

Untersuchung der Lithosphäre des Dronning Maud Landes, Antarktis, mit geophysikalischen Methoden

DISSERTATION

zur Erlangung des Grades Dr. rer. nat.
vorgelegt dem Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Bremen
von

BETTINA BAYER

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Bremerhaven

16. Oktober 2007

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	iii
Kurzfassung	v
Summary	vii
1 Einleitung	1
1.1 Das VISA-Projekt	3
1.2 Geologie und Tektonik des Dronning Maud Landes (DML)	4
1.3 Seismische Datensätze	7
1.3.1 Temporäre und permanente seismologische Stationen	7
1.3.2 Refraktionsseismisches Profil Kottas	15
1.4 Publikationen	15
2 Seismische Anisotropie des Oberen Mantels	17
2.1 Methode	18
2.2 Daten und deren Bearbeitung	20
2.3 Interpretation und Diskussion	22
2.3.1 Heimefrontfjella, westliches DML	22
2.3.2 Novolazarevskaya (Novo), zentrales DML	24
2.3.3 Sanae IV (SNAA)	25
2.4 Zusammenfassung	28
3 Bestimmung der Krustenstruktur	31
3.1 Receiver Funktionen	33
3.1.1 Berechnung von Receiver Funktionen	33
3.1.2 Ergebnisse: Krustenmächtigkeiten und v_p/v_s -Verhältnisse	37
3.2 Refraktionsseismik	41
3.2.1 Refraktionsseismische Vorarbeiten	41
3.2.2 Ergebnis: Krustenstruktur unterhalb des Kottasgebirges	42
3.3 Vergleich mit Krustenmächtigkeiten anderer Kontinente	43
3.4 Zusammenfassung	45
4 Modellierung des Schwerefeldes	47
4.1 Grundlagen	48
4.2 Datenbasis	49
4.2.1 Kompilation der Schwerekarte	49
4.2.2 Seismische und seismologische Daten als Randbedingungen	54
4.3 3D-Modellierung der Potentialfelddaten mit IGMAS	55

INHALTSVERZEICHNIS

4.4	3D-Schwermodellierung des DML	57
4.4.1	Unsicherheiten	58
4.5	Ergebnisse der 3D-Schwermodellierung	59
4.5.1	Krusten- bzw. Dichtemodell des westlichen und zentralen DML	59
4.5.2	Bougueranomalien und Residuen	62
4.5.3	Krustenmächtigkeiten	66
4.6	Zusammenfassung	68
5	Zusammenfassung	71
	Ausblick	75
	Literatur	77
	Danksagung	83
	Lebenslauf	85
	Anhang	87
A	Publikation I - Seismische Anisotropie	87
B	Publikation II - Krustenstruktur	103

Abbildungsverzeichnis

1.2-1 Übersicht der geologischen Strukturen des DML	5
1.3-2 Exemplarischer Aufbau einer temporären seismographischen Station . . .	9
1.3-3 Temporäre und permanente seismologische Stationen innerhalb des DML	11
1.3-4 Seismogrammbeispiel	12
1.3-5 Temporäre Stationen am Weigel-Nunatak und auf Novo	13
1.3-6 Permanentstation Sanae IV (SNAA)	14
2.0-1 Sketch seismische Anisotropie	18
2.1-2 Beispiel für seismische Anisotropie beobachtet an der Station SNAA . . .	19
2.3-3 Magnetische Anomalien und Anisotropie	23
2.3-4 Beispiele für SKS-Phasen	26
2.3-5 Teilchenbewegungen von SKS-Phasen aus der Region Fidschi	27
2.3-6 Zeitverzögerungen zwischen der radialen und vertikalen Komponente . .	28
3.0-1 Vereinfachte Darstellung einer Receiver Funktion	32
3.1-2 Synthetische Receiver Funktion	36
3.1-3 Summenspuren aller Stationen	38
3.1-4 Krustenmächtigkeiten (in km) des DML	39
3.2-5 Krustenmodelle mit unterschiedlicher Mohotopographie	44
4.2-1 Freiluftanomalie des DML	50
4.2-2 Schwerewirkungen der Wasser-, Eis- und Gesteinsmassen	51
4.2-3 Einfache Bougueranomalie des DML	53
4.2-4 Krustenquerschnitt des Weddell Meeres	54
4.2-5 Krustenquerschnitt des Grunehogna-Kratons	55
4.3-6 Krustenaufbau einer Ebene	56
4.5-7 Dichtemodell des westlichen DML	60
4.5-8 Dichtemodell des zentralen DML	61
4.5-9 Bougueranomalien und Residuum	64
4.5-10 Häufigkeitsverteilung	65
4.5-11 Karte der Krustenmächtigkeiten des DML	67

Kurzfassung

Das Untersuchungsgebiet Dronning Maud Land (DML) umfasst einschließlich des Weddell Meeres und der Lazarev See in etwa das Gebiet zwischen der geographischen Länge 15°W und 15°E und der geographischen Breite 68°S und 75°S - eine Fläche von über 1.500.000 km². Geologisch und tektonisch betrachtet prägten drei markante Ereignisse das heutige DML: Erstens die Grenvillische Orogenese vor ca. 1.1 Ga, verursacht durch die Bildung des Großkontinentes Rodinia, zweitens die Panafrikanische Orogenese vor ca. 500 Ma, die durch den Zusammenstoß von West- und Ostgondwana den Großkontinent Gondwana formte, und drittens der Zerfall Gondwanas vor ca. 180 Ma, der in der heutigen Lazarev See initiiert worden war.

Die Grundlage dieser Arbeit bilden seismologische, refraktionsseismische und aerogravimetrische Datensätze, durch deren Kombination sich der strukturelle Aufbau ebenso wie die räumliche Variation der Lithosphärenmächtigkeit untersuchen lässt. Letztere ist essentiell für die Bestimmung des regionalen Geoids, welches das Hauptziel des VISA-Projektes ist. Im Rahmen dieses Projektes wurden unter anderem flugzeuggestützte Potentialfeld-, Eisradar- und GPS-Messungen durchgeführt und zudem an ausgewählten Orten im DML seismographische Stationen temporär ausgebracht. Mithilfe der an diesen seismographischen Stationen aufgezeichneten Erdbebenwellen konnten trotz der sehr kurzen Registrierzeiten mit seismologischen Methoden Rückschlüsse über Struktur und Dynamik des tieferen Untergrundes erhalten werden.

Durch eine Analyse der seismischen Anisotropie, welche die Aufspaltung von Scherwellen beim Durchgang durch ein anisotropes Medium untersucht (sog. *shear wave splitting*), konnte auf vergangene und rezente großflächige Deformationsprozesse im Oberen Erdmantel geschlossen werden. Die Ergebnisse dieser Analyse sind im Untersuchungsgebiet nicht einheitlich, gemeinsam haben sie jedoch ihre Ursache in den vergangenen Deformationsprozessen und nicht in einer rezenten Plattenbewegung. Im Speziellen verweist die abrupte Richtungsänderung der Schnellen Achsen im Bereich der Heimefront Scherzone (westliches DML) auf eine Suturzone, die die mesoproterozoische Maudheim-Provinz von dem südlich angrenzenden Ostantarktischen Kraton trennt. Die beobachtete Aufspaltung der Scherwellen in den Aufzeichnungen der russischen Station Novolazarevskaya (Novo, zentrales DML) kann mit einem doppelschichtigen Anisotropiemodell des Oberen Mantels erklärt werden. Inkonsistente Ergebnisse für die südafrikanische Station Sanae IV (SNAA) verweisen auf eine kompliziertere Struktur des tieferen Untergrundes.

Mithilfe der Berechnung von Receiver Funktionen, die auf der Konversion von teleseismischen P- zu S-Wellen an seismischen Diskontinuitäten beruhen, konnten neben der Bestimmung der Krustenmächtigkeiten auch die v_p/v_s -Verhältnisse ermittelt werden. Letztere sind im Untersuchungsgebiet nicht einheitlich und klassifizieren die Krustenzusammensetzung des zentralen DML als felsisch und die des westlichen DML als mafisch. Basaltische Intrusionen, die vermutlich auf den Gondwanazerfall im Jura zurückzuführen sind, erklären das erhöhte v_p/v_s -Verhältnis für die Station SNAA. Die ermittelten Krustenmächtigkeiten zeigen, wie auch bereits publizierte refraktionsseismische Krustenquerschnitte im Untersuchungsgebiet, einen Kruste-Mantel-Übergang (Moho), der von der Küste ausgehend in südliche Richtung kontinuierlich abfällt. Unter den Gebirgszügen der Heimefrontfjella und des Wohlthat-Massives nimmt die Krustenmächtigkeit einen maximalen Wert von 50 km an. Orogene Wurzeln deuten sich zwar an, sie sind aber aufgrund fehlender Randbedingungen vor allem südlich der Gebirgszüge nicht mit Bestimmtheit zu identifizieren. Ein Vergleich der Mohotiefen mit anderen Fragmenten Gondwanas, z.B. mit dem südlichen Afrika, zeigt eine große Ähnlichkeit.

Im Kottasgebirge (westliches DML) wurde im Südsommer 1989/90 ein refraktionsseismisches Experiment durchgeführt. Das Profil verlief vom nördlichen Vorland über das Escarpment der Heimefrontfjella bis zum südlich anschließenden Plateau. In der Mohotopographie zeigt sich eine Stufe, die mehrere Kilometer hoch ist und als eine Suturzone interpretiert wird. Sie trennt das kibarische Kottasgebirge vom südlich anschließenden Ostantarktischen Kraton.

Diese lokalen Informationen mündeten als Randbedingungen in eine 3D-Schweremodellierung, die schließlich eine flächendeckende Kartierung der Moho ermöglichte.

Summary

The area of investigation, Dronning Maud Land (DML), comprises with the Weddell Sea and the Lazarev Sea approximately the region between 15°W and 15°E longitude and 68°S and 75°S latitude - a surface area of more than 1.500.000 km². Three major events formed the present-day geology and tectonic settings of DML: (1) the Grenvillian Orogeny, ca. 1.1 Ga ago, caused by the formation of the supercontinent Rhodinia, (2) the Panafrican Orogeny 500 Ma ago, forming the supercontinent Gondwana due to the collision of West and East Gondwana, and (3) the break-up of Gondwana 180 Ma ago, which started in the present-day Lazarev Sea.

Seismological, refraction seismic and aerogravity data-sets form the basis of this thesis. The combination of these data-sets allows to investigate the structural composition and the spatial variation of the lithospheric thickness. The latter is essential for the determination of the regional geoid, which is the main objective of the VISA-project. Within the framework of this project airborne measurements of the potential field as well as ice-penetrating radar and GPS-measurements have been carried out. Moreover, seismographic stations were temporarily deployed in various parts of DML. Despite their very short operation time, applications of seismological methods to the recorded teleseismic events yielded conclusions about the structure and dynamic of the deeper subsurface.

By analyses of seismic anisotropy, which investigates the splitting of shear waves traversing an anisotropic medium (so-called shear wave splitting) conclusions were drawn about past and recent regional deformation processes in the upper mantle. The results of this study differ widely across the area of investigation, but share in common that observed anisotropy originates in past deformation processes rather than in recent plate motion. In particular, the abrupt change of the direction of the fast axis in the vicinity of the Heimefront shear zone (western DML) refers to a suture separating the Mesoproterozoic Maudheim province from the more southern juxtaposed East Antarctic craton. The observed shear wave splitting from recordings of the Russian base Novolazarevskaja (Novo, central DML) can be explained with a double layered anisotropic model of the upper mantle. Inconsistent results for the South African base Sanae IV (SNAA) refer to complicated deeper structures.

By calculations of receiver functions, which are based on the conversion of teleseismic P- to S-waves at seismic discontinuities, crustal depths and v_p/v_s -ratios could be estimated. The latter are not uniform within the study area and classify the crustal composition

of the central DML as felsic and that of the western DML as mafic. Basaltic intrusions, probably originating from the jurassic Gondwana break-up, explain the higher v_p/v_s -ratio for station SNAA.

