', EE' und FF' zeigen einen deutlichen und scharfen Übergang der Geschwindigkeit von langsam (Westen) zu schnell (Osten). In DD' befindet sich ein Übergang bei etwa 800 km Profillänge, in EE' und FF' ist ein geeigneter Übergang von 550 km nach 800 km Profillänge (EE') und 600 km nach 700 km Profillänge (FF') sichtbar. Die Nordwest-Südost GG' und Nordwest-Südost HH' Profile zeigen ebenfalls einen scharfen Übergang der v_S Geschwindigkeit nach Osten hin. Im Westen des Profils FF', im Südwesten des Profils HH' und im Süden von Profil AA' bildet sich unterhalb von 250 – 300 km Tiefe ein Bereich erhöhter Geschwindigkeit aus.

Tiefe ein Bereich mit erhöhter v_S ab. Das südlichste Ost-West Profil zeigt v_S Kontraste von maximal $2,5\% v_S$ und weist im Westen ebenfalls eine Zone erhöhter v_S unterhalb von 250 km Tiefe auf. Der Übergang von reduzierter zu erhöhter v_S verläuft geneigt von 600 km nach 700 km Profillänge. Auch die in Nordwest-Südost und Nordost-Südwest verlaufenden Profile GG' bzw. HH' bilden einen geneigt verlaufenden Übergang in v_S von 550 km nach 850 km Profillänge ab. Der Geschwindigkeitskontrast beträgt $2\% v_S$ in GG' und maximal $3\% v_S$ in HH'. Im Südwesten des Profils HH' bildet sich unterhalb von 250 km Tiefe ein Bereich mit erhöhter v_S aus.

Die resultierende 3D v_S Struktur zeigt unterhalb von Südnorwegen eine Reduktion von v_S relativ zum Baltischen Schild im Osten auf. Im unteren Tiefenbereich des Modells bildet sich vor der westlichen Küste Südnorwegens eine Zone mit erhöhter v_S aus, deren Kontrast zur reduzierten v_S unter Südnorwegen stärker ist als deren Kontrast zu v_S unter dem Baltischen Schild im Osten. Der v_S Kontrast beträgt im gesamten Inversionsmodell maximal $4\% v_S$, liegt in den meisten Bereichen bei etwa $3\% v_S$.

6.2.2 Auflösungsvermögen der Inversion

Um die Signifikanz der 3D v_S Struktur zu analysieren, werden Auflösungstest durchgeführt (Evans und Achauer, 1993). Dabei werden synthetische Anomalien in das Referenzgeschwindigkeitsmodell eingefügt und synthetische Laufzeitresiduen berechnet. Diese werden anschließend unter Verwendung der selben Inversionsparameter wie Dämpfung, Anzahl an Iterationen und Anwendung der *offset & average* Methode invertiert (Evans und Achauer, 1993). Das resultierende Inversionsergebnis wird mit den vorgegebenen synthetischen Anomalien verglichen, um die Wiedergabe der v_S Struktur beurteilen zu können.

Abbildung 6.7 zeigt das Inversionsresultat nach einem Schachbrettmuster-Test (Lévêque et al., 1993). Dabei werden in das v_S Referenzmodell sich in der Amplitude abwechselnde Anomalien eingefügt. Die Amplitude der synthetischen Anomalien beträgt $\pm 1,5\% v_S$ und die Anomalien weisen eine Blockgröße von $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ in $75 - 120 \text{ km}$ Tiefe und $200 \text{ km} \times 200 \text{ km}$ in $180 - 250 \text{ km}$ Tiefe auf. Die Lage und Amplitude der synthetischen Anomalien sind in Abbildung 6.7 anhand der blauen ($1,5\% v_S$) und roten ($-1,5\% v_S$) Quadrate in $75 - 120 \text{ km}$ und $180 - 250 \text{ km}$ Tiefe markiert. In der Inversion wird die *offset & averaging* Methode (Evans und Achauer, 1993) angewendet. Die Ergebnisse der einzelnen Inversionsmodelle sind als Kreise in den einzelnen Blöcken dargestellt, während die interpolierte Darstellung das gemittelte Inversionsergebnis zeigt. Die Lage der synthetischen Anomalien in einer Tiefe von $180 - 250 \text{ km}$ werden im Zentrum des Modells gut und am Rand des Modells schlechter wiedergegeben. Dies lässt sich durch die Modelldurchstrahlung erklären. Im Zentrum des Modells, in dem eine gleichmäßige Modelldurchstrahlung aus allen Einfallsrichtungen vorherrscht, ist die Auflösung besser als am Rand des Modells, wo die Wellen dominierend aus einer Einfallsrichtung das Modell durchstrahlen. Die kleineren Anomalien in $75 - 120 \text{ km}$ Tiefe werden ebenfalls im Zentrum des Modells gut und am Rand des Modells schlechter wiedergegeben. In den Schichten oberhalb und unterhalb von $75 - 120 \text{ km}$ und $180 - 250 \text{ km}$ Tiefe werden starke vertikale Verschmierungen der synthetischen Anomalien beobachtet. Diese vertikalen Verschmierungen erschweren die Wiedergabe der synthetischen Anomalien zusätzlich. Betrachtet man die Wiedergabe der einzelnen Modellergebnisse (Kreise), so geben diese die Lage der synthetischen Anomalien gut wieder. Durch die Mittelung der einzelnen Modelle erfolgt eine horizontale Verschmierung, die die korrekte Wiedergabe der Anomalien abschwächt. Die Amplituden der Anomalien werden in den einzelnen Modellen z.T überschätzt, im Mittel aber gut wiedergegeben. Der Schachbrettmuster-Test zeigt, dass das Inversionsergebnis im Zentrum des Modells eine gute laterale Auflösung aufweist, die zum Rand des Modells hin abnimmt. Vertikal ist das Auflösungsvermögen durch die vertikalen Verschmierungen stark reduziert.

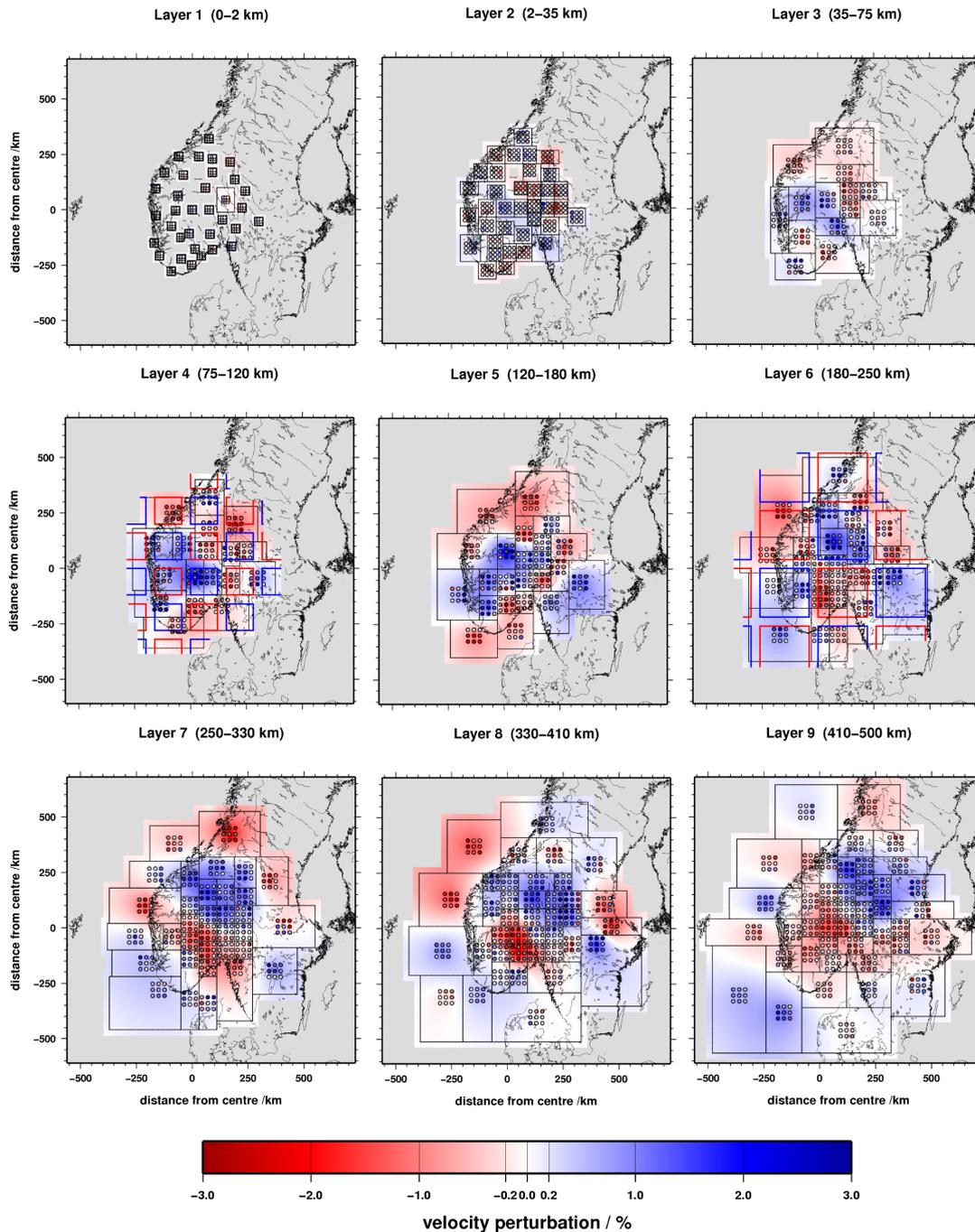


Abbildung 6.7: Horizontalschnitte durch das resultierende Inversionsmodell beim Einfügen von sich abwechselnden synthetischen Anomalien der Stärke $\pm 1,5\% v_S$ in einer Tiefe von 75 – 120 km und 180 – 250 km. Die Lage der vorgegebenen v_S Anomalien ist in den betreffenden Schichten mit blauen (positiv) und roten (negativ) Quadraten eingezeichnet. In der Inversion wird die *offset & averaging* Methode angewendet und die Ergebnisse der einzelnen Inversionsmodelle sind als Kreise in den einzelnen Blöcken dargestellt, während die interpolierte Darstellung das gemittelte Inversionsergebnis zeigt. In einer Tiefe von 180 – 250 km sind die vorgegebenen Anomalien mit der Größe 200 km \times 200 km im Zentrum des Modells gut wiedergegeben. Am Rand des Modells verschlechtert sich die Anomaliewiedergabe durch die fehlende Durchstrahlung des Modellraums. In den darüber und darunter liegenden Schichten werden starke vertikale Verschmierungen beobachtet. Diese behindern auch die Wiedergabe der kleineren Anomalien 100 km \times 100 km in der Tiefe von 75 – 120 km, die im Zentrum gut und am Rand des Modells schlechter wiedergegeben werden. Die einzelnen Modellergebnisse (Kreise) geben die Lage der Anomalien gut wieder, durch die Mittelung der einzelnen Modelle verschmiert die Wiedergabe der Anomalien. Die Amplitude der Anomalien werden in den einzelnen Modellen z.T. überschätzt, im Mittel aber gut wiedergegeben.

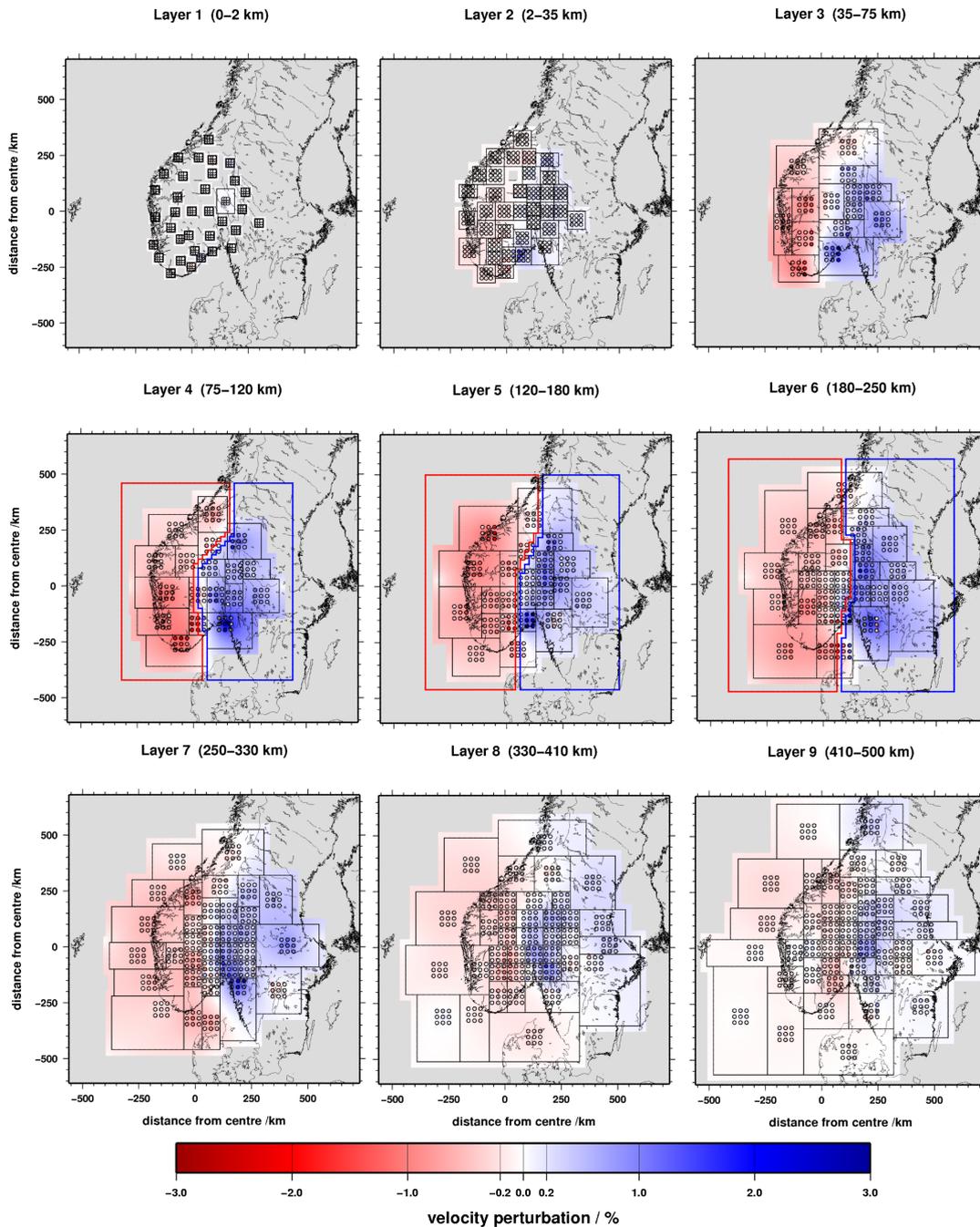


Abbildung 6.8: Horizontalschnitte durch das resultierende Inversionsmodell beim Einfügen von synthetischen Anomalien der Stärke $\pm 1,5\%$ v_S in einer Tiefe von 75 – 250 km. Die Lage der vorgegebenen v_S Anomalien ist in den betreffenden Schichten mit blauen (positiv) und roten (negativ) Linien umrandet. In der Inversion wird die *offset & averaging* Methode angewendet und die Ergebnisse der einzelnen Inversionsmodelle sind als Kreise in den einzelnen Blöcken dargestellt, während die interpolierte Darstellung das gemittelte Inversionsergebnis zeigt. Die vorgegebenen Anomalien und deren scharfer Übergang werden sehr gut wiedergegeben. Die Amplitude der Anomalien wird nur in einigen Regionen gut abgebildet, in den meisten Bereichen wird die Amplitude unterschätzt. Auch hier werden leichte vertikale Verschmierungen beobachtet.

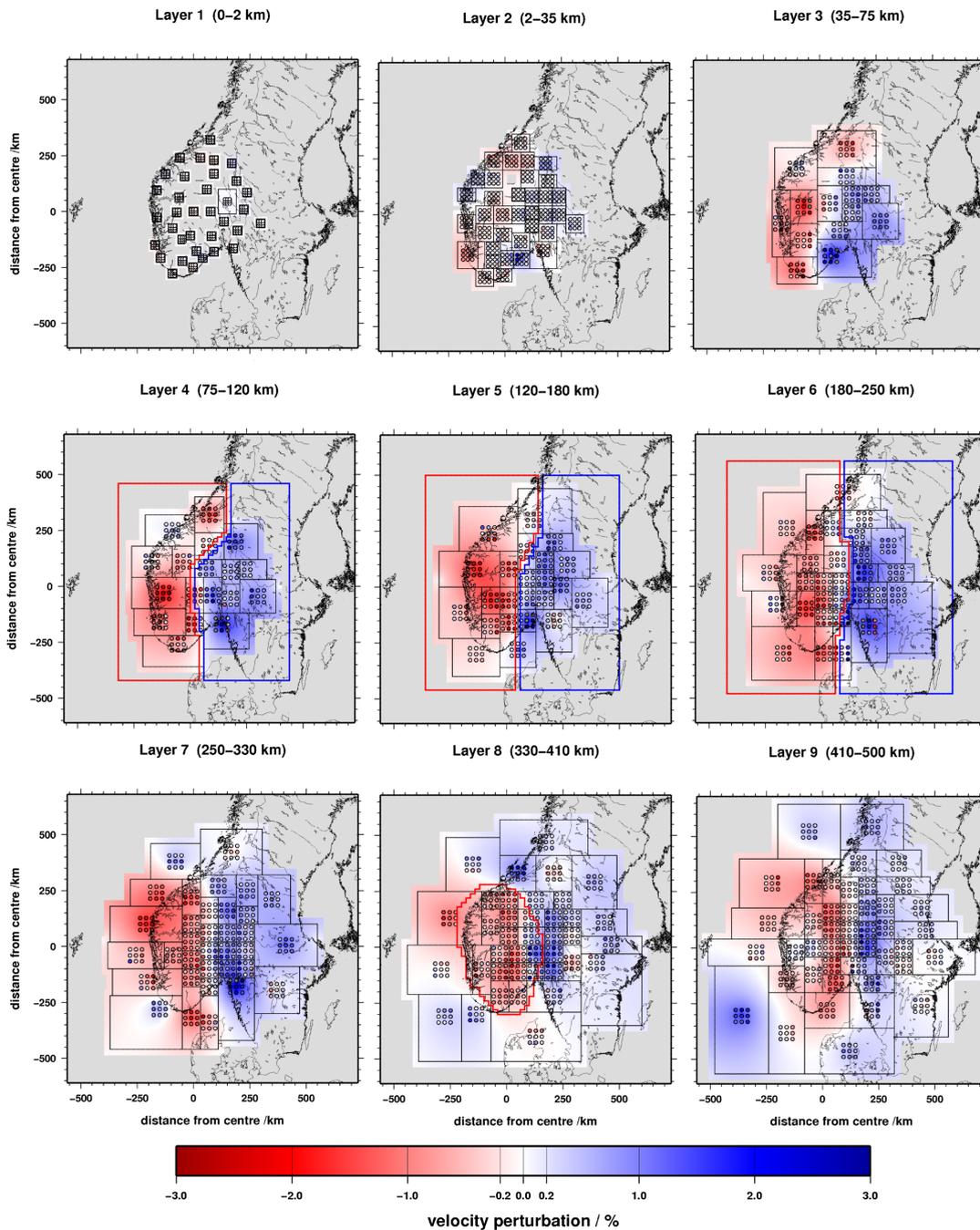


Abbildung 6.9: Horizontalschnitte durch das resultierende Inversionsmodell beim Einfügen von synthetischen Anomalien der Stärke $\pm 1,5\% v_S$ in einer Tiefe von 75 – 250 km und der Stärke $-2,5\% v_S$ in einer Tiefe von 330 – 410 km. Die Lage der vorgegebenen v_S Anomalien ist in den betreffenden Schichten mit blauen (positiv) und roten (negativ) Linien umrandet. In der Inversion wird die *offset & averaging* Methode angewendet und die Ergebnisse der einzelnen Inversionsmodelle sind als Kreise in den einzelnen Blöcken dargestellt, während die interpolierte Darstellung das gemittelte Inversionsergebnis zeigt. Die vorgegebenen Anomalien und deren scharfer Übergang werden sehr gut wiedergegeben. Die Amplitude der oberen Anomalien wird gut abgebildet, während die Amplitude der tiefer liegenden Anomalie unterschätzt wird. Auch hier werden wieder vertikale Verschmierungen beobachtet.

Abbildung 6.8 und Abbildung 6.9 zeigen das Inversionsresultat nach einem Anomalie-Test (Spakman et al., 1989), der durchgeführt wird, um die Wiedergabe der Amplitude der beobachteten Anomalien und die Lage des v_S Übergangs von West nach Ost zu untersuchen. Dabei werden in das v_S Referenzmodell synthetische Anomalien eingefügt, die dem beobachteten v_S Muster ähneln. Die Lage der synthetischen Anomalien ist in Abbildung 6.8 und Abbildung 6.9 anhand der blauen (erhöhte v_S) und roten (reduzierte v_S) Linien markiert.

Im Anomalie-Test I beträgt die Amplitude der synthetischen Anomalien $\pm 1,5\%$ v_S in 75 – 250 km Tiefe (Abb. 6.8). Das vorgegebene v_S Muster wird vom Inversionsergebnis gut wiedergegeben. Die Amplituden der synthetischen Anomalien in 75 – 250 km Tiefe werden meist nur unterschätzt wiedergegeben. Die wiedergegebenen v_S Übergänge sind ähnlich scharf wie in dem beobachteten v_S Muster (Abb. 6.4). Die Abweichung der Lage des v_S Übergangs kann durch die horizontalen Verschmierungen, die aus der Anwendung des *offset & average* Verfahrens (Evans und Achauer, 1993) resultierten, erklärt werden. Neben leichten horizontalen Verschmierungen werden auch leichte vertikale Verschmierungen beobachtet. Dieser Anomalie-Test zeigt, dass das Inversionsergebnis im Zentrum des Modells eine gute laterale Auflösung aufweist, die zum Rand des Modells hin abnimmt. Trotzdem wird der laterale v_S Übergang gut wiedergegeben. Vertikal ist das Auflösungsvermögen durch die vertikalen Verschmierungen nur leicht beeinflusst.

Anomalie-Test II (Abb. 6.9) weist zusätzlich zu den im Anomalie-Test I eingefügten synthetischen Anomalien ($\pm 1,5\%$ v_S in 75 – 250 km Tiefe) eine synthetische Anomalie der Stärke $-2,5\%$ v_S in 330 – 410 km Tiefe auf. Das vorgegebene v_S Muster wird vom Inversionsergebnis gut wiedergegeben. Die Amplituden der synthetischen Anomalien in 75 – 250 km Tiefe werden gut wiedergegeben, nur die Amplitude der tiefer liegenden Anomalie in 330 – 410 km Tiefe wird unterschätzt wiedergegeben. Die wiedergegebenen v_S Übergänge sind wieder ähnlich scharf wie in dem beobachteten v_S Muster (Abb. 6.4). Die Abweichung der Lage des v_S Übergangs kann durch die horizontalen Verschmierungen, die aus der Anwendung des *offset & average* Verfahrens (Evans und Achauer, 1993) resultierten, erklärt werden. Neben leichten horizontalen Verschmierungen werden wieder vertikale Verschmierungen beobachtet. Dieser Anomalie-Test zeigt, dass das Inversionsergebnis im Zentrum des Modells eine gute laterale Auflösung aufweist, die zum Rand des Modells hin abnimmt. Trotzdem wird der laterale v_S Übergang gut wiedergegeben. Vertikal ist das Auflösungsvermögen durch die vertikalen Verschmierungen stark reduziert.

Diese Auflösungstests zeigen, dass die laterale Auflösung der Inversionsmodelle von Zentrum zum Rand hin abnimmt und dass die vertikale Auflösung durch starke vertikale Verschmierungen deutlich reduziert wird. Für das beobachtete Inversionsergebnis (Kap. 6.2.1) bedeutet dies, dass die lateralen v_S Anomalien und der zugehörige v_S Übergang gut aufgelöst sind. Vertikale Übergänge sind wegen der starken vertikalen Verschmierungen nicht aussagekräftig. Auch die Amplituden werden in den Auflösungstests gut wiedergegeben. Auch wenn vertikale Verschmierungen das Inversionsresultat beeinflussen, so zeigt Anomalie-Test I (Abb. 6.8), dass durch das Einfügen von synthetischen Anomalien in 75 – 250 km Tiefe zwar Artefakte in 330 – 410 km Tiefe erzeugt werden, diese aber geringere Amplituden als die eingefügten synthetischen Anomalien aufweisen. Nur durch Einfügen einer synthetischen Anomalie in 330 – 410 km Tiefe (Abb. 6.9), wird dort eine deutliche v_S Geschwindigkeitsreduktion abgebildet. Deswegen wird die v_S Geschwindigkeitsreduktion, die im beobachteten Inversionsresultat (Abb. 6.4) in 330 – 410 km Tiefe abgebildet ist, als Anomalie und nicht als Artefakt, das durch vertikale Verschmierungen verursacht wird, betrachtet.

6.3 Fazit

Mit Hilfe der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie wird die 3D v_S Struktur abgebildet. Um die Unsicherheiten der Inversion, die aus Unsicherheiten der Eingangsdaten (Laufzeitresiduen) resultieren, zu berücksichtigen, werden die Genauigkeiten der Ersteinsatzzeiten gewichtet (Roy, 2011). Durch Auflösungstests der Inversionsmodelle wird über die Wiedergabe von synthetischen Anomalien auf die Unsicherheiten im Inversionsresultat geschlossen. Die vertikale Wiedergabe der v_S Struktur ist durch die Strahlgeometrie und starke vertikale Verschmierungen deutlich reduziert. Lateral ist die Wiedergabe der v_S Verteilung im Zentrum, dem Bereich der größten Datendichte, gut und nimmt zum Rand hin ab. Da in die Berechnung der Inversion relative Laufzeitresiduen eingehen, kann nur der abgebildete Geschwindigkeitskontrast und nicht die absolute Geschwindigkeit interpretiert werden. Aus der Laufzeit-Tomographie resultiert das Abbild der heutigen Geschwindigkeitsstruktur. Die Ursachen, die zu diesen Geschwindigkeitsanomalien führen oder führten, werden dabei nicht abgebildet, sondern können nur vermutet und durch andere Untersuchungen belegt werden. Die Geschwindigkeitsstruktur kann durch Änderungen in der Temperatur, der Zusammensetzung der Minerale oder durch das Auftreten von hydrierten Gesteinen oder partiellen Schmelzen beeinflusst werden.

Die v_S Geschwindigkeitsstruktur, die aus der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie resultiert, weist eine durchgängige Reduktion von v_S in 35 – 410 km Tiefe unterhalb von Südnorwegen relativ zum Baltischen Schild im Osten auf. Der Geschwindigkeitskontrast beträgt etwa $4\% v_{S_iasp91}$ über das Untersuchungsgebiet hinweg mit einer v_S Reduktion von etwa $-2\% v_{S_iasp91}$ unter Südnorwegen und einer v_S Erhöhung von etwa $2\% v_{S_iasp91}$ unter dem Baltischen Schild. Der scharfe Übergang zwischen den Bereichen mit erhöhter und reduzierter v_S verschiebt sich mit zunehmender Tiefe von Westen nach Osten hin. Trotz der lateralen Verschmierungen zeigen die Wiedergabetests, dass der v_S Übergang gut abgebildet wird. Durch die vertikalen Verschmierungen ist eine Überschätzung des Amplitudenkontrastes möglich. Die Auflösungstests zeigen außerdem, dass die Anomalie in 330 – 410 km Tiefe mit der hier beobachteten Amplitude nicht durch vertikale Verschmierungen von darüber liegenden Schichten erzeugt werden kann, wenn diese die hier gefundenen Anomalien aufweisen. Deswegen wird die v_S Reduktion in 330 – 410 km Tiefe als vorhandene v_S Anomalie und nicht als Artefakt aufgefasst.

Die Interpretation der 3D v_S Struktur, die aus der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie resultiert, erfolgt zusammen mit den Resultaten der S-RF Methode (Kap. 5) in den Kapiteln 7 und 8.

7 Synthese und Integration der Ergebnisse

Zur Bestimmung der 3D Scherwellen-Geschwindigkeitsstruktur unter Südnorwegen wird eine S-Receiver Funktionsanalyse und eine S-Wellen-Laufzeit-Tomographie durchgeführt. Mit Hilfe der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie (Kap. 6) kann die 3D $v_S(z)$ Struktur direkt abgebildet werden. Eine Wiedergabe der Tiefenlage von Diskontinuitäten ist mit einer Laufzeit-Tomographie nicht möglich, da dazu die vertikale Auflösung zu gering ist. Deswegen wird zur Bestimmung der Tiefenlage von Diskontinuitäten eine S-Receiver Funktionsanalyse (Kap. 5) angewendet. Aus der Modellierung der S-Receiver Funktionen resultieren $v(z)$ Modelle, die die Tiefenlagen von Diskontinuitäten und die dort herrschenden Geschwindigkeitskontraste wiedergeben. Im Folgenden erfolgt eine Synthese der Ergebnisse der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie und der S-Receiver Funktionsmethode und anschließend eine Integration der Ergebnisse in bisherige Modelle des Untersuchungsgebiets.

7.1 Synthese der Resultate der S-Receiver Funktionen und der Laufzeit-Tomographie

Die Laufzeit-Tomographie bildet die 3D v_S Struktur in 35 – 410 km Tiefe ab. Mit S-Receiver Funktionen werden der Krusten-Mantel-Übergang, der obere Erdmantel bis in 250 km Tiefe und die Übergangszone von 410 – 660 km Tiefe analysiert. Somit ist der untersuchte Tiefenbereich der beiden Methoden nicht identisch. Deswegen können nur die Resultate der S-RF Analyse und der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie im Tiefenbereich des oberen Erdmantels von 35 – 250 km Tiefe und an der 410 km Diskontinuität verglichen werden.

7.1.1 Die Moho Diskontinuität

Aus der S-RF Analyse resultiert eine konsistente Wiedergabe des Tiefenverlaufs der Moho Diskontinuität (Abb. 5.1). Die Tiefenlage der Moho nimmt von der Küste zum Südkandinavischen Gebirge und weiter nach Osten hin zu. Aus einer durchgeführten Vorwärtsmodellierung von CP gestapelten S-Receiver Funktionen in 35 km Tiefe resultiert ein 3D $v(z)$ Modell, das die Tiefenlage der Moho und die seismischen Geschwindigkeiten in der Kruste und unterhalb der Moho wiedergibt. Darin weist die Mohotiefe eine Zunahme von der Küste (32 – 37 km Tiefe) ins Landesinnere und nach Osten (36 – 41 km) auf (Abb. 5.2).

Die zugehörigen seismischen Geschwindigkeiten (Abb. 5.3) deuten auf einen geringeren Geschwindigkeitskontrast an der Moho hin als z.B. im Erdreferenzmodell iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991). Innerhalb der Kruste zeigt sich eine Erhöhung von v_S und v_P von mehr als 5%, während im oberen Erdmantel eine Reduktion von v_S und v_P von weniger als 5% beobachtet wird. Dadurch deutet sich ein bis zu 10% geringerer Geschwindigkeitskontrast an der Moho an als nach iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991) erwartet wird.

7.1.2 Der obere Erdmantel

Die seismische Geschwindigkeitsstruktur, die aus der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie resultiert, weist eine gleichbleibende v_S Verteilung im oberen Erdmantel bis in 410 km Tiefe auf. Unterhalb von Südnorwegen wird über den gesamten Tiefenbereich von 35 – 410 km Tiefe eine reduzierte v_S relativ zur Umgebung abgebildet (Abb. 6.4). Der Geschwindigkeitskontrast beträgt etwa $4\% v_{S_iasp91}$ über das Untersuchungsgebiet hinweg, wobei unterhalb von Südnorwegen eine v_S Reduktion von etwa $-2\% v_{S_iasp91}$ und östlich davon eine Erhöhung in v_S von $+2\% v_{S_iasp91}$ abgebildet wird. Die Vertikalschnitte durch das Inversionsmodell bilden einen scharfen v_S Übergang von reduzierter v_S im Westen zu erhöhter v_S im Osten ab (Abb. 6.6). Der v_S Übergang verläuft dabei über 150 – 200 km geneigt von Westen nach Osten. Durch Auflösungs-tests der Inversionsmodelle wird über die Wiedergabe von synthetischen Anomalien auf die Unsicherheiten im Inversionsresultat geschlossen. Diese Wiedergabetests (Kap. 6.2.1) zeigen eine gute laterale, aber eine schlechte vertikale Wiedergabe auf.