The estimated crustal depths show a similar behaviour as formerly published refraction seismic experiments of the study area: a crust-mantle-transition (Moho) that decreases stepless from the coast towards the south. Underneath the mountain ranges Heimefrontfjella and Wohlthat Massif, the crustal depth approaches a maximum of 50 km, indicative for an orogenic root. However, such an orogenic root cannot be identified unambiguously due to the lack of boundary conditions especially south of the mountain ranges. A comparison with the Moho depths from other fragments of Gondwana, e.g. the southern Africa, shows high similarity.

In the Antarctic summer season 1989/90 a seismic refraction experiment was conducted at the Kottas mountains (western DML). The profile spanned the northern foreland, the entire escarpment of the Heimefrontfjella and the adjacent southern plateau. The Moho topography shows an offset of several kilometers, which is interpreted as a suture. It separates the Kibarian Kottas mountains from the adjacent southern East Antarctic craton.

These local information served as boundary conditions for a 3D-gravity model, which finally allowed the spatial mapping of the Moho.

1 Einleitung

Die Antarktis nimmt unter allen Kontinenten eine Sonderstellung ein. Nicht nur, weil sie heute nahezu vollständig mit Eis bedeckt ist, sondern weil sie zu anderen Kontinenten eine besondere Lage einnimmt. Gegenwärtig ist die Antarktis von anderen Kontinenten isoliert, zu Zeiten der Existenz beider Großkontinente Rodinia vor ca. 1.1 Ga und Gondwana vor ca. 500 Ma war sie der einzige Kontinent, der von anderen Landmassen umgeben war. Sie nahm daher eine zentrale Position ein. Das Untersuchungsgebiet Dronning Maud Land (DML) liegt am Rande der Antarktis zwischen ca. 15°W-15°E und 68°S-75°S und wurde durch diese markanten geologischen und tektonischen Veränderungen stark geprägt. Heute finden sich beispielsweise Hinweise auf starken Vulkanismus bedingt durch den Zerfall Gondwanas im Jura oder Hinweise auf Kontinent-Kontinent-Kollisionen, als die beiden Großkontinente sich formten und infolgedessen die Gebirgszüge im Untersuchungsgebiet entstanden. Die oberflächennahen geologischen Strukturen und Gesteine können einen Aufschluss über die bis ins Archaikum zurückgehende Entwicklungsgeschichte geben, allerdings ist aufgrund der nahezu vollständigen Eisbedeckung eine flächendeckende Kartierung geologischer Strukturen ausgeschlossen.

Parallel zu den geologischen Strukturuntersuchungen wurde in den vergangenen Jahren mit einer Vielzahl an geophysikalischen Methoden versucht, neben der Entwicklungsgeschichte Antarktiskas auch ihre lithosphärische Struktur zu verstehen. So erzielten die ersten refraktionsseismischen Experimente im Jahre 1969 einen Einblick in lokale Krustenstrukturen (z.B. Kogan, 1992), Untersuchungen von teleseismischen Oberflächenwellen erlaubten eine regionale Aussage über die Lithosphärenstruktur (z.B. Roult & Rouland, 1994), und die ersten aerogravimetrischen Messungen im Jahre 1978 führten im Bereich des Weddell Meeres zu der ersten flächendeckenden Karte gravimetrischer Anomalien

(Aleshkova et al., 2000). Obwohl sich mehr und mehr seismische Detailinformationen durch die Anwendung unterschiedlicher geophysikalischer Methoden ermitteln lassen, ist im Vergleich zu anderen Kontinenten nach wie vor wenig bekannt.

Mit verhältnismäßig geringem Aufwand lassen sich tieferliegende Strukturen des Untergrundes mit den Aufzeichnungen portabler seismographischer Stationen untersuchen. Mit Hilfe von Erdbebenwellen können diese Strukturen durch die Anwendung seismologischer Methoden abgebildet werden. Im Rahmen des **VISA-Projektes**, das als ein typisches Beispiel für interdisziplinäre Zusammenarbeit angesehen werden kann, wurde ein temporäres seismographisches Netzwerk im DML installiert.

Die Datensätze wurden in dieser Dissertation unter anderem dazu verwendet, rezente oder vergangene tektonische Vorgänge im Oberen Erdmantel durch die Untersuchung **seismischer Anisotropie** zu erfassen (siehe **Kapitel 2**). Das Prinzip der seismischen Anisotropie beruht auf der Aufspaltung einer linear polarisierten Schwerwelle in zwei orthogonal zueinander polarisierte Teilwellen beim Durchgang eines anisotropen Mediums (Silver & Chan, 1991). Dieses Phänomen wird auch *shear wave splitting* genannt und geschieht vorzugsweise im Oberen Erdmantel. Dessen anisotrope Minerale (z.B. Olivin) werden/wurden durch Deformationsvorgänge eingeregelt. Solche großräumigen Deformationen können in der Vergangenheit stattgefunden haben (*fossile Anisotropie*) oder durch rezente Plattenbewegung erzeugt worden sein. Die Frage, welche Art des Deformationsprozesses - rezent oder fossil - die seismische Anisotropie im Untersuchungsgebiet verursacht(e), wird in Kapitel 2 beantwortet.

Eine weitere seismologische Methode verhalf zu neuen Erkenntnissen. Durch die Berechnung von **Receiver Funktionen** konnten Krustenmächtigkeiten unterhalb der seismographischen Stationen bestimmt werden (siehe **Kapitel 3**). Das Prinzip der Receiver Funktion basiert auf der Konversion einer teleseismischen Kompressionswelle (P-Welle) zur Scherwelle (S-Welle) an Diskontinuitäten, z.B. am Übergang von Kruste zum tieferliegenden Mantel (Moho). Da beide Wellen unterschiedliche Wellengeschwindigkeiten haben, kann aus ihrem Zeitversatz auf die Tiefe der Diskontinuität, welche die Konversion erzeugte, geschlossen werden. Eine alternative Methode zur Bestimmung von Krustenstrukturen bildet die **Refraktionsseismik**. Im Südsommer 1989/90 fand im Kottasgebirge eines der wenigen in der Antarktis durchgeführten refraktionsseismischen Experimente statt (siehe **Kapitel 3.2**). Mit Hilfe der Laufzeiten der durch Sprengungen erzeugten Wellen wurde ein Untergrundmodell erstellt, das den Aufbau der Kruste einschließlich der Mohotopographie unterhalb des Kottasgebirges zeigt.

Die durch die geophysikalischen Disziplinen Seismologie und Refraktionsseismik erhaltenen Informationen über lokale Krusteneigenschaften bildeten schließlich die Voraussetzung für eine flächenhafte Bestimmung der Krustenmächtigkeit mit Hilfe einer **3D-Schwerermodellierung** (siehe **Kapitel 4**). Mit dieser Dissertation wurde erstmalig ein großräumiges Krustenmodell erstellt, das sowohl den kontinentalen als auch den marinen Teil des DML umfasst. Grundlage für die Schwerermodellierung bildete neben den seismischen Detailinformationen die sogenannte *einfache Bougueranomalie*, die kontinentalseitig durch aerogravimetrische Messungen als Teil des VISA-Projektes erzeugt wurde. Die flächendeckende Karte mit Krustenmächtigkeiten zeigt, dass neue Erkenntnisse nur durch eine disziplinübergreifende Zusammenarbeit erhalten werden können und sich nur auf diesem Wege der Kontinent Antarktis nach und nach erschließen lässt.

1.1 Das VISA-Projekt

Die vorliegende Arbeit wurde innerhalb des VISA-Projektes angefertigt. VISA ist die Abkürzung für *Validation, densification, and interpretation of satellite data in Antarctica using airborne and groundborne measurements for the determination of gravity field, magnetic field, ice-mass balance, and crustal structure* und beinhaltet eine interdisziplinäre Zusammenarbeit zwischen der TU Dresden und dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven. Die Inhalte dieses Projektes sind wie folgt definiert:

- Validierung und Verdichtung der Schwerefeldmissionen CHAMP, GRACE und GOCE in der Antarktis
- Detaillierte Erfassung von Eisdicken, Untergrundtopographie sowie Variation der Schneeakkumulationsrate mit geophysikalischen und glaziologischen Methoden
- Detailuntersuchungen auf dem Eis zu Höhen-, Schwere- und Massenänderungen: glaziologische, geophysikalische und geodätische Feldarbeiten in drei Testgebieten
- Potentialfelder: flugzeuggestützte Bestimmungen von Schwere- und Magnetfeld
- Untersuchung der Lithosphärendynamik: geodätische Bestimmung von Höhen- und Schwereänderungen auf Fels, Abschätzung der Seismizität und Ableitung von Herdmechanismen

Den Rahmen dieser Arbeit gab der zuletzt aufgeführte Punkt vor. Die Geoidbestimmung ist das Hauptziel dieses Projektes. Voraussetzung dafür ist die möglichst genaue Erfassung und Quantifizierung aller Signale, die den gemessenen integralen Schwerewert beeinflussen. Nicht nur die derzeitigen Veränderungen des antarktischen Eisschildes müssen erfasst

werden, sondern darüber hinaus muss die Kenntnis der regionalen Lithosphärenstruktur und insbesondere der Krustenstruktur bekannt sein, um deren Massenwirkung bei der Geoidbestimmung zu berücksichtigen.

1.2 Geologie und Tektonik des Dronning Maud Landes (DML)

Die gegenwärtige Geologie und Tektonik des DML wurden durch die drei markanten tektonischen Ereignisse geprägt:

1. Die Grenvillische Orogenese vor ca. 1.1 Ga, die während der Bildung des Großkontinentes Rodinia stattfand.
2. Die Panafrikanische Orogenese vor ca. 500 Ma, die durch den Zusammenstoß von Westgondwana (Afrika, Südamerika) und Ostgondwana (Indien, Ostantarktis, Sri Lanka, Madagaskar und Australien) den Großkontinent Gondwana formte. Es entstand an der Kollisionszone das sog. *East-African-Antarctic-Orogen* (EAAO).
3. Den Zerfall Gondwanas vor ungefähr 180 Ma, der von Vulkanismus, Magmatismus sowie dem Ausstoß großer Mengen an Flutbasalten begleitet war.

Das westliche DML setzt sich aus verschiedenen Fragmenten zusammen (siehe Abb. 1.2-1). Im Norden befindet sich der archaische Grunehogna-Kraton, von dem anzunehmen ist, dass er ein Teil des Kalahari-Kaapvaal-Kratons war und während des jüngsten Gondwanaaufbruchs im Jura von diesem abgetrennt und an den Ostantarktischen Kraton angelagert wurde. Es finden sich dort granitische Gneise aus dem Archaikum sowie mesoproterozoische Sedimente, die ein ähnliches Alter aufweisen wie Gesteine des südafrikanischen Kalahari-Kaapvaal-Kratons (Groenewald et al., 1991). Der südliche Rand des Grunehogna-Kratons wird über die gesamte Länge begrenzt durch die mesoproterozoische Maudheim-Provinz, die durch hochgradig metamorphe Gesteine von grenvillischem Alter ($\sim 1.2-1.0$ Ga) aufgebaut ist und als östliche Fortsetzung des Namaqua-Natal-Gürtels in Südafrika angesehen wird. Die Maudheim-Provinz schließt nach Süden hin an den Ostantarktischen Kraton an und ist durch die Nunatakgruppen Sverdrupfjella, Kirvanveggan und Heimefrontfjella aufgeschlossen.

Die Heimefrontfjella bildet einen 130 km langen SW-NE orientierten Gebirgszug, der sich wiederum zusammensetzt aus einzelnen Blöcken (Tottanfjella, Sivorgfjella, XU-Fjella und Kottasberge, siehe Abb. 1.2-1), die durch Gletscher getrennt werden. Innerhalb der Heimefrontfjella verläuft die gleichnamige grenvillische Heimefront Scherzone (HSZ). Diese trennt den stark panafrikanisch überprägten Teil im Osten von dem weniger bis nicht überprägten Gebiet im Westen (Jacobs et al., 1996).

1.2 Geologie und Tektonik des Dronning Maud Landes (DML)

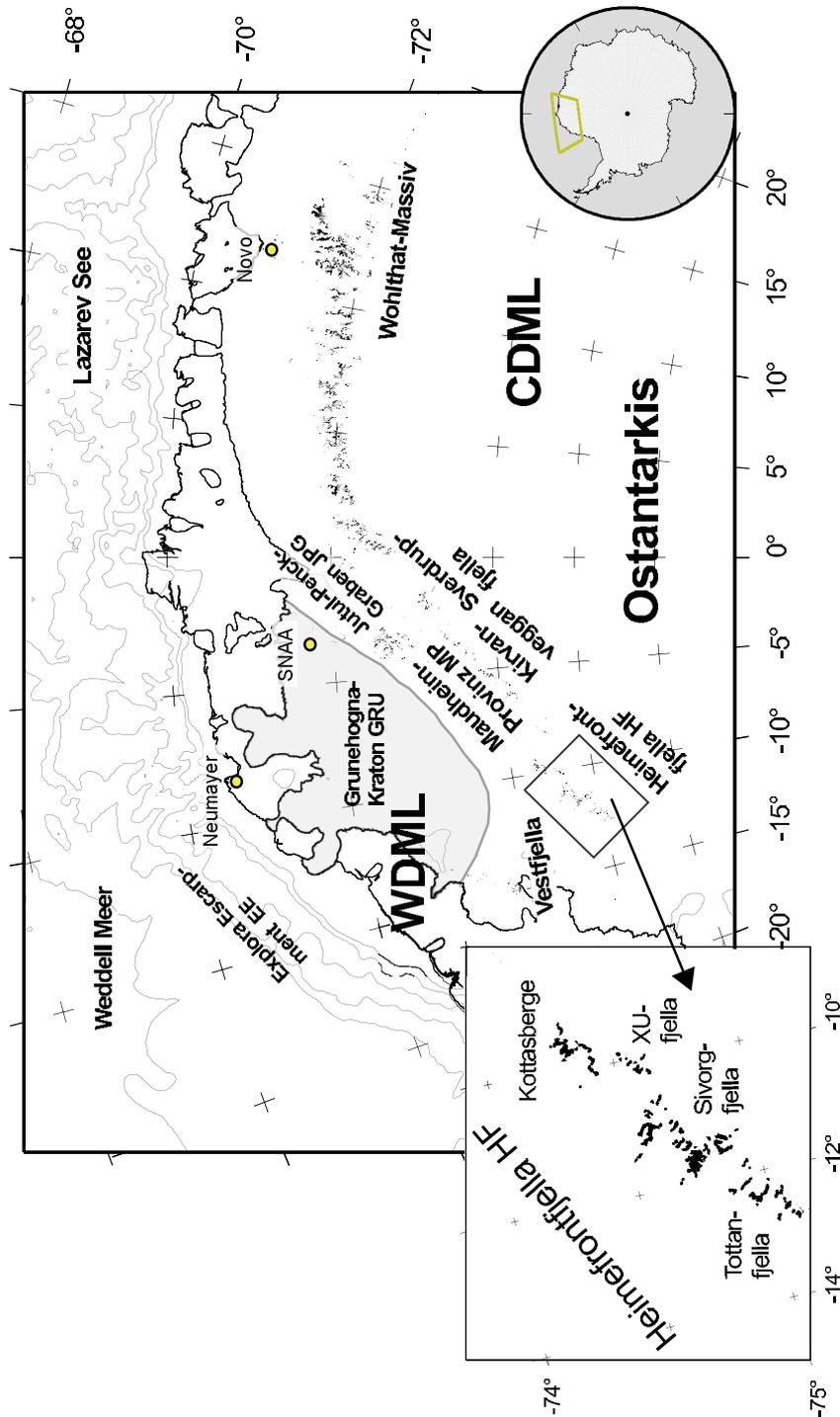


Abbildung 1.2-1: Übersicht der geologischen Strukturen, die das Dronning Maud Land (DML) kennzeichnen. Im westlichen DML (WDML) ist der Grunehogna-Kraton (GRU) an seinem südlichen Ende umgeben von der mesoproterozoischen Maudheim-Provinz (MP). Innerhalb der MP sind einzelne Nunatakgruppen aufgeschlossen: Heimfrontfjella (HF), Kirvanveggan, Sverdrupfjella. Die HF wird aufgeteilt in die Nunatakgruppen Kottasberge, Tottan-, Sivorg- und XU-Fjella. Das zentrale DML (CDML) wird vom Wohlthat-Massiv dominiert.

Das zentrale DML wurde durch die Bildung von Gondwana stark überprägt. Das kristalline Grundgebirge schmolz auf, und grenvillische Strukturen wurden durch das thermotektonische Ereignis überprägt oder zumindest stark intrudiert (Jacobs et al., 1998). Das zentrale DML gilt als die südliche Fortsetzung des *East-African-Orogens*, das bei der Bildung von Gondwana entlang der Kollisionszone entstand und mit seiner 8000 km langen Ausdehnung zu einem der längsten Orogene dieser Erde zählt. Die Suture beider Teilkontinente kennzeichnet den Mozambique-Gürtel, der in seiner Gesteinszusammensetzung den Subduktionsprozess des Mozambique-Ozeanes widerspiegelt (Dalziel, 1991). Innerhalb des DML ist diese Suture von Eis überdeckt, und deren Lage kann daher nur spekulativ angegeben werden. Es wird vermutet, dass die Heimefront Scherzone einen Teil dieser Suture bildet. Im zentralen DML kann es als Wirkung der Kollision zu einer Verdickung der Kruste, einem Ablösen der Gebirgswurzel durch einen Delaminationsprozess, einem Anheben der Topographie und einem finalen orogenen Zusammenbrechen gekommen sein (Jacobs et al., 2003a). Vom westlichen Madagaskar und dem nördlichen Arabian-Nubian-Schild, beides Teile des Orogens, wird Ähnliches berichtet.

Als jüngstes tektonisches Ereignis prägte der Gondwanaaufbruch im Jura das Untersuchungsgebiet. Als Folge des kontinentalen Auseinanderbrechens entstand der passive vulkanische Kontinentalrand. Ferner wurde das Weddell Meer, welches der vorgelagerte ozeanische Bereich des westlichen DML ist, sowie die Lazarev See, welche das zentrale DML begrenzt, durch einen Riftprozess gebildet. Durch die Kartierung des Meeresbodens mittels geomagnetischer Daten lässt sich der Zerfall sehr gut rekonstruieren. Auch die Gebiete HF, Kirvanveggan und Vestfjella waren von dem Aufbruch betroffen, was durch die Präsenz von jurassischen Vulkaniten belegt wird (Peters, 1989). Eine bis zu drei Kilometer mächtige Lavaschicht soll das westliche DML zwischen dem Jura (ca. 180 Ma) und der frühen Kreidezeit (ca. 140 Ma) bedeckt haben. Diese Lavaschicht erodierte in der anschließenden Phase intensiver Blocktektonik, die vertikale Hebungen bis zu 8 km verzeichnete (Jacobs, 1991).

Nach Cox (1992) erfolgte das initiale Aufbrechen des Großkontinentes Gondwana innerhalb zweier Phasen. In der ersten Phase wurden vor ca. 200-190 Ma alte permtriassische Scherzonen reaktiviert, wodurch es zwischen Afrika und Antarktika zu einer *strike-slip* Bewegung unter Ausstoß großer Mengen an Mantelmaterial kam. Es wurde jedoch noch keine ozeanische Kruste gebildet, sondern es kam vermutlich lediglich zu einer Ausdünnung der kontinentalen Kruste und der Bildung von Riftbecken (Jacobs, 1991). In dieser Phase wurde ein prägnantes tektonisches Strukturelement im heutigen Weddell Meer zwischen 30°W und 10°W gebildet - das Explora Escarpment (Hinz & Krause, 1982). Dieses wird als konjugierender Teil des Lebombos, der durch den Karoo-Vulkanismus

in Südafrika entstand, angesehen und stellt mit ihren seewärts geneigten Reflektoren (*seaward dipping reflectors*) eine bathymetrische Steilstufe von bis zu 2000 m Höhe dar (Miller et al., 1991). Es markiert heute die kontinentale Grenze der Antarktis. Zwar findet das Explora Escarpment seine Fortsetzung in der Lazarev See, allerdings unterscheiden sich beide Kontinentalgrenzen signifikant in ihrer jeweiligen geologischen Evolutionsgeschichte (Jokat et al., 2004).

Die zweite Phase begann vor ca. 170 Ma mit einem Spreizen des Meeresbodens (*seafloor spreading*), infolgedessen sich die beiden Kontinente Ostgondwana und Westgondwana voneinander entfernten und sich das Somalische Becken, das Mozambique Becken und das Weddell Meer bildeten (Lawver et al., 1991). Als sich Südamerika von Afrika unter Entstehung des Südatlantiks vor ca. 130 Ma trennte, wurde nördlich des Explora Escarpments die erste ozeanische Kruste gebildet. Vor ca. 120 Ma löste sich schließlich Indien von der Antarktis. Hierbei entstand der Indische Ozean (Lawver et al., 1991).

1.3 Seismische Datensätze

Innerhalb der vorliegenden Arbeit wurden refraktionsseismische Daten und Aufzeichnungen seismographischer Stationen herangezogen, um den Aufbau der Lithosphäre zu verstehen. Die durch Erdbeben freigesetzte Energie wird in Form von seismischen Wellen, die durch den Erdkörper laufen, transportiert. Sie tragen neben Herdinformationen auch Informationen über den zurückgelegten Weg mit sich. Durch Analyse der Wellenform(daten) kann ein Modell der Erde und ihrer Struktur abgeleitet werden.

Die Refraktionsseismik hingegen bedient sich der von Sprengungen generierten Wellen, um die Untergrundstruktur aufzulösen. Um jedoch eine Auflösung der Krustenstruktur bzw. -tiefe zu erhalten, muss unter anderem die Ladung ausreichend groß sein, damit die Wellen die gesamte Kruste durchlaufen und an der Kruste-Mantel-Grenze (Moho) reflektiert werden können. Aus den Laufzeiten der reflektierten Wellen kann ein Krustenmodell erstellt werden. Ein solches refraktionsseismisches Experiment wurde im polaren Sommer 1989/90 im Kottasgebirge mit dem Ziel durchgeführt, Informationen über die Krustenstruktur unterhalb des Gebirgszuges zu erhalten. Die Durchführung dieses Experimentes wird in Kapitel 1.3.2 beschrieben.

1.3.1 Temporäre und permanente seismologische Stationen

Die Untersuchung der Lithosphärenstruktur mit Methoden der Seismologie benötigt die Registrierung von Erdbebenwellen. Hierzu wurden innerhalb des VISA-Projektes (siehe Abschnitt 1.1) während vergangener Messkampagnen Seismometer an ausgesuch-

Tabelle 1.3-T1: Stationsdaten der temporären seismologischen Stationen. Die letzte Spalte gibt an, durch welche seismologische Methode eine Information über den Untergrund erhalten wurde (RF=Receiver Funktion, Ani=seismische Anisotropie).