Die S-RF Analyse hingegen weist eine gute vertikale Wiedergabe der Tiefenlage von Diskontinuitäten auf. In den S-Receiver Funktionen werden mehrere negative Konversionssignale beobachtet, deren Amplituden auf eine Niedrig-Geschwindigkeits-Zone hinweisen und deren Ankunftszeiten auf eine Tiefenlage im oberen Erdmantel bis in 250 km Tiefe hindeuten. Die Ankunftszeiten ΔT aus der *CP* Stapelung und die Tiefenlagen aus der *CCP* Stapelung deuten auf eine Zunahme der Tiefenlage des Übergangs zur Niedrig-Geschwindigkeits-Zone, die den stärksten Geschwindigkeitskontrast aufweist, zur Küste und nach Osten hin (Abb. 5.4). Die Zunahme der Tiefenlage des Übergangs zur Niedrig-Geschwindigkeits-Zone nach Osten hin korreliert sehr gut mit der Zunahme von v_S nach Osten hin. Weist die Lithosphäre des Baltischen Schields eine größere Mächtigkeit auf als die Lithosphäre unter Südnorwegen, so würde im Tomogramm unter Südnorwegen die langsamere v_S der Asthenosphäre relativ zur schnelleren v_S der tiefer reichenden Lithosphäre im Osten abgebildet werden. Diese v_S Verteilung wird im Tomographiemodell beobachtet.

Die aus einer Modellierung der S-Receiver Funktionen resultierenden $v_S(z)$ Modellbereiche (Abb. 5.6 - 5.9) weisen allerdings einen deutlich heterogeneren Verlauf auf als die 3D v_S Struktur der Laufzeit-Tomographie. Ein Vergleich der $v_S(z)$ Modelle der beiden Analysen ist Abbildung 7.1 dargestellt. Die aus der Laufzeit-Tomographie resultierenden $v_S(z)$ Modelle (schwarz) weisen meist geringere Geschwindigkeitskontraste ($< \pm 2\% v_S$) auf als die $v_S(z)$ Modellbereiche (grau), die aus der Modellierung der S-Receiver Funktionen resultieren. Die $v_S(z)$ Modelle der Laufzeit-Tomographie liegen meistens innerhalb des $v_S(z)$ Modellbereichs der S-RF Modellierung. Eine deutliche Abnahme der $v_S(z)$ Modellbereiche, die aus der S-RF Modellierung resultieren, wird nur vereinzelt beobachtet. Dadurch lässt sich mit Hilfe dieser $v_S(z)$ Modellbereiche kein eindeutiger Verlauf einer Niedrig-Geschwindigkeits-Zone abbilden. Dies könnte entweder auf Mehrdeutigkeiten in der S-RF Modellierung und die daraus resultierenden Unsicherheiten zurückzuführen sein oder darauf, dass durch eine komplexe Untergrundstruktur keine deutlichen Konversionssignale von der LAB in der S-Receiver Funktion beobachtet werden.

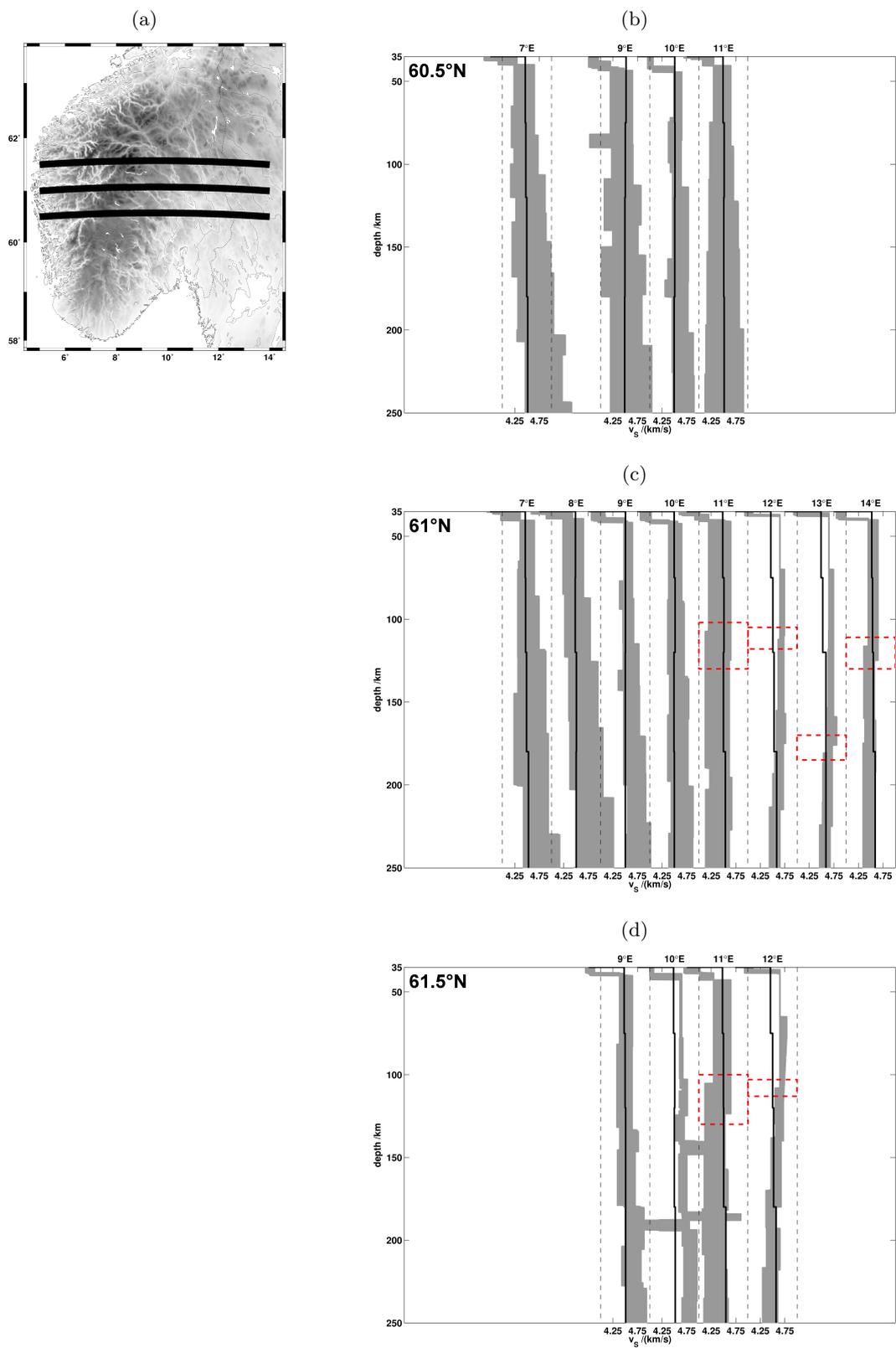


Abbildung 7.1: West-Ost Profile (a) des $v_S(z)$ Verlaufs in der Tomographie und der S-RF Modellierung bei 60,5°N (b), 61°N (c) und 61,5°N (d). Die aus der S-RF Modellierung resultierenden $v_S(z)$ Modellbereiche sind in grau hinterlegt, während das aus der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie resultierende $v_S(z)$ als schwarze Linie eingezeichnet ist. Die Werte 4 km/s und 5 km/s sind jeweils gestrichelt gekennzeichnet. Nur wenige $v_S(z)$ Modellbereiche zeigen eine deutliche Abnahme von v_S mit zunehmender Tiefe. Die Tiefenlage des Beginn der v_S Abnahme ist mit roten Quadraten markiert. Die aus der Laufzeit-Tomographie resultierenden $v_S(z)$ Modelle, die meist innerhalb der $v_S(z)$ Modellbereiche liegen, weisen geringere Geschwindigkeitskontraste als diese auf.

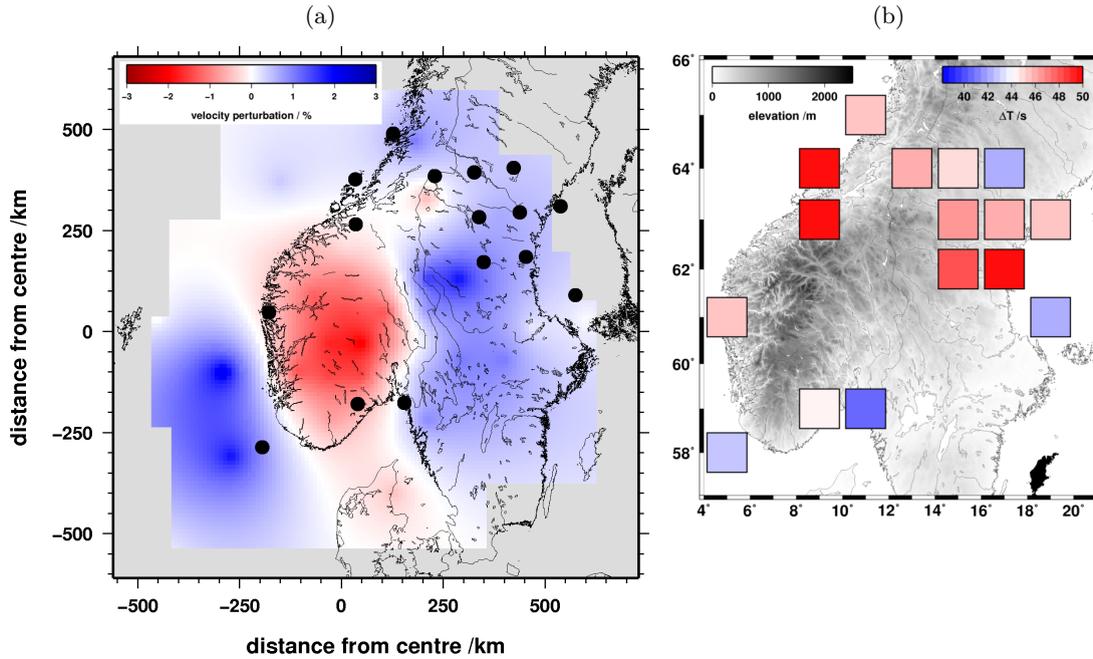


Abbildung 7.2: Vergleich der lateralen v_S Verteilung in 330 – 410 km Tiefe im Tomographiemodell (a) mit den Ankunftszeiten der Konversionssignale von der 410 km Diskontinuität (b). Die Ankunftszeiten ΔT geben den Tiefenverlauf der 410 km Diskontinuität wieder. Die schwarzen Kreise in (a) geben die Lage der Zentren der in (b) dargestellten Stapelbereiche wieder. Nördlich von 62°N wird eine Abnahme in ΔT um etwa 4 s von Westen nach Osten beobachtet. Diese Abnahme in ΔT korreliert mit der leichten Zunahme von $v_S(z)$ im Tomographiemodell nach Osten hin. Im Bereich der starken negativen $v_S(z)$ Anomalie unter dem Südschandinavischen Gebirge weisen die S-Receiver Funktionen keine deutlichen Konversionssignale von der 410 km Diskontinuität auf.

7.1.3 Die Übergangszone in 410 – 660 km Tiefe

Die v_S Reduktion, die im oberen Erdmantel unterhalb von Südnorwegen beobachtet wird, weist eine Amplitude von maximal $-1,4\% v_{S_iasp91}$ in 120 – 180 km Tiefe bis maximal $-2\% v_{S_iasp91}$ in 330 – 410 km Tiefe auf (Abb. 7.2). Eine Untersuchung der Auflösung von synthetischen Anomalien (Kap. 6.2.1) zeigt, dass eine Anomalie mit der hier beobachteten Amplitude nicht durch vertikale Verschmierungen von darüber liegenden Schichten erzeugt werden kann, wenn diese die hier gefundenen Anomalien aufweisen. Deswegen wird die v_S Reduktion in Abbildung 7.2a als vorhandene v_S Anomalie und nicht als Artefakt aufgefasst. Eine Reduktion von v_S könnte durch eine tiefer liegende 410 km Diskontinuität relativ zur Umgebungstiefe erklärt werden. Dabei würde man im Tomogramm unter Südnorwegen die langsamere Geschwindigkeit des oberen Erdmantels relativ zur schnelleren Geschwindigkeit der Übergangszone in 410 km Tiefe beobachtet. Aus der S-RF Analyse resultieren aber nur am nördlichen Rand der negativen v_S Anomalie im Tomographiemodell (nördlich von 62°N) deutliche Konversionssignale. Deren Ankunftszeiten sind bis zu 6 s größer als nach iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991) erwartet ($\Delta T_{410} \approx 44$ s), was durch eine größere Tiefenlage der 410 km Diskontinuität verursacht oder durch eine von iasp91 abweichende Geschwindigkeitsstruktur erklärt werden könnte. Die Ankunftszeiten von der 410 km Diskontinuität weisen eine relative Abnahme von etwa 4 s von Westen nach Osten auf. Dies könnte durch eine relative Abnahme der Tiefenlage der 410 km Diskontinuität von Westen nach Osten oder durch eine relative Zunahme der seismischen Geschwindigkeiten von Westen nach Osten erklärt werden. Die im Tomographiemodell beobachtete Zunahme von v_S von Westen nach Osten ist mit $< 1\% v_{S_iasp91}$ allerdings zu gering, um eine Zunahme der Ankunftszeiten von etwa 4 s zu erklären. Unter dem Südschandinavischen Gebirge, wo die

Amplitude der negativen v_S Anomalie am größten ist, fehlen in den S-Receiver Funktionen deutliche Konversionssignale, um Rückschlüsse auf den dortigen Tiefenverlauf der 410 km Diskontinuität zu ziehen. Eine mögliche Erklärung für die fehlenden Beobachtungen in den S-Receiver Funktionen könnte die vorhandene v_S Anomalie selbst sein. Wenn durch die v_S Anomalie der sprunghafte Geschwindigkeitsübergang an der 410 km Diskontinuität in einen graduellen Übergang verändert wurde, so könnte dort entweder kein Konversionssignal erzeugt werden oder eines, dessen geringe Amplitude trotz der S-RF Stapelung nicht deutlich hervortritt. Ein gradueller Übergang mit einer Mächtigkeit von mehr als 50 km kann in verrauschten S-Receiver Funktionen nur schwer abgebildet werden (Eaton et al., 2009).

Im Gegensatz zur 410 km Diskontinuität werden in den S-Receiver Funktionen deutliche Konversionssignale von der 660 km Diskontinuität beobachtet. Auch diese zeigen eine Abnahme der Tiefenlage von Westen nach Osten (Abb. 5.11). Die Tiefenlage der 660 km Diskontinuität weist auf größere Tiefen (670 – 730 km) unterhalb von Südnorwegen hin relativ zu flacheren Tiefenlagen (637 – 650 km Tiefe) unter dem Baltischen Schild im Osten. Die absolute Tiefenvariation, die bis zu 90 km über 10° in West-Ost Richtung beträgt, erscheint allerdings zu stark. Eine Tiefen-Fortsetzung der v_S Niedrig-Geschwindigkeits-Anomalie, die die Tomogramme in 410 km Tiefe aufweisen, könnte das hier abgebildete Muster der Tiefenlage der 660 km Diskontinuität erklären, da die bestimmte Tiefenlage von dem verwendeten Geschwindigkeitsmodell abhängt. Wird eine reduzierte Geschwindigkeit relativ zur Umgebung beobachtet, so wäre die Tiefenlage einer Diskontinuität dort größer als zur Umgebung. Wird hingegen eine erhöhte Geschwindigkeit relativ zur Umgebung beobachtet, so wäre die Tiefenlage einer Diskontinuität dort flacher als in den umgebenden Gebieten.

7.1.4 Die Scherwellen-Untergrundstruktur unter Südnorwegen

Im Folgenden wird eine kurze Zusammenfassung der Untergrundstruktur gegeben, die sich aus den Ergebnissen der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie und der S-Receiver Funktionsanalyse erstellen lässt (Abb. 7.3):

- Der Verlauf der Moho Diskontinuität weist auf eine Zunahme der Krustenmächtigkeit ins Landesinnere und weiter nach Osten in Richtung des Baltischen Schildes auf bis zu 41 km hin. Aus einer Modellierung mit S-Receiver Funktionen deutet sich an der Moho ein bis zu 10% geringerer Geschwindigkeitskontrast an als nach *iasp91* (Kennett und Engdahl, 1991) erwartet wird.
- Im oberen Erdmantel (35 – 250 km Tiefe) unter Südnorwegen wird eine starke Geschwindigkeitsabnahme von max. 4% v_{S_iasp91} Geschwindigkeitskontrast relativ zum Baltischen Schild im Osten abgebildet. Dies deutet auf eine Zunahme der Mächtigkeit der Lithosphäre nach Osten zum Baltischen Schild hin. Die Ankunftszeiten und Tiefenlagen der Niedrig-Geschwindigkeits-Zone, die die größten Konversionssignale erzeugt, deuten auf eine Zunahme der Tiefenlage (von 60–80 km auf 80–165 km) und eine relative Zunahme der Ankunftszeiten (von etwa 3 – 4 s) nach Osten zum Baltischen Schild hin. Eine Zunahme der Lithosphärenmächtigkeit nach Osten hin, könnte den beobachteten Geschwindigkeitskontrast verursachen. In den $v_S(z)$ Modellbereichen, die aus der S-RF Modellierung resultieren, zeigt sich jedoch kein deutlicher Tiefenverlauf einer Niedrig-Geschwindigkeits-Zone, sondern nur eine stark heterogene Struktur.
- Die laterale v_S Verteilung in 330 – 410 km Tiefe im Tomographiemodell zeigt eine starke negative v_S Anomalie von -2% v_{S_iasp91} unter Südnorwegen relativ zur Umgebung (2% v_{S_iasp91}). Die am Rand der Anomalie beobachteten Konversionssignale

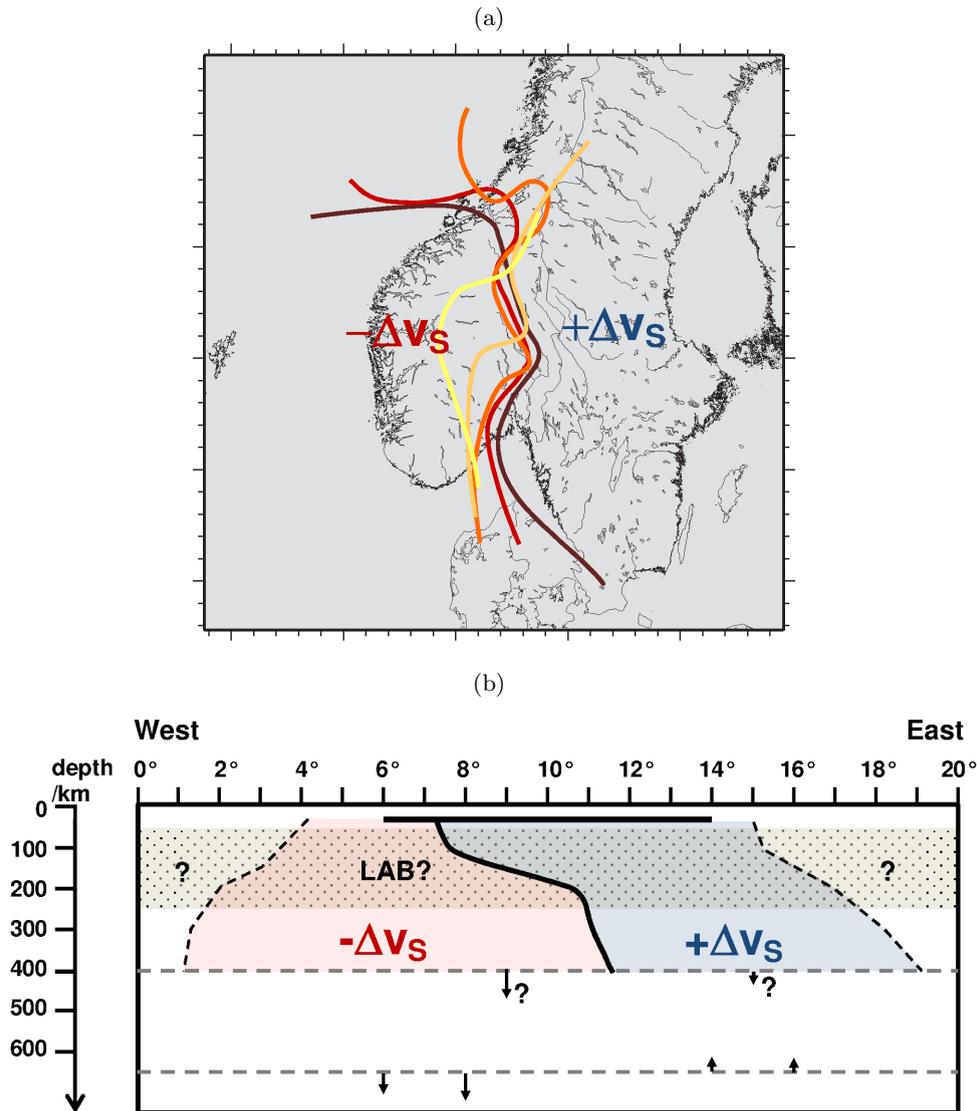


Abbildung 7.3: Schematisches Modell der Scherwellen-Untergrundstruktur unter Südkandinavien. (a) Die laterale v_S Verteilung unter Südkandinavien zeigt im Westen unter Südnorwegen eine v_S Reduktion ($-\Delta v_S$) relativ zum Baltischen Schild im Osten, unter dem eine v_S Erhöhung ($+\Delta v_S$) beobachtet wird. Der zugehörige Geschwindigkeitsübergang, der die reduzierte und erhöhte Geschwindigkeit trennt, verschiebt sich mit zunehmender Tiefe von Osten nach Westen. Die Lage des v_S Übergangs in Abhängigkeit von der Tiefe ist durch die farbigen Linien dargestellt. Gelb: v_S Übergang in 75 – 120 km Tiefe, hellorange: v_S Übergang in 120 – 180 km Tiefe, dunkelorange: v_S Übergang in 180 – 250 km Tiefe, rot: v_S Übergang in 250 – 330 km Tiefe, dunkelrot: v_S Übergang in 330 – 410 km Tiefe. (b) Vertikalschnitt durch das schematische Modell der Scherwellen-Untergrundstruktur bei $60,5^\circ\text{N}$. Unter Südnorwegen (westlich 11°E) wird durchgängig in 35 – 410 km Tiefe eine Anomalie mit reduzierter v_S (hellrot) relativ zum Baltischen Schild (östlich 11°E) beobachtet. Die Tiefenlage der Moho variiert hier zwischen 35 km und 41 km Tiefe. Der grau unterlegte Bereich kennzeichnet den Tiefenbereich in dem Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen vermutet, jedoch in der Modellierung nicht abgebildet werden können. Die Pfeile an der 410 km Diskontinuität (grau gestrichelt) deuten schematisch (nicht maßstabsgetreu) die vermuteten Änderungen in der Tiefenlage an. Die Pfeile an der 660 km Diskontinuität geben schematisch (nicht maßstabsgetreu) die Änderungen in der Tiefenlage der 660 km Diskontinuität an. Unterhalb von Südnorwegen werden größere Tiefenlagen als 660 km Tiefe und unterhalb des Baltischen Schildes geringere Tiefenlagen als 660 km Tiefe ermittelt.

der 410 km Diskontinuität deuten auf eine Abnahme der Tiefenlage der Diskontinuität nach Osten hin an. Eine größere Tiefenlage der 410 km Diskontinuität unter Südnorwegen könnte die dort beobachtete v_S Reduktion erklären.

- Die beobachteten Konversionssignale der 660 km Diskontinuität deuten auf eine größere Tiefenlage der 660 km Diskontinuität unter Südnorwegen und eine flachere Tiefenlage unter dem Baltischen Schild hin.

Die Resultate der S-Receiver Funktionsmethode und der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie weisen auf eine Zunahme der Krusten- und Lithosphärenmächtigkeit von der Atlantikküste zum Baltischen Schild hin. Im Gegensatz dazu deuten die Resultate der beiden Analysen auf eine Zunahme der Tiefenlagen der 410 km und 660 km Diskontinuitäten unter Südnorwegen hin. Im folgenden Kapitel 7.2 wird das Scherwellen-Untergrundmodell mit bisherigen Modellen des Untersuchungsgebiets verglichen und anschließend in Kapitel 8 interpretiert und diskutiert.

7.2 Integration in bisherige Untergrundmodelle

Integriert man die Ergebnisse der Scherwellen Untersuchungen des MAGNUS Datensatzes in die bestehenden Modelle (Kap. 2.1.3), so zeigen sich große Übereinstimmungen zwischen den einzelnen Modellen.

7.2.1 Die Moho Diskontinuität

Die 3D Krustenstruktur, die aus der Vorwärtsmodellierung der S-Receiver Funktionen resultiert, zeigt eine Zunahme der Mohotiefe von der Küste (32 – 37 km) nach Osten (36 – 41 km) zum Baltischen Schild hin (Abb. 5.2). Dieser Tiefenverlauf der Moho, der eine Zunahme ins Landesinnere und weiter nach Osten aufweist, wird auch in den Resultaten von P-Receiver Funktionsanalysen (Svenningsen et al., 2007; Ottemöller und Midzi, 2003), einer refraktionsseismischen Messung (Stratford et al., 2009; Stratford und Thybo, 2011b) und einer Tomographie aus Wellenformen des seismischen Hintergrundrauschens (Köhler et al., 2011a) abgebildet. Vergleicht man die Tiefenlage der Moho aus modellierten S-Receiver Funktionen mit der Mohotiefe aus den P-Receiver Funktionsanalysen (Svenningsen et al., 2007; Ottemöller und Midzi, 2003), so variieren die Tiefenlagen um etwa 3 – 5 km Tiefe entlang der Atlantikküste, um bis zu 10 km Tiefe an der südwestlichen Küste (59°N/5°E und 59°N/6°E) und um etwa 3 km Tiefe im Zentrum von Südnorwegen (Abb. 7.4). Dabei ist keine systematische Abweichung erkennbar. Die Mohotiefen aus der S-RF Vorwärtsmodellierung und der refraktionsseismischen Messung (Stratford et al., 2009; Stratford und Thybo, 2011b) weichen in der Regel um etwa 3 km Tiefe voneinander ab (Abb. 7.4). Im Südwesten (59°N/5°E, 59°N/6°E und 59,5°N/6°E) werden wieder Abweichungen von bis zu 12 km beobachtet, die durch die Mohotiefen aus der S-RF Vorwärtsmodellierung von bis zu 40 km verursacht werden. Die Mohotiefen, die sich aus der Tomographie von seismischen Hintergrundrauschen ergeben (Köhler et al., 2011a), liegen unter Südnorwegen in etwa 29 – 43 km Tiefe. Dabei wird ebenfalls eine Zunahme der Mohotiefen auf 38 – 43 km im Bereich des Gebirges und östlich davon beobachtet (Köhler et al., 2011a). Die Mohotiefen aus der S-RF Vorwärtsmodellierung und der Rauschtomographie variieren um etwa 5 km Tiefe. Die Variationen in der Tiefenlage der Moho, die sich im Vergleich der Resultate der S-RF Analyse mit den anderen Studien ergeben, liegen im vertikalen Unsicherheitsbereich der S-Receiver Funktionen von etwa 5 – 10 km Tiefe (Kap. 4.2.2).

Vergleicht man die seismischen Geschwindigkeiten, die aus der S-RF Vorwärtsmodellierung resultieren, mit den gemittelten Geschwindigkeiten der refraktionsseismischen Messungen (Stratford und Thybo, 2011b), so muss man die unterschiedlichen Sensitivitäten

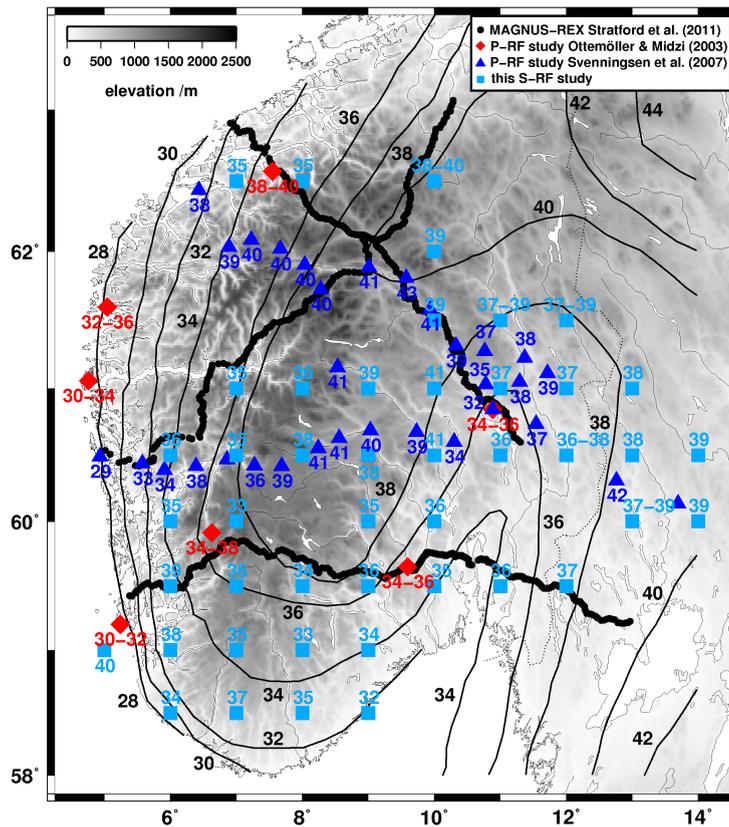


Abbildung 7.4: Vergleich der Tiefenlage der Moho Diskontinuität unter Südnorwegen. Die schwarzen Konturlinien zeigen die Mohotiefe aus der refraktionsseismischen Messung MAGNUS-REX (Stratford et al., 2009; Stratford und Thybo, 2011b). Die roten Rauten (Ottemöller und Midzi, 2003) und dunkelblauen Dreiecke (Svenningsen et al., 2007) zeigen die resultierende Mohotiefe aus P-Receiver Funktionsanalysen. Die hellblauen Quadrate zeigen die Mohotiefen, die sich aus der S-RF Modellierung (Kap. 5.1) ergeben. Die in diesen Studien ermittelten Mohotiefen stimmen gut miteinander überein und zeigen eine Zunahme der Mohotiefe unter dem Südkandinavischen Gebirge und nach Osten hin.

der Methoden berücksichtigen. Die S-RF Methode ist sensitiv auf Geschwindigkeitskontraste, während die Refraktionsseismik auf die Geschwindigkeiten sensitiv ist. Aus der Modellierung der S-Receiver Funktionen ergibt sich eine Erhöhung von v_S und v_P in der Kruste und eine Reduzierung von v_S und v_P im oberen Erdmantel (Abb. 5.3). Im oberen Erdmantel liegen die Abweichungen in v_P und v_S unterhalb von 5%, während sie in der Kruste zumeist darüber liegen. Daraus ergibt sich, dass zur Anpassung der S-Receiver Funktionen der Geschwindigkeitskontrast an der Moho geringer sein muss als derjenige, der sich aus den mittleren seismischen Geschwindigkeiten von MAGNUS-REX ergibt (Stratford und Thybo, 2011b). Die Verkleinerung des Geschwindigkeitskontrastes liegt bei etwa 10% in v_S und v_P . Die starken Abweichung in den seismischen Geschwindigkeiten in der Kruste und im oberen Erdmantel relativ zu den MAGNUS-REX Modellen und somit des Geschwindigkeitskontrastes könnten mehrere Ursachen haben. Zum einen wird mit Hilfe der S-Receiver Funktionsanalyse der an der Diskontinuität vorherrschende Geschwindigkeitskontrast ermittelt und nicht die absoluten Geschwindigkeiten. Zusätzlich wird das aus MAGNUS-REX resultierende 3D $v(z)$ Modell (Stratford und Thybo, 2011b) für das ganze Untersuchungsgebiet auf jeweils eine mittlere \bar{v}_{S-MR} und \bar{v}_{P-MR} in der Kruste und im oberen Erdmantel reduziert. Dadurch können die ermittelten mittleren Geschwindigkeiten und somit der Geschwindigkeitskontrast bereits in einigen Bereichen von den dort vorherrschenden mittleren v_S und v_P abweichen. Des Weiteren können durch krustale

Anisotropieeffekte Abweichungen verursacht werden (Roy, 2010). Vergleicht man die Verteilung von v_S unterhalb der Moho, die aus der Tomographie des Hintergrundrauschens (Köhler et al., 2011a) und der S-RF Vorwärtsmodellierung resultiert, so ergeben sich Variationen von etwa 5% v_S zwischen den beiden Methoden. Die Resultate beider Methoden zeigen jeweils eine Reduktion von v_S unterhalb der Moho relativ zu $\bar{v}_{S,MR} = 4,65$ km/s (Stratford und Thybo, 2011b). Die Reduktion im v_S Modell, das aus der S-RF Modellierung resultiert, ist stärker als in dem der Tomographie des Hintergrundrauschens. Dies könnte eventuell durch die unterschiedliche Sensitivität der verwendeten Wellentypen und Periodenbereiche verursacht werden.

Zusammenfassend ergibt sich, dass das 3D Krustenmodell (Abb. 5.2 und 5.3), das sich aus der Vorwärtsmodellierung der CP gestapelten S-Receiver Funktionen in 35 km Tiefe ergibt, sehr gut mit den Krustenmodellen der bisherigen Studien übereinstimmt. Die Variationen in der Krustenmächtigkeit und in den seismischen Geschwindigkeiten der Kruste oder des oberen Erdmantels resultieren zum einen aus den Unsicherheiten der verschiedenen Methoden. Zum anderen spiegeln diese Variationen auch die unterschiedlichen Sensitivitäten der einzelnen Methoden wider. Die S-RF Methode ist beispielsweise sensitiv in der Abbildung der Geschwindigkeitskontraste und nicht in der Wiedergabe der absoluten Geschwindigkeiten.

7.2.2 Der obere Erdmantel

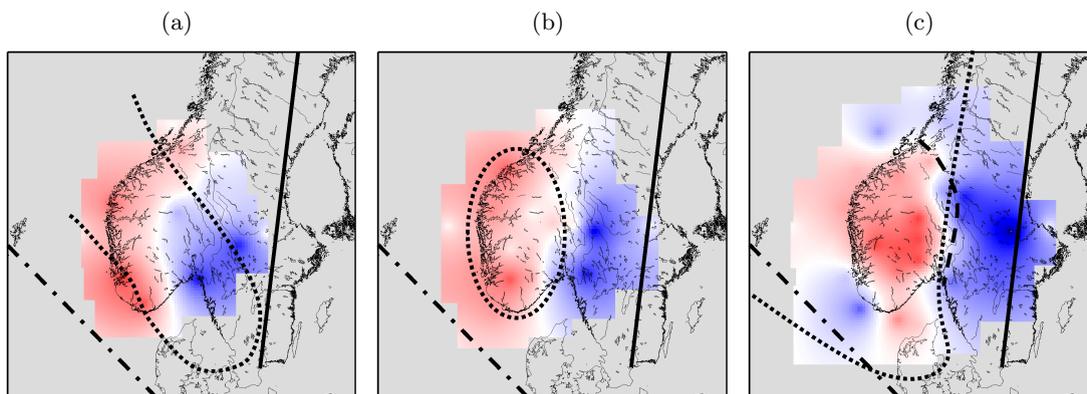


Abbildung 7.5: Schematische Übersichtsdarstellung der Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen und Profillagen im oberen Erdmantel unter Südskandinavien in 75 – 120 km Tiefe (a), in 120 – 180 km Tiefe (b) und in 250 – 330 km Tiefe (c). (a-c) Im Hintergrund ist die interpolierte v_S Verteilung der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie in den jeweiligen Tiefen dargestellt. Die durchgezogene und strich-gepunktete schwarze Linie zeigen die Lage der Vertikalschnitte der Tomographien von Eken et al. (2007, 2008) (durchgezogen), sowie Ritsema et al. (1999) und Bijwaard und Spakman (1999) (strich-gepunktet). (a) Die gepunktete schwarze Linie umrandet schematisch die Lage der Niedrig-Geschwindigkeits-Zone in 115 km Tiefe von Weidle und Maupin (2008). (b) Die gepunktete schwarze Linie umrandet schematisch den Bereich der reduzierten mittleren Geschwindigkeit in 150 km Tiefe von Maupin (2011). (c) Die gepunktete schwarze Linie umrandet schematisch die Lage der Niedrig-Geschwindigkeits-Zone in 300 km Tiefe von Bijwaard und Spakman (1999). Die gestrichelte schwarze Linie zeigt die schematische Lage des v_P Übergangs in 260 km Tiefe von Spakman (veröffentlicht in Jones et al., 2010).

Die 3D v_S Struktur des oberen Erdmantels ergibt unterhalb von Südnorwegen eine Reduktion von v_S relativ zur Umgebung und speziell zum Baltischen Schild im Osten. Der Geschwindigkeitskontrast beträgt etwa $\pm 2\%$ $v_{S,iasp91}$. Vergleicht man die v_S Struktur, die aus den S-Wellen- und Oberflächenwellen-Tomographien (Weidle und Maupin, 2008; Maupin, 2011) resultieren, so zeigen sich unter Südnorwegen reduzierte v_S unterschiedlicher Stärke. Aus der Inversion der Gruppengeschwindigkeiten von Rayleigh- und Lovewellen

(Weidle und Maupin, 2008) ergibt sich in einer Tiefe von 70 – 150 km eine negative v_S Anomalie, deren Stärke in 70 – 115 km -10% v_{S_ak135} beträgt und mit zunehmender Tiefe abnimmt (gepunktete Linie in Abb. 7.5a). Nach Weidle und Maupin (2008) könnte die beobachtete v_S Anomalie eine Verbindung zu den Niedrig-Geschwindigkeits-Anomalien im Nordatlantik (z.B. unter Island) aufweisen. Dies kann durch die geringere Ausdehnung des Modellraums in der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie nicht gezeigt werden. Eine Inversion der Phasengeschwindigkeitsmessungen von Rayleighwellen (Maupin, 2011) resultiert in einem mittleren 1D $v_S(z)$ Modell für Südnorwegen (gepunktete Linie in Abb. 7.5v), das eine Reduktion von 2% v_{S_ak135} in einer Tiefe von 150 km aufweist. Nach Maupin (2011) stimmt das mittlere 1D $v_S(z)$ Modell gut mit dem mittleren $v_S(z)$ Modell von Weidle und Maupin (2008) überein. Im Gegensatz dazu weicht das mittlere 1D $v_S(z)$ Modell stark (etwa $-0,3$ km/s) von den in Kratonen erwarteten 1D $v_S(z)$ Modellen (Pedersen et al., 2009) ab (Maupin, 2011).

Ein Vergleich der v_S Struktur mit v_P Strukturen, die aus relativen und absoluten P-Wellen-Laufzeit-Tomographien (Medhus et al., 2011) resultieren, zeigt eine ähnliche Geschwindigkeitsverteilung auf. Im Westen unterhalb von Südnorwegen wird wie bei der v_S Struktur eine Reduktion von v_P relativ zum Baltischen Schild im Osten abgebildet. Der Geschwindigkeitskontrast beträgt in 100 – 300 km Tiefe etwa $3 - 4\%$ v_{P_iasp91} in der relativen Tomographie und $3 - 4\%$ v_{P_ak135} in der absoluten Tomographie (Medhus et al., 2011). Geringe Unterschiede zwischen der v_S und v_P Verteilung könnten durch ein variierendes v_P/v_S Verhältnis verursacht werden. Die Lage der Geschwindigkeitsübergänge von v_S und v_P unterscheiden sich, wobei der v_P Übergang weiter östlicher verläuft als der v_S Übergang. Dies könnte durch die unterschiedliche Modellparametrisierungen aufgrund der unterschiedlichen Wellentypen, Periodenbereiche und somit auch Auflösung verursacht sein. Zwei globale Tomographiestudien (punkt-gestrichelte Linie in Abb. 7.5) weisen westlich von Norwegen in etwa 250 km Tiefe positive Anomalien von $0,5\%$ v_{P_ak135} (Bijwaard und Spakman, 1999) bzw. 1% v_{S_prem} (Ritsema et al., 1999) auf. In 300 km Tiefe zeigt die v_P Verteilung der globalen Tomographie von Bijwaard und Spakman (1999) eine Reduktion von v_P von etwa -2% v_{P_ak135} , die in Richtung des Baltischen Schildes abnimmt, womit v_P nach Osten hin zunimmt (gepunktete Linie in Abb. 7.5c). Eine globale Tomographiestudie (Spakman veröffentlicht in Jones et al., 2010) weist im Bereich von Südnorwegen in 260 km Tiefe eine Reduktion von v_{P_ak135} von etwa $0,2 - 0,3$ km/s relativ zum Baltischen Schild im Osten auf (Abb. 7.5c). Der zugehörige v_P Übergang liegt im Bereich des Oslo Grabens (gestrichelte Linie in Abb. 7.5c). Aus einer relativen P-Wellen-Laufzeit-Tomographie (Eken et al., 2007, 2008) ergeben sich positive Anomalien von v_P und v_S unterhalb von Schweden (durchgezogene Linie in Abb. 7.5). Die vertikale Geschwindigkeitsverteilung verläuft jedoch nicht homogen, wodurch auch einzelne negative Anomalien unter Südschweden abgebildet werden.

Insgesamt ergibt sich eine einheitliche Verteilung der seismischen Geschwindigkeiten unter Südschweden (Abb. 7.5). Unterhalb von Südnorwegen werden reduzierte seismische Geschwindigkeiten, sowohl für v_S als auch für v_P , relativ zu den umgebenden Gebiete, vor allem dem Baltischen Schild im Osten, beobachtet (Medhus et al., 2011; Weidle und Maupin, 2008; Maupin, 2011; Bijwaard und Spakman, 1999; Spakman veröffentlicht in Jones et al., 2010). Diese Geschwindigkeitsverteilung gibt auch die v_S Verteilung der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie wieder (Abb. 6.4). Der Geschwindigkeitskontrast und speziell die Stärke der v_S Reduktion, die aus den einzelnen Studien resultieren, variieren leicht, liegen aber in der gleichen Größenordnung von etwa $3 - 4\%$ bzw. -2% v_{S_iasp91} (Medhus et al., 2011; Maupin, 2011; Bijwaard und Spakman, 1999) wie in dieser Studie ($\pm 2\%$). Die Lage der Anomalien und die Lage der zugehörigen Geschwindigkeitsübergänge variieren leicht. Eine mögliche Ursache der beobachteten Abweichungen könnte auf die Analyse von unterschiedlichen Wellentypen und die sich dadurch ergebenden unterschiedlichen Sensitivitäten

der Methoden sowie auf unterschiedliche Modellparametrisierungen zurückzuführen sein.

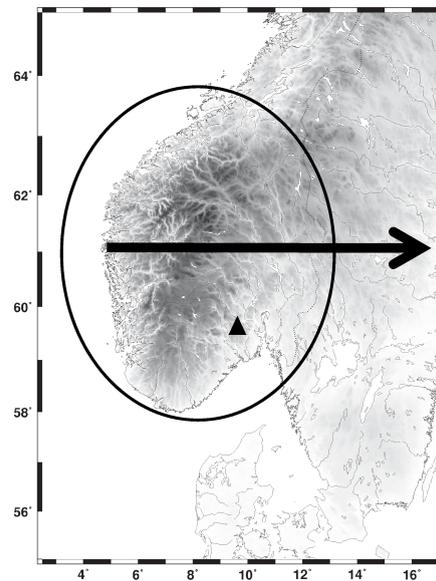


Abbildung 7.6: Übersichtsdarstellung der Lage der besprochenen LAB Tiefenlagen. Das schwarze Dreieck zeigt die Lage der Station KONO. Die schwarze Linie umrandet Südnorwegen und somit die Lage der zitierten LAB Tiefenlage von Pasyanos (2010) und Artemieva (2006). Der schwarze Pfeil deutet die Zunahme der LAB Tiefenlage nach Plomerová et al. (2008) an.

Die Tiefenlage von negativen Konversionssignalen in den *CP* und *CCP* gestapelten S-Receiver Funktionen deuten auf eine Abnahme der Tiefenlage der Niedrig-Geschwindigkeits-Zone auf etwa 70 km zum Zentrum von Südnorwegen hin. Geissler et al. (2010) ermitteln die Tiefenlage der LAB an der Station KONO (Dreieck in Abb. 7.6) ebenfalls mit Hilfe von S-Receiver Funktionen. An der Station treffen nach etwa 10,1 s und 13 s negative Konversionssignale ein, wobei nach Geissler et al. (2010) das spätere Konversionssignal als Konversionssignal von der LAB interpretiert wird und die zugehörige Tiefenlage von 116 km Tiefe ermittelt wird. In dieser S-RF Studie werden bei der stationsweisen Stapelung an der Station KONO bei 9,1 s und 13,4 s negative Konversionssignale beobachtet. Aus der *CP* Stapelung ergeben sich in den umliegenden Stapelbereichen Ankunftszeiten der negativen Konversionssignale von 9,65 s bzw. 8,75 s und 15,5 s, während aus der *CCP* Stapelung direkt die Tiefenlagen von 80 km und 115 km resultieren. Die ermittelten Ankunftszeiten aus der stationweisen Stapelung und Tiefenlagen aus der *CCP* Stapelung stimmen gut mit denen von Geissler et al. (2010) überein, während die Ankunftszeiten aus der *CP* Stapelung größere Abweichungen aufzeigen. Aus einer Modellierung von langwelligeren Oberflächenwellen resultieren in Südnorwegen LAB Tiefen von etwa 200 km Tiefe (Pasyanos, 2010; Ellipse in Abb. 7.6). Diese liegen somit deutlich tiefer als nach Geissler et al. (2010). Andere Studien ermitteln unter Südnorwegen LAB Tiefen von 100 – 160 km Tiefe (Artemieva, 2006; Ellipse in Abb. 7.6) oder 50 – 130 km mit einer weiteren Zunahme nach Osten auf etwa 200 – 220 km (Plomerová et al., 2008; Tiefenverlauf siehe Pfeil in Abb. 7.6). Olsson et al. (2007a) bilden unterhalb von Schweden eine LAB mit Tiefenlagen von etwa 200 km Tiefe ab. Im darüber liegenden oberen Mantel (50 – 200 km Tiefe) wird eine heterogene und geschichtete Struktur, also Vorzeichen alternierende Konversionssignale beobachtet (Olsson et al., 2007a). Solch alternierende Konversionssignale werden auch in den *CCP* gestapelten S-Receiver Funktionen dieser Studie in Tiefen von 50 km bis 200 – 250 km beobachtet. Ein tiefer liegendes, einheitliches und durchgehendes negatives Konversionssignal, das von der LAB erzeugt wird, ist darin jedoch nicht sichtbar. Deswegen wird vermutet, dass die LAB zwischen 50 km und 250 km Tiefe liegt, also in dem Tiefenbereich, in dem mehrere Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen beobachtet werden.

Vergleicht man die $v_S(z)$ Modellbereiche, die sich aus der Modellierung der S-Receiver Funktionen ergeben, mit den $v_S(z)$ Modellen, die aus einer Tomographie des Hintergrundrauschens (Köhler et al., 2011a) resultieren, so weisen diese unterschiedliche Verläufe auf, die keine systematischen Abweichungen zeigen. Aus beiden Methoden resultieren $v_S(z)$ Modelle die jeweils einen heterogenen und keinen einheitlichen Verlauf aufweisen. Dabei zeigen die $v_S(z)$ Modell, die aus der S-RF Modellierung resultieren, stärkere Geschwindigkeitskontraste und -änderungen auf als diejenigen, die sich aus der Tomographie des Hintergrundrauschens ergeben. Eine mögliche Erklärung dieser starken Abweichungen könnte sich durch die unterschiedliche Sensitivitäten der verschiedenen Methoden ergeben.

7.2.3 Die Übergangszone in 410 – 660 km Tiefe

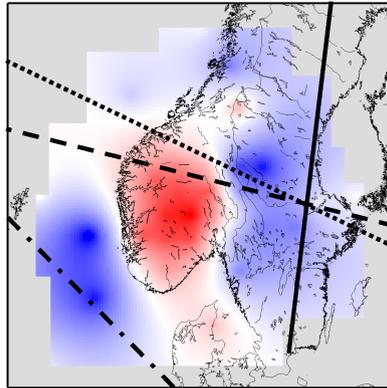


Abbildung 7.7: Schematische Übersichtsdarstellung der Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen und Profillagen an der Übergangszone unter Südschandinavien. Im Hintergrund ist die interpolierte v_S Verteilung der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie in 330 – 410 km Tiefe dargestellt. Die schwarzen Linien zeigen die Lage der Vertikalschnitte der Tomographien von Eken et al. (2007, 2008) (durchgezogene Linie), sowie von Ritsema et al. (1999) und von Bijwaard und Spakman (1999) (strichgepunktete Linie), von Megnin und Romanowicz (2000) (gepunktete Linie) und von Spakman (veröffentlicht in Cloetingh et al., 2007) (gestrichelte Linie).

Die Verteilung der 3D v_S Struktur zeigt in 330 – 410 km Tiefe eine Reduktion von v_S unterhalb von Südnorwegen (-2% v_{S_iasp91}) relativ zur Umgebung (2% v_{S_iasp91}) auf. Vergleicht man dies mit der Geschwindigkeitsverteilung einer relativen sowie einer globalen P-Wellentomographie (Medhus et al., 2011), so bilden auch diese eine Reduktion von v_P unterhalb von Südnorwegen relativ zur Umgebung im Osten ab. Die relative P-Wellen-Tomographie bildet einen Geschwindigkeitskontrast von 2% v_{P_iasp91} ab, während die absolute P-Wellen-Tomographie einen Geschwindigkeitskontrast von $2 - 3\%$ v_{P_ak135} wiedergibt (Medhus et al., 2011). Somit zeigt die S-Wellen-Tomographie einen größeren Geschwindigkeitskontrast auf als die P-Wellen-Tomographie. Dies könnte darauf hindeuten, dass die Ursache der Geschwindigkeitsreduktion einen stärkeren Effekt auf v_S gegenüber v_P ausübt. Die Lagen der Geschwindigkeitsübergänge in v_S und v_P unterscheiden sich gering. Dies könnte sich durch die unterschiedliche Modellparametrisierung ergeben. Die Reduktion von v_P unterhalb von Südnorwegen relativ zur Umgebung im Osten setzt sich auch in größere Tiefen (bis 600 km Tiefe) fort (Medhus et al., 2011). In 500 – 600 km Tiefe ergibt sich ein Geschwindigkeitskontrast von 2% v_{P_iasp91} aus der relativen und etwa 1% v_{P_ak135} aus der absoluten P-Wellen-Tomographie. Insgesamt weist die absolute Tomographie in 500 – 600 km Tiefe, trotz der geringeren v_P im Westen relativ zum Osten, eine Erhöhung von v_P relativ zu v_{P_ak135} in dieser Tiefe auf (Medhus et al., 2011). Andere globale Tomographiestudien (Ritsema et al., 1999; Bijwaard und Spakman, 1999; Spakman veröffentlicht in Cloetingh et al., 2007) deuten ebenfalls auf eine Reduktion von v_P bzw. v_S in der Übergangszone unter der Umgebung von Südnorwegen hin. Vertikalschnitte in Nord-Süd

Richtung westlich der südnorwegischen Küste (strich-gepunktete Linie in Abb. 7.7) bilden eine geringe v_P und v_S Anomalie ($< 0,5\% v_{P_{ak135}}$ (Bijwaard und Spakman, 1999) bzw. $< 0,5\% v_{P_{prem}}$; Ritsema et al., 1999) ab. Da die Profile nicht durch Norwegen verlaufen, sondern westlich davon, kann eine Fortsetzung der dort abgebildeten Geschwindigkeitsanomalien nach Südnorwegen hin nur vermutet werden. Ein Vertikalschnitt, der in West-Ost Richtung durch Südnorwegen und -schwedens verläuft (gestrichelte Linie in Abb. 7.7), zeigt eine Reduktion von v_P im Bereich von Südnorwegen auf (Spakman veröffentlicht in Cloetingh et al., 2007). Oberhalb von 410 km Tiefe und unterhalb von 660 km Tiefe wird eine Zunahme von v_P nach Osten hin beobachtet. Da der Profilverlauf nicht detailliert genug wiedergegeben wird (Spakman veröffentlicht in Cloetingh et al., 2007), kann die Lage des v_P Übergangs nicht exakt wiedergegeben werden. Der Übergang könnte somit unter Südnorwegen oder Südschweden liegen. Die P- und S-Wellen-Laufzeit-Tomographien (Medhus et al., 2011 und diese Arbeit), die den MAGNUS-Datensatz analysieren, zeigen nun die Lage des Geschwindigkeitsübergang in v_P und v_S im Bereich des Oslo Grabens auf. Relative Laufzeit-Tomographien, die in Schweden registrierte P- und S-Wellen analysieren, bilden unterhalb von 300 km Tiefe im Bereich von $60^\circ - 64^\circ\text{N}$ negative Anomalien von v_P (Eken et al., 2007) und v_S (Eken et al., 2008) relativ zur Umgebung ab (durchgezogene Linie in Abb. 7.7). Da diese Studien ebenfalls relative Laufzeit-Tomographien berechnen, zeigen diese Geschwindigkeitsanomalien den relativen Geschwindigkeitskontrast in v_S und v_P unterhalb Schwedens auf und sind somit nicht direkt mit denen der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie des MAGNUS Datensatzes vergleichbar. Diese zeigt am Rande des Modells unter Schweden keine deutliche Geschwindigkeitsabnahme in v_S . Andere globale Tomographiestudien (Ritsema et al., 2004; Megnin und Romanowicz, 2000) geben keinen Hinweis auf eine Geschwindigkeitsanomalie, die bis in die Übergangszone reicht (gepunktete Linie und der Kartenausschnitt in Abb. 7.7). Dies könnte auf die fehlende Auflösung bzw. nicht detaillierte Wiedergabe der globalen Tomographiestudien zurückzuführen sein, die z.B. durch zu geringe Stationsüberdeckung im Bereich Skandinaviens verursacht wird.

Die hier gefundenen Ankunftszeiten und Tiefenlagen der 410 km und 660 km Diskontinuitäten, die aus der S-Receiver Funktionsanalyse resultieren, weisen auf Änderungen der Tiefenlagen der Diskontinuitäten hin. Dabei werden Änderungen der Ankunftszeit, die sich aus der *CP* Stapelung ergeben, relativ zu iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991) betrachtet und Änderungen der Tiefenlage, die aus der *CCP* Stapelung unter Verwendung eines lokalen 3D $v(z)$ Modells (Frassetto et al., 2010) resultieren, relativ zu 410 km Tiefe und 660 km Tiefe betrachtet. Da nur eine geringe Anzahl an deutlichen Konversionssignalen von der 410 km Diskontinuität beobachtet werden, kann deren Verlauf nur nördlich von 62°N abgebildet werden. Dort weisen die Konversionssignale von der 410 km Diskontinuität spätere Ankunftszeiten auf als nach iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991) erwartet wird. Dies könnte durch eine größere Tiefenlage der Diskontinuitäten oder durch eine Abnahme der lokalen Geschwindigkeitsstruktur von dem Erdreferenzmodell iasp91 (Kennett und Engdahl, 1991) verursacht werden. Zusätzlich weisen die beobachteten Ankunftszeiten eine relative Abnahme von Westen nach Osten auf (Abb. 7.2b), die auf eine Tiefenabnahme oder Geschwindigkeitszunahme hindeutet. Eine Interpretation der Änderung der Ankunftszeiten als Tiefenabnahme würde in etwa mit dem Tiefenverlauf der 410 km Diskontinuität, der sich aus einer P-RF Studie ergibt (Frassetto und Thybo, 2010), korrelieren. Diese bildet unterhalb von Südnorwegen eine Tiefenlage der 410 km Diskontinuität größer als 410 km ab und weist dazu eine relative Verringerung der Tiefenlage nach Osten bzw. Südosten hin auf (Frassetto und Thybo, 2010). Diese Zunahme der Tiefenlage der 410 km Diskontinuität im Westen relativ zum Osten könnte die Ursache der in dieser Tiefe sichtbaren v_S Anomalie sein. Die Tiefenlage der 660 km Diskontinuität, die sich aus der *CCP* Stapelung ergibt, weist auf größere Tiefen (670–730 km) unterhalb von Südnorwegen hin relativ zu flacheren Lagen (637–650 km Tiefe) unter dem Baltischen Schild im Osten. Der Tiefenverlauf der 660 km Diskontinuität, der sich aus der P-RF Studie (Frassetto und Thybo, 2010) ergibt,

weist einen ähnlichen Tiefenverlauf auf. Dabei wird ebenfalls eine relative Abnahme der Tiefenlage von Westen nach Osten beobachtet. Allerdings resultieren aus der P-RF Analyse nur Tiefenlagen größer als 660 km (Frassetto und Thybo, 2010), während sich aus der *CCP* Stapelung der S-Receiver Funktionen auch Tiefen kleiner als 660 km ergeben (635 – 650 km Tiefe). Die absolute Tiefenlage und absoluten Änderungen der 660 km Diskontinuität aus der S-RF Analyse sind deutlich unterschiedlich zu denen der P-RF Analyse von Frassetto und Thybo (2010). Der Verlauf der Tiefenlage, der eine Abnahme der Tiefe von Westen nach Osten abbildet, ist hingegen plausibel und mit dem aus der P-RF Studie (Frassetto und Thybo, 2010) vergleichbar. Eine weitere P-RF Analyse (Olsson et al., 2007b) bildet unterhalb von Schweden frühere Ankunftszeiten (1 – 2 s) der Konversionssignale von den 410 km und 660 km Diskontinuitäten ab als nach den Erdreferenzmodellen *iasp91* (Kennett und Engdahl, 1991) und *PREM* (Dziewonski und Anderson, 1981) erwartet wird. Dies stimmt mit der Größenordnung der hier beobachteten verfrühten Ankunftszeiten der Konversionssignale von der 660 km Diskontinuität von etwa 2 s überein, weicht jedoch von den hier beobachteten verspäteten Ankunftszeiten der Konversionssignale von der 410 km Diskontinuität ab.

Die laterale v_S Verteilung des Tomographiemodells in 330 – 410 km Tiefe korreliert mit denen aus regionalen und globalen Tomographiestudien (Medhus et al., 2011; Spakman veröffentlicht in Cloetingh et al., 2007), auch wenn der abgebildete Geschwindigkeitskontrast leicht variiert (Abb. 7.7). Zusätzlich ist eine Korrelation zwischen der Geschwindigkeitsverteilung und dem Tiefenverlauf der 410 km Diskontinuität, der sich aus einer P-RF Studie von Frassetto und Thybo (2010) ergibt, erkennbar. Durch eine Absenkung der Tiefenlage der 410 km Diskontinuität unter Südnorwegen relativ zu den östlichen Bereichen, ist eine Zunahme von v_S nach Osten hin erklärbar. Auch der Tiefenverlauf der 660 km Diskontinuität, der aus S- (diese Arbeit) und P-Receiver Funktionen (Frassetto und Thybo, 2010) resultiert, weist diesen Verlauf, eine Abnahme der Tiefen von Westen nach Osten auf, auch wenn sich dabei die absoluten Tiefenlagen um mehr als 20 km unterscheiden können. Diese Abnahme der Tiefenlage von Westen nach Osten korreliert mit einer Zunahme von v_P nach Osten hin (Medhus et al., 2011; Spakman veröffentlicht in Cloetingh et al., 2007).

8 Interpretation und Diskussion

Zur Analyse der Scherwellen-Untergrundstruktur unter dem Südkandinavischen Gebirge wird in dieser Arbeit eine S-Receiver Funktionsmethode (S-RF, Kap. 4, 5) und eine S-Wellen-Laufzeit-Tomographie (Kap. 6) durchgeführt. Anschließend werden die Ergebnisse zur Erstellung eines Modells der Scherwellen-Untergrundstruktur verwendet (Kap. 7.1) und dieses mit bisherigen Untergrundmodellen verglichen (Kap. 7.2). In diesem Kapitel wird das aus dieser Studie resultierende Modell der Scherwellen-Untergrundstruktur unter Berücksichtigung und Einbeziehung der bisherigen Untergrundmodellen interpretiert und diskutiert.

Die Scherwellen-Untergrundstruktur (Abb. 7.3), die mit Hilfe der S-RF Analyse und der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie abgebildet wird, zeigt eine gute Korrelation mit den resultierenden Untergrundmodellen anderer Studien (Kap.7.2). Die ermittelten Mohotiefen deuten auf eine Zunahme der Moho ins Landesinnere und weiter nach Osten zum Baltischen Schild hin (z.B. Kap. 7.1.1, Stratford et al., 2009; Svenningsen et al., 2007). Die abgebildeten negativen Geschwindigkeitsanomalien unter Südnorwegen (z.B. Kap. 7.1.2, Weidle und Maupin, 2008; Maupin, 2011; Medhus et al., 2011) relativ zur Umgebung deuten auf eine Verdünnung der Lithosphäre im oberen Erdmantel relativ zur Umgebung hin. Dadurch könnte unterhalb von Südnorwegen die langsamere seismische Geschwindigkeit der Asthenosphäre beobachtet werden im Gegensatz zur schnelleren seismischen Geschwindigkeit der Lithosphäre unter dem Baltischen Schild. Im Gegensatz dazu deuten die Studien auf eine Zunahme der Tiefenlagen der 410 km und 660 km Diskontinuitäten unter Südnorwegen relativ zu flacheren Tiefenlagen unter Südschweden hin (z.B. Kap. 7.1.3, Frassetto und Thybo, 2010; Olsson et al., 2007b). Eine größere Tiefenlage der Diskontinuitäten würde sich ebenfalls in einer Geschwindigkeitsreduktion unter Südnorwegen relativ zur Umgebung äußern, da an der Übergangszone die seismischen Geschwindigkeiten mit zunehmender Tiefen zunehmen. Dadurch könnte unterhalb von Südnorwegen bei einer größeren Tiefenlage der 410 km Diskontinuität die langsamere seismische Geschwindigkeit des oberen Erdmantels beobachtet werden im Gegensatz zur schnelleren seismischen Geschwindigkeit der Übergangszone unter dem Baltischen Schild. Bei einer größeren Tiefenlage der 660 km Diskontinuität unterhalb von Südnorwegen könnte dort die langsamere seismische Geschwindigkeit der Übergangszone beobachtet werden relativ zur schnelleren seismischen Geschwindigkeit des unteren Erdmantels unter dem Baltischen Schild.

Die beobachteten v_S Reduktionen, die unter Südnorwegen beobachtet werden und auf eine Lithosphärenverdünnung hindeuten, könnten durch Änderungen der Temperatur oder der

Zusammensetzung des oberen Mantels verursacht werden, wobei der Einfluss der Temperaturänderungen größer ist als der der mineralogischen Zusammensetzung (Cammarano et al., 2003; Goes et al., 2004; Ritter, 2007; Medhus et al., 2011). In der P-Wellen-Laufzeit-Tomographie, die einen ähnlichen Geschwindigkeitskontrast wie in v_S beobachtet aufweist, würde bei einer reinen Temperaturanomalie eine Temperaturänderung von etwa 500 K benötigt, um den Geschwindigkeitskontrast von etwa 0,5 km/s erklären zu können (Medhus et al., 2011). Nach Cammarano et al. (2003) ergibt sich ein Geschwindigkeits-Temperatur-Gradient der 1300°C Adiabaten von etwa $\delta v_S/\delta T = -2\%/100\text{K}$ in 100 km Tiefe und $\delta v_S/\delta T = -1,2\%/100\text{K}$ in 250 km Tiefe. Daraus ergibt sich für einen beobachteten Geschwindigkeitskontrast von maximal 4% v_S in 75 – 250 km Tiefe eine reine Temperaturanomalie von etwa 200–330 K. Eine Temperaturänderung bzw. -erhöhung unter Südnorwegen von 200 – 330 K relativ zur Umgebung könnte somit den beobachteten Geschwindigkeitskontrast zwischen Südnorwegen und den umliegenden Gebieten erklären. Die aus Δv_S abgeschätzte Temperaturzunahme von 200 – 330 K ist deutlich geringer als die aus Δv_P abgeschätzte Temperaturzunahme von etwa 500 K. Dies deutet auf weitere Ursachen für die Geschwindigkeitsänderung hin, die deutlich stärker auf v_P als v_S wirken. Weidle und Maupin (2008) beobachten in der lateralen v_S Verteilung, die aus einer Oberflächenwellen-Tomographie resultiert, eine Verbindung zu Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen im Nordatlantik. Diese könnte im Zusammenhang mit der hier beobachteten Temperaturanomalie stehen. Jedoch kann in der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie keine Verbindung der negativen v_S Anomalie zu Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen im Nordatlantik gezeigt werden, da deren Modellraum eine zu geringere Ausdehnung aufweist. Es wird nur beobachtet, dass die reduzierte Geschwindigkeit sich auch westlich von Südnorwegen ausbreitet. Würde ein Zusammenhang zwischen der Geschwindigkeitsreduktion unterhalb von Südnorwegen und den Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen im Nordatlantik existieren oder eine Verbindung zwischen beiden bestehen (Weidle und Maupin, 2008), so könnten eventuell auch partielle Schmelzen im Untergrund unterhalb von Südnorwegen vermutet werden. Dadurch würde eine geringere Temperaturänderung als 200 – 300 K ausreichen, um den beobachteten Geschwindigkeitskontrast zu verursachen (Ritter, 2007). Im oberen Erdmantel in 50 – 250 km Tiefe werden in den Receiver Funktionen negative Konversionssignale beobachtet, die auf Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen hindeuten. Die $v_S(z)$ Modelle, die aus einer S-RF Modellierung resultieren, zeigen jedoch keinen deutlichen oder eindeutigen Verlauf von Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen. Die Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen weisen auf eine heterogene Untergrundstruktur hin. Da die S-RF Modellierung Mehrdeutigkeiten und somit Unsicherheiten unterliegt, könnten diese eine Nicht-Beobachtung der LAB erklären. Die Nicht-Beobachtung der LAB könnte allerdings auch auf die registrierten Daten und somit die Untergrundstruktur zurückzuführen sein. Ist die v_S Reduktion im Tomographiemodell durch eine Temperaturanomalie verursacht, so könnte diese auch zur einem graduellen Übergang zwischen der Lithosphäre und Asthenosphäre führen. Erstreckt sich dieser graduelle Übergang über 50 km und mehr, so wäre dieser vermutlich nicht in den S-Receiver Funktionen beobachtbar (Eaton et al., 2009). Unter dem Baltischen Schild, der höhere Geschwindigkeiten und somit vermutlich auch geringere Temperaturen relativ zu denen unter Südnorwegen aufweist, werden in den $v_S(z)$ Modellen östlich von 11°E Geschwindigkeitsreduktionen in Tiefen größer 100 km beobachtet.