Station	Longitude [°]	Latitude [°]	Höhe [m]	Messzeitraum Jahr:Julianischer Tag	Samplerate [Hz]	Analyse [RF/Ani]
SNAA	-02.838	-71.671	846	1997 - 2005	20	RF+Ani
NOVO	11.835	-70.776	155	2005:035 - 2005:308	50	RF+Ani
Weigel	-09.622	-74.275	1512	2005:019 - 2005:278	50	RF+Ani
WM72	11.524	-72.144	2787	2003:324 - 2003:362	20	RF
WM73	11.562	-71.437	1424	2003:345 - 2004:011	20	RF
WM79	13.215	-72.040	2576	2004:001 - 2004:026	20	RF
KOH1	-09.310	-72.648	965	2002:355 - 2003:049	20	Ani
KOH2	-09.713	-73.563	1381	2002:356 - 2003:049	20	Ani
KOH4	-08.794	-74.713	2494	2002:359 - 2003:046	20	Ani
KOH5	-06.055	-75.004	2696	2002:360 - 2003:046	20	Ani
KOH6 (Kohnen)	00.075	-75.002	2900	2002:360 - 2003:046	20	Ani
KOT1	-11.337	-74.908	2220	2004:361 - 2005:018	20	Ani
KOT3	-11.920	-74.680	1306	2004:362 - 2005:013	20	Ani
KOT4	-11.258	-74.553	1244	2004:363 - 2005:014	20	Ani
KOT5	-12.785	-75.013	1520	2004:362 - 2005:006	-	-
KOT6	-05.909	-73.887	2038	2005:001 - 2005:019	-	-

ten Lokalitäten temporär aufgestellt. Abbildung 1.3-3 zeigt alle permanent und temporär installierten seismologischen Stationen, deren Registrierungen im Rahmen dieser Arbeit ausgewertet wurden. Tabelle 1.3-T1 gibt einen Überblick über diverse Stationsinformationen wie beispielsweise die Registrierzeit, sämtliche Stationskoordinaten etc.

Aufbau der temporären seismologischen Stationen

Jede temporäre Station bestand aus einem Seismometer, einer Registriereinheit, einer GPS-Antenne und einer solaren Stromversorgung. Ein exemplarischer Aufbau wird in Abb. 1.3-2 dargestellt. Es kamen (fast)-breitbandige Seismometer der Fa. Lennartz mit einer Eigenperiode von 5 oder 20 Sekunden zum Einsatz. Mit diesem Seismometertyp besteht die Gewähr, auch Scherwellen in ausreichender Bandbreite zu erfassen. Dies ist besonders für die Analyse der seismischen Anisotropie wichtig (siehe Kap. 2.2).

Die Registriereinheit bestand aus einem Reftek DAS-130 Rekorder (*Fa. Refraction Technologies*), an die das Seismometer und die GPS Antenne angeschlossen wurden. Die Daten wurden auf einer *Compact Flash*-Karte (CF) abgespeichert, die eine maximale Kapazität von 2 GB hatte. Die CF-Karten wurden vom Hersteller für die Verwendung in einem Temperaturbereich von -40°C bis $+80^{\circ}\text{C}$ zertifiziert. Die verwendeten GPS Antennen gehörten zum Reftek-System. Die Spannungsversorgung der einzelnen Stationen erfolgte

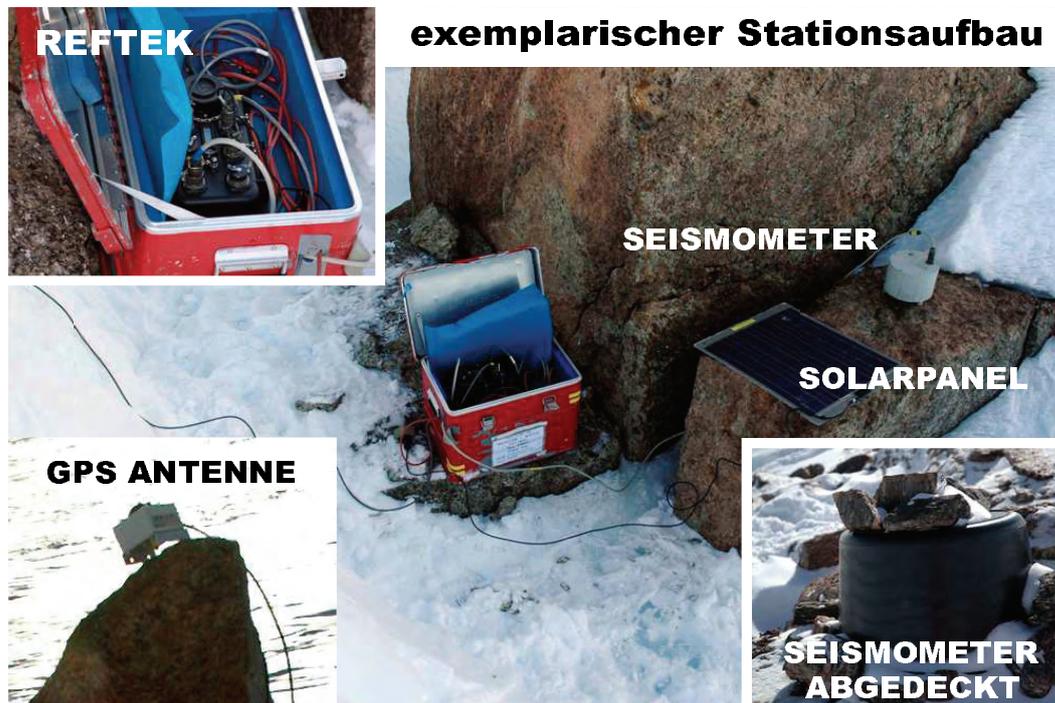


Abbildung 1.3-2: Typischer Aufbau einer temporären Station, bestehend aus Seismometer, Reftek (Registriereinheit), GPS Antenne, Solarpanel und Akku, der während der Messzeit zusammen mit der Reftek in einer Zargeskiste untergebracht wurde.

durch einen Akku (12V, 80/65 Ah), der durch ein Solarpanel (25W, 12V) aufgeladen wurde. Um die Ausrüstung vor Witterungseinflüssen zu schützen, wurde der Akku sowie die Reftek in einer Zargeskiste untergebracht. Das Seismometer wurde zum Schutz vor Windeinflüssen durch einen Eimer bedeckt.

Die temporären Stationen entlang der Kohnentraverse

Entlang der markierten Traversenroute in Richtung der Sommerstation Kohnen wurden im Südsommer 2002/2003 fünf Stationen aufgestellt und bei der Rückfahrt wieder abgebaut. Diese Stationen tragen auf Abb. 1.3-3 das Stationskürzel KOH. Die gesamte Registrierdauer betrug maximal acht Wochen, wobei das auf der Sommerstation Kohnen aufgebaute Seismometer aufgrund eines technischen Defektes am Seismometer nur partiell Daten aufzeichnete. Die Zeitreihen des Seismometers am Weigel-Nunatak stellten sich ebenso aufgrund eines technischen Defektes als unbrauchbar heraus.

Bei der Auswertung der Daten zeigte sich, dass das bis zu drei Kilometer mächtige Inlandeis einen sehr nachteiligen Einfluss auf die Berechnung der Receiver Funktionen hatte (siehe Kap. 3.1). Es zeigt sich in den Receiver Funktionen ein von der Eisschicht

erzeugtes, sehr ausgeprägtes Signal, welches im gleichen Zeitraum an der Station eintrifft wie das an der Moho direkt konvertierte Signal - lediglich Letzteres ist von Interesse für die Untersuchung von Krustenstrukturen. Eine Trennung dieser beiden Signale ist nicht möglich. Mithilfe der Registrierungen konnte jedoch eine Analyse der seismischen Anisotropie durchgeführt werden (siehe Kap. 2.2). Die Wellenlänge der hier untersuchten Scherwellen ist größer als 5 km, so dass die Eisschicht keinen störenden Faktor darstellt und die Scherwellen nach wie vor nur Informationen über ihren Laufweg durch den tieferen Untergrund enthalten.

Die temporären Stationen des Wohlthat-Massives

Im Südsommer 2003/2004 wurden im Wohlthat-Massiv (zentrales DML, siehe Abb. 1.3-3) drei Seismometer auf anstehendem Gestein aufgestellt: ein Seismometer im Humboldtgebirge (Station WM72), eines in Skeidshovden (WM73) und ein weiteres in den Weybrechtbergen (WM79). Die Registrierzeit war lediglich auf drei Wochen beschränkt. An der russischen Überwinterungsstation Novo wurde ebenfalls ein Seismometer aufgestellt, das allerdings durch einen technischen Defekt keine brauchbaren Registrierungen aufzeichnete.

Für die Analyse der seismischen Anisotropie konnte aus den Datensätzen der drei Seismometer des Wohlthat-Massives keine geeignete Scherwelle detektiert werden, da die im Zeitraum registrierten Erdbeben aus einer *'falschen'* Entfernung die Stationen erreichten (siehe Kap. 2.2). Es konnten jedoch P-Wellen von stärkeren Erdbeben detektiert werden, welche die Ermittlung der Krustenmächtigkeit durch Berechnung von Receiver Funktionen ermöglichten (siehe Kap. 3.1).

Die temporären Stationen in der Heimefrontfjella

Im polaren Sommer 2004/2005 wurden sechs Stationen in der Heimefrontfjella für ca. drei Wochen auf anstehendem Gestein aufgestellt (Stationskürzel KOT in Abb. 1.3-3). Die Expeditionsvorbereitung und Durchführung erfolgte im Rahmen der vorliegenden Promotion. Zwei der sechs Stationen hatten leider einen technischen Defekt. Die Station KOT5 zeichnete nach nur drei Tagen fehlerfreier Registrierung aus nicht direkt ersichtlichen Gründen nur noch einen permanenten Vollausschlag auf. In den Registrierungen der östlichst gelegenen Station KOT5 in Kirvanveggan ist ein regelmäßiger Sekundenimpuls zu sehen, der die eigentliche Bodenbewegung überdeckt. Er wurde durch den internen 1-Hz-Oszillator

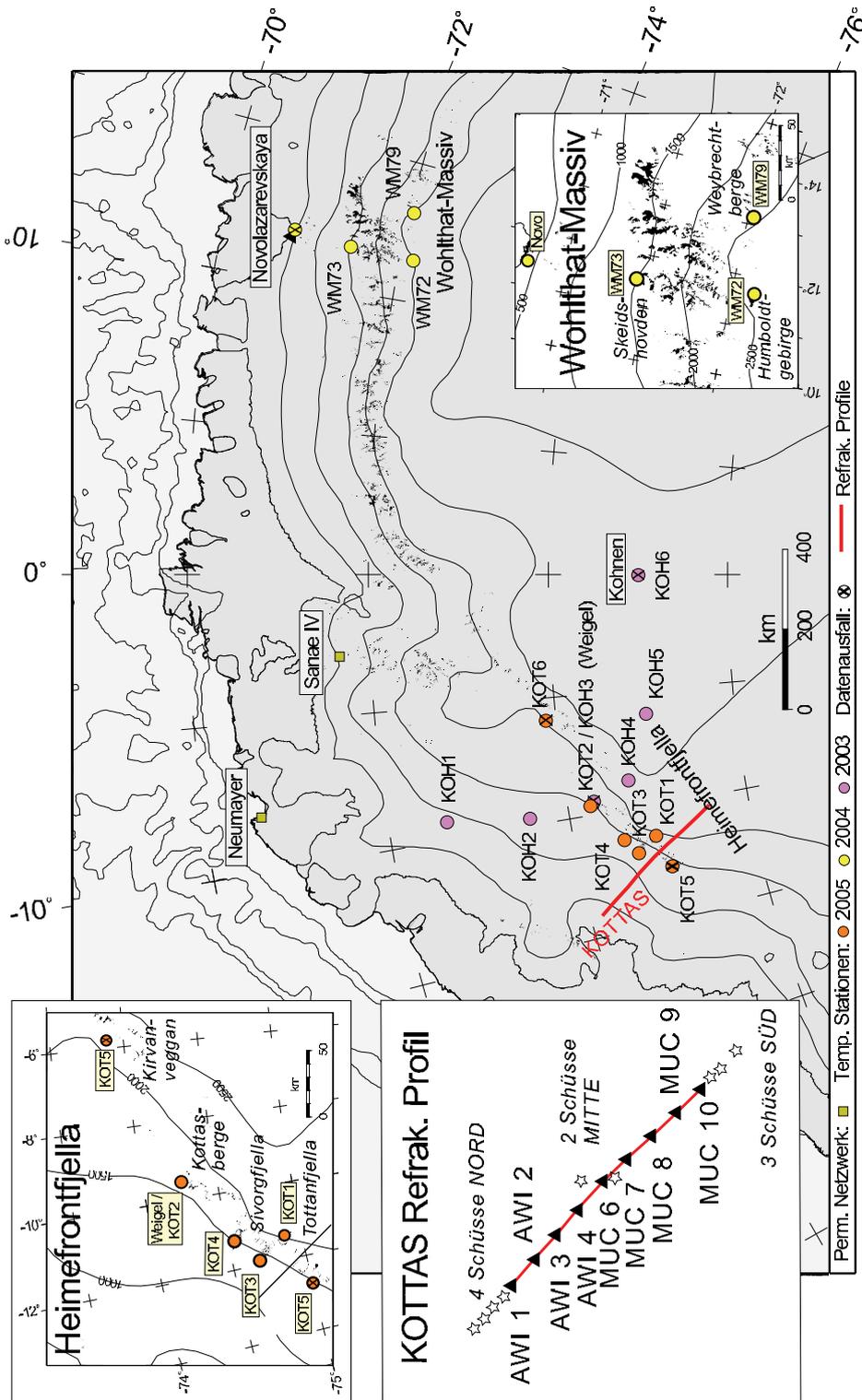


Abbildung 1.3-3: Temporäre und permanente seismologische Stationen innerhalb des DML. Die farblichen Punkte zeigen die Orte auf, an denen die Seismometer temporär aufgestellt wurden. In der Heimefrontfjella wurde ein refraktionsseismisches Experiment im Südsommer 1989/90 durchgeführt (rote Linie). Aus diesen Daten wurde im Rahmen dieser Dissertation ein Krustenmodell erstellt.

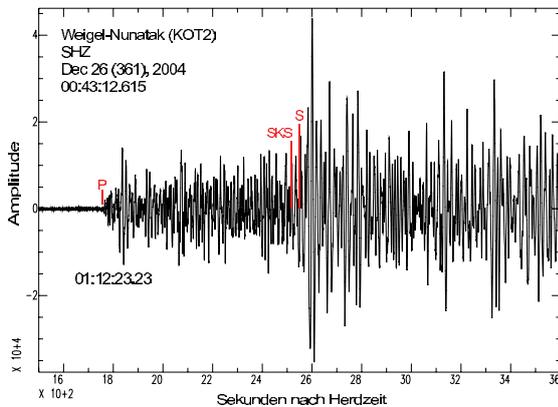


Abbildung 1.3-4: Am Weigel-Nunatak registrierte vertikale Bodenbewegung, die durch das starke Sumatra-Andaman Erdbeben vom 26. Dezember 2004 verursacht wurde. Der direkte P-Welle erreichte die Station um 01:12:23.23.

Aufgrund der dichten Abfolge von Erdbeben waren die einzelnen Phasen nicht zu unterscheiden. Anhand von Registrierungen der Stationen KOT1 und KOT4 konnte jedoch ein geeignetes Beben detektiert werden, mit dem die anisotrope Struktur des Oberen Mantels unterhalb dieser Stationen untersucht wurde.

Die Stationen auf Novolazarevskaya (Novo) und am Weigel-Nunatak

Am Weigel-Nunatak und an der russischen Überwinterungsstation Novolazarevskaya (Novo) wurde jeweils eine seismographische Station für einen ganzjährigen Betrieb über die polare Winterzeit 2004/2005 aufgestellt. Während auf Novo die Ausrüstung geschützt in einer Hütte aufgestellt und an das Stromnetz der Station angeschlossen werden konnte, blieb das Seismometer am Weigel-Nunatak relativ ungeschützt zurück. Die Abbildung 1.3-5 zeigt beide Stationen. Die Station am Weigel-Nunatak wurde mittels zwei parallel geschalteten Akkus, die bis zur Polarnacht durch zwei Solarpanels aufgeladen wurden, mit Spannung versorgt. Dieses Experiment diente auch als erster Versuch, die Messreihen zukünftig über den polaren Sommer hinaus fortzusetzen. Als Resultat konnte eine ca. drei Monate lange Registrierung am Weigel-Nunatak und eine ca. sieben Monate lange Registrierung auf Novo erzielt werden. Beide Datenreihen wurden sowohl für die Untersuchung der seismischen Anisotropie als auch für die Bestimmung der Krustenmächtigkeit verwendet.

Die Permanentstation Sanae IV

Seit März 1997 wird an der südafrikanischen Überwinterungsstation Sanae IV (SNAA) in Kooperation zwischen dem Geoforschungszentrum Potsdam (GFZ), dem Alfred-Wegener-

der Reftek übertragen. Die verbleibenden Datensätze konnten nur partiell für die Berechnung von Receiver Funktionen und der Untersuchung seismischer Anisotropie verwendet werden, da das starke Sumatra-Andaman Erdbeben vom 26. Dezember 2004 und die zahlreichen starken Nachbeben über Stunden und Tage hinweg zu starke Störsignale erzeugten. Darüber hinaus war der Herdmechanismus aufgrund der langen Ausdehnung der Bruchfläche zu komplex. Die Abbildung 1.3-4 zeigt die an der Station am Weigel-Nunatak aufgezeichnete vertikale Bodenbewegung, die durch das Erdbeben verursacht wurde.



Abbildung 1.3-5: Temporäre Stationen am Weigel-Nunatak und auf Novo. Die Stationen operierten über den polaren Winter 2004/2005. Auf Novo wurde das Seismometer in einer Holzhütte auf einen Betonsockel gestellt, der ehemals für die Messung der absoluten Schwere errichtet wurde. Die Spannungsversorgung erfolgte über einen Laderegler, der an das Stationsnetz angeschlossen worden war. Das Seismometer am Weigel-Nunatak wurde auf gegründetem Fels aufgestellt und mit einem Eimer als Windschutz abgedeckt. Zwei mit Schrauben am Nunatak befestigte Solarpanels luden die Akkus bis zur Polarnacht auf.

Permanentstation Sanae IV

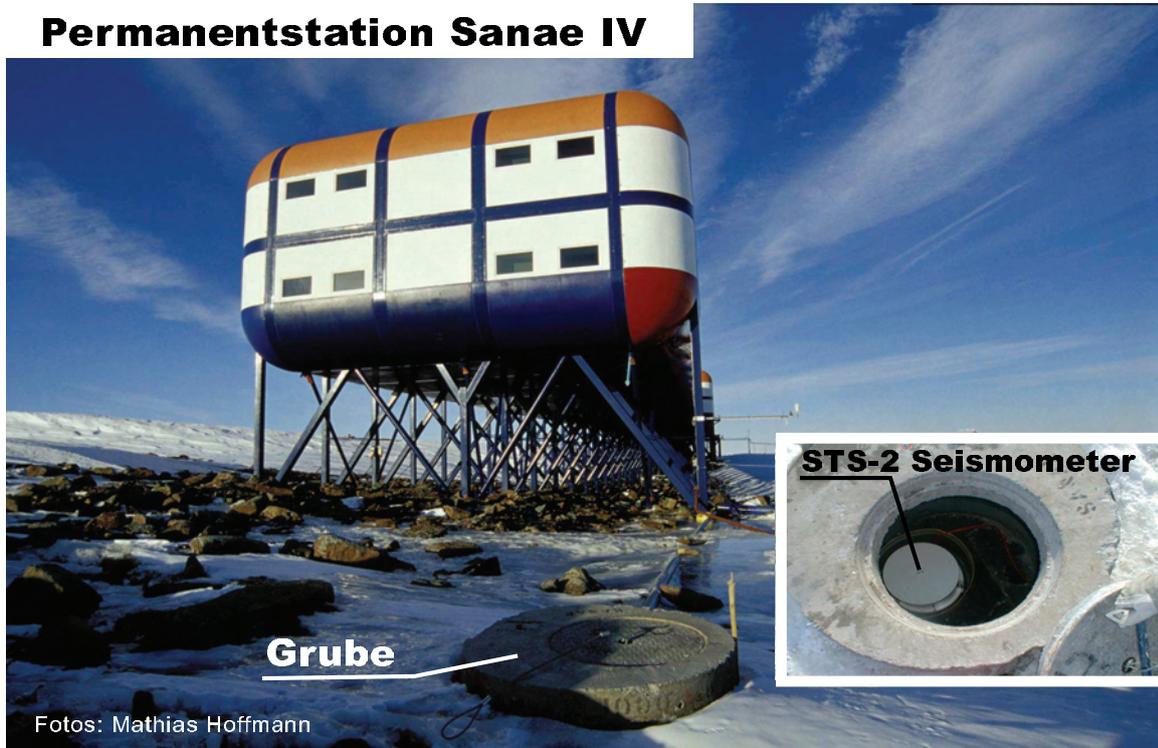


Abbildung 1.3-6: Permanentstation Sanae IV (SNAA). Ungefähr 15 m von der Station entfernt ist in einem Betonschacht das STS-2 Seismometer aufgestellt. Die Daten werden per Kabel in das Labor übertragen.

Institut (AWI) und dem *Council of Geoscience of South Africa* ein Seismometer vom Typ Streckeisen STS-2 betrieben. Die Station gehört dem GEOFON-Netzwerk des GFZ an. Das breitbandig aufzeichnende Drei-Komponenten-Seismometer ist in einem 1.2 m tiefen Schacht installiert, der ca. 15 m von der Forschungsstation entfernt steht. Die Datenübertragung erfolgt über eine Satellitenverbindung zum Geoforschungszentrum Potsdam im *mseed*-Format (siehe Abb. 1.3-6).

Der langjährige Datensatz wurde nach geeigneten Erdbeben durchgesehen, um die seismische Anisotropie und die Krustenmächtigkeit durch Berechnung von Receiver Funktionen zu ermitteln. Dies ist der umfangreichste Datensatz dar, der im Rahmen dieser Dissertation verwendet werden konnte.

1.3.2 Refraktionsseismisches Profil Kottas

Während der Expedition ANT-VIII/5 im Südsommer 1989/90 wurde ein refraktionsseismisches Experiment in der Heimefrontfjella durchgeführt (siehe Abb. 1.3-3). Das NE-SW ausgerichtete Profil hatte eine Länge von ca. 200 km und verlief vom nördlichen Vorland über das Escarpment der Heimefrontfjella bis zum südlich anschließenden Plateau. Neun Datenerfassungssysteme vom Typ Lennartz PCM-5800 wurden im Abstand von ungefähr 20 km aufgestellt (Stationsbezeichnung MUC und AWI in der Abb. 1.3-3). Davon wurden zwei Stationen mit je vier Kanälen durch vertikal aufzeichnende Seismometer ausgestattet. Sechs Stationen verfügten über acht Kanäle, an die ein Drei-Komponenten-Seismometer vom Typ Geosource PE-6 angeschlossen wurde. Eine Station zeichnete die durch die Schüsse verursachte Bodenbewegung mit einem Lippmann Drei-Komponenten-Seismometer auf.

Insgesamt neun Schüsse mit einer maximalen Ladung von bis zu 800 kg Dynamit wurden wie folgt abgetan: vier am nördlichen Profilende, drei am südlichen und zwei in der Mitte des Profils. Die nördlichen Schüsse lagen von der nächstgelegenen Station AWI-1 drei, acht, dreizehn und achtzehn Kilometer entfernt. MUC-10, die südlichst gelegene Station, war drei, acht, und achtzehn Kilometer von den südlichen Schusspunkten entfernt. Zwischen den beiden Stationen AWI-4 und MUC-7 wurden die beiden mittleren Schüsse abgetan.