In 330–410 km Tiefe wird ein Geschwindigkeitskontrast von maximal 4% v_S über Südsandinavien hinweg beobachtet. Dieser Geschwindigkeitskontrast könnte nach (Cammarano et al., 2003) bei gleicher Zusammensetzung mit $\delta v_S/\delta T = -1\%/100\text{K}$ durch eine reine Temperaturanomalie von etwa 400 K unter Südnorwegen relativ zur Umgebung erklärt werden. Nach Ritter (2007), der Temperaturänderungen in 300 – 400 km unter Berücksichtigung von anhydrierten Mineralen bestimmt, resultiert mit $\delta v_S/\delta T = -1\%/70\text{K}$ eine geringere Temperaturänderung von 280 K unter Südnorwegen. Bestimmt man dem Einfluss der abgeschätzten Temperaturänderungen auf die Tiefenlage der Phasenübergän-

ge an der 410 km Diskontinuität (Ritter, 2007; Bina und Helffrich, 1994), so resultiert aus einem Temperaturkontrast von 280 K bzw. 400 K eine Absenkung der 410 km Diskontinuität von etwa 24 km bzw. 34 km. Die S-Receiver Funktionen zeigen am Rand der v_S Anomalie spätere Ankunftszeiten von 6 s relativ zu *iasp91* (Kennett und Engdahl, 1991) mit einer relativen Änderung von 4 s von Westen nach Osten. Die daraus abgeschätzte absolute Änderung der Tiefenlage von 55 km ist größer als durch die Temperaturänderung erwartet. Die relative Tiefenänderung von 37 km liegt jedoch in der erwarteten Größenordnung, die durch die Temperaturänderung verursacht sein könnte. Die in den P-Receiver Funktionen beobachtete Tiefenabnahme der 410 km Diskontinuität von etwa 25 km (Frassetto und Thybo, 2010) nach Osten hin korreliert mit den hier abgeschätzten Absenkungen der Tiefenlage um 28 – 34 km. Somit könnte die beobachtete v_S Geschwindigkeitsanomalie in 330–410 km und die beobachtete Zunahme der Tiefenlage der 410 km Diskontinuität unter Südnorwegen relativ zum Baltischen Schild durch eine Temperaturabnahme verursacht sein.

Um den Einfluss der Untergrundstruktur auf die Hebung abzuschätzen und somit mögliche Mechanismen der Hebung zu ermitteln, werden die Beobachtungen mit den Hypothesen in Relation gesetzt. Die Beobachtung einer Zunahme der Krustenmächtigkeit unter dem Gebirge, also eine Krustenwurzel, könnte auf die Hypothese von Nielsen et al. (2009) zur Gebirgsbildung hindeuten. Diese vermuten in der Skandinavischen Gebirgskette einen Überrest der kaledonischen Gebirgskette Nielsen et al. (2009). In dieser Arbeit wird zwar eine Zunahme der Krustenmächtigkeit von der Atlantikküste nach Osten beobachtet, die maximale Krustenmächtigkeit liegt aber, wie auch bei Stratford et al. (2009), nicht unterhalb des Gebirges. Svenningsen et al. (2007) beobachten in ihrer P-RF Studie eine Krustenwurzel unterhalb des Südsandinavischen Gebirges. Unter der Annahme der Airy Isostasie resultiert durch eine Zunahme der Krustenmächtigkeit um 8 km (Kap. 5.1, Stratford et al., 2009) eine Hebung von etwa 1400 m (Gl. 1.1). Nach Stratford et al. (2009) und Svenningsen et al. (2007) resultiert der Hauptanteil der Hebung aus der Krustenverdickung. Die Beobachtung der Geschwindigkeitsreduktionen unter Südnorwegen relativ zum Baltischen Schild (Kap. 6.2, Medhus et al., 2011; Weidle und Maupin, 2008; Maupin, 2011) deuten auf eine Verdünnung der Lithosphäre und eine Zunahme der Temperatur im oberen Erdmantel hin. Diese Beobachtungen und die daraus resultierende Interpretation könnte auf die Hypothese von Japsen und Chalmers (2000) hindeuten. Diese vermuten eine erneute Gebirgshebung im Neogen, die auch im Zusammenhang mit einem asthenosphärischen Diapir (Rohrman und van der Beek, 1996) stehen könnte, als Ursache der heutigen Gebirgskette. Die Tiefenlage der LAB kann in dieser Studie nicht mit Hilfe der S-Receiver Funktionen ermittelt werden. Dies könnte auf einen starken graduellen Geschwindigkeitsübergang an der LAB hindeuten, der durch die hier aus Δv_S abgeschätzte Temperaturzunahme von 200 – 300 K unter Südnorwegen verursacht werden könnte. Zur Darstellung der Größenordnung des Hebungseinflusses, der unter Annahme der Airy Isostasie aus einer Lithosphärenverdünnung resultiert: Eine Verdünnung der Lithosphäre um 30 km ergibt eine Hebung von etwa 410 m (Gl. 1.2). Eine Geschwindigkeitsreduktion von $-2\% v_{S_iasp91}$ führt zu einer Dichteänderung von etwa $-0,6\% \rho$ (Berteussen, 1977) und somit zu einer Hebung von etwa $0,06 \cdot z_\rho$ in Abhängigkeit der vertikalen Ausdehnung der Dichteänderung (Gl. 1.4). Eine vertikale Ausdehnung der Dichteänderung von 100 km ergibt eine Hebung von 600 m. Die Beobachtung der Geschwindigkeitsreduktion an der Übergangszone (z.B. Kap. 6.2, Medhus et al., 2011) und die Zunahme der Tiefenlagen der 410 km und 660 km Diskontinuitäten (Kap. 5.3, Frassetto und Thybo, 2010), deuten darauf hin, dass die vermutete Temperaturanomalie bis in die Übergangszone reicht. Ob eine dadurch verursachte Dichteänderung an der Übergangszone einen noch beobachtbaren Einfluss auf die Gebirgshebung hat oder hatte, ist fraglich.

Die seismologische Beobachtung der Krustenverdickung deutet auf einen Hebungsmecha-

nismus ohne Einfluss des oberen Erdmantels hin, widersprechen aber einem zusätzlichen Einfluss des oberen Erdmantels nicht. Die Beobachtung der Geschwindigkeitsreduktion unter Südnorwegen relativ zur Umgebung deuten hingegen auf einen Hebungsmechanismus, der vom oberen Erdmantel beeinflusst ist. Nach Stratford et al. (2009); Svenningsen et al. (2007) könnte die Gebirgshebung durch die Zunahme der Krustenmächtigkeit erklärt werden. Medhus et al. (2011) vermuten, dass die im oberen Erdmantel gefundenen Anomalien, die laterale und vertikale Ausdehnungen von mehreren hundert Kilometer aufweisen, einen Einfluss auf das regionale isostatische Gleichgewicht aufweisen und sich nicht direkt auf die Gebirgsbildung auswirken. Die hier diskutierten seismologischen Beobachtungen deuten auf eine unterschiedliche Geodynamik zwischen Südnorwegen und Schweden hin. Zur detaillierten Analyse des Zusammenwirkens der einzelnen geodynamischen Prozesse und Mechanismen und die daraus entstandene Hebung in Südnorwegen bedarf es einer geodynamischen Modellierung, zu der die hier diskutierten seismologischen Studien die Randbedingungen stellen. Erste Resultate der geodynamischen Modellierung deuten darauf hin, dass die beobachteten Geschwindigkeitskontraste im oberen Erdmantel durch eine abrupte Zunahme der Lithosphärenmächtigkeit nach Schweden hin (Gradmann et al., 2011) verursacht werden könnten. Zusätzlich dazu könnte auch eine Temperaturanomalie zur Erklärung der beobachteten Geschwindigkeitskontraste beitragen (Gradmann et al., 2011).

9 Zusammenfassung und Ausblick

Die skandinavische Gebirgskette, die sich über Norwegen erstreckt, weist eine Topographie von bis zu 2500 m auf (Ebbing und Olesen, 2005). Die Mechanismen und die Ursachen, die zur Gebirgsbildung führten und somit die heutige Topographie verursachten, werden noch immer diskutiert. Zwei unterschiedliche Hypothesen haben sich heute etabliert. Nielsen et al. (2009) führen das südsandinavische Gebirge auf die kaledonische Gebirgsbildung zurück und erklären die heutige Topographie durch eine Kombination von Isostasie, Klima und Erosion, die auf die Überreste des kaledonischen Gebirges wirkte. Im Gegensatz dazu geht die 2. Hypothese nach Japsen und Chalmers (2000) von einer vollständigen Erosion des kaledonischen Gebirges auf Meeresebene aus, bevor es im Neogen durch Hebungprozesse zur Gebirgsbildung kam. Nach Rohrman und van der Beek (1996) könnte die Hebung im Zusammenhang mit dem Island Hotspot stehen und durch eine Aufwölbung der Asthenosphäre erklärt werden. Um Rückschlüsse auf die Ursache und die Mechanismen der Gebirgsbildung und der heutigen Topographie schließen zu können, muss zuerst die Kenntnis über die Struktur des Erdmantels und die dort auftretenden Prozesse verbessert werden. Dazu wird im Rahmen von TopoScandiaDeep (Kap. 2.1.2), das die Untergrundstruktur unter Südnorwegen analysiert, ein Lithosphären-Asthenosphären-Modell erstellt. Dieses stellt die Randbedingungen, die ein geodynamisches Modell der Entstehung der Skandinavischen Gebirgskette erfüllen bzw. wiedergeben muss (Weidle et al., 2010). Diese Arbeit steuert dazu ein Modell der Scherwellen-Untergrundstruktur bei, das aus einer S-Wellen-Laufzeit-Tomographie und einer Analyse von S-Receiver Funktionen des MAGNUS-Datensatzes (Kap. 3; Weidle et al., 2010) erstellt wird.

Die S-Receiver Funktionsmethode (Kap. 4) analysiert S-zu-P konvertierte Wellen, um die Untergrundstruktur, also die Tiefenlage von Schichtgrenzen und den dort herrschenden Geschwindigkeitskontrast, abzubilden. Um die Untergrundstruktur ohne Artefakte wiederzugeben, ist eine sorgfältige Datenbearbeitung notwendig. Diese umfasst die Trennung der Wellentypen (P, SV, SH) in Abhängigkeit ihrer Polarisation, die Entfernung des Quellsignals, die Entfernung der auftauchwinkelabhängigen Laufzeiteffekte und die Stapelung der individuellen S-Receiver Funktionen (Yuan et al., 2006).

Da der Einfluss von 3D Inhomogenitäten auf den Strahlweg messbar ist, sollten diese in der Datenbearbeitung berücksichtigt werden. In dieser Arbeit werden zur Trennung der Wellentypen in Abhängigkeit ihrer Polarisation die gemessenen Rotationsparameter BAZ und i_{app} verwendet, die sensitiv auf die Auswirkungen der 3D Inhomogenitäten sind. Dazu wurden hier einige Methoden zur Bestimmung der beobachteten Rotationsparameter entwickelt und getestet (Kap. 4.3). Aufgrund von Instabilitäten wird ein Teil der Metho-

den verworfen (Kap. 4.3.3), während die folgenden Methoden bei der Bestimmung der beobachteten Rotationsparameter die stabilsten Parameter lieferten: Die Bestimmung des beobachteten Rückazimuts BAZ (Kap. 4.3.1) erfolgt über die Minimierung des Amplitudenquadrats in einem Zeitfenster von 15 s um den P-Welleneinsatz auf der T-Komponente. Die Bestimmung des beobachteten scheinbaren Auftauchwinkels i_{app} (Kap. 4.3.2) wird über die Maximierung des Amplitudenquadrats in einem Zeitfenster von 30 s um den S-Welleneinsatz auf der Q-Komponente realisiert.

Artefakte in der S-Receiver Funktion, die durch die Interferenz von S- und SKS-Wellen entstehen (Wilson et al., 2006), können durch die manuelle Bestimmung des Quellsignals und somit der Berücksichtigung von sich überlagernden Quellsignalen, reduziert werden. Es werden nur leichte Verschmierungen der Konversionssignale beobachtet (Jacobsen, 2010, *pers. comm.*).

Die Stapelung von S-Receiver Funktionen dient der Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses (SNR). Beobachtet man die Änderung der Wellenform mit zunehmender Stapelung, so wird deutlich, dass neben der Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses auch negative Effekte wie die Zerstackelung einzelner Konversionssignale durch Aufstackeln von stark verrauschten S-Receiver Funktionen auftreten (Jacobsen, 2011, *pers. comm.*). Um den Bereich einer stabilen S-RF Stapelung zu finden, in dem der positive Effekt der SNR -Verbesserung den negativen Effekt der Signal Zerstackelung überwiegt, sollte eine Stabilitätsanalyse der S-RF Stapelspur durchgeführt werden, wie sie z.B. in dieser Arbeit vorgestellt und realisiert wird (Kap. 4.6.2.1). Die S-Receiver Funktionen werden in Abhängigkeit ihrer Qualität, die mit unterschiedlichen Verfahren bestimmt werden kann, sortiert. Bei der anschließenden Stapelung wird der Unterschied zwischen den S-RF Stapelspuren der einzelnen Stapelschritte ermittelt und der Bereich mit der geringsten Änderung, also der stabilsten Stapelung, bestimmt. Dabei zeigt sich für den MAGNUS-Datensatz, dass nur die Stapelbereiche in die Stabilitätsanalyse der S-RF Stapelspur eingehen sollten, die mehr als 100 individuelle S-Receiver Funktionen beinhalten. Die Stabilitätsanalyse der S-RF Stapelspur wird bei der konversionspunktabhängigen Stapelung der S-Receiver Funktionen im Zeitbereich angewendet. Bei der CCP Stapelung, die die S-Receiver Funktionen zuerst in den Raum projiziert und dann volumenelementweise aufstackelt, kann die Stabilitätsanalyse nicht angewendet werden, da pro Volumenelement nur ein gemittelter Datenpunkt resultiert.

Der andere wichtige Bestandteil der Weiterentwicklung der S-Receiver Funktionsmethode beschäftigt sich mit der Modellierung der S-Receiver Funktionen (Kap. 4.7). Mit deren Hilfe können Rückschlüsse auf die v_S Geschwindigkeitsstruktur, die die S-Receiver Funktion erzeugte, gezogen werden. Neben der Anwendung einer Vorwärtsmodellierung wird eine Inversion der S-Receiver Funktionen in Kooperation mit B.H. Jacobsen von der Universität Aarhus entwickelt. Mit beiden Modellierungen kann eine sprunghafte Änderung im Geschwindigkeitsmodell dargestellt werden, während ein gradueller Übergang bisher nur in der Vorwärtsmodellierung realisiert werden kann. Ein weiterer Vorteil der Vorwärtsmodellierung liegt in der Berücksichtigung von a priori Informationen, wie z.B. die Mohotiefe oder die seismischen Geschwindigkeiten. Wird die Vorwärtsmodellierung ohne a priori Informationen angewendet, so benötigt die Berechnung aller möglichen Modelle (mehrschichtige Modelle mit unterschiedlichen Geschwindigkeitsmodellen) viel Zeit und Speicherplatz. Mit Hilfe der Inversion kann die Suche der plausiblen Geschwindigkeitsmodelle schneller realisiert werden. Ein Nachteil der Modellierung, sowohl der Vorwärts- als auch der Inversionsrechnung, liegt in der Mehrdeutigkeit der Resultate. Die Ankunftszeiten von Konversionssignalen können sowohl durch ein Modell mit größeren Schichtmächtigkeiten und schnelleren Geschwindigkeiten, als auch durch dünnere Schichten mit langsameren Geschwindigkeiten erklärt werden. Die Resultate der S-RF Inversion müssen anhand der Vorwärtsmodellierung und mit Hilfe von a priori Informationen auf Plausibilität hin verifiziert werden. Durch die Angabe eines Modellbereichs $v(z)$ wird gleich die Unsicherheit

innerhalb des Modells berücksichtigt.

Aus der S-Receiver Funktionsmethode, die auf den MAGNUS-Datensatz angewendet wird, resultieren die Ankunftszeiten der Konversionssignale aus der stabilisierten *CP* Stapelung im Zeitbereich, die Tiefenlage der Konversionssignale aus der *CCP* Stapelung im Raum, sowie die $v_S(z)$ Modelle aus der S-RF Modellierung (Kap. 5). Die einzelnen $v_S(z)$ Modelle geben die Tiefenlagen und die Geschwindigkeitskontraste an den Schichtgrenzen wieder, während der $v_S(z)$ Modellbereich zusätzlich die Modellunsicherheiten angibt. Der Verlauf der Moho Diskontinuität weist auf eine Zunahme der Krustenmächtigkeit ins Landesinnere und weiter nach Osten in Richtung des Baltischen Schildes auf bis zu 41 km hin. Aus einer Modellierung mit S-Receiver Funktionen deutet sich an der Moho ein bis zu 10% geringerer Geschwindigkeitskontrast an als nach *iasp91* (Kennett und Engdahl, 1991) erwartet wird. Im oberen Erdmantel werden Konversionen beobachtet, die auf mehrere Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen in 50 – 250 km Tiefe hindeuten. Aus der Modellierung der S-Receiver Funktionen resultiert eine komplexe und stark heterogene Untergrundstruktur, in der kein deutlicher oder eindeutiger Verlauf von Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen erkennbar ist. Im Gegensatz dazu zeigen die beobachteten Konversionssignale von der 410 km und 660 km Diskontinuitäten eine relative Abnahme ihrer Tiefenlage von Südnorwegen zum Baltischer Schild hin auf.

Zur Erstellung der v_S Geschwindigkeitsstruktur wird eine S-Wellen-Laufzeit-Tomographie (Kap. 6) mit dem Programm *Jl-3D* (Jordan, 2003) durchgeführt. Dessen Vorteile sind die variable Parametrisierung des Modellraums in Abhängigkeit der Modelldurchstrahlung, die Berücksichtigung von a priori Informationen und die Verwendung eines 3D Raytracers (Steck und Prothero, 1991) für iterative Inversionen. Als Eingangssignal dienen gewichtete relative krustenkorrigierte Laufzeitresiduen (Roy, 2011). Zur Überprüfung des resultierenden Inversionsmodells werden Wiedergabetests mit synthetischen Anomalien durchgeführt (Kap. 6.2.2). Dazu werden synthetische Anomalien in dem v_S Hintergrundmodell vorgegeben, synthetische Laufzeitresiduen berechnet und diese als neues Eingangssignal der Inversion übergeben (Evans und Achauer, 1993). Die daraus resultierenden Inversionsmodelle werden mit den vorgegebenen synthetischen Anomalien verglichen und damit das Auflösungsvermögen beurteilt. In dieser Arbeit werden Schachbrettmuster-Tests (Lévêque et al., 1993), bei denen amplituden-alternierende Anomalien vorgegeben werden, und Anomalie-Tests (Spakman et al., 1989), bei denen Anomalien ähnlich der beobachteten Anomalien vorgegeben werden, durchgeführt. Diese Wiedergabetests zeigen eine gute laterale Auflösung im Zentrum des Modellraums und weisen eine Abnahme der Auflösung zum Rand des Modellraums hin auf. Dies kann durch die Strahlgeometrie erklärt werden. Diese ist im Zentrum des Modellraums am besten und nimmt zu den Modellrändern hin ab. Dort wird das Modell dann meist nur mit wenigen seismischen Strahlen aus einer dominierenden Einfallrichtung durchlaufen. Es treten nur leichte laterale Verschmierungen zum Rand des Modellsraums auf. Die vertikale Wiedergabe hingegen ist stark reduziert. Durch starke vertikale Verschmierungen kann keine exakte Aussage über die Tiefenlage der Oberkante und Unterkante der beobachteten Anomalien getroffen werden. Die beobachteten Amplituden der Anomalien können ebenfalls durch die starken vertikalen Verschmierungen beeinflusst und somit über- oder unterschätzt werden.

Die seismische Geschwindigkeitsstruktur (Kap. 6.2.1), die aus der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie resultiert, weist eine gleichbleibende v_S Verteilung im oberen Erdmantel bis in 410 km Tiefe auf. Unterhalb von Südnorwegen wird über den gesamten Tiefenbereich von 35 – 410 km Tiefe eine reduzierte v_S relativ zur Umgebung abgebildet. Der beobachtete Geschwindigkeitskontrast beträgt etwa 4% $v_{S,iasp91}$ über das Untersuchungsgebiet hinweg. Die Vertikalschnitte durch das Inversionsmodell bilden einen scharfen v_S Übergang von reduzierter zu erhöhter v_S ab. Dieser Übergang verlagert sich mit zunehmender Tiefe weiter nach Osten und verläuft unterhalb von 180 km im Bereich des Oslo Grabens.

Das sich aus der Synthese der Resultate der S-Receiver Funktionen und der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie ergebende Modell der Scherwellen-Untergrundstruktur wird in Kapitel 7.1 präsentiert und in Kapitel 7.2 in bereits existierende Untergrundmodelle integriert. Durch die Verwendung von verschiedenen Wellentypen und Periodenbereiche unterscheiden sich die Sensitivitäten einzelner Analysen und führen somit zu Variationen zwischen einzelnen Untergrundmodellen. Unter Berücksichtigung der Unsicherheiten weist das resultierende Modell der Scherwellen-Untergrundstruktur eine gute Korrelation mit Untergrundmodellen anderer Studien auf. Die ermittelten Mohotiefen deuten auf eine Zunahme der Moho ins Landesinnere und weiter nach Osten zum Baltischen Schild hin (z.B. Kap. 7.1.1, Stratford et al., 2009; Svenningsen et al., 2007). Im oberen Erdmantel werden unterhalb von Südnorwegen reduzierte seismischen Geschwindigkeiten (v_S und v_P) relativ zum Baltischen Schild im Osten beobachtet (z.B. Kap. 7.1.2, Weidle und Maupin, 2008; Maupin, 2011; Medhus et al., 2011). Im Gegensatz dazu deuten die Studien auf eine Zunahme der Tiefenlagen der 410 km und 660 km Diskontinuitäten unter Südnorwegen relativ zu flacheren Tiefenlagen unter Südschweden hin (z.B. Kap. 7.1.3, Frassetto und Thybo, 2010; Olsson et al., 2007b).

Die Beobachtung einer Zunahme der Krustenmächtigkeit unter dem Gebirge, also eine Krustenwurzel, könnte auf die Bestätigung der Hypothese von Nielsen et al. (2009) zur Gebirgsbildung hindeuten. Diese vermuten in der Skandinavischen Gebirgskette einen Überrest der kaledonischen Gebirgskette (Nielsen et al., 2009). In dieser Arbeit wird zwar eine Zunahme der Krustenmächtigkeit von der Atlantikküste nach Westen beobachtet, die maximale Krustenmächtigkeit von bis zu 41 km liegt aber, wie auch bei Stratford et al. (2009), nicht unterhalb des Gebirges, sondern östlich davon. Svenningsen et al. (2007) beobachten in ihrer P-RF Studie eine Krustenwurzel von 10 – 12 km unterhalb des Südschandinavischen Gebirges. Unter der Annahme der Airy Isostasie resultiert durch eine Zunahme der Krustenmächtigkeit um 8 km (Kap. 5.1, Stratford et al., 2009) relativ zur Krustenmächtigkeit auf Meeressniveau eine Hebung von etwa 1400 m. Nach Stratford et al. (2009) und Svenningsen et al. (2007) resultiert der Hauptanteil der Hebung aus dieser Verdickung der Krustenmächtigkeit.

Die Beobachtungen von Geschwindigkeitsreduktionen unter Südnorwegen relativ zum Baltischen Schild (Kap. 6.2, Medhus et al., 2011; Weidle und Maupin, 2008; Maupin, 2011) deuten auf eine Verdünnung der Lithosphäre und eine Zunahme der Temperatur im oberen Erdmantel unter Südnorwegen hin. Diese Beobachtungen und die daraus resultierende Interpretation stehen mit der Hypothese von Japsen und Chalmers (2000) in Einklang. Diese vermuten eine erneute Gebirgshebung im Neogen als Ursache der heutigen Topographie, die auch im Zusammenhang mit einem asthenosphärischen Diapir (Rohrman und van der Beek, 1996) stehen könnte. In dieser Studie kann die Tiefenlage der LAB nicht mit Hilfe der S-RF Methode bestimmt werden. Dies könnte auf einen starken graduellen Geschwindigkeitsübergang an der LAB hindeuten, der durch die hier aus Δv_S des Tomographiemodells abgeschätzte Temperaturzunahme von 200 – 300 K verursacht werden könnte. Die Beobachtung einer Geschwindigkeitsreduktion an der Übergangszone (z.B. Kap. 6.2, Medhus et al., 2011) und die Zunahme der Tiefenlagen der 410 km Diskontinuitäten (Kap. 5.3, Frassetto und Thybo, 2010) unterhalb von Südnorwegen relativ zur Umgebung, deuten darauf hin, dass die vermutete Temperaturanomalie im oberen Erdmantel bis zur Übergangszone reicht. Ob die hier gefundene Geschwindigkeitsanomalie, die auf eine Temperatur- und Dichteanomalie hindeutet, mit Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen im Atlantik in Verbindung steht, kann hier nicht gezeigt werden, wird nach Weidle und Maupin (2008) aber vermutet.

Mit Hilfe der seismologischen Beobachtungen ist es bisher noch nicht möglich eine der anfangs eingeführten Hypothesen zur Gebirgsbildung, Überrest des kaledonischen Gebirges (Nielsen et al., 2009) gegenüber einer erneuten Gebirgshebung (Japsen und Chalmers,

2000), vollständig auszuschließen. Die beobachtete Krustenverdickung unter Südnorwegen deutet auf einen Hebungsmechanismus ohne Einfluss des oberen Erdmantels hin, widerspricht aber einem zusätzlichen Einfluss des oberen Erdmantels nicht. Die Beobachtung der Geschwindigkeitsreduktion unter Südnorwegen relativ zur Umgebung deutet hingegen auf einen Hebungsmechanismus hin, der vom oberen Erdmantel stark beeinflusst ist. Nach Stratford et al. (2009) und Svenningsen et al. (2007) könnte die Gebirgshebung fast vollständig durch die Zunahme der Krustenmächtigkeit erklärt werden. Medhus et al. (2011) vermuten, dass die im oberen Erdmantel gefundenen Anomalien, die in allen hier diskutierten Studien laterale und vertikale Ausdehnungen von mehreren hundert Kilometer aufweisen, einen Einfluss auf das regionale isostatische Gleichgewicht aufweisen und sich nicht direkt auf die Gebirgsbildung auswirken.

Die hier diskutierten seismologischen Beobachtungen, deuten auf unterschiedliche geodynamische Prozesse zwischen Südnorwegen und Schweden hin. Denn obwohl eine Zunahme der Kruste von Südnorwegen nach Schweden unter das Baltische Schild beobachtet wird, weist Schweden eine geringere Topographie als in Südnorwegen auf.

Zur detaillierten Analyse des Zusammenwirkens der einzelnen geodynamischen Prozesse und Mechanismen und die daraus entstandene Hebung in Südnorwegen bedarf es deswegen einer geodynamischen Modellierung, zu der die hier diskutierten seismologischen Studien die Randbedingungen vorgeben.

Die Inversion von S-Receiver Funktionen sollte zukünftig noch weiter entwickelt werden. Es sollten zusätzlich zu den bisher implementierten sprunghaften Übergängen auch graduelle Übergänge implementiert werden. Die bisherige S-RF Inversion löst das Inversionsproblem linear. Da durch die Kopplung von ΔT , z , v_S und v_P Nicht-Linearitäten in der S-RF Inversion entstehen, sollte dieser Zusammenhang auch in der Inversion berücksichtigt werden. Dieses nicht-lineare Inversionsproblem könnte dann eventuell mit Markov-Chain-Monte-Carlo-Verfahren gelöst werden. Eine mögliche Weiterentwicklung der S-RF Inversion bestünde, unter der Annahme der eindeutigen Lösbarkeit des Inversionsproblems, in der Ermittlung des globalen Minimums der S-RF Anpassung unter Verwendung des Verfahrens *Simulated Annealing* (Wéber, 2000). Dabei wird das resultierende $v(z)$ Modell einer Inversion zufällig perturbiert und erneut invertiert. Nach Durchführung einer statisch ausreichenden Anzahl von Durchläufen, wird erwartet, dass die Inversion in die Bestimmung des globalen Minimums mündet.

Anhang

A Stationen des MAGNUS Experimentes

Tabelle A.1: Auflistung der Stationen des MAGNUS Experimentes. Neben den Stationskoordinaten sind auch der Sensortyp, die Eigenperiode des Sensors T_0 und die Kalibrierkonstanten der einzelnen Komponenten, mit denen das Seismogramm in die Einheit nm/s überführt wird, aufgelistet.