An dieser Stelle sei auf die Publikation von Miller & Oerter (1991) verwiesen, in welcher eine detaillierte Beschreibung des Experiments nachzulesen ist.

1.4 Publikationen

Im Rahmen dieser Dissertation wurden zwei Publikationen in der Fachzeitschrift *Geophysical Journal International* veröffentlicht. Zum einen erschien *'Seismic anisotropy beneath Dronning Maud Land, Antarctica, revealed by shear wave splitting'*, Vol.:171(1), S. 339-351, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03519.x und zum anderen *'Seismic imaging of the Crust beneath Dronning Maud Land, Antarctica'*.

Die Publikationen werden in Kapitel 2 (Seismische Anisotropie des Oberen Mantels) und Kapitel 3 (Bestimmung der Krustenstruktur) kurz vorgestellt und sind jeweils im Anhang A und B aufgeführt.

2 Seismische Anisotropie des Oberen Mantels

Anisotropie ist im Allgemeinen die Richtungsabhängigkeit physikalischer Parameter. Als seismische Anisotropie wird die Abhängigkeit der Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen als eine Funktion der Ausbreitungsrichtung und/oder der Polarisationsrichtung bezeichnet. Die Minerale Olivin und Orthopyroxen sind Hauptbestandteile des Oberen Erdmantels und von Natur aus anisotrop (Montagner, 1994). Olivin besitzt eine Geschwindigkeitsanisotropie für Scherwellen von 22%, wohingegen olivinreiche, ultramafische Mantelgesteine einen Wert unter 10% aufweisen (Babuska & Cara, 1991). Unter Deformation regeln sich die Kristalle der anisotropen Minerale ein und verursachen eine residuale Anisotropie. Beim Durchgang einer Scherwelle durch dieses residuale anisotrope Medium wird sie in zwei Teilwellen aufgespalten, die sich mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten ausbreiten und orthogonal zueinander polarisiert sind. Diese Aufspaltung von teleseismischen Scherwellen wird auch *Scherwellen-Splitting* genannt und kann auf den horizontalen Komponenten eines Drei-Komponenten-Seismometers beobachtet werden. Vereinfacht ist dies in Abb. 2.0-1 dargestellt.

Das anisotrope Medium wird anhand der sogenannten *splitting parameter* beschrieben. Diese setzen sich zum einen aus dem Zeitversatz der beiden Teilwellen und zum anderen aus der Polarisationsrichtung der schnelleren Welle (auch Schnelle Achse genannt) zusammen. Letztere repräsentiert die kristalline *a*-Achse der Minerale, die sich unter Deformation in einem von außen angelegten mechanischen Spannungsfeld orthogonal zur Hauptspannungsrichtung orientiert. Nach derzeitigen Erkenntnissen können solche mechanische Spannungen im Erdinnern durch folgende Prozesse erzeugt werden: zum einen durch eine vertikal kohärente Deformation der Lithosphäre (*vertical coherent deformation* - *VCD*), verursacht durch Deformationsprozesse wie beispielsweise Gebirgsbildung (Silver, 1996). Dies wird im Allgemeinen unter dem Begriff der *fossilen Anisotropie* verstanden. Zum anderen durch eine viskose Zugspannung an der unteren Lithosphäre aufgrund

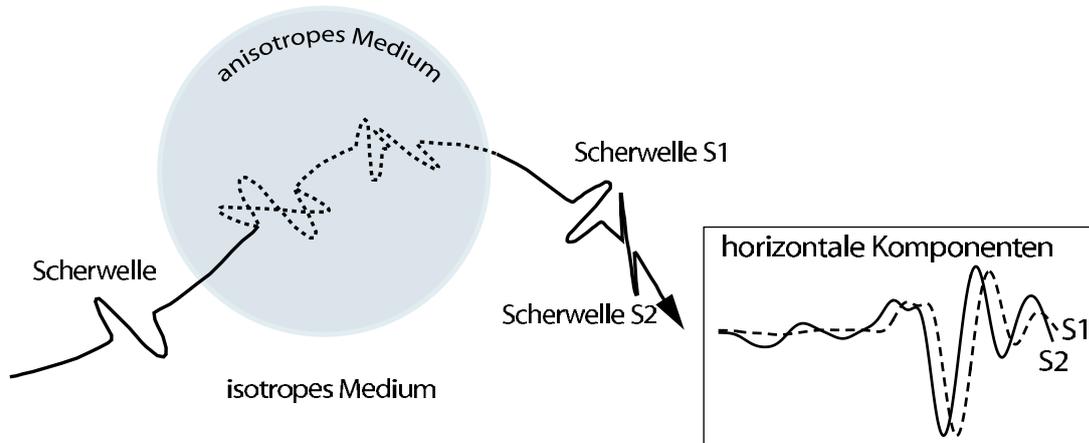


Abbildung 2.0-1: Seismische Anisotropie: Durchläuft eine Scherwelle ein anisotropes Medium, wird sie in zwei Teilwellen aufgespalten, die unterschiedliche Geschwindigkeiten haben und orthogonal zueinander polarisiert sind. Die aufgespaltenen teleseismischen Wellen sind auf den Horizontalkomponenten zu beobachten.

der absoluten Plattenbewegung (*absolute plate motion - APM*) (Vinnik et al., 1992). In Regionen mit geringer APM resultiert das *Scherwellen-Splitting* eher aufgrund vergangener Deformationsvorgänge innerhalb der Lithosphäre. Die Untersuchung der seismischen Anisotropie erlaubt daher Aussagen über tektonische Deformationsprozesse, die in der Vergangenheit das jeweilige Untersuchungsgebiet prägten.

Im folgenden Abschnitt 2.1 wird eine kurze Einführung in die Methode zur Bestimmung der *splitting parameter* gegeben. Hieran anschließend werden in Abschnitt 2.2 die Daten und deren Bearbeitung vorgestellt. Der darauf aufbauende Abschnitt 2.3 stellt die erzielten Resultate für verschiedene Untersuchungsregionen vor.

Die Veröffentlichung '*Seismic anisotropy beneath Dronning Maud Land, Antarctica, revealed by shear wave splitting*' erschien in der Zeitschrift *Geophysical Journal International*, Vol.:171(1), S. 339-351, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03519.x und ist im Anhang A aufgeführt.

2.1 Methode

Die oben vorgestellten *splitting parameter* werden durch ein Inversionsverfahren bestimmt. Nach Silver & Chan (1991) wird ein inverser *splitting operator* ermittelt, der den Aufspaltungseffekt rückgängig macht. Zwei Kriterien können dafür angewandt werden: zum einen die Minimierung der Energie auf der transversalen Komponente (vorzugsweise für

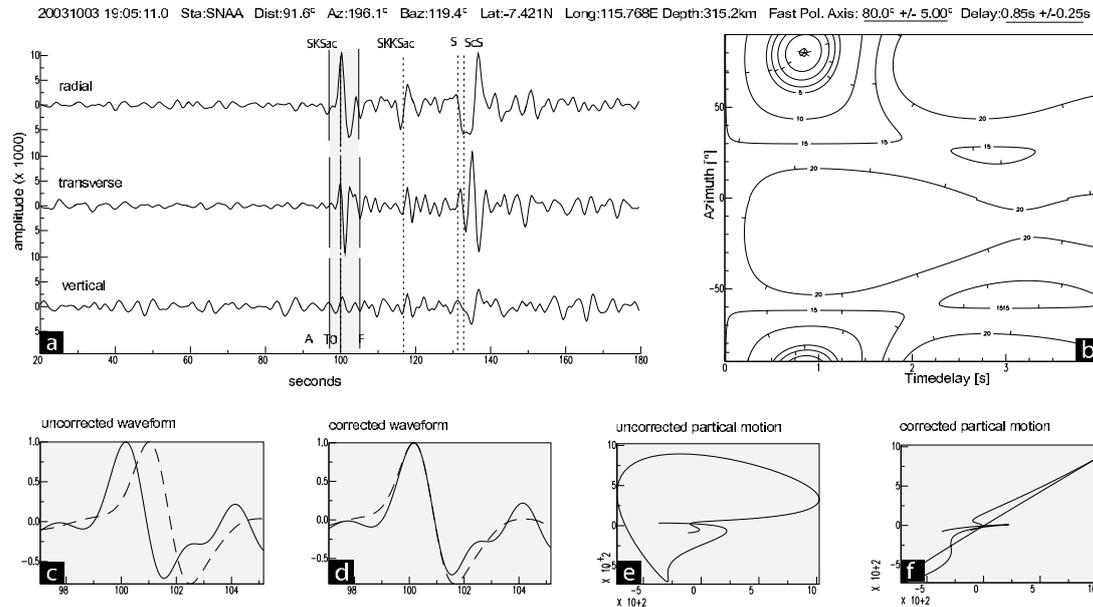


Abbildung 2.1-2: Beispiel für seismische Anisotropie beobachtet an der Station SNAA. (a) zeigt deutliche Energie auf der radialen und transversalen Komponente. (b) zeigt die transversale Energie in Abhängigkeit der *splitting parameter* (Zeitversatz und Polarisationsrichtung der Schnellen Achse) als Konturgraphik. (c) Vor der Minimierung der transversalen Energie sind die beiden Horizontalkomponenten zeitlich getrennt, wobei die Wellenformen ähnlich sind. (d) zeigt die beiden Wellen nach der Inversion. Sie wurden um den ermittelten Zeitversatz von 0.85 s gegeneinander verschoben. Es wird nun ein isotropes Medium simuliert. (e) zeigt die typische elliptische Teilchenbewegung der Horizontalkomponenten vor der Inversion, wohingegen (f) die durch die Inversion rückgeführte lineare Teilchenbewegung veranschaulicht.

SK(K)S-Phasen) und zum anderen die Minimierung der Eigenwerte der Kovarianzmatrix der Horizontalkomponenten. Bildlich gesprochen wird die durch Anisotropie verursachte elliptische Partikelbewegung in eine lineare rücktransformiert. Die Abbildung 2.1-2 zeigt ein Beispiel für eine aufgesplante SKS-Phase und deren Rückführung in den isotropen Raum durch eine Inversion.

Für die Analyse seismischer Anisotropie werden vorzugsweise diejenigen Scherwellen verwendet, die den Erdkern durchlaufen haben. Ihr Vorteil besteht darin, dass durch das Eindringen in den flüssigen äußeren Erdkern der Einfluss einer möglichen quellseitigen Anisotropie durch die Konversion zur Kompressionswelle entfernt wird. Ein Spezialfall unter den teleseismischen Phasen bezüglich Richtung und Polarisation ist die SKS-Phase. Sie wird beim Eintritt in den flüssigen äußeren Kern in eine Kompressionswelle konvertiert und bei ihrem Eintritt in den Mantel wiederum in eine Scherwelle. Zusätzlich ist die SKS-Phase in einer sphärisch symmetrischen und isotropen Erde in der radialen Ebene polarisiert, die transversale Komponente ist gleich null. Von Vorteil ist ihr nahezu senk-

rechter Einfall mit einem Inzidenzwinkel $\leq 10^\circ$, was zu einer hohen lateralen Auflösung führt. Auf SK(K)S-Phasen wird vorzugsweise die Inversion mittels Minimierung der transversalen Energie angewandt, da die Polarisationsrichtung dem (bekannten) Backazimuth (= Winkel zwischen Station und Erdbeben bezogen auf geographisch Nord) entspricht. Eine Inversion durch Minimierung der Eigenwerte der Kovarianzmatrix wird im Allgemeinen auf einen anderen Scherwellentyp (S oder ScS) angewandt. Erdbeben, bei denen diese Phasen zur Analyse herangezogen werden, müssen eine große Herdtiefe haben, um Einflüsse quellseitiger Anisotropie auszuschließen.

Im einfachsten Fall verursacht eine einzige anisotrope Schicht zwischen Kern und Empfängerstation die Aufspaltung. Die *splitting parameter* sind dann von der Richtung der einfallenden Scherwelle unabhängig (im Falle einer SK(K)S Welle entspricht dies dem Backazimuth). Liegen jedoch zwei anisotrope Schichten innerhalb des Laufweges, dann wird eine Abhängigkeit der *splitting parameter* vom Backazimuth mit einer typischen $\pi/2$ -Periodizität erwartet (Silver & Savage, 1994). Diese kann aber nur dann nachgewiesen werden, wenn der zu untersuchende Datensatz ausreichend Scherwellen aus unterschiedlichen Richtungen enthält. Eine alternative Methode, die beobachtete Aufspaltung einem Zwei-Schicht-Fall zuzuordnen, beruht auf der direkten Inversion der Wellenform (Özalaybey & Savage, 1994). Ähnlich wie das weiter oben vorgestellte Verfahren von Silver (1996) werden zwei inverse *splitting Operatoren* durch Minimierung der transversalen Energie ermittelt. Die hieraus resultierenden *splitting parameter* charakterisieren die obere und darunter liegende anisotrope Schicht. Der Vorteil dieses Verfahrens besteht darin, dass nur eine kleine Anzahl an Wellenformen ausreichend ist, um einen potentiellen Zwei-Schicht-Fall nachzuweisen.

Als ergänzende Literatur sei verwiesen auf den dritten Abschnitt *'data and method'* der durch diese Dissertation entstandenen Veröffentlichung *'Seismic anisotropy beneath Dronning Maud Land, Antarctica, revealed by shear wave splitting'* aufgeführt in Anhang A. Alternativ dazu könnten die allgemein gehaltenen Beiträge von Savage (1999), Silver (1996) oder Fouch & Rondenay (2006) von Interesse sein.

2.2 Daten und deren Bearbeitung

Im Rahmen dieser Dissertation wurde das Ziel verfolgt, den Charakter der beobachtbaren seismischen Anisotropie zu beschreiben. Wie bereits in Kapitel 1.1 näher erläutert, wurden hierfür die Aufzeichnungen von sowohl temporär ausgebrachten als auch permanent aufzeichnenden Seismometern in einem ersten Schritt nach vorhandenen Scherwellen untersucht. Der Schwerpunkt lag dabei auf SKS-, SKKS-, S- und ScS-Phasen von Erdbeben, deren Magnitude größer als 5.3 war. Für die ScS- und S-Phasen galt als ein

zusätzliches Kriterium eine Herdtiefe der Erdbeben von mindestens 300 km, um quellseitige Anisotropieeinflüsse auszuschließen. Die Informationen der Herddaten der im Aufzeichnungszeitraum generierten Erdbeben wurden durch die Website des Erdbebencenters NEIC ermittelt¹. Dessen speziell formatierte Listen dienten als *input*-Dateien für weitere Bearbeitungsschritte, die durch ein umfangreiches, im Rahmen dieser Dissertation entwickeltes Softwarepaket (Skriptsprache Perl) automatisiert wurden.

Folgende Bearbeitungsschritte waren notwendig:

1. Umwandeln der Rohdaten in das SAC-Format (*Seismic Analysis Code*²). Grund für die Wahl dieses Formates waren die frei verfügbaren Fortranprogramme von Paul G. Silver, welche die finalen *splitting parameter* aus den Scherwellen ermitteln. Die Programme waren teilweise zur verwendeten Rechnerarchitektur nicht kompatibel und mussten in ihrem Quellcode erheblich modifiziert werden.
2. Setzen von Informationen wie Herddaten, Stationsdaten, Samplerate etc. im Header der Datenfiles.
3. Ausschneiden eines definierten Zeitfensters um die zu untersuchende Scherwelle. Für alle in der NEIC-Liste aufgeführten Ereignisse wurden mittels der Stations- und Herdkoordinaten und unter Zuhilfenahme des Programmes *Onset* (Schweitzer, 2001) die theoretischen Laufzeiten ermittelt.
4. Optionales Filtern der Zeitreihe mit einem Bandpass zwischen 0.05 Hz und 0.5 Hz.
5. Bestimmung der finalen *splitting parameter* der ausgeschnittenen Scherwellen durch Minimierung der Energie der transversalen Komponente oder durch Minimierung der Eigenwerte der Kovarianzmatrix (siehe Kapitel 2.1).

In den Registrierungen der drei im Wohlthat-Massiv aufgestellten Stationen konnte kein für die Untersuchung seismischer Anisotropie geeignetes Beben gefunden werden. Zwar trat während des kurzen Aufzeichnungszeitraumes ein Erdbebenschwarm bei den Loyalty-Inseln auf, allerdings erwies sich deren Epizentraldistanz von ca. 85° als nicht geeignet, um die SKS-Phase und die kurz darauf folgende direkte S-Phase deutlich voneinander zu trennen. Die SKS-Phase ist zwischen einer Epizentralentfernung von 86° und 110° frei von der Interferenz anderer Phasen. Dies macht deutlich, wie wichtig lange Beobachtungszeitreihen sind, vor allem wenn die Untersuchungen auf Erdbeben basieren.

¹<http://earthquake.usgs.gov>

²<http://iris.edu/manuals/sac/>

2.3 Interpretation und Diskussion

Die komplexe tektonische und geologische Geschichte des Untersuchungsgebietes - wie sie in Kapitel 1.2 näher beschrieben wurde - spiegelt sich auch in der seismischen Anisotropie wider. Eine einheitliche, für das gesamte DML gültige Lösung kann nicht angegeben werden. Ausgeschlossen werden kann jedoch ein rezenter Beitrag zur Anisotropie, der durch die Absolute Plattenbewegung hervorgerufen wird. Nach dem Modell HS2-NUVEL1 (Gripp & Gordon, 1990) bewegt sich die antarktische Platte innerhalb eines Jahres um 1.15 cm in eine Richtung von 170° . Diese Geschwindigkeit ist zu gering, als dass sie eine Scherdeformation in der unteren Lithosphäre erzeugen könnte, die die Mantelminerale schließlich ausrichtet. Zudem korreliert die Richtung der Plattenbewegung nicht mit der Orientierung der Schnellen Achsen, was auf Abb. 2.3-3 zu sehen ist. Vielmehr sind die Beobachtungen konsistent mit einem Modell fossiler Anisotropie innerhalb des Oberen Mantels, die durch vertikal kohärente Deformation erzeugt wurde. Silver et al. (2004) hält ein Modell fossiler Anisotropie für das südliche Afrika, der konjugente Teil von Antarktika während der Existenz des Großkontinentes Gondwana, ebenfalls für plausibel.

Da im großräumig ausgedehnten Messgebiet die Ergebnisse nicht konsistent sind, erfolgt deren Beschreibung im Folgenden nach einer regionalen Aufteilung.

2.3.1 Heimefrontfjella, westliches DML

Das westliche Ende des Ost-Afrikanischen Orogens (~ 500 Ma), auch Ost-Antarktisches Orogen genannt, ist in der Heimefrontfjella mit der grenvillischen Heimefront Scherzone (HSZ) aufgeschlossen. Ein Vergleich der Orientierung der Schnellen Achsen mit den beiden verfügbaren Karten magnetischer Anomalien - EMAGE und ADMAP (Jokat et al. (2003) und Golynsky et al. (2001)) - zeigt eine deutliche Korrelation zwischen der Ausrichtung der magnetischen Anomalien und der Richtung der Schnellen Achsen (siehe Abbildung 2.3-3). Mit dieser Beobachtung kann eine Verbindung zwischen krustalen und anisotropen Strukturen im Oberen Mantel hergestellt werden. Die magnetischen Anomalien repräsentieren den krustalen Beitrag zum gemessenen Magnetfeld, wohingegen die beobachtete Anisotropie im Oberen Mantel ihre Ursache hat. Da die Schnellen Achsen annähernd parallel sind und mit der Ausrichtung der magnetischen Anomalien korrelieren, liegt der Schluss nahe, dass eine vertikal kohärente Deformation der Lithosphäre die Mantelminerale in der beobachteten Orientierung ausgerichtet hat. Das wiederum impliziert eine sowohl kohärente Deformation von Kruste und dem darunter liegenden Oberen Mantel als auch eine starke Verbindung zwischen Kruste und Mantel während der Orogenesen im späten Proterozoikum/frühen Paleozoikum.

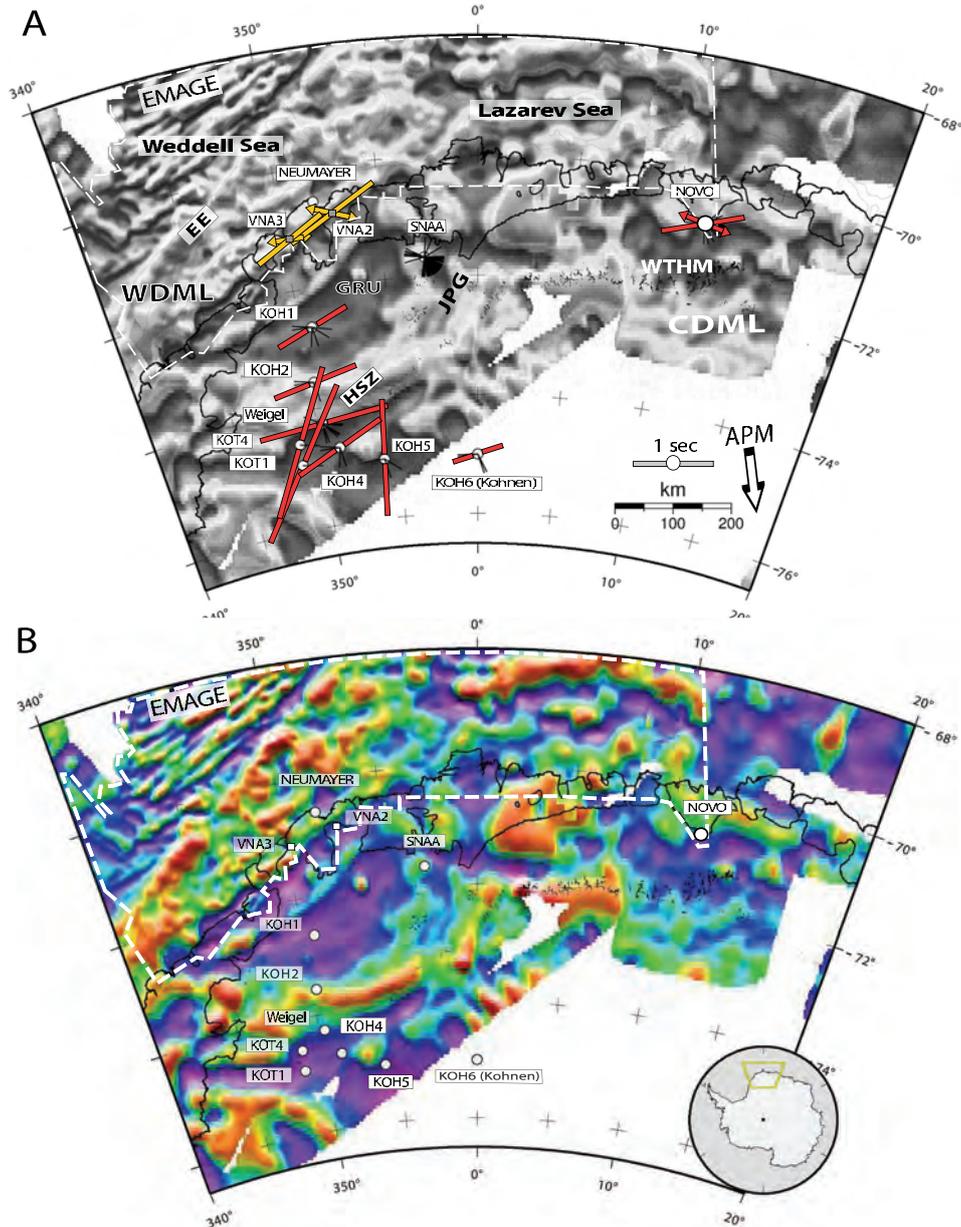


Abbildung 2.3-3: A: Splitting Parameter im Vergleich mit den aeromagnetischen EMAGE- (Jokat et al., 2003) und ADMAP-Datensätze (Golynsky et al., 2001) des DML. Rote Balken zeigen die Orientierung der Schnellen Achsen an, die Balkenlänge ist proportional zum Zeitversatz. Für die küstennahen Stationen Novo und Neumayer (Müller, 2001) konnten Modelle mit zwei anisotropen Schichten gefunden werden. Die untere Schicht wird durch Pfeile dargestellt. Die dünnen schwarzen Linien deuten die Richtungen der innerhalb der Untersuchung verwendeten Erdbeben an. B: aeromagnetische Anomalien in einer farblichen Skalierung. Die Schnellen Achsen der Stationen innerhalb der Heimfront Scherzone (HSZ), Novo und Neumayer sind parallel zu den kleinräumigen magnetischen Anomalien ausgerichtet. Abkürzungen sind: EE, Explora Escarpment; JPG, Jutul-Penck-Graben; GRU, Grunehogna-Kraton; CDML, Zentrales Dronning Maud Land; WDML, Westliches DML; WTHM, Wohlthat-Massiv; APM, Absolute Plattenbewegung.