Station	Breite /°	Länge /°	Höhe /m	Sensortyp	T_0 /s	Kalibrierkonstante /(nm/(s bit)) Z / N-S / E-W
NWG01	63,49461	9,73621	87,77	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG03	62,78154	7,15178	181,33	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG04	62,78355	8,87799	215,35	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG05	62,72049	10,04331	563,66	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG06	62,56225	11,55296	842,08	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG07	62,13452	5,96891	43,09	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG08	62,14037	9,99433	822,25	CMG-40T	30	1,2563 / 1,2547 / 1,2453
NWG09	62,02910	7,53437	937,89	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG10	61,84479	11,84842	690,67	CMG-40T	30	1,2563 / 1,2285 / 1,2658
NWG11	61,38711	12,68304	441,01	KS-2000	100	0,4880 / 0,4796 / 0,5048
NWG12	61,51082	9,39678	672,40	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG13	61,19840	7,10111	18,58	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG14	61,47589	5,26187	17,22	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG15	60,57597	6,92401	174,44	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG16	60,61803	8,29072	613,39	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG17	60,62269	9,68972	510,56	KS-2000	100	0,4880 / 0,4604 / 0,4617
NWG18	60,70366	12,38018	211,63	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG19	59,85291	11,81503	289,12	KS-2000	100	0,5081 / 0,4748 / 0,4847
NWG20	59,64343	8,03046	828,76	KS-2000	100	0,4878 / 0,4831 / 0,4799
NWG21	59,95262	6,59382	410,25	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG22	59,26807	5,24142	66,16	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG23	59,49468	7,38647	834,46	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG24	59,02785	8,53836	397,93	KS-2000	100	0,4710 / 0,4785 / 0,4826
NWG25	58,98697	9,94116	24,98	KS-2000	100	0,5015 / 0,5238 / 0,4904
NWG26	59,13588	11,44354	130,89	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG27	58,74851	9,03566	102,49	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG28	58,62009	7,41862	342,66	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG29	58,74243	5,68236	24,00	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG30	58,13119	6,61959	85,49	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG31	58,38215	8,24645	163,74	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG32	60,21000	10,75124	567,05	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG33	60,62090	9,69365	480,92	KS-2000	100	0,4880 / 0,4604 / 0,4617
NWG34	59,11946	11,39528	81,31	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NWG35	59,49490	7,38593	839,05	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
NAO01	60,84422	10,88653	426,00	KS-54000	100	0,1214 / 0,1214 / 0,1214
NBO00	61,03075	10,77739	529,00	KS-54000	100	0,1214 / 0,1214 / 0,1214
NB201	61,04950	11,29389	613,00	KS-54000	100	0,1214 / 0,1214 / 0,1214
NC204	61,27592	10,76289	851,00	KS-54000	100	0,1214 / 0,1214 / 0,1214
NC303	61,22511	11,36903	401,00	KS-54000	100	0,1214 / 0,1214 / 0,1214
NC405	61,11278	11,71533	496,00	KS-54000	100	0,1214 / 0,1214 / 0,1214
NC602	60,73525	11,54136	305,00	CMG-3T	100	0,7525 / 0,7544 / 0,7497
HFC2	60,13347	13,69449	297,00	STS-2	120	0,0437 / 0,0436 / 0,0439
BER	60,38370	5,33480	21,00	STS-2	120	0,6667 / 0,6667 / 0,6667
KONO	59,64910	9,59820	-124,00	CMG-3T	120	0,1195 / 0,1166 / 0,1177 0,1204 / 0,1205 / 0,1194 0,0239 / 0,0304 / 0,0300

B Übertragungsfunktionen der KABBA Stationen

Tabelle B.1: Übertragungsfunktion der KABBA Stationen. Die KABBA Stationen werden im MAGNUS-Experiment unter dem Kürzel NWG geführt. Die Übertragungsfunktion wird auf bereits nach nm/s überführte Seismogramme angewendet.

Sensortyp	Komponente	A0-Normierung /(rad/s)	Pole /(rad/s)	Nullstellen /(rad/s)
STS-2	Z, N-S, E-W	$3,4738 \cdot 10^{17}$	$-0,037 + 0,037i$ $-0,037 - 0,037i$ -13300 $-10530 + 10050i$ $-10530 - 10050i$ $-520,3$ $-374,8$ $-97,34 - 400,7i$ $-97,34 + 400,7i$ $-15,64$ $-255,097$	0 0 $-463,1 - 430,5i$ $-463,1 + 430,5i$ $-176,6$ $-15,15$
CMG-40T	Z, N-S, E-W	$5,7157 \cdot 10^8$	$-0,148 + 0,148i$ $-0,148 - 0,148i$ $-502,655$ $-1005,310$ $-1130,973$	0 0
KS-2000	Z, N-S, E-W	$9,8568 \cdot 10^4$	$-0,044 + 0,044i$ $-0,044 - 0,044i$ $-222 - 222i$ $-222 + 222i$	0 0

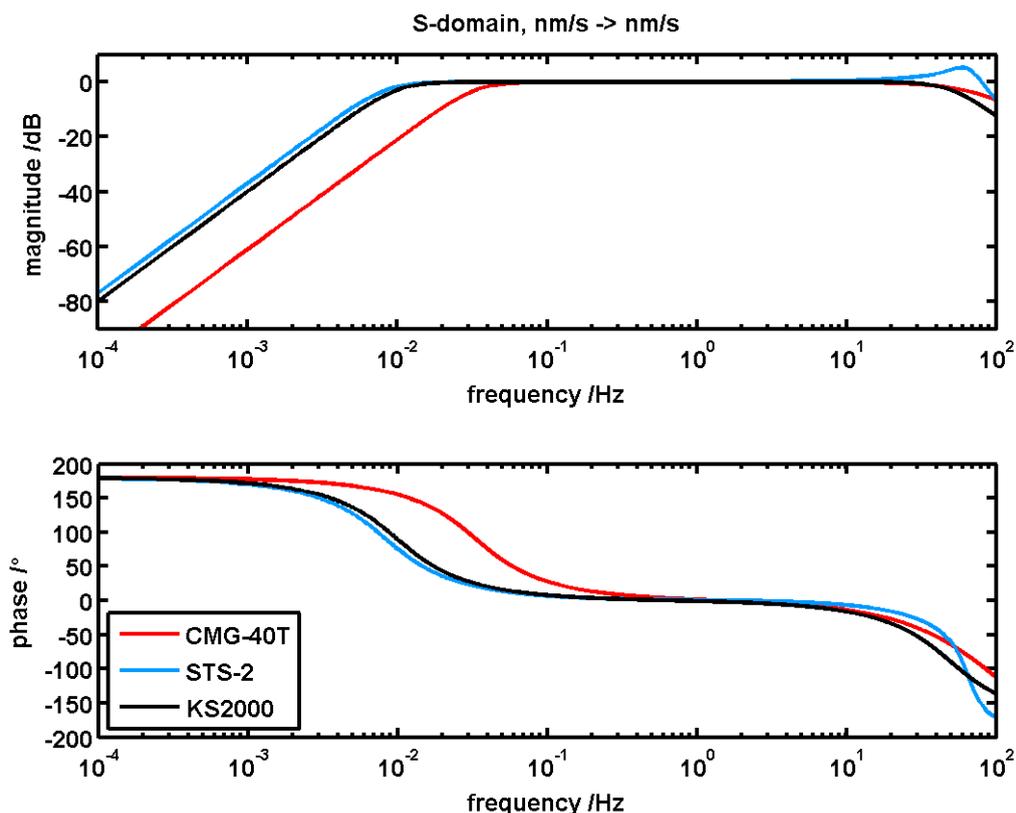


Abbildung B.1: Übertragungsfunktionen der mobilen KABBA Stationen des MAGNUS Experimentes. Die zugehörigen Pole und Nullstellen, sowie die Verstärkungsfaktoren sind Tabelle B.1 zu entnehmen. Die dargestellten Übertragungsfunktionen werden auf Seismogramme der Einheit nm/s angewendet.

C Übertragungsfunktionen der Permanentstationen

Tabelle C.1: Übertragungsfunktion der Permanentstationen des MAGNUS Experimentes. Die Übertragungsfunktion wird auf bereits nach nm/s überführte Seismogramme angewendet.

Station	Komponente	A0-Normierung /(rad/s)	Pole /(rad/s)	Nullstellen /(rad/s)
KS-54000 (NAO01, NB201, NBO00, NC204, NC303, NC405)	Z, N-S, E-W	$1,2386 \cdot 10^{10}$	-97887,7 -4277,19 -859,001 -59,4313 -22,712 + 27,107 i -22,712 - 27,107 i -1445930 -9473,4 -68,715 -0,062 -5000000 -10000	-97887,7 -4277,25 -853,391 -454545 0 -10000000 -10000 0
NC602	Z, N-S, E-W	-310,171	-505,796 - 193,522i -505,796 + 193,522i -0,044 - 0,044i -0,044 + 0,044i	945,619 0 0
KONO	Z, N-S, E-W	71367000	-0,037 + 0,037i -0,037 - 0,037i -197,9 + 197,9i -197,9 - 197,9i -911,1	0 0
BER	Z, N-S, E-W	0,9999	-0,037 + 0,037i -0,037 - 0,037i	0 0
HFC2	Z	$1,2661 \cdot 10^{19}$	-10239,7 + 2725,02i -10239,7 - 2725,02i -9512,74 + 11470i -9512,74 - 11470i -454,526 -495,262 -77,283 + 411,13i -77,283 - 411,13i -15,365 -0,037 - 0,037i -0,037 + 0,037i	-461,814 + 429,079i -461,814 - 429,079i -197,481 -15,149 0 0
HFC2	N-S	$1,2865 \cdot 10^{19}$	-10239,7 + 2725,02i -10239,7 - 2725,02i -9512,74 + 11470i -9512,74 - 11470i -454,526 -501,869 -78,383 + 410,904i -77,383 - 410,904i -15,347 -0,037 - 0,037i -0,037 + 0,037i	-461,814 + 429,079i -461,814 - 429,079i -196,727 -15,149 0 0
HFC2	E-W	$1,2568 \cdot 10^{19}$	-10239,7 + 2725,02i -10239,7 - 2725,02i -9512,74 + 11470i -9512,74 - 11470i -454,526 -488,654 -76,184 + 413,224i -76,184 - 413,224i -15,382 -0,037 - 0,037i -0,037 + 0,037i	-461,814 + 429,079i -461,814 - 429,079i -198,234 -15,149 0 0

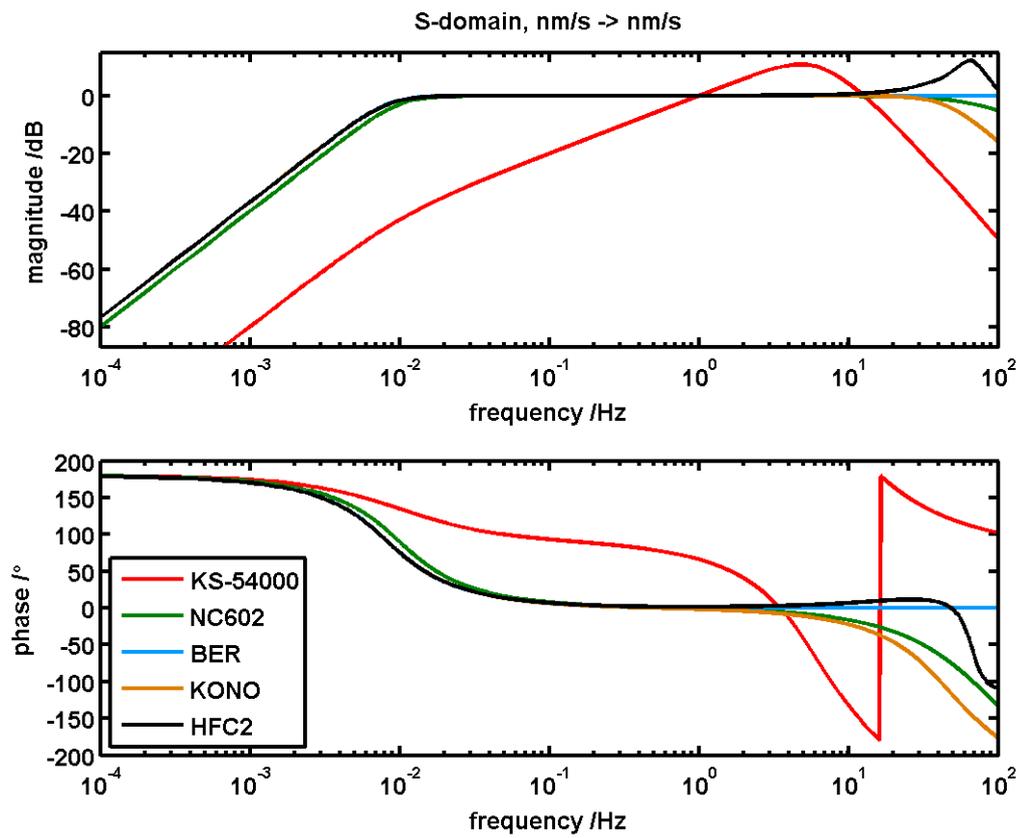


Abbildung C.1: Übertragungsfunktionen der Permanentstationen des MAGNUS Experimentes. Die zugehörigen Pole und Nullstellen, sowie die Verstärkungsfaktoren sind Tabelle C.1 zu entnehmen. Die dargestellten Übertragungsfunktionen werden auf Seismogramme der Einheit nm/s angewendet.

D Erdbebenliste der S-RF Analyse im Zeitraum des MAGNUS Experimentes

Tabelle D.1: Auflistung der Erdbeben, die während des MAGNUS Experimentes registriert wurden und bei der S-RF Analyse untersucht werden. Die Erdbebeninformationen sind dem EHB Katalog (von 2006-09-09 bis 2008-01-22) und dem NEIC Katalog (ab 2008-02-08) entnommen. Die Epizentraldistanz Δ und der Rückazimut BAZ wurden relativ zur Referenzstation NWG16 berechnet, die im Zentrum des Netzwerkes stand.

Abkürzungen: Δ - Epizentraldistanz, BAZ - Rückazimut, M_w - Momentenmagnitude

Jahr	Monat	Tag	Herdzeit UTC	Breite /°	Länge /°	Tiefe /km	Δ /°	BAZ /°	M_w
2006	9	9	041311,95	-7,2340	120,0930	572,0	106,87	74,14	6,3
2006	9	12	133055,67	-28,8720	-68,8320	114,0	108,78	244,66	5,9
2006	9	16	094523,73	-3,1060	129,4160	17,0	107,50	63,53	6,4
2006	9	29	130825,91	10,8740	-61,7900	53,0	70,83	257,95	6,1
2006	9	30	162656,03	-15,5740	-73,1740	107,0	99,31	255,09	6,0
2006	9	30	175023,02	46,3490	153,1770	11,0	69,52	25,10	6,6
2006	10	1	090602,23	46,4660	153,2630	19,0	69,42	25,00	6,6
2006	10	9	100147,30	20,6570	120,0370	14,0	82,23	61,25	6,3
2006	10	10	235803,91	37,1960	142,6890	9,0	75,52	36,01	5,7
2006	10	15	170748,67	19,8630	-155,9980	29,0	98,68	345,10	6,7
2006	10	17	012512,08	-5,8970	151,0350	32,0	118,57	43,16	6,7
2006	10	20	104855,87	-13,4560	-76,6660	23,0	99,16	259,13	6,7
2006	10	23	211719,88	29,3420	140,3070	11,0	82,09	40,81	6,4
2006	11	13	012635,63	-26,0700	-63,2830	572,0	103,92	241,63	6,9
2006	11	15	111413,48	46,5840	153,2750	10,0	69,31	24,95	8,3
2006	11	15	192525,98	47,0090	155,0010	10,0	69,26	23,61	6,0
2006	11	16	062020,62	46,3390	154,5060	9,0	69,80	24,17	6,0
2006	11	17	180312,20	28,5910	129,9040	22,0	79,14	49,57	6,2
2006	12	1	035821,45	3,3960	99,0910	204,0	87,44	87,51	6,4
2006	12	7	191021,66	46,1310	154,3960	16,0	69,98	24,31	6,4
2006	12	26	122622,90	21,7810	120,5410	22,5	81,45	60,31	7,0
2006	12	26	123417,42	21,9860	120,5020	33,8	81,26	60,25	6,9
2006	12	30	083049,64	13,2980	51,3210	15,0	56,64	127,26	6,6
2007	1	13	042321,00	46,2390	154,5490	10,0	69,90	24,17	8,1
2007	1	21	112744,50	1,1300	126,3420	22,0	102,36	64,46	7,5
2007	1	30	213744,59	20,9800	144,8420	20,0	91,33	39,90	6,6
2007	2	17	000256,81	41,8210	143,5520	31,0	71,46	33,61	6,0
2007	2	20	080425,22	-1,0290	126,9750	12,0	104,57	64,85	6,7
2007	2	24	023623,44	-7,0340	-80,4920	23,0	95,47	265,62	6,4
2007	3	6	054927,47	-0,5020	100,5290	24,1	91,52	88,17	6,3
2007	3	8	050332,15	29,8930	140,2410	139,6	81,56	40,66	6,1
2007	3	9	032242,61	43,2100	133,5260	441,2	67,23	40,26	6,1
2007	3	18	021105,41	4,5970	-78,4880	8,0	84,42	269,58	6,3
2007	3	25	004157,86	37,3470	136,5370	8,0	73,50	40,64	6,7
2007	3	28	211710,70	-6,2350	29,6620	8,0	68,75	157,09	5,8
2007	4	2	232023,14	-8,6290	157,4580	18,0	123,19	37,14	6,3
2007	4	7	095151,12	2,9160	95,6750	26,9	86,17	90,72	6,1
2007	4	13	054222,80	17,2750	-100,2380	34,0	83,80	294,46	6,0
2007	4	20	014556,07	25,7150	125,1060	9,0	79,86	54,74	6,3
2007	4	29	124157,16	51,9780	-179,9440	117,0	67,44	5,49	6,3
2007	5	4	120652,30	-1,3910	-14,9270	10,0	64,41	205,95	6,2
2007	5	16	085616,36	20,4750	100,6930	23,8	73,50	77,51	6,3
2007	5	29	010327,75	-4,6110	151,8880	132,5	117,65	41,77	6,1
2007	5	29	093605,54	-1,0840	127,3340	24,0	104,78	64,55	6,1
2007	5	30	202212,54	52,1340	157,2950	116,0	64,77	20,48	6,5
2007	6	2	213457,80	23,0210	101,0110	5,0	71,48	75,87	6,1
2007	6	13	192940,12	13,5810	-90,6720	23,0	82,59	284,54	6,7
2007	6	15	184953,37	1,7450	30,7890	24,0	61,21	154,09	5,9
2007	6	18	061848,28	-3,5780	151,0100	25,7	116,39	42,32	6,3
2007	6	26	222302,08	-10,5360	108,1520	5,0	103,95	86,48	6,0
2007	6	28	025209,49	-7,9750	154,6590	10,0	121,71	40,02	6,7
2007	7	3	082600,68	0,7060	-30,2580	10,0	66,66	222,80	6,3
2007	7	6	010918,32	16,5110	-93,5560	113,0	81,40	288,43	6,1
2007	7	12	052349,15	-7,9320	-74,3790	152,1	93,27	259,88	6,1
2007	7	13	215442,89	51,8040	-176,2500	35,0	67,74	3,04	6,0
2007	7	15	130800,61	52,4590	-168,0100	10,0	67,11	357,55	6,1

Tabelle D.1: Fortsetzung der Auflistung der Erdbeben des MAGNUS Experimentes zur S-Receiver Funktionsanalyse

Jahr	Monat	Tag	Herdzeit UTC	Breite /°	Länge /°	Tiefe /km	Δ /°	BAZ /°	M_w
2007	7	16	011322,23	37,5270	138,4690	12,0	73,95	39,10	6,6
2007	7	16	141737,21	36,8030	134,8620	350,4	73,46	42,14	6,8
2007	7	17	141042,32	-2,8110	36,3770	8,0	66,92	149,22	5,9
2007	7	21	132704,36	-8,0880	-71,2810	644,9	91,91	257,12	6,1
2007	7	21	153452,02	-22,2820	-65,8560	289,5	101,75	245,61	6,4
2007	7	25	233730,61	7,1670	92,5160	10,3	80,94	91,38	6,0
2007	7	26	054016,11	2,8260	127,4590	25,0	101,34	62,68	7,0
2007	7	31	225530,98	-0,1640	-17,7940	11,0	63,88	209,36	6,2
2007	8	2	023742,26	47,1110	141,8190	5,0	66,10	32,71	6,2
2007	8	2	133729,20	12,4780	47,4010	10,0	55,90	131,88	5,7
2007	8	7	000224,14	27,2960	126,8610	18,1	79,14	52,60	6,0
2007	8	8	170457,71	-5,9190	107,6770	290,0	99,73	84,58	6,1
2007	8	15	202210,94	50,2830	-177,5270	9,0	69,23	3,98	6,5
2007	8	16	051656,05	-14,2880	-76,1540	23,4	99,63	258,27	8,0
2007	8	16	083927,53	-9,8360	159,4950	10,0	124,93	35,26	6,4
2007	8	18	025235,25	-13,8140	-76,2990	30,0	99,29	258,63	6,4
2007	8	20	123706,66	-0,2440	-18,1700	10,0	64,04	209,75	6,0
2007	8	20	134617,19	6,1550	127,4140	8,0	98,34	61,26	5,8
2007	8	20	224228,94	8,0180	-39,2660	10,0	63,24	234,99	6,4
2007	9	1	191423,61	24,9870	-109,7110	10,0	80,98	305,91	6,6
2007	9	6	175126,11	24,3530	122,2220	53,0	79,89	57,73	6,1
2007	9	10	014913,99	2,9670	-77,9570	31,0	85,57	268,31	6,3
2007	9	12	234903,89	-2,6600	100,8300	37,3	93,54	88,96	6,8
2007	9	13	033529,42	-2,1500	99,6160	27,0	92,50	89,77	7,9
2007	9	13	094846,14	3,7760	126,3230	35,0	99,99	63,29	7,1
2007	9	14	060133,13	-4,0910	101,1410	29,2	94,93	89,39	6,3
2007	9	19	072750,75	-2,7390	100,9070	35,9	93,65	88,93	6,3
2007	9	20	083114,31	-2,0100	100,1430	29,5	92,64	89,24	6,0
2007	9	26	154302,82	-1,7830	99,4630	35,0	92,11	89,72	6,7
2007	9	28	133859,57	21,9820	142,7130	277,5	89,71	41,41	6,0
2007	9	29	053706,54	2,9100	95,5160	29,3	86,10	90,86	7,5
2007	9	30	020829,94	10,4700	145,7440	14,0	101,47	42,62	5,8
2007	10	2	180006,55	54,4620	-161,7100	32,0	64,87	353,59	7,0
2007	10	4	124029,19	2,5270	92,8610	22,8	85,13	93,37	6,4
2007	10	9	150341,02	-4,8150	152,9320	39,0	118,18	40,73	6,3
2007	10	24	210252,60	-3,9270	100,9450	30,0	94,69	89,48	6,0
2007	10	25	135001,99	46,0140	154,2400	6,2	70,06	24,46	6,9
2007	10	31	033017,54	18,8860	145,3900	223,2	93,47	40,11	6,1
2007	10	31	134419,50	51,3770	-178,3720	28,0	68,10	4,48	6,0
2007	11	14	154050,24	-22,2340	-69,8440	40,0	103,52	248,94	7,7
2007	11	15	150558,81	-22,8690	-70,1780	26,0	104,22	248,89	6,8
2007	11	16	031259,77	-2,3380	-77,8760	122,9	90,13	265,65	6,8
2007	11	18	054011,84	-22,6380	-66,2890	246,4	102,25	245,79	6,0
2007	11	20	175554,59	-22,8850	-70,4690	35,0	104,37	249,13	6,1
2007	11	29	190019,34	14,9420	-61,2760	147,5	67,06	259,63	7,4
2007	12	16	080917,81	-22,9350	-70,2030	45,0	104,29	248,88	6,7
2007	12	19	093027,02	51,3310	-179,5190	29,4	68,10	5,26	7,2
2007	12	21	072435,31	51,3350	-178,9740	35,0	68,12	4,89	6,3
2007	12	22	122618,73	2,0930	96,7540	31,9	87,42	90,19	6,1
2007	12	26	220455,99	52,5370	-168,2220	36,4	67,04	357,69	6,4
2008	1	9	082645,43	32,2790	85,1700	10,0	56,09	83,36	6,4
2008	1	22	171458,27	1,0860	97,4500	20,0	88,63	90,07	6,2
2008	2	8	093814,10	10,6710	-41,8990	9,0	61,93	238,90	6,9
2008	2	12	125018,49	16,3570	-94,3040	83,0	81,89	288,99	6,5
2008	2	20	080830,52	2,7680	95,9640	26,0	86,44	90,54	7,4
2008	2	25	083633,03	-2,4860	99,9720	25,0	92,97	89,62	7,2
2008	2	25	180603,90	-2,3320	99,8910	25,0	92,79	89,62	6,6
2008	2	25	210218,42	-2,2450	99,8080	25,0	92,68	89,65	6,7
2008	2	27	065420,61	26,8160	142,4380	15,0	85,11	39,95	6,2
2008	3	3	023727,12	-2,1800	99,8230	25,0	92,63	89,60	6,2
2008	3	3	093102,50	46,4060	153,1750	10,0	69,46	25,08	6,5
2008	3	3	134940,42	19,9130	121,3340	10,0	83,45	60,50	6,0
2008	3	3	141114,62	13,3510	125,6300	24,0	91,13	59,72	6,9
2008	3	14	223209,38	26,9880	142,5990	10,0	85,00	39,76	6,0
2008	3	15	144326,50	2,7080	94,5960	25,0	85,82	91,77	6,0

Tabelle D.1: Fortsetzung der Auflistung der Erdbeben des MAGNUS Experimentes zur S-Receiver Funktionsanalyse

Jahr	Monat	Tag	Herdzeit UTC	Breite /°	Länge /°	Tiefe /km	Δ /°	BAZ /°	M_w
2008	3	20	041040,40	6,1920	126,9340	45,0	98,10	61,67	6,1
2008	3	22	212411,27	52,1760	-178,7160	132,0	67,29	4,66	6,2
2008	3	24	203907,63	-20,0430	-68,9630	120,0	101,21	249,31	6,2
2008	3	29	173050,15	2,8550	95,2960	20,0	86,04	91,08	6,3
2008	4	14	094519,70	-56,0220	-28,0350	140,0	119,81	202,56	6,0
2008	4	15	030304,66	13,5640	-90,5990	33,0	82,57	284,47	6,1
2008	4	15	225951,50	51,8560	-179,3610	11,0	67,58	5,11	6,4
2008	4	16	055419,69	51,8780	-179,1650	13,0	67,57	4,98	6,6
2008	4	23	182841,88	22,8810	121,6190	10,0	80,94	58,91	6,0
2008	4	24	121449,92	-1,1820	-23,4710	10,0	66,34	215,12	6,5
2008	5	2	013337,24	51,8640	-177,5280	14,0	67,65	3,89	6,6
2008	5	7	160202,60	36,1780	141,5450	19,0	76,13	37,27	6,2
2008	5	7	161636,19	36,1560	141,7560	23,0	76,22	37,11	6,1
2008	5	9	215129,73	12,5160	143,1810	76,0	98,69	44,30	6,8
2008	5	12	062801,57	31,0020	103,3220	19,0	65,81	69,50	7,9
2008	5	12	111102,48	31,2140	103,6180	10,0	65,77	69,14	6,1
2008	5	19	142645,02	1,6400	99,1470	10,0	88,99	88,33	6,0
2008	5	20	135335,64	51,1620	178,7590	27,0	68,18	6,43	6,3
2008	5	23	193534,78	7,3130	-34,8970	8,0	62,18	230,20	6,5
2008	5	25	191825,71	56,0870	-153,7800	22,0	62,66	348,83	6,0
2008	6	1	015724,33	20,1270	121,3700	35,0	83,27	60,38	6,3
2008	6	13	234345,36	39,0300	140,8810	7,0	73,30	36,68	6,9

E Erdbebenliste der S-RF Analyse außerhalb des MAGNUS Experimentes

Bei der S-Receiver Funktionsanalyse werden zusätzlich zu den Erdbeben, die während des MAGNUS Experimentes (September 2006 bis Juni 2008) aufgezeichnet wurden, auch Erdbeben aus dem Zeitraum 1999-2010 ausgewertet, die an den Permanentstationen HFC2 und KONO aufgezeichnet wurden.

Tabelle E.1: Auflistung der Erdbeben, die außerhalb des MAGNUS Experimentes an den Stationen HFC2 (im Zeitraum 2001-2004) und KONO (im Zeitraum 1999-2010) aufgezeichnet wurden und bei der S-RF Analyse untersucht werden. Die Erdbeben, die im Zeitraum 1999-2010 stattfanden, wurden von den Datenzentren ORFEUS und IRIS heruntergeladen. Die Erdbebeninformationen sind dem NEIC Katalog entnommen. Die Epizentraldistanz Δ und der Rückazimut BAZ wurden relativ zur Referenzstation NWG16 berechnet, die im Zentrum des Netzwerkes stand. Abkürzungen: Δ - Epizentraldistanz, BAZ - Rückazimut, M_w - Momentenmagnitude

Jahr	Monat	Tag	Herdzeit UTC	Breite /°	Länge /°	Tiefe /km	Δ /°	BAZ /°	M_w
1999	6	15	204205,93	18,3860	-97,4360	70,0	82,54	293,84	7,0
1999	9	20	174718,49	23,7720	120,9820	33,0	79,81	59,94	7,7
1999	9	30	163115,69	16,0590	-96,9310	60,0	84,33	292,28	7,5
1999	10	16	094644,13	34,5940	-116,2710	0,0	75,93	316,55	7,1
1999	11	15	054243,22	-1,3390	88,9760	10,0	85,78	99,73	7,0
1999	12	6	231233,92	57,4130	-154,4890	66,0	62,48	350,40	7,0
1999	12	11	180336,45	15,7660	119,7400	33,0	86,26	64,81	7,3
2000	3	28	110022,51	22,3380	143,7300	126,0	90,01	41,53	7,6
2000	4	23	092723,32	-28,3070	-62,9900	608,0	105,84	241,08	7,0
2000	5	4	042116,21	-1,1050	123,5730	26,0	102,84	69,41	7,6
2000	5	12	184318,12	-23,5480	-66,4520	225,0	103,32	246,34	7,2
2001	1	10	160244,23	57,0780	-153,2110	33,0	62,70	349,57	7,0
2001	1	13	173332,38	13,0490	-88,6600	60,0	82,94	283,79	7,7
2001	1	26	031640,50	23,4190	70,2320	16,0	55,28	103,10	7,7
2001	7	7	093843,52	-17,5430	-72,0770	33,0	100,85	254,10	7,6
2001	10	19	032844,46	-4,1020	123,9070	33,0	105,62	70,57	7,5
2002	3	5	211609,13	6,0330	124,2490	31,0	96,89	65,43	7,5
2002	3	31	065250,49	24,2790	122,1790	32,0	79,89	58,72	7,1
2002	4	26	160607,00	13,0880	144,6190	85,0	98,90	44,08	7,1
2002	6	28	171930,27	43,7520	130,6660	566,0	66,09	42,65	7,3
2002	9	8	184423,71	-3,3020	142,9450	13,0	113,36	52,12	7,6
2002	11	2	012610,70	2,8240	96,0850	30,0	85,79	91,48	7,4
2002	11	3	221241,00	63,5170	-147,4440	4,0	55,81	347,83	7,9
2003	1	22	020634,61	18,7700	-104,1040	24,0	85,22	299,61	7,6
2003	3	17	163617,31	51,2720	177,9780	33,0	68,91	7,77	7,1
2003	6	20	061938,91	-7,6060	-71,7220	558,0	92,14	258,83	7,1
2003	9	25	195006,36	41,8150	143,9100	27,0	72,01	34,12	8,3
2003	10	31	010628,28	37,8120	142,6190	10,0	75,33	36,67	7,0
2004	7	25	143519,06	-2,4270	103,9810	582,0	94,29	87,31	7,3
2004	9	5	100707,82	33,0700	136,6180	14,0	77,71	43,21	7,2
2004	9	5	145718,61	33,1840	137,0710	10,0	77,77	42,81	7,4
2004	10	9	212653,69	11,4220	-86,6650	35,0	83,35	281,28	7,0
2004	11	15	090656,56	4,6950	-77,5080	15,0	84,50	270,01	7,2
2004	11	26	022503,31	-3,6090	135,4040	10,0	110,47	59,62	7,1
2004	11	28	183214,13	43,0060	145,1190	39,0	71,25	32,78	7,0
2005	2	5	122318,94	5,2930	123,3370	525,0	97,12	66,58	7,1
2005	3	2	104212,23	-6,5270	129,9330	201,0	110,59	66,20	7,1
2005	6	13	224433,90	-19,9870	-69,1970	115,0	101,55	250,44	7,8
2005	6	15	025054,19	41,2920	-125,9530	16,0	72,84	326,57	7,2
2005	7	24	154206,21	7,9200	92,1900	16,0	79,45	92,25	7,2
2005	8	16	024628,40	38,2760	142,0390	36,0	74,72	36,92	7,2
2005	9	26	015537,67	-5,6780	-76,3980	115,0	92,83	263,82	7,5
2005	11	14	213851,42	38,1070	144,8960	11,0	75,73	34,83	7,0
2006	2	22	221907,80	-21,3240	33,5830	11,0	83,07	157,52	7,0
2006	4	20	232502,15	60,9490	167,0890	22,0	58,36	12,64	7,6
2008	7	5	021204,48	53,8820	152,8860	632,0	62,94	23,35	7,7
2008	7	19	023928,70	37,5520	142,2140	22,0	75,44	37,07	7,0
2008	11	16	170232,70	1,2710	122,0910	30,0	100,06	69,60	7,4
2008	11	24	090258,76	54,2030	154,3220	492,0	62,91	22,33	7,3

Tabelle E.1: Fortsetzung der Auflistung der zusätzlichen Erdbeben zur S-Receiver Funktionsanalyse

Jahr	Monat	Tag	Herdzeit UTC	Breite /°	Länge /°	Tiefe /km	Δ /°	BAZ /°	M_w
2009	1	15	174939,07	46,8570	155,1540	36,0	70,05	24,32	7,4
2009	2	11	173450,49	3,8860	126,3870	20,0	99,76	64,51	7,2
2009	5	28	082446,56	16,7310	-86,2170	19,0	78,58	283,62	7,3
2009	8	9	105555,11	33,1670	137,9440	292,0	78,08	42,13	7,1
2009	8	10	195538,73	14,0990	92,9020	24,0	74,54	88,38	7,5
2009	9	2	075501,05	-7,7820	107,2970	46,0	100,56	87,17	7,0
2009	9	30	101609,25	-0,7200	99,8670	81,0	90,74	90,00	7,6
2010	1	12	215310,06	18,4430	-72,5710	13,0	70,30	273,04	7,0
2010	2	26	203126,97	25,9300	128,4250	25,0	81,05	52,87	7,0
2010	4	6	221501,58	2,3830	97,0480	31,0	86,65	90,87	7,8
2010	6	12	192650,46	7,8810	91,9360	35,0	79,35	92,49	7,5
2010	6	16	031627,55	-2,1740	136,5430	18,0	109,68	57,87	7,0
2010	7	23	220811,25	6,7180	123,4090	607,0	95,90	65,86	7,3
2010	8	12	115415,58	-1,2660	-77,3060	206,0	89,51	266,82	7,1
2010	12	21	171941,15	26,9010	143,7010	17,0	85,77	39,91	7,4

F Erdbebenliste der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie

Tabelle F.1: Auflistung der Erdbeben, die zur Berechnung der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie verwendet wurden. Die Erdbebeninformationen sind dem EHB Katalog (von 2006-09-09 bis 2008-01-22) und dem NEIC Katalog (ab 2008-02-08) entnommen. Die Epizentraldistanz Δ und der Rückazimut BAZ wurden relativ zur Referenzstation NWG16 berechnet, die im Zentrum des Netzwerkes stand. Fett gedruckt sind die Ersteinsätze der Komponenten, die in die S-Wellen-Tomographie eingehen.

Abkürzungen: Δ - Epizentraldistanz, BAZ - Rückazimut, M_w - Momentenmagnitude, #R bzw. #T - Anzahl an bestimmten Ersteinsätzen auf der R- bzw. T-Komponenten

Jahr	Monat	Tag	Herdzeit UTC	Breite /°	Länge /°	Tiefe /km	Δ /°	BAZ /°	M_w	#R	#T
2006	9	16	094523,73	-3,1060	129,4160	17,0	107,50	63,53	6,4	21	25
2006	9	17	093413,35	-31,7190	-67,1240	137,0	110,45	241,67	6,2	0	29
2006	9	29	130825,91	10,8740	-61,7900	53,0	70,83	257,95	6,1	16	25
2006	9	30	162656,03	-15,5740	-73,1740	107,0	99,31	255,09	6,0	21	0
2006	9	30	175023,02	46,3490	153,1770	11,0	69,52	25,10	6,6	28	34
2006	10	1	090602,23	46,4660	153,2630	19,0	69,42	25,00	6,6	21	37
2006	10	9	100147,30	20,6570	120,0370	14,0	82,23	61,25	6,3	22	19
2006	10	10	235803,91	37,1960	142,6890	9,0	75,52	36,00	5,7	0	29
2006	10	15	170748,67	19,8630	-155,9980	29,0	98,68	345,10	6,7	30	34
2006	10	17	012512,08	-5,8970	151,0350	32,0	118,57	43,16	6,7	35	0
2006	10	20	104855,87	-13,4560	-76,6660	23,0	99,16	259,13	6,7	29	26
2006	10	23	211719,88	29,3420	140,3070	11,0	82,09	40,81	6,4	32	35
2006	11	7	173833,65	-6,4900	151,2670	11,0	119,27	43,31	6,6	19	0
2006	11	13	012635,63	-26,0700	-63,2830	572,0	103,92	241,63	6,9	32	19
2006	11	15	111413,48	46,5840	153,2750	10,0	69,31	24,95	8,3	36	36
2006	11	16	062020,62	46,3390	154,5060	9,0	69,80	24,17	6,0	23	0
2006	12	1	035821,45	3,3960	99,0910	204,0	87,44	87,51	6,4	25	27
2006	12	7	191021,66	46,1310	154,3960	16,0	69,98	24,31	6,4	27	27
2006	12	26	122622,90	21,7810	120,5410	22,5	81,45	60,31	7,0	34	38
2006	12	30	083049,64	13,2980	51,3210	15,0	56,64	127,26	6,6	16	27
2007	1	13	042321,00	46,2390	154,5490	10,0	69,90	24,17	8,1	33	38
2007	1	21	112744,50	1,1300	126,3420	22,0	102,36	64,46	7,5	25	26
2007	1	30	213744,59	20,9800	144,8420	20,0	91,33	39,90	6,6	34	0
2007	2	20	080425,22	-1,0290	126,9750	12,0	104,57	64,85	6,7	26	28
2007	3	1	231151,91	26,5670	-44,6080	10,0	49,20	250,67	6,0	31	0
2007	3	6	034939,12	-0,4840	100,4750	19,3	91,50	88,34	6,5	0	32
2007	3	6	054927,47	-0,5020	100,5290	24,1	91,52	88,17	6,3	15	0
2007	3	8	050332,15	29,8930	140,2410	139,6	81,56	40,66	6,1	34	28
2007	3	9	032242,61	43,2100	133,5260	441,2	67,23	40,26	6,1	0	30
2007	3	25	004157,86	37,3470	136,5370	8,0	73,50	40,64	6,7	0	37
2007	3	28	211710,70	-6,2350	29,6620	8,0	68,75	157,09	5,8	27	0
2007	4	3	033507,05	36,3920	70,6450	222,1	45,69	92,76	6,3	27	35
2007	4	13	054222,80	17,2750	-100,2380	34,0	83,80	294,46	6,0	34	30
2007	4	29	124157,16	51,9780	-179,9440	117,0	67,44	5,49	6,3	33	34
2007	5	4	120652,30	-1,3910	-14,9270	10,0	64,41	205,95	6,2	27	31
2007	5	5	085139,18	34,2640	81,9940	9,0	52,98	84,67	6,1	15	24
2007	5	16	085616,36	20,4750	100,6930	23,8	73,50	77,52	6,3	27	36
2007	5	30	202212,54	52,1340	157,2950	116,0	64,77	20,48	6,5	19	39
2007	6	2	213457,80	23,0210	101,0110	5,0	71,48	75,87	6,1	31	30
2007	6	13	192940,12	13,5810	-90,6720	23,0	82,59	284,54	6,7	36	28
2007	6	15	184953,37	1,7450	30,7890	24,0	61,21	154,09	5,9	26	33
2007	6	26	222302,08	-10,5360	108,1520	5,0	103,95	86,48	6,0	32	0
2007	6	28	025209,49	-7,9750	154,6590	10,0	121,71	40,02	6,7	13	0
2007	7	3	082600,68	0,7060	-30,2580	10,0	66,66	222,80	6,3	24	26
2007	7	6	010918,32	16,5110	-93,5560	113,0	81,40	288,43	6,1	32	28
2007	7	12	052349,15	-7,9320	-74,3790	152,1	93,27	259,88	6,1	33	25
2007	7	16	011322,23	37,5270	138,4690	12,0	73,95	39,10	6,6	36	37
2007	7	16	141737,21	36,8030	134,8620	350,4	73,46	42,14	6,8	36	38
2007	7	17	141042,32	-2,8110	36,3770	8,0	66,92	149,22	5,9	32	19
2007	7	21	153452,02	-22,2820	-65,8560	289,5	101,75	245,61	6,4	32	30
2007	7	25	233730,61	7,1670	92,5160	10,3	80,94	91,38	6,0	27	37
2007	7	26	054016,11	2,8260	127,4590	25,0	101,34	62,68	7,0	37	0
2007	7	31	225530,98	-0,1640	-17,7940	11,0	63,88	209,36	6,2	16	35
2007	8	2	023742,26	47,1110	141,8190	5,0	66,10	32,71	6,2	0	35
2007	8	2	133729,20	12,4780	47,4010	10,0	55,90	131,88	5,7	0	22
2007	8	8	170457,71	-5,9190	107,6770	290,0	99,73	84,58	6,1	25	0

Tabelle F.1: Fortsetzung der Auflistung der Erdbeben der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie

Jahr	Monat	Tag	Herdzeit UTC	Breite /°	Länge /°	Tiefe /km	Δ /°	BAZ /°	M_w	#R	#T
2007	8	15	202210,94	50,2830	-177,5270	9,0	69,23	3,98	6,5	38	0
2007	8	15	234057,75	-13,3910	-76,6190	39,0	99,07	258,99	8,0	0	36
2007	8	16	083927,53	-9,8360	159,4950	10,0	124,93	35,26	6,4	19	0
2007	8	20	123706,66	-0,2440	-18,1700	10,0	64,04	209,75	6,0	0	24
2007	8	20	134617,19	6,1550	127,4140	8,0	98,34	61,26	5,8	23	16
2007	8	20	224228,94	8,0180	-39,2660	10,0	63,24	234,99	6,4	40	40
2007	9	1	191423,61	24,9870	-109,7110	10,0	80,98	305,91	6,6	0	18
2007	9	6	175126,11	24,3530	122,2220	53,0	79,89	57,73	6,1	30	27
2007	9	10	014913,99	2,9670	-77,9570	31,0	85,57	268,31	6,3	32	34
2007	9	12	111026,72	-4,4440	101,3720	34,0	95,36	89,50	8,4	19	39
2007	9	12	234903,89	-2,6600	100,8300	37,3	93,54	88,96	6,8	16	37
2007	9	13	033529,42	-2,1500	99,6160	27,0	92,50	89,77	7,9	0	39
2007	9	13	094846,14	3,7760	126,3230	35,0	99,99	63,29	7,1	34	0
2007	9	14	060133,13	-4,0910	101,1410	29,2	94,93	89,39	6,3	0	30
2007	9	19	072750,75	-2,7390	100,9070	35,9	93,65	88,93	6,3	0	26
2007	9	20	083114,31	-2,0100	100,1430	29,5	92,64	89,24	6,0	35	37
2007	9	26	154302,82	-1,7830	99,4630	35,0	92,11	89,72	6,7	0	29
2007	9	28	133859,57	21,9820	142,7130	277,5	89,71	41,41	6,0	40	39
2007	9	29	053706,54	2,9100	95,5160	29,3	86,10	90,86	7,5	0	23
2007	9	30	020829,94	10,4700	145,7440	14,0	101,47	42,62	5,8	23	30
2007	10	2	180006,55	54,4620	-161,7100	32,0	64,87	353,59	7,0	26	30
2007	10	9	150341,02	-4,8150	152,9320	39,0	118,18	40,73	6,3	15	0
2007	10	24	210252,60	-3,9270	100,9450	30,0	94,70	89,48	6,0	16	27
2007	10	25	135001,99	46,0140	154,2400	6,2	70,06	24,46	6,9	33	27
2007	10	31	033017,54	18,8860	145,3900	223,2	93,47	40,11	6,1	35	35
2007	11	14	154050,24	-22,2340	-69,8440	40,0	103,52	248,94	7,7	32	24
2007	11	15	150558,81	-22,8690	-70,1780	26,0	104,22	248,89	6,8	37	34
2007	11	16	031259,77	-2,3380	-77,8760	122,9	90,13	265,65	6,8	38	34
2007	11	18	054011,84	-22,6380	-66,2890	246,4	102,25	245,79	6,0	28	31
2007	11	29	190019,34	14,9420	-61,2760	147,5	67,06	259,63	7,4	41	41
2007	12	9	072820,47	-26,1180	-177,4520	152,5	145,29	9,09	7,8	38	0
2007	12	16	080917,81	-22,9350	-70,2030	45,0	104,29	248,88	6,7	22	36
2007	12	19	093027,02	51,3310	-179,5190	29,4	68,10	5,26	7,2	39	36
2007	12	21	072435,31	51,3350	-178,9740	35,0	68,12	4,89	6,3	28	0
2007	12	22	122618,73	2,0930	96,7540	31,9	87,42	90,19	6,1	0	26
2008	1	9	082645,43	32,2790	85,1700	10,0	56,09	83,36	6,4	34	31
2008	1	22	171458,27	1,0860	97,4500	20,0	88,63	90,07	6,2	0	38
2008	2	8	093814,10	10,6710	-41,8990	9,0	61,93	238,90	6,9	35	40
2008	2	12	125018,49	16,3570	-94,3040	83,0	81,89	288,99	6,5	39	30
2008	2	20	080830,52	2,7680	95,9640	26,0	86,44	90,54	7,4	0	37
2008	2	25	083633,03	-2,4860	99,9720	25,0	92,97	89,62	7,2	21	21
2008	2	25	180603,90	-2,3320	99,8910	25,0	92,79	89,62	6,6	0	25
2008	2	25	210218,42	-2,2450	99,8080	25,0	92,68	89,65	6,7	0	35
2008	2	27	065420,61	26,8160	142,4380	15,0	85,11	39,95	6,2	0	36
2008	3	3	023727,12	-2,1800	99,8230	25,0	92,63	89,60	6,2	0	24
2008	3	3	093102,50	46,4060	153,1750	10,0	69,46	25,08	6,5	38	35
2008	3	3	134940,42	19,9130	121,3340	10,0	83,45	60,50	6,0	30	0
2008	3	3	141114,62	13,3510	125,6300	24,0	91,13	59,72	6,9	23	21
2008	3	14	223209,38	26,9880	142,5990	10,0	85,00	39,76	6,0	33	39
2008	3	15	144326,50	2,7080	94,5960	25,0	85,82	91,77	6,0	0	29
2008	3	20	141040,40	6,1920	126,9340	45,0	98,10	61,67	6,1	37	38
2008	3	22	212411,27	52,1760	-178,7160	132,0	67,29	4,66	6,2	22	39
2008	3	29	173050,15	2,8550	95,2960	20,0	86,04	91,08	6,3	0	34
2008	4	14	094519,70	-56,0220	-28,0350	140,0	119,81	202,56	6,0	16	0
2008	4	15	030304,66	13,5640	-90,5990	33,0	82,57	284,47	6,1	31	27
2008	4	15	225951,50	51,8560	-179,3610	11,0	67,58	5,11	6,4	0	36
2008	4	16	055419,69	51,8780	-179,1650	13,0	67,57	4,98	6,6	29	39
2008	4	23	182841,88	22,8810	121,6190	10,0	80,94	58,91	6,0	23	31
2008	4	24	121449,92	-1,1820	-23,4710	10,0	66,34	215,12	6,5	0	21
2008	5	2	013337,24	51,8640	-177,5280	14,0	67,65	3,89	6,6	32	40
2008	5	7	160202,60	36,1780	141,5450	19,0	76,13	37,27	6,2	33	36
2008	5	7	161636,19	36,1560	141,7560	23,0	76,22	37,11	6,1	0	20
2008	5	9	215129,73	12,5160	143,1810	76,0	98,69	44,30	6,8	39	0
2008	5	12	062801,57	31,0020	103,3220	19,0	65,81	69,50	7,9	24	37
2008	5	12	111102,48	31,2140	103,6180	10,0	65,77	69,14	6,1	22	26
2008	5	19	142645,02	1,6400	99,1470	10,0	88,99	88,32	6,0	25	33
2008	5	20	135335,64	51,1620	178,7590	27,0	68,18	6,43	6,3	25	22

Tabelle F.1: Fortsetzung der Auflistung der Erdbeben der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie

Jahr	Monat	Tag	Herdzeit UTC	Breite /°	Länge /°	Tiefe /km	Δ /°	BAZ /°	M_w	#R	#T
2008	5	23	193534,78	7,3130	-34,8970	8,0	62,18	230,20	6,5	28	40
2008	5	25	191825,71	56,0870	-153,7800	22,0	62,66	348,83	6,0	25	30
2008	5	31	043756,01	-41,1980	80,4790	9,0	117,19	126,13	6,4	0	31
2008	6	1	015724,33	20,1270	121,3700	35,0	83,27	60,38	6,3	37	33
2008	6	13	234345,36	39,0300	140,8810	7,0	73,29	36,68	6,9	39	40

G Vergleich der Seismometer-Missorientierung

Tabelle G.1: Vergleich der mittleren Abweichung $\gamma = BAZ_{obs} - BAZ_{theo}$ aus Kapitel 4.3.1.1 mit nachträglich bestimmten Seismometer-Orientierungen γ_{mis} am MAGNUS-Netzwerk. γ_{mis} wurde von Christian Seiberlich (GPI, KIT) bestimmt und die angewendete Methode ist in Seiberlich (2011b) beschrieben

Station	Kap. 4.3.1.1 $\gamma/^\circ$	Seiberlich (2011a) <i>pers. comm.</i> $\gamma_{mis}/^\circ$	$ \gamma - \gamma_{mis} /^\circ$
BER	1	-104	105
HFC2	0	0	0
KONO	2	3	1
NAO01	4	3	1
NB201	3	2	1
NBO00	0	0	0
NC204	7	9	2
NC303	4	1	3
NC405	1	0	1
NC602	2	5	3
NWG01	-9	3	12
NWG03	0	1	1
NWG04	1	0	1
NWG05	0	1	1
NWG06	-17	-5	12
NWG07	8	12	4
NWG08	10	10	0
NWG09	3	0	3
NWG10	0	0	0
NWG11	1	-1	2
NWG12	-5	-2	3
NWG13	3	-1	4
NWG14	-6	-3	3
NWG15	-8	-8	0
NWG16	0	-2	2
NWG17	0	97	97
NWG18	-5	-4	1
NWG19	-5	-5	0
NWG20	4	-4	8
NWG21	-8	-8	0
NWG22	-7	-8	1
NWG23	7	10	3
NWG24	3	5	2
NWG25	1	1	0
NWG26	-4	-5	1
NWG27	6	7	1
NWG28	22	23	1
NWG29	12	12	0
NWG30	-44	-43	1
NWG31	-14	-12	2
NWG32	-2	-6	4
NWG33	-2	-5	3
NWG34	-3	-7	4
NWG35	1	22	21

H Resultate der stationsweisen S-RF Stapelung

Tabelle H.1: Auflistung der Ankunftszeit ΔT und der zugehörigen Amplitude A der Konversionssignale der S-RF Stapelspur aus der stationsweisen Stapelung. Kursiv gedruckt sind verrauschte S-RF Stapelungen, die keine interpretierbaren Konversionssignale enthalten. Dick gedruckt sind die negativen Konversionssignale, die die betragsmäßig größte Amplitude besitzen und als Konversionssignal von der LAB interpretiert werden.

Abkürzung: #S-RFs - Anzahl der gestapelten S-Receiver Funktionen

Station	Moho		negative Konversionssignale								#S-RFs
	ΔT /s	A	ΔT /s	A	ΔT /s	A	ΔT /s	A	ΔT /s	A	
BER	4,45	0,10	7,50	-0,04	17,45	-0,04					61
HFC2	4,60	0,09	12,85	-0,04	17,60	-0,02					111
KONO	4,65	0,11	9,10	-0,03	13,40	-0,03	17,25	-0,03	22,45	-0,03	133
NAO01	4,65	0,12	8,95	-0,05	16,95	-0,02	23,85	-0,01			100
NBO00	4,70	0,13	8,45	-0,03	11,95	-0,03	20,15	-0,01			97
NB201	4,60	0,12	11,90	-0,05							90
NC204	4,35	0,13	14,60	-0,03	21,30	-0,03					63
NC303	4,50	0,10	7,75	-0,01	11,75	-0,01	15,70	-0,05			85
NC405	4,70	0,12	11,40	-0,04							94
NC602	4,35	0,11	11,05	-0,04	16,85	-0,02	21,20	-0,02			75
NWG01	<i>4,95</i>	<i>0,05</i>	<i>7,35</i>	<i>-0,02</i>	<i>15,60</i>	<i>-0,03</i>	<i>23,40</i>	<i>-0,02</i>			<i>60</i>
NWG03	4,25	0,09	12,05	-0,05	26,00	-0,03					77
NWG04	<i>4,40</i>	<i>0,03</i>	<i>10,95</i>	<i>-0,02</i>	<i>16,35</i>	<i>-0,06</i>	<i>21,60</i>	<i>-0,01</i>			<i>63</i>
NWG05	5,00	0,04	8,65	-0,03	17,45	-0,02					50
NWG06	5,95	0,08	16,00	-0,06							40
NWG07	4,20	0,10	9,85	-0,04	15,05	-0,02	23,30	-0,01	26,60	-0,01	74
NWG08	4,30	0,09	9,90	-0,02	16,00	-0,05					69
NWG09	4,40	0,10	12,20	-0,04	15,90	-0,02	25,20	-0,02			20
NWG10	<i>4,65</i>	<i>0,02</i>	<i>9,90</i>	<i>-0,03</i>	<i>15,80</i>	<i>-0,03</i>					<i>55</i>
NWG11	5,10	0,11	14,05	-0,04	20,40	-0,03					45
NWG12	4,60	0,13	10,95	-0,02							64
NWG13	4,25	0,16	7,75	-0,04	12,25	-0,06	17,20	-0,03			52
NWG14	4,75	0,11	9,45	-0,05	11,50	-0,05					56
NWG15	4,60	0,10	8,85	-0,03	17,10	-0,03					67
NWG16	4,35	0,08	8,55	-0,03	15,05	-0,02	17,50	-0,02	25,45	-0,02	71
NWG17	-	-	-	-							4
NWG18	4,55	0,11	11,70	-0,04	21,40	-0,02					75
NWG19	4,50	0,10	8,05	-0,05	20,25	-0,04					75
NWG20	3,80	0,11	8,20	-0,05	12,75	-0,02					24
NWG21	4,30	0,09	8,10	-0,04	12,50	-0,04	22,45	-0,02			78
NWG22	4,35	0,10	8,55	-0,03	11,15	-0,02	20,90	-0,03			78
NWG23	4,35	0,15	8,15	-0,06	12,60	-0,04	21,50	-0,02			70
NWG24	4,60	0,15	11,15	-0,08	23,10	-0,02					29
NWG25	4,05	0,08	7,85	-0,06	14,85	-0,03	20,15	-0,02			34
NWG26	4,10	0,11	7,95	-0,04	9,95	-0,04	27,10	-0,02			28
NWG27	3,90	0,12	8,05	-0,05	13,60	-0,02	15,15	-0,02	22,10	-0,02	77
NWG28	4,10	0,13	9,30	0,03	13,15	-0,04	17,20	-0,02			77
NWG29	4,45	0,10	8,75	-0,03	15,75	-0,02	19,20	-0,02			64
NWG30	4,10	0,13	8,75	-0,04	16,95	-0,03					82
NWG31	4,60	0,12	10,70	-0,08	27,35	-0,04					65
NWG32	<i>5,15</i>	<i>0,05</i>	<i>8,55</i>	<i>-0,03</i>	<i>14,95</i>	<i>-0,04</i>					<i>54</i>
NWG33	4,50	0,12	7,80	-0,02	12,25	-0,04	16,90	-0,04	24,25	-0,03	59
NWG34	4,20	0,10	9,35	-0,04	17,00	0,03	21,05	-0,03			51
NWG35	3,95	0,14	10,35	-0,02	14,70	-0,09	21,85	-0,03			7

I Resultate der CP S-RF Stapelung

Tabelle I.1: Auflistung der Ankunftszeit ΔT und der zugehörigen Amplitude A der Konversionssignale der S-RF Stapelspur, die aus einer CP Stapelung in 35 km Tiefe resultieren. Kursiv gedruckt sind verrauschte S-RF Stapelungen, die keine interpretierbaren Konversionssignale enthalten.

Abkürzung: #S-RFs - Anzahl der gestapelten S-Receiver Funktionen

Breite /°	Länge /°	#S-RFs	ΔT /s	A
58,5	6,0	100	4,05	0,12
58,5	7,0	161	4,15	0,13
58,5	8,0	145	4,30	0,12
58,5	9,0	100	3,95	0,10
59,0	5,0	100	4,35	0,10
59,0	6,0	104	4,35	0,10
59,0	7,0	116	4,30	0,14
59,0	8,0	135	4,30	0,13
59,0	9,0	90	4,10	0,10
59,5	6,0	96	4,60	0,09
59,5	7,0	123	4,40	0,13
59,5	8,0	123	4,30	0,13
59,5	9,0	135	4,55	0,10
59,5	10,0	135	4,50	0,10
59,5	11,0	94	4,05	0,10
59,5	12,0	96	4,25	0,10
60,0	6,0	96	4,50	0,10
60,0	7,0	104	4,40	0,11
60,0	9,0	106	4,60	0,10
60,0	10,0	130	4,70	0,08
60,0	11,0	110	4,85	0,06
60,0	13,0	76	4,95	0,07
60,0	14,0	76	4,30	0,06
60,5	6,0	90	4,30	0,09
60,5	7,0	82	4,55	0,10
60,5	8,0	86	4,40	0,09
60,5	9,0	98	4,75	0,08
60,5	10,0	125	4,80	0,10
60,5	11,0	165	4,50	0,11
60,5	12,0	145	4,35	0,11
60,5	13,0	100	4,85	0,07
60,5	14,0	76	4,55	0,06
61,0	7,0	86	4,60	0,12
61,0	8,0	108	4,45	0,11
61,0	9,0	112	4,50	0,08
61,0	10,0	145	4,75	0,12
61,0	11,0	470	4,50	0,11
61,0	12,0	350	4,40	0,11
61,0	13,0	98	4,60	0,12
61,5	10,0	176	4,70	0,12
61,5	11,0	432	4,65	0,11
61,5	12,0	392	4,65	0,10
62,0	6,0	111	4,35	0,10
62,0	10,0	106	4,55	0,11
62,5	7,0	104	4,30	0,10
62,5	8,0	86	4,40	0,07
62,5	10,0	106	4,65	0,06
62,5	11,0	92	5,15	0,07
<i>63,0</i>	<i>10,0</i>	<i>74</i>	<i>5,25</i>	<i>0,04</i>

Tabelle I.2: Auflistung des Krustenmodells resultierend aus der S-RF Vorwärtsmodellierung der CP Stapelung in 35 km Tiefe. Das Krustenmodell beinhaltet die Tiefe der Moho und die seismischen Geschwindigkeiten in der Kruste und im oberen Mantel.

Breite /°	Länge /°	Mohotiefe /km	v_P -Kruste /(km/s)	v_P -Mantel /(km/s)	v_S -Kruste /(km/s)	v_S -Mantel /(km/s)
58,5	6,0	34	6,90	8,04	3,92	4,57
58,5	7,0	37	6,90	8,04	3,98	4,64
58,5	8,0	35	6,90	8,04	3,86	4,49
58,5	9,0	32	7,10	8,04	3,91	4,43
59,0	5,0	40	7,10	8,04	4,17	4,72
59,0	6,0	38	7,10	8,04	4,10	4,64
59,0	7,0	35	6,70	8,04	3,75	4,49
59,0	8,0	33	6,70	8,04	3,63	4,36
59,0	9,0	34	7,30-7,67	7,67-8,61	3,90-4,10	4,10-4,60
59,5	6,0	39	7,10	8,04	3,97	4,49
59,5	7,0	36	6,70	8,04	3,75	4,49
59,5	8,0	34	6,70	8,04	3,69	4,43
59,5	9,0	36	7,00	8,04	3,80	4,36
59,5	10,0	35	6,72	7,81	3,70	4,30
59,5	11,0	36	7,10	8,04	4,10	4,64
59,5	12,0	37	7,22	8,05	4,10	4,65
60,0	6,0	35	7,00	8,04	3,80	4,36
60,0	7,0	33	6,80	8,04	3,63	4,30
60,0	9,0	35	7,00	8,04	3,74	4,30
60,0	10,0	36	7,11	8,04	3,80	4,30
60,0	13,0	37-39	7,11	7,11-7,86	3,80	3,80-4,20
60,0	14,0	39	7,04-7,22	7,75	4,00-4,10	4,40
60,5	6,0	36	7,10	8,04	3,97	4,49
60,5	7,0	35	7,00	8,04	3,74	4,30
60,5	8,0	38	6,41	7,27	3,70	4,20
60,5	9,0	38	7,01	7,74	3,80	4,20
60,5	10,0	41	7,10	8,04	3,97	4,49
60,5	11,0	36	6,72	7,81	3,70	4,30
60,5	12,0	36-38	7,19-7,56	7,56-8,05	3,90-4,10	4,10-4,65
60,5	13,0	38	7,01	7,74	3,80	4,20
60,5	14,0	39	7,16-7,33	7,87	4,00-4,10	4,40
61,0	7,0	35	6,80	8,04	3,69	4,36
61,0	8,0	36	6,90	8,04	3,80	4,43
61,0	9,0	39	7,19-7,56	8,30	3,90-4,10	4,50
61,0	10,0	41	6,90	8,04	3,92	4,57
61,0	11,0	37	6,34	7,39	3,60	4,20
61,0	12,0	37	7,38-7,56	8,05	4,00-4,10	4,65
61,0	13,0	38	7,27	8,05	4,00	4,65
61,5	10,0	39	7,27	8,05	4,00	4,65
61,5	11,0	37-39	6,62	6,62-7,69	3,70	3,70-4,30
61,5	12,0	37-39	7,67	8,05	4,10	4,10-4,65
62,0	10,0	39	7,19-7,56	8,05	3,90-4,10	4,65
62,5	7,0	35	7,00	8,04	3,85	4,43
62,5	8,0	35	7,11	7,86	3,80	4,20
62,5	10,0	38-40	7,67	7,67-8,42	4,10	4,10-4,50

Tabelle I.3: Auflistung der Ankunftszeit ΔT und der zugehörigen Amplitude A der Konversionssignale der S-RF Stapelspur, die aus einer CP Stapelung in 120 km Tiefe resultieren. Dick gedruckt sind die negativen Konversionssignale, die die betragsmäßig größte Amplitude besitzen und als Konversionssignal von der LAB interpretiert werden.

Abkürzung: #S-RFs - Anzahl der gestapelten S-Receiver Funktionen

Breite /°	Länge /°	#S-RFs	Moho		negative Konversionssignale									
			ΔT /s	A	ΔT /s	A	ΔT /s	A	ΔT /s	A	ΔT /s	A		
59,0	6,0	72	4,45	0,12	10,45	-0,03	14,65	-0,03						
59,0	7,0	80	4,20	0,14	12,15	-0,04	20,45	-0,02						
59,0	8,0	80	4,40	0,12	10,40	-0,04	15,40	-0,03	20,95	-0,02				
59,0	9,0	78	4,75	0,11	8,75	-0,05	14,55	-0,04						
59,5	6,0	98	4,50	0,11	12,65	-0,03	21,20	-0,03						
59,5	7,0	84	4,40	0,12	8,80	-0,02	12,60	-0,04	20,15	-0,02				
59,5	8,0	72	4,30	0,13	8,45	-0,03	12,40	-0,01	16,80	-0,02	20,65	-0,02		
59,5	9,0	78	4,30	0,12	8,75	-0,04	15,50	-0,02	21,85	-0,02				
59,5	10,0	72	4,65	0,09	9,65	-0,03	21,85	-0,01						
60,0	6,0	74	4,45	0,09	7,95	-0,04	12,15	-0,03	16,95	-0,01	22,90	-0,01		
60,0	7,0	74	4,35	0,11	8,00	-0,05	12,65	-0,03	16,70	-0,01				
60,0	10,0	90	4,90	0,08	9,05	-0,01	13,00	-0,01	16,40	-0,01	21,95	-0,01		
60,0	11,0	90	5,00	0,05	9,65	-0,01	16,65	-0,03						
60,0	12,0	70	3,85	0,07	8,65	-0,05								
60,5	7,0	82	4,60	0,11	8,15	-0,03	12,80	-0,02	16,40	-0,02				
60,5	8,0	88	4,65	0,11	9,05	-0,03	16,90	-0,01	26,30	-0,01				
60,5	9,0	80	4,95	0,11	8,70	-0,04	13,50	-0,02	17,75	-0,03	25,80	-0,02		
60,5	10,0	105	4,95	0,91	8,45	-0,04	16,85	-0,03						
60,5	11,0	115	4,50	0,09	8,80	-0,03	14,90	-0,02	22,75	-0,01				
60,5	12,0	115	4,20	0,10	8,15	-0,03								
60,5	13,0	94	4,20	0,09	7,90	-0,03	12,35	-0,02						
61,0	7,0	72	4,60	0,10	8,50	-0,03	16,70	-0,03						
61,0	8,0	102	4,55	0,11	8,70	-0,03	16,35	-0,02	25,15	-0,01				
61,0	9,0	100	4,75	0,12	8,65	-0,04	13,90	-0,02						
61,0	10,0	125	4,75	0,11	8,80	-0,03	15,80	-0,02						
61,0	11,0	160	4,60	0,11	12,25	-0,03	22,70	-0,01						
61,0	12,0	200	4,30	0,12	11,40	-0,02	21,40	-0,02						
61,0	13,0	155	4,25	0,12	10,80	-0,02	18,15	-0,02	22,45	-0,01				
61,0	14,0	68	4,55	0,11	12,25	-0,04	19,25	-0,01						
61,5	9,0	70	4,65	0,14	8,15	-0,05	14,55	-0,02	20,45	-0,01				
61,5	10,0	120	4,75	0,11	8,50	-0,03	12,10	-0,02	14,75	-0,01				
61,5	11,0	210	4,80	0,11	12,00	-0,05	18,10	-0,01						
61,5	12,0	185	4,40	0,11	11,10	-0,02	17,00	-0,02						
61,5	13,0	140	4,55	0,12	9,55	-0,03	13,90	-0,03	17,95	-0,02				
61,5	14,0	70	4,60	0,11	9,65	-0,03	13,25	-0,03						
62,0	11,0	88	4,65	0,08	7,90	-0,02	11,25	-0,02	15,20	-0,01				
62,0	12,0	105	4,65	0,10	8,65	-0,02	14,40	-0,03	22,90	-0,01				
62,0	13,0	74	4,65	0,12	10,05	-0,03	14,00	-0,03						
62,5	11,0	76	4,60	0,07	8,70	-0,03	15,30	-0,03						
62,5	12,0	66	4,60	0,07	10,05	-0,04	16,90	-0,02						

Tabelle I.4: Auflistung der Ankunftszeit ΔT und der zugehörigen Amplitude A der Konversionssignale der S-RF Stapelspur, die aus einer *CP* Stapelung in 410 km Tiefe resultieren. Kursiv gedruckt sind verrauschte S-RF Stapelungen, die keine interpretierbaren Konversionssignale enthalten.

Abkürzung: #S-RFs - Anzahl der gestapelten S-Receiver Funktionen

Breite /°	Länge /°	#S-RFs	ΔT /s	A
58	5	56	42,55	0,02
<i>58</i>	7	<i>56</i>	<i>44,35</i>	<i>0,02</i>
59	9	94	44,40	0,03
59	11	86	40,70	0,02
61	5	74	45,50	0,01
<i>61</i>	17	<i>105</i>	<i>49,15</i>	<i>0,01</i>
61	19	56	42,45	0,02
62	15	130	47,90	0,02
62	17	96	50,00	0,03
<i>62</i>	19	<i>64</i>	<i>45,90</i>	<i>0,01</i>
63	9	110	49,70	0,01
<i>63</i>	11	<i>135</i>	<i>42,75</i>	<i>0,01</i>
63	15	94	46,50	0,02
63	17	74	46,00	0,01
63	19	54	45,55	0,04
64	9	66	49,75	0,01
64	13	84	46,00	0,02
64	15	60	45,00	0,03
64	17	52	42,15	0,02
65	11	56	45,65	0,02
<i>65</i>	<i>13</i>	<i>50</i>	<i>45,75</i>	<i>0,01</i>

Tabelle I.5: Auflistung der Ankunftszeit ΔT und der zugehörigen Amplitude A der Konversionssignale der S-RF Stapelspur, die aus einer *CP* Stapelung in 660 km Tiefe resultieren. Kursiv gedruckt sind verrauschte S-RF Stapelungen, die keine interpretierbaren Konversionssignale enthalten.

Abkürzung: #S-RFs - Anzahl der gestapelten S-Receiver Funktionen

Breite /°	Länge /°	#S-RFs	ΔT /s	A
59	5	60	69,50	0,02
<i>59</i>	7	<i>84</i>	<i>70,95</i>	<i>0,02</i>
59	9	74	71,20	0,04
<i>60</i>	5	<i>68</i>	<i>69,50</i>	<i>0,01</i>
60	7	94	70,60	0,02
60	9	86	70,75	0,03
<i>60</i>	11	<i>100</i>	<i>76,20</i>	<i>0,01</i>
60	13	84	65,80	0,04
60	15	50	72,10	0,03
61	7	74	71,50	0,02
61	9	92	73,05	0,02
<i>61</i>	13	<i>110</i>	<i>70,95</i>	<i>0,01</i>
61	15	80	72,25	0,02
61	19	58	75,40	0,03
62	7	54	73,15	0,04
62	9	68	73,20	0,03
<i>62</i>	11	<i>90</i>	<i>72,40</i>	<i>0,01</i>
62	13	82	69,40	0,01
62	15	64	66,30	0,02
<i>62</i>	17	<i>76</i>	<i>75,30</i>	<i>0,03</i>
63	9	64	69,05	0,02
63	11	68	69,10	0,03
<i>63</i>	17	<i>50</i>	<i>74,95</i>	<i>0,02</i>
64	9	57	68,75	0,02
64	11	56	69,55	0,02
64	19	54	66,05	0,02

J Resultate der CCP S-RF Stapelung

Tabelle J.1: Auflistung der Tiefen z und der zugehörigen Amplitude A der Konversionssignale der S-RF Stapelspur, die aus einer CCP Stapelung mit einem lokalen 3D Modell (Frassetto et al., 2010) resultiert.

Breite /°	Länge /°	Moho		negative Konversionssignale											
		z /km	A	z /km	A	z /km	A	z /km	A	z /km	A				
58,0	6,0	27,5	0,12	67,5	-0,05										
58,0	7,0	27,5	0,13	75,0	-0,04										
58,5	5,0	30,0	0,10												
58,5	6,0	30,0	0,11	87,5	-0,04	145,0	-0,04								
58,5	7,0	27,5	0,13	87,5	-0,04	152,5	-0,06								
58,5	8,0	30,0	0,13	82,5	-0,06	152,5	-0,04	282,5	-0,03						
58,5	9,0	30,0	0,12	82,5	-0,05	115,0	-0,04	192,5	-0,02						
58,5	10,0	27,5	0,12	65,0	-0,06										
59,0	5,0	30,0	0,10	90,0	-0,03	125,0	-0,03								
59,0	6,0	32,5	0,10	90,0	-0,03										
59,0	7,0	30,0	0,13	92,5	-0,04	152,5	-0,05								
59,0	8,0	32,5	0,14	85,0	-0,05	127,5	-0,04	187,5	-0,02						
59,0	9,0	30,0	0,13	80,0	-0,05	115,0	-0,05	187,5	-0,03						
59,0	10,0	27,5	0,11	72,5	-0,06	117,5	-0,04	202,5	-0,02						
59,0	11,0	27,5	0,10	75,0	-0,05										
59,0	12,0	32,5	0,10	87,5	-0,03										
59,5	5,0	32,5	0,09	97,5	-0,04	122,5	-0,04								
59,5	6,0	32,5	0,09	75,0	-0,04	122,5	-0,03								
59,5	7,0	32,5	0,13	72,5	-0,05	190,0	-0,03								
59,5	8,0	32,5	0,13	72,5	-0,04	140,0	-0,03	242,5	-0,02						
59,5	9,0	35,0	0,11	72,5	-0,04	127,5	-0,04								
59,5	10,0	32,5	0,11	80,0	-0,03	115,0	-0,05								
59,5	11,0	30,0	0,09	82,5	-0,03	152,5	-0,05								
59,5	12,0	32,5	0,10	80,0	-0,02	160,0	-0,02								
59,5	13,0			72,5	-0,02	120,0	-0,03								
60,0	5,0	32,5	0,11	67,5	-0,04	92,5	-0,03								
60,0	6,0	32,5	0,10	67,5	-0,04	95,0	-0,03	162,5	-0,02						
60,0	7,0	35,0	0,11	67,5	-0,04	110,0	-0,02	150,0	-0,02	195,0	-0,03				
				270,0	-0,03										
60,0	8,0	27,5	0,12	67,5	-0,04	295,0	-0,03								
60,0	9,0	37,5	0,11	75,0	-0,03	115,0	-0,03								
60,0	10,0	37,5	0,10	117,5	-0,03	295,0	-0,02								
60,0	11,0	45,0	0,06	70,0	-0,02	150,0	-0,03								
60,0	12,0	35,0	0,10	70,0	-0,04	157,5	-0,03								
60,0	13,0	37,5	0,12	115,0	-0,03										
60,0	14,0	37,5	0,09	110,0	-0,06	135,0	-0,03	237,5	-0,02						
60,5	5,0	30,0	0,09	60,0	-0,03	160,0	-0,03								
60,5	6,0	32,5	0,09	62,5	-0,03	97,5	-0,04	162,5	-0,03						
60,5	7,0	37,5	0,09	70,0	-0,03	110,0	-0,03	155,0	-0,02	207,5	-0,03				
60,5	8,0	30,0	0,08	80,0	-0,02	110,0	-0,03	212,5	-0,03						
60,5	9,0	32,5	0,08	117,5	-0,02	162,5	-0,03								
60,5	10,0	40,0	0,11	72,5	-0,02	147,5	-0,03	195,0	-0,02						
60,5	11,0	35,0	0,11	72,5	-0,02	147,5	-0,03								
60,5	12,0	32,5	0,11	122,5	-0,03										
60,5	13,0			105,0	-0,04	202,5	-0,02								
60,5	14,0	37,5	0,10	107,5	-0,07	152,5	-0,02	172,5	-0,02						
60,5	15,0	35,0	0,09	67,5	-0,03	112,5	-0,04	135,0	-0,05	142,5	-0,05				
				172,5	-0,03	245,0	-0,02								
61,0	6,0	30,0	0,07	72,5	-0,06	85,0	-0,03	107,5	-0,03						
61,0	7,0	32,5	0,13	75,0	-0,03	107,5	-0,02	155,0	-0,02	212,5	-0,03				
61,0	8,0	32,5	0,11	70,0	-0,03	110,0	-0,03	150,0	-0,02	215,0	-0,03				
61,0	9,0	32,5	0,09	70,0	-0,03	122,5	-0,03	147,5	-0,02						
61,0	10,0	37,5	0,13	72,5	-0,04	157,5	-0,03	222,5	-0,02						
61,0	11,0	35,0	0,12	115,0	-0,02	170,0	-0,03	222,5	-0,02						
61,0	12,0	32,5	0,11	107,5	-0,03	170,0	-0,03	237,5	-0,02						
61,0	13,0	32,5	0,11	102,5	-0,04	170,0	-0,03								
61,0	14,0			97,5	-0,05										
61,5	5,0	32,5	0,11	67,5	-0,03										
61,5	6,0	30,0	0,10	67,5	-0,04										
61,5	7,0	32,5	0,17	67,5	-0,04	102,5	-0,02	147,5	-0,03						
61,5	8,0			67,5	-0,06	107,5	-0,04								
61,5	9,0	32,5	0,12	67,5	-0,04	110,0	-0,03								
61,5	10,0	35,0	0,12	72,5	-0,02	117,5	-0,02	172,5	-0,02	227,5	-0,02				
61,5	11,0	37,5	0,11	115,0	-0,04	167,5	-0,02	227,5	-0,03						

Tabelle J.1: Fortsetzung der Auflistung der Resultate der *CCP* Stapelung

Breite /°	Länge /°	Moho		negative Konversionssignale									
		<i>z</i> /km	<i>A</i>	<i>z</i> /km	<i>A</i>	<i>z</i> /km	<i>A</i>	<i>z</i> /km	<i>A</i>	<i>z</i> /km	<i>A</i>		
61,5	12,0	37,5	0,10	107,5	-0,04	167,5	-0,03	242,5	-0,02				
61,5	13,0	40,0	0,10	100,0	-0,03	170,0	-0,03						
61,5	14,0			92,5	-0,03	177,5	-0,02	190,0					
62,0	5,0	32,5	0,10										
62,0	6,0	32,5	0,11	92,5	-0,06	125,0	-0,02						
62,0	7,0	30,0	0,10	80,0	-0,06	102,5	-0,03						
62,0	8,0	35,0	0,10	110,0	-0,03								
62,0	9,0			155,0	-0,04								
62,0	10,0	35,0	0,11	165,0	-0,02								
62,0	11,0	35,0	0,08	82,5	-0,05								
62,0	12,0	32,5	0,04	85,0	-0,07								
62,0	13,0			77,5	-0,05	92,5	-0,05						
62,5	6,0	32,5	0,09										
62,5	7,0	32,5	0,09	117,5	-0,05	145,0	-0,03						
62,5	8,0	30,0	0,07	117,5	-0,04	147,5	-0,04	230,0	-0,02				
62,5	9,0			160,0	-0,05	232,5	-0,04						
62,5	10,0	32,5	0,06	97,5	-0,02	125,0	-0,03	160,0	-0,02				
62,5	11,0	40,0	0,07	85,0	-0,04	135,0	-0,02	280,0	-0,02				
62,5	12,0			85,0	-0,07								
63,0	7,0	27,5	0,10	105,0	-0,05	137,5	-0,04						
63,0	8,0	30,0	0,07	115,0	-0,04	137,5	-0,04	237,5	-0,02				
63,0	9,0	32,5	0,04	115,0	-0,02	137,5	-0,02	152,5	-0,02				
63,0	10,0	42,5	0,05										
63,0	11,0			82,5	-0,03	95,0	-0,03	277,5	-0,03				
63,0	12,0			87,5	-0,04								
63,5	9,0			127,5	-0,04								
63,5	10,0			60,0	-0,03								

Tabelle J.2: Auflistung der Tiefen *z* und der zugehörigen Amplitude *A* der Konversionssignale von der 410 km Diskontinuität, die aus einer *CCP* Stapelung mit einem lokalen 3D Modell (Frassetto et al., 2010) resultiert. Kursiv gedruckt sind verrauschte S-RF Stapelungen, die keine interpretierbaren Konversionssignale enthalten.

Breite /°	Länge /°	<i>z</i> /km	<i>A</i>
58	6	425,0	0,02
58	8	395,0	0,03
58	10	405,0	0,06
<i>59</i>	<i>4</i>	<i>422,5</i>	<i>0,01</i>
<i>59</i>	<i>6</i>	<i>417,5</i>	<i>0,02</i>
<i>59</i>	<i>8</i>	<i>400,0</i>	<i>0,02</i>
59	10	402,5	0,02
<i>59</i>	<i>12</i>	<i>407,5</i>	<i>0,02</i>
<i>59</i>	<i>14</i>	<i>397,5</i>	<i>0,01</i>
<i>60</i>	<i>4</i>	<i>422,5</i>	<i>0,02</i>
<i>60</i>	<i>6</i>	<i>417,5</i>	<i>0,01</i>
<i>60</i>	<i>8</i>	<i>397,5</i>	<i>0,01</i>
60	14	382,5	0,01
<i>60</i>	<i>18</i>	<i>445,0</i>	<i>0,02</i>
<i>61</i>	<i>4</i>	<i>440,0</i>	<i>0,02</i>
63	16	437,5	0,02
<i>63</i>	<i>18</i>	<i>387,5</i>	<i>0,03</i>
64	16	430,0	0,28
65	10	425,0	0,02
<i>66</i>	<i>12</i>	<i>417,5</i>	<i>0,02</i>

Tabelle J.3: Auflistung der Tiefen z und der zugehörigen Amplitude A der Konversionssignale von der 660 km Diskontinuität, die aus einer *CCP* Stapelung mit einem lokalen 3D Modell (Frassetto et al., 2010) resultiert. Kursiv gedruckt sind verrauschte S-RF Stapelungen, die keine interpretierbaren Konversionssignale enthalten.

Breite /°	Länge /°	z /km	A
<i>58</i>	<i>8</i>	<i>632,5</i>	<i>0,04</i>
<i>59</i>	<i>4</i>	<i>690,0</i>	<i>0,02</i>
<i>59</i>	<i>6</i>	<i>700,0</i>	<i>0,03</i>
<i>59</i>	<i>8</i>	<i>727,5</i>	<i>0,02</i>
<i>60</i>	<i>6</i>	<i>687,5</i>	<i>0,02</i>
<i>60</i>	<i>8</i>	<i>720,0</i>	<i>0,02</i>
<i>60</i>	<i>12</i>	<i>637,5</i>	<i>0,02</i>
<i>60</i>	<i>14</i>	<i>647,5</i>	<i>0,04</i>
<i>60</i>	<i>16</i>	<i>652,5</i>	<i>0,04</i>
<i>60</i>	<i>18</i>	<i>647,5</i>	<i>0,01</i>
<i>60</i>	<i>20</i>	<i>637,5</i>	<i>0,03</i>
<i>61</i>	<i>6</i>	<i>690,0</i>	<i>0,02</i>
<i>61</i>	<i>8</i>	<i>730,0</i>	<i>0,01</i>
<i>61</i>	<i>14</i>	<i>647,5</i>	<i>0,03</i>
<i>61</i>	<i>16</i>	<i>652,5</i>	<i>0,03</i>
<i>61</i>	<i>20</i>	<i>697,5</i>	<i>0,2</i>
<i>62</i>	<i>8</i>	<i>687,5</i>	<i>0,02</i>
<i>62</i>	<i>10</i>	<i>687,5</i>	<i>0,02</i>
<i>62</i>	<i>14</i>	<i>652,5</i>	<i>0,03</i>
<i>62</i>	<i>16</i>	<i>640,0</i>	<i>0,03</i>
<i>62</i>	<i>20</i>	<i>665,0</i>	<i>0,02</i>
<i>63</i>	<i>8</i>	<i>675,0</i>	<i>0,02</i>
<i>63</i>	<i>10</i>	<i>690,0</i>	<i>0,04</i>
<i>63</i>	<i>12</i>	<i>685,0</i>	<i>0,04</i>
<i>63</i>	<i>14</i>	<i>655,0</i>	<i>0,02</i>
<i>63</i>	<i>16</i>	<i>632,5</i>	<i>0,03</i>
<i>63</i>	<i>18</i>	<i>635,0</i>	<i>0,03</i>
<i>63</i>	<i>20</i>	<i>650,0</i>	<i>0,03</i>
<i>64</i>	<i>10</i>	<i>670,0</i>	<i>0,03</i>
<i>64</i>	<i>12</i>	<i>710,0</i>	<i>0,04</i>
<i>64</i>	<i>18</i>	<i>637,5</i>	<i>0,03</i>
<i>64</i>	<i>20</i>	<i>650,0</i>	<i>0,04</i>
<i>65</i>	<i>12</i>	<i>717,5</i>	<i>0,02</i>

Abbildungsverzeichnis

1.1	Einfluss von geodynamischen Prozessen auf die Hebung	2
2.1	Darstellung der Mohotiefe aus vorangegangenen Studien	7
3.1	Stationsverteilung des MAGNUS Experimentes	13
3.2	Erdbebenverteilung der S-Receiver Funktionsanalyse	14
3.3	Erdbebenverteilung zur S-Wellen-Laufzeit-Tomographie	15
4.1	Darstellung des Strahlverhaltens an Grenzflächen	19
4.2	Amplitudenverteilung an der Moho	21
4.3	Prinzip der S-Receiver Funktionsmethode	22
4.4	Transmissionskoeffizienten der S_{MP} , S_{LABP} , S_{410P} und S_{660P} Wellen	23
4.5	Schematische Darstellung des Auflösungsvermögens	24
4.6	Darstellung der Koordinatensysteme Z-N-E, Z-R-T und L-Q-T	28
4.7	Darstellung der Koordinatensysteme L-Q-T und P-SV-SH	28
4.8	Bestimmung des Rückazimuts	31
4.9	Mittlere Abweichung $BAZ_{obs} - BAZ_{theo}$ an Station KONO	33
4.10	Mittlere Abweichung $BAZ_{obs} - BAZ_{theo}$ an Station NWG16	34
4.11	Bestimmung des scheinbaren Auftauchwinkels	36
4.12	Bestimmung des Quellsignals	38
4.13	Vergleichende Darstellung von L-RF und S-RF	42
4.14	Einfluss der Stabilisierungsparameter auf synthetischen Daten	43
4.15	Einfluss der Stabilisierungsparameter auf reale Daten an den Stationen KO- NO und NWG19	45
4.16	Vergleich der Dekonvolutionen an Station NWG19	47
4.17	Einfluss der Epizentraldistanz Δ auf die Langsamkeit p und den Auftauch- winkel i	47
4.18	<i>Moveout</i> Korrektur auf einen Strahl mit $p = 0 s/^\circ$	48
4.19	<i>Moveout</i> Korrektur auf einen Strahl mit $p_{ref} = 6,4 s/^\circ$	48
4.20	1D Modell zur Berechnung synthetischer S-Receiver Funktionen	49
4.21	Einfluss der Epizentraldistanz auf ΔT	50
4.22	Einfluss der <i>moveout</i> Korrektur auf die Stapelung von S-Receiver Funktionen	51
4.23	Darstellung der Radiusdefinition in einer sphärischen Erde	51
4.24	Laufzeitunterschied ΔT in einer sphärischen Erde	52
4.25	Laufzeitunterschied ΔT in einer als flach approximierten Erde	53
4.26	Einfluss des Erdmodell-Typs auf die <i>moveout</i> Korrektur	54
4.27	Prinzip der stationsweisen S-RF Stapelung	55
4.28	Beispiel der Darstellung der stationsweisen S-RF Stapelung	56
4.29	Prinzip der tiefenabhängigen <i>CP</i> Stapelung von S-Receiver Funktionen . . .	57
4.30	Schematische Darstellung der Bestimmung der Güte der S-Receiver Funk- tionen	58

4.31	Stabilitätstest der S-RF bestimmt über das Verfahren mit dem RMS der S-RF	60
4.32	Stabilitätstest der S-RF bestimmt über das Verfahren des Signal-Rausch-Verhältnisses der Q-RF und der S-RF	61
4.33	Darstellung des Größeneinflusses des Stapelbereichs auf die <i>CP</i> Stapelung	62
4.34	Prinzip der <i>CCP</i> Stapelung von S-Receiver Funktionen	64
4.35	Beispiel des $v(z)$ Einflusses bei der <i>CCP</i> Stapelung	65
4.36	Beispiel einer Vorwärtsmodellierung und zugehörigem Monte-Carlo Test	67
4.37	Beispiel einer Vorwärtsmodellierung mit unterschiedlichen LAB-Modellen	68
4.38	Beispiel einer Vorwärtsmodellierung der Kruste und LAB	70
4.39	Beispiel einer manuellen Vorwärtsmodellierung	72
4.40	Beispiel der Unsicherheitsbestimmung der manuellen Vorwärtsmodellierung	73
4.41	Beispiel zur Bestimmung des Abbruchkriteriums der S-RF Inversion	77
4.42	Einfluss von v_S unterhalb der Moho auf die S-RF Inversion	78
4.43	Einfluss vom v_P/v_S Verhältnis auf die S-RF Inversion	79
4.44	Einfluss des Startmodells auf die S-RF Inversion	81
4.45	Einfluss von v_P/v_S Verhältnis, das pro Schicht variiert, auf die S-RF Inversion	82
4.46	Finales Vorwärtsmodell als Startmodell der Inversion	83
4.47	Vergleich der Resultate der Vorwärtsmodellierung und der Inversion	84
5.1	S-RF Resultatvergleich der Moho	90
5.2	Modellierung der Mohotiefe aus <i>CP</i> gestapelten S-Receiver Funktionen	92
5.3	Darstellung der $v(z)$ Modelle zu Abbildung 5.2	93
5.4	S-RF Resultatvergleich der Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen	97
5.5	Erstellung des $v_S(z)$ Modellbereichs - Beispiel: 61,5°N/11°E	98
5.6	West-Ost Profile bei 59°N und 59,5°N der aus der Modellierung resultierenden $v_S(z)$ Modellbereiche	100
5.7	West-Ost Profile bei 60°N und 60,5°N der aus der Modellierung resultierenden $v_S(z)$ Modellbereiche	101
5.8	West-Ost Profile bei 61°N und 61,5°N der aus der Modellierung resultierenden $v_S(z)$ Modellbereiche	102
5.9	West-Ost Profile bei 62°N und 62,5°N der aus der Modellierung resultierenden $v_S(z)$ Modellbereiche	103
5.10	S-RF Resultatvergleich der 410 km Diskontinuität	105
5.11	S-RF Resultatvergleich der 660 km Diskontinuität	107
6.1	Strahlverteilung innerhalb des Modellraums der Tomographie	113
6.2	Darstellung der relativen gewichteten Laufzeitresiduen nach der Krustenkorrektur	115
6.3	Darstellung der mittleren relativen gewichteten Laufzeitresiduen nach der Krustenkorrektur bei vertikalem Welleneinfall	116
6.4	Horizontalschnitte durch das Inversionsmodell nach 2 Iterationen	117
6.5	Verlauf der Vertikalschnitte durch das Inversionsmodell	119
6.6	Vertikalschnitte durch das Inversionsmodell nach 2 Iterationen	120
6.7	Auflösungstest: Schachbrettmuster-Test	122
6.8	Auflösungstest: Anomalie-Test I	123
6.9	Auflösungstest: Anomalie-Test II	124
7.1	West-Ost Profile des $v_S(z)$ Verlaufs in der Tomographie und der S-RF Modellierung bei 60,5°N, 61°N und 61,5°N	129
7.2	Vergleich der lateralen v_S Verteilung und der Tiefenlage der 410 km Diskontinuität	130
7.3	Schematisches Modell der Scherwellen-Untergrundstruktur	132

7.4	Vergleich der Tiefenlagen der Moho Diskontinuität unter Südnorwegen . . .	133
7.5	Übersichtsdarstellung der Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen und Profillagen im oberen Erdmantel unter Südkandinavien	135
7.6	Übersichtsdarstellung der Lagen der besprochenen LAB Tiefenlagen	137
7.7	Übersichtsdarstellung der Niedrig-Geschwindigkeits-Zonen und Profillagen an der Übergangszone unter Südkandinavien	138
B.1	Übertragungsfunktion der KABBA Stationen des MAGNUS Experiments .	152
C.1	Übertragungsfunktion der Permanentstationen des MAGNUS Experimentes	154

Tabellenverzeichnis

4.1	Bezeichnung der S-zu-P konvertierten Wellen	23
4.2	Epizentraldistanz der S-zu-P konvertierten Wellen	26
4.3	Anzahl der gestapelten S-Receiver Funktionen aus Abbildung 4.33	62
4.4	Auffistung von v_S , v_P und ρ des 1D Startmodells der S-RF Inversion	78
6.1	v_S Startmodell der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie	117
A.1	Auffistung der Stationen des MAGNUS Experimentes	151
B.1	Auffistung der Übertragungsfunktionen der KABBA Stationen	152
C.1	Auffistung der Übertragungsfunktionen der Permanentstationen	153
D.1	Auffistung der Erdbeben des MAGNUS Experimentes zur S-Receiver Funktionsanalyse	155
E.1	Auffistung der zusätzlichen Erdbeben zur S-Receiver Funktionsanalyse im Zeitraum 1999-2010	158
F.1	Auffistung der Erdbeben der S-Wellen-Laufzeit-Tomographie	160
G.1	Auffistung der Seismometer-Missorientierung	163
H.1	Auffistung der Resultate der stationsweisen S-RF Stapelung	164
I.1	Auffistung der Resultate der <i>CP</i> Stapelung in 35 km Tiefe	165
I.2	Modellierung der Krustenstruktur der <i>CP</i> Stapelung in 35 km Tiefe	166
I.3	Auffistung der Resultate der <i>CP</i> Stapelung in 120 km Tiefe	167
I.4	Auffistung der Resultate der <i>CP</i> Stapelung in 410 km Tiefe	168
I.5	Auffistung der Resultate der <i>CP</i> Stapelung in 660 km Tiefe	168
J.1	Auffistung der Resultate der <i>CCP</i> Stapelung	169
J.2	Auffistung der <i>CCP</i> Resultate der 410 km Diskontinuität	170
J.3	Auffistung der <i>CCP</i> Resultate der 660 km Diskontinuität	171

Literaturverzeichnis

- Aki, K., Christoffersson, A. und Husebye, E.: Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere. In: *Journal of Geophysical Research*, Band 82:S. 277–296, 1977.
- Aki, K. und Richards, P.G.: *Quantitative Seismology*. University Science Books, zweite Auflage, 2002.
- Ammon, C.J.: The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. In: *Bulletin of the Seismological Society of America*, Band 81:S. 2504–2510, 1991.
- Artemieva, I.M.: Global $1^\circ \times 1^\circ$ thermal model TC1 for the continental lithosphere: implications for lithosphere secular evolution. In: *Tectonophysics*, Band 416:S. 245–277, 2006.
- Artemieva, I.M.: The continental lithosphere: reconciling thermal, seismic and petrologic data. In: *Lithos*, Band 109:S. 23–46, 2009.
- Berens, P.: CircStat: A Matlab Toolbox for Circular Statistics. In: *Journal of Statistical Software*, Band 31, 2009. URL <http://www.jstatsoft.org/v31/i10>.
- Berkhout, A.J.: Least-squares inverse filtering and wavelet deconvolution. In: *Geophysics*, Band 42:S. 1369–1383, 1977.
- Berteussen, K.A.: Moho depth determinations based on spectral-ratio analysis of NORSAR long-period P waves. In: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Band 15:S. 13–27, 1977.
- Bijwaard, H. und Spakman, W.: Tomographic evidence for a narrow whole mantle plume below Iceland. In: *Earth and Planetary Science Letters*, Band 166:S. 121–126, 1999.
- Bina, C.R. und Helffrich, G.: Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography. In: *Journal of Geophysical Research*, Band 99:S. 15853–15860, 1994.
- Blinchikoff, H. und Zverev, A.I.: *Filtering in the time and frequency domain*. John Wiley & Sons, Inc., 1976.
- Brekke, H. und Olaussen, S.: High seas and low horizons. In: Ramberg, I., Bryhni, I., Nøttvedt, A. und Rangnes, K. (Hg.) *The Making of a Land - Geology of Norway*, Norsk Geologisk Forening, Trondheim, Norway, S. 418–441. 2008.
- Bronštejn, I.N., Semendjaev, K.A., Musiol, G. und Mühlig, H.: *Taschenbuch der Mathematik*. Wissenschaftlicher Verlag Harri Deutsch GmbH, 7. Auflage, 2008.
- Cammarano, F., Goes, S., Vacher, P. und Giardini, D.: Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities. In: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Band 138:S. 197–222, 2003.

- Cloetingh, S.A.P.L., Ziegler, P.A., Boogaard, P.J.F., Andriessen, P.A.M., Artemieva, I.M., Bada, G., van Baalen, R.T., Breekman, F., Ben-Avraham, Z., Brun, J.-P., Bunge, H.P., Burov, E.B., Carbonell, R., Facenna, C., Friedrich, A., Gallert, J., Green, A.G., Heidbach, O., Jones, A.G., Matenco, L., Mosar, J., Oncken, O., Pascal, C., Peters, G., Sliwka, S., Soesoo, A., Spakman, W., Stephenson, R.A., Thybo, H., Torsvik, T., de Vicente, G., Wenzel, F., Wortel, M.J.R. und Group, TOPO-EUROPE Working: TOPO-EUROPE: The geoscience of coupled deep Earth-surface processes. In: *Global and Planetary Change*, Band 58:S. 1–118, 2007.
- Crotwell, H.P., Owens, T.J. und Ritsema, J.: The TauP Toolkit: Flexible Seismic Traveltime and Ray-path Utilities. In: *Seismological Research Letters*, Band 70:S. 154–160, 1999.
- Dehls, J., Olesen, O., Olsen, L. und Blikra, L.: Neotectonic faulting in northern Norway; the Stuuragurra and Nordmannvikdalen postglacial faults. In: *Quaternary Science Reviews*, Band 19:S. 1447–1460, 2000.
- Dueker, K.G. und Sheehan, A.F.: Mantle discontinuity structure from midpoint stacks of converted P to S waves across the Yellowstone hotspot track. In: *Journal of Geophysical Research*, Band 102:S. 8313–8327, 1997.
- Dziewonski, A.M. und Anderson, D.L.: Preliminary reference Earth model. In: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Band 25:S. 297–356, 1981.
- Eaton, D., Darbyshire, F., Evans, R., Grütter, H., Jones, A. und Yuan, X.: The elusive lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) beneath cratons. In: *Lithos*, Band 1:S. 1–22, 2009.
- Ebbing, J. und Olesen, O.: The Northern and Southern Scandes - structural differences revealed by an analysis of gravity anomalies, the geoid and regional isostasy. In: *Tectonophysics*, Band 411:S. 73–87, 2005.
- Eken, T., Shomali, Z.H., Roberts, R. und Bødvarsson, Reynir: Upper-mantle structure of the Baltic Shield below the Swedish National Seismological Network (SNSN) resolved by teleseismic tomography. In: *Geophysical Journal International*, Band 169:S. 617–630, 2007.
- Eken, T., Shomali, Z.H., Roberts, R., Hieronymus, C.F. und Bødvarsson, R.: S and P velocity heterogeneities within the upper mantle below the Baltic Shield. In: *Tectonophysics*, Band 462:S. 109–124, 2008.
- Evans, J.R. und Achauer, U.: Teleseismic velocity tomography using the ACH method: theory and application to continental-scale studies. In: Iver, H.M. und Hirahara, K. (Hg.) *Seismic Tomography: theory and practice*, Chapman and Hall, S. 319–360. 1993.
- Farra, V. und Vinnik, L.: Upper mantle stratification by P and S receiver functions. In: *Geophysical Journal International*, Band 144:S. 699–712, 2000.
- Fisher, K., Ford, H., Abt, D. und Rychert, C.: The Lithosphere-Asthenosphere Boundary. In: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Band 38:S. 551–575, 2010.
- Fjeldskaar, W., Lindholm, C., Dehls, J.F. und Fjeldskaar, I.: Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. In: *Quaternary Science Reviews*, Band 19:S. 1413–1422, 2000.
- Fossen, H., Dallmann, W. und Andersen, T.: The mountain chain rebounds and founders. In: Ramberg, I., Bryhni, I., Nøttvedt, A. und Rangnes, K. (Hg.) *The Making of a Land - Geology of Norway*, Norsk Geologisk Forening, Trondheim, Norway, S. 232–259. 2008a.

- Fossen, H., Pedersen, R.-B., Bergh, S. und Andresen, A.: Creation of a mountain chain. In: Ramberg, I., Bryhni, I., Nøttvedt, A. und Rangnes, K. (Hg.) *The Making of a Land - Geology of Norway*, Norsk Geologisk Forening, Trondheim, Norway, S. 178–231, 2008b.
- Frassetto, A. und Thybo, H.: Receiver function imaging of the mantle discontinuities beneath Fennoscandia and northern Europe. In: *Geophysical Research Abstracts*, Band 12(EGU2010-7160), 2010.
- Frassetto, A.M., Stratford, W.R. und Thybo, H.: Changes in the depth and seismic response of the Moho beneath southern Fennoscandia, evidence for significant post-Caledonide modifications. AGU Fall Meeting Abstract, 2010.
- Geissler, W., Sodoudi, F. und Kind, R.: Thickness of the central and eastern European lithosphere as seen by S receiver functions. In: *Geophysical Journal International*, Band 181:S. 604–634, 2010.
- Goes, S., Cammarano, F. und Hansen, U.: Synthetic seismic signature of thermal mantle plumes. In: *Earth and Planetary Science Letters*, Band 218:S. 403–419, 2004.
- Gorman, A.R.: Ray-theoretical seismic traveltimes inversion: modifications for two-dimensional radially parameterized Earth. In: *Geophysical Journal International*, Band 151:S. 511–516, 2002.
- Gradmann, S., Ebbing, J. und Fullea, J.: Tracing lithospheric mantle variations underneath Norway and Sweden - An integrated modelling approach with LitMod3D. In: *Geophysical Research Abstracts*, Band 13(EGU2011-9456), 2011.
- Groos, J.: *Broadband Seismic Noise: Classification and Green's Function Estimation*. Dissertation, Geophysikalisches Institut, Karlsruher Institut für Technologie, 2010.
- Grunewald, S., Weber, M. und Kind, R.: The upper mantle under Central Europe: indications for the Eifel plume. In: *Geophysical Journal International*, Band 147:S. 590–601, 2001.
- Hansen, S.E., Rodgers, A.J., Schwartz, S.Y. und Al-Amri, A.M.S.: Imaging ruptured lithosphere beneath the Red Sea and Arabian Peninsula. In: *Earth and Planetary Science Letters*, Band 259:S. 256–265, 2007.
- Hasterok, D. und Chapman, D.S.: Continental thermal isostasy: 2. Application to North America. In: *Journal of Geophysical Research*, Band 112, B06415, 2007.
- Heit, B., Yuan, X., Bianchi, M., Sodoudi, F. und Kind, R.: Crustal thickness estimation beneath the southern central Andes 30° S and 36° S from S wave receiver function analysis. In: *Geophysical Journal International*, Band 174:S. 249–254, 2008.
- Jacobsen, B.H.: persönliche Mitteilung, Januar, 2010.
- Jacobsen, B.H.: persönliche Mitteilung, Januar, 2011.
- Jacobsen, B.H. und Svenningsen, L.: Enhanced Uniqueness and Linearity of Receiver Function Inversion. In: *Bulletin of the Seismological Society of America*, Band 98:S. 1756–1767, 2008.
- Japsen, P. und Chalmers, L.: Neogene uplift and tectonics around the North Atlantic: Overview. In: *Global and Planetary Change*, Band 24:S. 165–173, 2000.

- Jones, A., Plomerova, J., Korja, T., Sodoudi, F. und Spakman, W.: Europe from bottom up: A statistical examination of the central and northern European lithosphere-asthenosphere boundary from comparing seismological and electromagnetic observations. In: *Lithos*, Band 120:S. 14–29, 2010.
- Jordan, M.: *JI-3D A new approach to high resolution regional seismic tomography: Theory and applications*. Dissertation, Mathematisch-naturwissenschaftliche Fakultäten, Georg-August-Universität Göttingen, 2003.
- Julia, J., Ammon, C.J., Herrmann, R.B. und Correig, A.M.: Joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion observations. In: *Geophysical Journal International*, Band 143:S. 99–112, 2000.
- Jurkevics, A.: Polarization analysis of three-component array data. In: *Bulletin of the Seismological Society of America*, Band 78:S. 1725–1743, 1988.
- Kennett, B. und Engdahl, E.: Traveltimes for global earthquake location and phase identification. In: *Geophysical Journal International*, Band 105:S. 429–465, 1991.
- Kennett, B., England, E. und Buland, R.: Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times. In: *Geophysical Journal International*, Band 122:S. 108–124, 1995.
- Kinck, J., Huseby, E. und Larsson, F.: The Moho depth distribution in Fennoscandia and the regional tectonic evolution from Archean to Permian times. In: *Precambrian Research*, Band 64:S. 23–51, 1993.
- Kind, R., Kosarev, G.L. und Petersen, N.V.: Receiver functions at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN). In: *Geophysical Journal International*, Band 121:S. 191–202, 1995.
- Köhler, A., Weidle, C. und Maupin, V.: Crustal and uppermost mantle structure of Southern Norway: Results from surface wave analysis of ambient seismic noise and earthquake data, 2011a. In preparation.
- Köhler, A., Weidle, C. und Maupin, V.: Directionality analysis and Rayleigh wave tomography of ambient seismic noise in southern Norway. In: *Geophysical Journal International*, Band 184:S. 287–300, 2011b.
- Kumar, M.R. und Bostock, M.G.: Extraction of absolute P velocity from receiver functions. In: *Geophysical Journal International*, Band 175:S. 515–519, 2008.
- Kvarven, T., Stratford, W. und Mjelde, R.: TopoScandiaDeep: Results from an OBS survey off Møre, mid Norway. In: *Geophysical Research Abstracts*, Band 13(EGU2011-1223), 2011.
- Langston, C.A.: The effect of planar dipping structure on source and receiver responses for constant ray parameter. In: *Bulletin of the Seismological Society of America*, Band 67:S. 1029–1050, 1977.
- Langston, C.A.: Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. In: *Journal of Geophysical Research*, Band 84:S. 4749–4762, 1979.
- Larsen, B., Olaussen, S., Sundvoll, B. und Heeremans, M.: Volcanoes and faulting in an arid climate. In: Ramberg, I., Bryhni, I., Nøttvedt, A. und Rangnes, K. (Hg.) *The Making of a Land - Geology of Norway*, Norsk Geologisk Forening, Trondheim, Norway, S. 260–303. 2008.

- Lay, T. und Wallace, T.: *Modern Global Seismology*. Academic Press, San Diego, USA, 1995.
- Lévêque, J.J., Rivera, L. und Wittlinger, G.: On the use of checker-board test to assess the resolution of tomography inversions. In: *Geophysical Journal International*, Band 115:S. 313–318, 1993.
- Li, X., Kind, R., Yuan, X., Wölbern, I. und Hanka, W.: Rejuvenation of the lithosphere by the Hawaiian plume. In: *Nature*, Band 427:S. 827–829, 2004.
- Li, X., Yuan, X. und Kind, R.: The lithosphere-asthenosphere boundary beneath the western United States. In: *Geophysical Journal International*, Band 170:S. 700–710, 2007.
- Martin, M., Ritter, J.R.R. und the CALIXTO working group: High-resolution teleseismic body-wave tomography beneath SE Romania - I. Implications for three-dimensional versus one-dimensional crustal correction strategies with a new crustal velocity model. In: *Geophysical Journal International*, Band 162:S. 448–460, 2005.
- Martinsen, O. und Nøttvedt, A.: Norway rises from the sea. In: Ramberg, I., Bryhni, I., Nøttvedt, A. und Rangnes, K. (Hg.) *The Making of a Land - Geology of Norway*, Norsk Geologisk Forening, Trondheim, Norway, S. 442–479. 2008.
- Maupin, V.: Upper-mantle structure in southern Norway from beamforming of Rayleigh wave data presenting multipathing. In: *Geophysical Journal International*, Band 185:S. 985–1002, 2011.
- McCamy, K., Meyer, R.P. und Smith, T.J.: Generally applicable solutions of Zoeppritz' amplitude equations. In: *Bulletin of the Seismological Society of America*, Band 52:S. 923–955, 1962.
- Medhus, A.B., Balling, N., Jacobsen, B. H., Kind, R. und England, R.: Deep-structural differences in southwestern Scandinavia revealed by P-wave travel time residuals. In: *Norwegian Journal of Geology*, Band 89:S. 203–214, 2009.
- Medhus, A.B., Balling, N., Jacobsen, B.H., Weidle, C., Voss, P., England, R.W., Kind, R. und Thybo, H.: Upper mantle structure beneath the Southern Scandes Mountains and the Northern Tornquist Zone revealed by P-wave travel time tomography, 2011. *Geophysical Journal International*, submitted.
- Megnin, C. und Romanowicz, B.: The three-dimensional velocity structure of the mantle from the inversion of body, surface and higher-mode waveforms. In: *Geophysical Journal International*, Band 143:S. 709–728, 2000.
- Menke, W.: *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic Press, Inc., 1984.
- Miller, M.S. und Eaton, D.W.: Formation of cratonic mantle keels by arc accretion: Evidence from S receiver functions. In: *Geophysical Research Letters*, Band 37:S. L18305, 2010.
- Mörner, N.A.: Crustal movements and geodynamics in Fennoscandia. In: *Tectonophysics*, Band 71:S. 241–251, 1981.
- Moser, A.: Filter-Test zur Bestimmung des S-Phaseneinsatzes am MAGNUS-Projekt. Bericht, Geophysikalisches Institut, Universität Karlsruhe (TH), 2009.

- Müller, G.: Earth-Flattening Approximation for Body Waves Derived from Geometric Ray Theory - Improvements, Corrections and Range of Applicability. In: *Journal of Geophysics*, Band 42:S. 429–436, 1977.
- Nielsen, S., Gallagher, K., Leighton, C., Balling, N., Sevningsen, L., Jacobsen, B.H., Thomsen, E., Nielsen, O.B., Heilmann-Clausen, C., Egholm, D.L., Summerfield, M.A., Clausen, O.R., Piotrowski, J.A., Thorsen, M.R., Huuse, M., Abrahamsen, N., King, C. und Lykke-Andersen, H.: The evolution of western Scandinavian topography: A review of Neogene uplift versus ICE (isostasy-climate-erosion) hypothesis. In: *Journal of Geodynamics*, Band 47:S. 72–95, 2009.
- Nøttvedt, A. und Johannessen, E.: The source of Norway's oil wealth. In: Ramberg, I., Bryhni, I., Nøttvedt, A. und K. Rangnes, K. (Hg.) *The Making of a Land - Geology of Norway*, Norsk Geologisk Forening, Trondheim, Norway, S. 384–417. 2008.
- Olsson, S., Roberts, R.G. und Bødvarsson, R.: Analysis of waves converted from S to P in the upper mantle beneath the Baltic Shield. In: *Earth and Planetary Science Letters*, Band 257:S. 37–46, 2007a.
- Olsson, S., Roberts, R.G., Shomali, Z.H. und Bødvarsson, R.: Tomographic inversion of P410s delay times for simultaneous determination of P and S velocities of the upper mantle beneath the Baltic Shield. In: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Band 160:S. 157–168, 2007b.
- Ottmøller, L. und Midzi, V.: The crustal structure of Norway from inversion of teleseismic receiver functions. In: *Journal of Seismology*, Band 7:S. 35–48, 2003.
- Owens, T.J., Zandt, G. und Taylor, S.R.: Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms. In: *Journal of Geophysical Research*, Band 89:S. 7783–7795, 1984.
- Pasyanos, M.E.: Lithospheric thickness modeled from long-period surface wave dispersion. In: *Tectonophysics*, Band 481:S. 38–50, 2010.
- Pedersen, H.A., Fishwick, S. und Snyder, D.B.: A comparison of cratonic roots through consistent analysis of seismic surface waves. In: *Lithos*, Band 109:S. 81–95, 2009.
- Petersen, N., Vinnik, L., Kosarev, G., Kind, R., Oreshin, S. und Stammer, K.: Sharpness of mantle discontinuities. In: *Geophysical Research Letters*, Band 20:S. 859–862, 1993.
- Plešinger, A., Hellweg, M. und Seidl, D.: Interactive high-resolution polarization analysis of broad-band seismograms. In: *Journal of Geophysics*, Band 59:S. 129–139, 1986.
- Plomerová, J., Babuška, V., Kozlovskaya, E. und Hyvönen, L. Vecseyand L.T.: Seismic anisotropy - A key to resolve fabrics of mantle lithosphere of Fennoscandia. In: *Tectonophysics*, Band 462:S. 125–136, 2008.
- Ramberg, I., Bryhni, I., A. Nøttvedt, A. und Rangnes, K. (Hg.): *The Making of a Land - Geology of Norway*. Norsk Geologisk Forening, Trondheim, Norway, 2008.
- Ritsema, J., van Heijst, H.J. und Woodhouse, J.H.: Complex shear wave velocity structure imaged beneath Africa and Iceland. In: *Science*, Band 286:S. 1925–1928, 1999.
- Ritsema, J., van Heijst, H.J. und Woodhouse, J.H.: Global transition zone tomography. In: *Journal of Geophysical Research*, Band 109, B02302, 2004.
- Ritter, J.R.R.: The Seismic Signature of the Eifel Plume. In: Ritter, J.R.R. und Achauer, U. (Hg.) *Mantle Plumes: A Multidisciplinary Approach*, Springer, 2007.

- Rohrman, M. und van der Beek, P.: Cenozoic postrift domal uplift of North Atlantic margins: A asthenospheric diapirism model. In: *Geology*, Band 24:S. 901–904, 1996.
- Roy, C.: *SKS-Doppelbrechung und Anisotropie unter dem Skandinavischen Gebirge*. Diplomarbeit, Geophysikalisches Institut, Karlsruher Institut für Technologie, 2010.
- Roy, C.: Berechnung von Laufzeitresiduen und Modellparametrisierung für S-Wellentomographie unter Südnorwegen. Bericht, Geophysikalisches Institut, Karlsruher Institut für Technologie, 2011.
- Ryberg, T. und Weber, M.: Receiver function arrays: a reflection seismic approach. In: *Geophysical Journal International*, Band 141:S. 1–11, 2000.
- Saunders, P., Priestley, K. und Taymaz, T.: Variations in the crustal structure beneath western Turkey. In: *Geophysical Journal International*, Band 134:S. 373–389, 1998.
- Scherbaum, F.: *Of Poles and Zeros: Fundamentals of Digital Seismology (Modern Approaches in Geophysics)*. Kluwer Academic Publishers, zweite Auflage, 1996.
- Seiberlich, C.: persönliche Mitteilung, Oktober, 2011a.
- Seiberlich, C.: *Bestimmung der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (LAB) im Bereich des Oberrheingrabens*. Diplomarbeit, Geophysikalisches Institut, Karlsruher Institut für Technologie, 2011b.
- Sharma, P.V.: The Fennoscandian uplift and glacial isostasy. In: *Tectonophysics*, Band 105:S. 249–262, 1984.
- Sheriff, R.E.: Understanding the Fresnel Zone. In: *AAPG Explorer*, Band October 1996, 1996.
- Sheriff, R.E. und Geldart, L.P.: *Exploration Seismology. History, theory and data acquisition*. Cambridge University Press, 1982.
- Spakman, W., Stein, S., van der Hilst, R. und Wortel, R.: Resolution experiment for NW Pacific subduction zone tomography. In: *Geophysical Research Letters*, Band 16:S. 1097–1100, 1989.
- Stammler, K.: Seismic Handler - Programmable multichannel data handler for interactive and automatic processing of seismological analyses. In: *Computer and Geosciences*, Band 2:S. 135–140, 1993.
- Steck, L.K. und Prothero, W.A.: A 3-D raytracer for teleseismic body-wave arrival times. In: *Bulletin of the Seismological Society of America*, Band 81:S. 1332–1229, 1991.
- Stein, S. und Wysession, M.: *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*. Blackwell Publishing, Malden, USA, 2003.
- Stratford, W. und Thybo, H.: Crustal structure and composition of the Oslo Graben, Norway. In: *Earth and Planetary Science Letters*, Band 304:S. 441–442, 2011a.
- Stratford, W. und Thybo, H.: Seismic structure and composition of the crust beneath the southern Scandes, Norway. In: *Tectonophysics*, Band 502:S. 364–382, 2011b.
- Stratford, W., Thybo, H., Faleide, J.I., Olesen, O. und Tryggvason, A.: New Moho map for onshore southern Norway. In: *Geophysical Journal International*, Band 178:S. 1755–1765, 2009.

- Stratford, W., Thybo, H., Faleide, J.I., Olesen, O. und Tryggvason, A.: New insights into the lithospheric structure of southern Norway. In: *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, Band 89:S. 554–555, 2008.
- Svenningsen, L., Balling, N., Jacobsen, B.H., Kind, R., Wylegalla, K. und Schweitzer, J.: Crustal root beneath the highlands of southern Norway resolved by teleseismic receiver functions. In: *Geophysical Journal International*, Band 170:S. 1129–1138, 2007.
- Svenningsen, L. und Jacobsen, B.H.: Absolute S-velocity estimation from receiver functions. In: *Geophysical Journal International*, Band 170:S. 1089–1094, 2007.
- TopoScandiaDeep: 2009. URL <http://www.mn.uio.no/geo/english/research/projects/toposcandiadeep/>.
- Torsvik, T. und Cocks, L.: Norway in space and time : A Centennial cavalcade. In: *Norwegian Journal of Geology*, Band 85:S. 73–86, 2005.
- Turcotte, D.L. und Schubert, G.: *Geodynamics*. Cambridge University Press, 2002.
- Vaseghi, S.V.: *Advanced Signal Processing and Digital Noise Reduction*. Wiley Teubner, 1996.
- Vinnik, L.: Detection of waves converted from P to SV in the mantle. In: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Band 15:S. 39–45, 1977.
- Vinnik, L., Singh, A., Kiselev, S. und Kumar, M.R.: Upper mantle beneath foothills of the western Himalaya: subducted lithospheric slab or or a keel of the Indian shield. In: *Geophysical Journal International*, Band 170:S. 1162–1171, 2007.
- Vorren, T. und Mangerud, J.: Glaciations come and go. In: Ramberg, I., Bryhni, I., Nøttvedt, A. und Rangnes, K. (Hg.) *The Making of a Land - Geology of Norway*, Norsk Geologisk Forening, Trondheim, Norway, S. 480–533. 2008.
- Vorren, T., Mangerud, J., Blikra, L., Nesje, A. und Sveian, H.: The emergence of modern Norway. In: Ramberg, I., Bryhni, I., Nøttvedt, A. und Rangnes, K. (Hg.) *The Making of a Land - Geology of Norway*, Norsk Geologisk Forening, Trondheim, Norway, S. 534–559. 2008.
- Wéber, Z.: Seismic travelttime tomography: a simulated annealing approach. In: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Band 119:S. 149–159, 2000.
- Weidle, C. und Maupin, V.: An upper-mantle S-wave velocity model for Northern Europe from Love and Rayleigh group velocities. In: *Geophysical Journal International*, Band 175:S. 1154–1168, 2008.
- Weidle, C., Maupin, V., Ritter, J., Kværna, T., Schweitzer, J., Balling, N., Thybo, H., Faleide, J.I. und Wenzel, F.: MAGNUS - A Seismological Broadband Experiment to Resolve Crustal and Upper Mantle Structure beneath the Southern Scandes Mountains in Norway. In: *Seismological Research Letters*, Band 81:S. 76–84, 2010.
- Wessel, P. und Smith, W.H.F.: Free software helps map and display data. In: *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, Band 72:S. 441, 1991.
- Wiechert, E.: Über Erdbebenwellen. Teil I: Theoretisches über die Ausbreitung der Erdbebenwellen. In: *Nachrichten von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen. Mathematisch-Physikalische Klasse.*, S. 415–529, 1907.

- Wilson, D., Angus, D., Ni, J. und Grand, S.: Constraints in the interpretation of S-to-P receiver functions. In: *Geophysical Journal International*, Band 165:S. 969–980, 2006.
- Windley, B.F.: *The evolving continents*. Wiley, dritte Auflage, 1996.
- Wittlinger, G., Farra, V., Hetényi, G., Vergne, J. und Nábělek, J.: Seismic velocities in Southern Tibet lower crust: a receiver function approach for eclogite detection. In: *Geophysical Journal International*, Band 177:S. 1037–1049, 2009.
- Yilmaz, Ö.: *Seismic data processing*. Society of Exploration Geophysicists, 1987.
- Yuan, X., Kind, R., Li, X. und R.Wang: The S receiver functions: synthetics and data example. In: *Geophysical Journal International*, Band 165:S. 555–564, 2006.
- Yuan, X., Ni, J., Kind, R., Mechie, J. und Sandoval, E.: Lithospheric and upper mantle structure of southern Tibet from a seismological passive source experiment. In: *Journal of Geophysical Research*, Band 102:S. 27491–27500, 1997.
- Zeyen, H. und Achauer, U.: Joint inversion of teleseismic delay times and gravity anomaly data for regional structures. In: Fuchs, K. (Hg.) *Upper Mantle Heterogenities from Active and Passive Seismology*, Kluwer Academic Publishers. 1997.
- Zhu, L. und Kanamori, H.: Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. In: *Journal of Geophysical Research*, Band 105:S. 2969–2980, 2000.
- Zoeppritz, K.: Erdbebenwellen VIIb. Über Reflexion und Durchgang seismischer Wellen durch Unstetigkeitsflächen. In: *Nachrichten von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen. Mathematisch-Physikalische Klasse.*, S. 66–84, 1919.

Hardware und Software

Diese Arbeit wurde auf einem PC mit dem Betriebssystem Windows 7 in LaTeX unter Verwendung von MikTeX und dem Editor Texmaker verfasst. Die dazu verwendete LaTeX Vorlage basiert auf den Vorlagen wissdoc.cls von R. Bless und deren modifizierte Version thesisclass.cls von T. Rohrman und T. Haberecht. Die Bibliographie wurde mit JabRef verwaltet.

Die Datenbearbeitung wurde auf einem PC mit dem Linux Betriebssystemen openSUSE 9 und folgende durchgeführt. In der Datenaufbereitung wurden die Programme XCUT von R. Plokarz (GPI, KIT), SeismicHandler (Stammler, 1993) und rdseed des IRIS Data Management System verwendet.

Die Berechnung von theoretischen Ankunftszeiten und Langsamkeiten erfolgt mit dem Programm The TauP Toolkit (Crotwell et al., 1999) und in MATLAB[®] mit dem zugehörigen Programm MatTaup: A TauP toolkit for MATLAB von Qin Li der Universität Washington.

Die Datenbearbeitung der S-Receiver Funktionsanalyse erfolgte in den Linux Versionen von MATLAB[®] Mathworks. Zusätzlich zu den selbst entwickelten Programmen wurde die Datenbearbeitung unter Verwendung der nun folgenden Toolboxen durchgeführt: Die KaSP-Toolbox für MATLAB[®] wird von Groos (2010) und anderen Autoren der Arbeitsgruppe Seismologie am KIT (darunter auch B. Wawerzinek) entwickelt und enthält Programme zur seismischen Datenbearbeitung. Zur Überprüfung hier erstellten *CCP* Stapelprogramme wurden von A. Frassetto *CCP*-Stapelprogramme und ein 3D $v(z)$ Modell (Frassetto et al., 2010) zur Verfügung gestellt. Die Berechnung von synthetischen S-Receiver Funktionen erfolgt unter Verwendung der Programme von L. Sverningsen und B.H. Jacobsen (Sverningsen et al., 2007; Sverningsen und Jacobsen, 2007; Jacobsen und Sverningsen, 2008). Diese wurden von B.H. Jacobsen von der Aarhus Universität zur Verfügung gestellt. In Kooperation mit B.H. Jacobsen wurde die Inversion von S-Receiver Funktionen entwickelt. Des Weiteren leistete B.H. Jacobsen Hilfestellung bei Problemen in der S-RF Datenbearbeitung.

Die Berechnung der Laufzeit-Tomographie erfolgte unter Verwendung des Fortran-Programmpakets JI-3D Jordan (2003), das auch Programme von anderen Autoren der damaligen Arbeitsgruppe Seismologie der Universität Göttingen umfasst.

Die Abbildungen wurden in MATLAB[®], mit GMT (Generic Mapping Tools, Wessel und Smith, 1991), mit GIMP (GNU Image Manipulation Program) und in Microsoft Office 2010 erstellt und bearbeitet.

Danksagung / Acknowledgement

Ich möchte mich bei PD Dr. Joachim Ritter für die Betreuung der Promotion und für die Übernahme des Referats bedanken. Des Weiteren danke ich für die unzähligen Diskussionen und Anregungen zu meiner Arbeit.

Prof. Friedemann Wenzel danke ich für die Übernahme des Korreferats dieser Arbeit und seine zahlreichen konstruktiven Anmerkungen.

Der Arbeitsgruppe Seismologie danke ich für die wertvollen Ideen und Denkanstöße, die ich aus den Seismo-Meetings mitgenommen habe.

Bei meinem Zimmerkollegen Jörn bedanke ich mich für die Ratschläge und Diskussionen zur Lösung fachlicher Fragen und für die tolle Zeit in 014!

I like to thank the TopoScandiaDeep working group for lots of active discussions and suggestions during our workshops. My special thanks go to Bo Holm Jacobsen for our S-RF method discussions and our cooperation in S-RF inversion.

Meinen Kolleginnen und Kollegen möchte ich für die schöne Zeit und Atmosphäre am Institut danken. Dabei gilt Petra Knopf, Rainer Plokarz, Gaby Bartman und Claudia Payne ein ganz besonderer Dank.

Ein großer Dank geht an meine Korrekturleser.

Ein herzliches Dankeschön geht an meine Familie und meinem Freund sowie an meine Freunde für die Unterstützung der letzten Jahre und besonders der letzten Monate. Vielen, vielen Dank Euch Allen!

Acknowledgement

This work has been done in the framework of the ESF EUROCORES TOPO-EUROPE Programme 07-TOPO-EUROPE-FP-014: The Scandinavian mountain chain - deep processes (TopoScandiaDeep). We acknowledge financial support from the Deutsche Forschungsgemeinschaft (RI1133/8).

The author was supported by the scholarship *Abschlussstipendium der Landesgraduiertenförderung* of the state of Baden-Württemberg at the Karlsruhe Institute of Technology.

MAGNUS waveforms were recorded with the mobile Karlsruhe BroadBand Array (KAB-BA) of the Karlsruhe Institute of Technology, Germany as well as with permanent stations of the NORSAR array and the Norwegian National Seismological Network. Financial support for the MAGNUS experiment was provided by the Universities of Aarhus, Copenhagen, Karlsruhe and Oslo as well as NORSAR.

The facilities of the IRIS Data Management System, and specifically the IRIS Data Management Center, were used for access to waveform and metadata required in this study. The

IRIS DMS is funded through the National Science Foundation and specifically the GEO Directorate through the Instrumentation and Facilities Program of the National Science Foundation under Cooperative Agreement EAR-0552316. Global Seismographic Network (GSN) is a cooperative scientific facility operated jointly by the Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS), the United States Geological Survey (USGS), and the National Science Foundation (NSF).

Further data of station HFC2 which contains to network HF were provided by the Virtual European Broadband Seismic Network at the Orfeus Data Center, The Netherland. <http://www.orfeus-eu.org/Data-info/vebsn-contributors.html>.

Curriculum Vitae

Dipl. Geophys. Britta Wawerzinek

Geophysikalisches Institut
Karlsruher Institut für Technologie (KIT)

Personendaten

Geburtsdatum 17.02.1982
Geburtsort Germersheim
Familienstand ledig

Schulbildung

1988 – 1992 **Grundschule**, 76756 Bellheim
1992 – 2001 **Priv. Maria-Ward-Gymnasium**, 76829 Landau i.d. Pfalz
7. Juni 2001 **Abitur**

Universitätsausbildung

10/2001 – 04/2007 Geophysikstudium an der Universität Karlsruhe (TH)
Diplomarbeit
Titel *Analyse und Inversion von Laufzeitresiduen in Südirland*
Referent Prof. Dr. F. Wenzel
Korreferent PD Dr. J.R.R. Ritter
Geophysikalisches Institut, Universität Karlsruhe (TH)
04/2007 **Diplom in Geophysik, Universität Karlsruhe (TH)**
Note 1,1

Akademischer Werdegang

05/2007 – 09/2011 Akademischer Mitarbeiter, Geophysikalisches Institut
Karlsruher Institut für Technologie (KIT)
ehemals Universität Karlsruhe (TH)
2008 Feasibility Study of Young Scientists (FYS) am KIT
Titel: *Array-Tomography*
10/2011 – 12/2011 Abschlussstipendium der Landesgraduiertenförderung
10/2008 – 02/2012 Promotion am Geophysikalischen Institut, KIT
(vorrassichtlich) Referenten: PD Dr. J.R.R. Ritter, Prof. Dr. F. Wenzel
Titel: *Untersuchung der elastischen Scherwellenstruktur unter dem Südschandinavischen Gebirge*

Publikationen

- Wawerzinek, B.: Analyse und Inversion von Laufzeitresiduen in Südirland, Diplomarbeit, Geophysikalisches Institut, Universität Karlsruhe (TH), 2007.
- Ritter, J.R.R., M. Wagner, B. Wawerzinek und F. Wenzel: Aims and first results of the TIMO project: Tiefenstruktur des mittleren Oberrheingrabens, *Geotectonic Research*, 95/1, 151-154, 2008.
- Wawerzinek, B., J.R.R. Ritter, M. Jordan und M. Landes: An upper mantle upwelling underneath Ireland revealed from non-linear tomography, *Geophysical Journal International*, 175, 253-268, 2008.
- Kirschner, S., J.R.R. Ritter und B. Wawerzinek: Teleseismic wave front anomalies at a Continental Rift: no mantle anomaly below the central Upper Rhine Graben, *Geophysical Journal International*, 186, 447-462, 2011.

ausgewählte Präsentationen

- 04/2009 Vortrag auf der Jahrestagung der European Geoscience Union: B. Wawerzinek, S. Kirschner und J. Ritter: New seismological constraints on rifting of the Upper Rhine Graben, Germany. *Geophysical Research Abstracts*, 11, EGU2009-626, EGU General Assembly 2009.
- 05/2010 Vortrag auf der Jahrestagung der European Geoscience Union: B. Wawerzinek, J.R.R. Ritter und B.H. Jacobsen: Teleseismic S-receiver functions from the MAGNUS array, Southern Norway: First results. *Geophysical Research Abstracts*, 12, EGU2010-7275-1, EGU General Assembly 2010.
- 04/2011 Poster auf der Jahrestagung der European Geoscience Union: B. Wawerzinek, C. Roy und J. Ritter: Teleseismic Shear-Wave Analysis in Southern Norway. *Geophysical Research Abstracts*, 13, EGU2011-7682, EGU General Assembly 2011.
- B. Wawerzinek und J. Ritter: Teleseismic S Receiver Function Analysis in Southern Norway. *Geophysical Research Abstracts*, 13, EGU2011-7739, EGU General Assembly 2011.