Als auffällig erweist sich die plötzliche Änderung der Orientierung der Schnellen Achsen im Bereich der HSZ (siehe Abbildung 2.3-3). Diese abrupte Änderung spricht ebenfalls für eine Fortsetzung der Scherzone von der Kruste in den Oberen Mantel hinein. Babuska & Plomerova (2006) interpretieren die für die Europäische Landmasse festgestellte abrupte Richtungsänderung der Schnellen Achsen als die Erhaltung von fossilen anisotropen Strukturen. Die Ausrichtung der Kristalle wurde selbst während der Vereinigung einzelner kontinentaler Fragmente zur Europäischen Platte nicht zerstört. Werden diese Erkenntnisse als ein Analogon angesehen und auf das DML übertragen, so repräsentiert die HSZ eine fossile Suturzone zwischen der Maudheim-Provinz und dem weiter südlich gelegenen panafrikanischen Teil des Ostantarktischen Kratons. Die durch die Eisschicht überdeckte Suturzone zeigt sich heute in einer abrupten Änderung der seismischen Anisotropie.

2.3.2 Novolazarevskaya (Novo), zentrales DML

Die beobachtete Anisotropie lässt sich für Novo durch einen Zwei-Schicht-Fall erklären (siehe theoretische Aspekte in Kapitel 2.1). Die Orientierung der Schnellen Achse der oberen Schicht folgt zum einen der Streichrichtung des ca. 100 km südwärts gelegenen Wohlthat-Massives. Es kann daher angenommen werden, dass diese obere anisotrope Schicht fossilen Charakter hat und auf Deformationsprozesse im späten Neoproterozoikum/frühen Paleozoikum zurückzuführen ist. Die Schnelle Achse der unteren Schicht orientiert sich parallel zum Kontinentalrand (siehe Abbildung 2.3-3).

Drei Erklärungen lassen sich für das zu einem Kontinentalrand parallele Ausrichten der Mantelminerale angeben:

1. Bei *strike-slip*-Systemen orientieren sich die Kristalle in Richtung dieser Bewegung. Dies wurde auch beim Moma Rift beobachtet (Vinnik et al., 1992). Eine solche *strike-slip*-Deformation wird im Zusammenhang mit dem Gondwanaaufbruch in Form einer Reaktivierung von alten Verwerfungszonen vor dem Zerfall des Großkontinentes diskutiert (Jokat et al., 2003). Konsequenterweise unterstützt unsere Untersuchung Modellvorstellungen des Gondwanazerfalles für die Region um Novo, die ein *strike-slip*-System berücksichtigen.
2. Als sich die Lazarev See, der vorgelagerte ozeanische Bereich von Novo, durch den Gondwanazerfall öffnete, kam es zu einem großräumigen Ausströmen von Mantelmaterial. Für Riftsysteme ist die Ausrichtung der Schnellen Achsen mehrdeutig und abhängig von der Geschwindigkeit der Öffnungsrate. Eignet sich eine Öffnung sehr schnell, richten sich die Schnelle Achsen senkrecht zum entstehenden Kontinentalrand bzw. parallel zur Öffnungsrichtung aus. Für den Fall eines

sich langsam öffnenden Systems wird eine zum Rand hin parallele Ausrichtung der kristallinen a -Achsen beobachtet. Als Beispiel sei hier auf das Ostafrikanische Rift verwiesen (Gao et al., 1997). Die *spreading rate* zum Zeitpunkt der Öffnung wurde durch eine Untersuchung aeromagnetischer Datensätze von Jokat et al. (2003) auf eine Geschwindigkeit von 3 cm/Jahr bestimmt, was im Allgemeinen einer langsamen Öffnungsrate entspricht und daher mit den Beobachtungen hier konsistent ist.

3. Ein verbleibender Rest subduzierten Materials, das entweder ozeanischen oder kontinentalen Ursprungs ist, könnte die untere anisotrope Schicht bilden. Die letzte nachweisbare Kollision zweier kontinentaler Fragmente geht auf die Bildung von Gondwana im späten Neoproterozoikum/frühen Paleozoikum zurück. Bei Kontinent-Kontinent-Kollisionen ist unter anderem zu beobachten, dass sich die jeweiligen Lithosphären übereinander schieben und sich dabei der Krustenanteil der unten liegenden Schicht abschert (z.B. Fowler, 1990). Diese mögliche Erklärung ist jedoch eher spekulativ, da erstens bis dato eine Suturzone durch die mächtige Eisbedeckung nicht identifiziert werden konnte und zweitens der Gondwanazerfall von einer enormen Wärmeproduktion begleitet war, die ältere Strukturen höchstwahrscheinlich durch ein Aufschmelzen zerstörte.

Müller (2001) hat aus den Daten der Neumayer Station ebenfalls einen Zwei-Schicht-Fall nachweisen können. Bemerkenswert ist, dass die Richtungen beider Schneller Achsen für Neumayer und Novo bis auf wenige Grad identisch sind. Der Autor zeigt durch eine Rekonstruktion des Großkontinentes Gondwana, dass die Orientierung der Schnellen Achse der oberen Schicht (von Neumayer) mit der Richtung der Schnellen Achsen vom südlichen Afrika (Silver et al., 2004) korreliert. Er führt die anisotropen Strukturen der unteren Schicht auf Prozesse während des Gondwanaaufbruchs im Jura zurück.

2.3.3 Sanae IV (SNAA)

Die Station SNAA befindet sich am Rande des Grunehogna-Kratons, der beim Zerfall von Gondwana ein Teil Antarktikas wurde (siehe Abb. 1.2-1). An seiner östlichen Begrenzung liegt der Jutul-Penck-Graben, ein altes Riftsystem, das durch den Jutulstraumengletscher komplett mit Eis bedeckt ist. An den Grunehogna-Kraton schließt sich die mesoproterozoische Maudheim-Provinz an. Es wird vermutet, dass der Graben eine lithosphärische Grenze darstellt (Groenewald et al., 1991).

Die Ergebnisse zeigen keinen einheitlichen Konsens, und auch die Einzelmessungen sind untereinander nicht konsistent. Während ein Großteil der Beobachtungen keine Aufspaltung aufweist und daher ein isotroper Untergrund zu vermuten wäre, zeigen azimutal

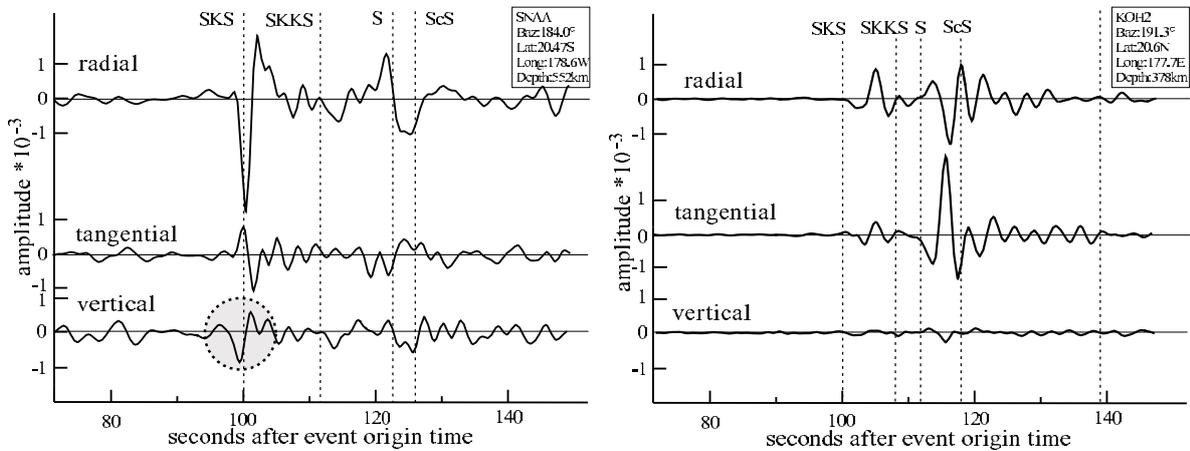


Abbildung 2.3-4: Zwei Beispiele für SKS-Phasen erzeugt durch ein Erdbeben aus der Region Fidschi. Links eine Aufzeichnung aus den Registrierungen der Station SNAA, rechts von der Station KOH2. Auf der vertikalen Komponente der SNAA-Registrierung ist ein deutlicher Energieanteil zu beobachten (grauer Kreis). Diese Beobachtung wurde für alle SKS-Phasen gemacht, die aus der Region Fidschi kamen. Dies steht im Widerspruch zu der Annahme einer radialen Polarisierung der SKS-Phasen. Als Vergleich zeigt die rechte Graphik eine SKS-Phase für KOH2. Auf der vertikalen Komponente ist kein Signal zu beobachten.

benachbarte Segmente anisotropes Verhalten. Weiter vorne in Abbildung 2.1-2 ist eine der wenigen aufgespaltenen Scherwellen zu sehen. Dass der Untergrund eher heterogen als homogen aufgebaut ist und dadurch auch eine komplizierte Anisotropie vorhanden sein kann, zeigt folgende interessante Beobachtung:

Bei allen SKS-Phasen, die die Station aus südlicher Richtung und im Speziellen aus der Region Fidschi mit Backazimuth von ca. 180° erreichen, ist auf der vertikalen Komponente ein deutlicher Energieanteil zu sehen (siehe obere Abbildung 2.3-4).

Dies steht im Widerspruch zu der Annahme, dass radial-polarisierte SK(K)S-Phasen durch die bereits erwähnte Konversion am Kern-Mantel-Übergang ihre Energie ausschließlich in der horizontalen Ebene haben. Werden geometrische Aspekte in Betracht gezogen, dann könnte eine geneigte Schicht als lateral geologische Inhomogenität eine solch deutlich refraktierte vertikale Phase erzeugen. Die Mächtigkeit der Schicht kann in erster Näherung durch die Wellenlänge der SKS-Phasen bestimmt werden. Sie ist demnach zwischen 7 und 70 km mächtig. Wird die elliptische Partikelbewegung in eine lineare überführt (durch sukzessives Neigen der Vertikalkomponente), dann resultiert daraus ein Neigungswinkel der Schicht gegenüber der Vertikalen von ca. 10° .

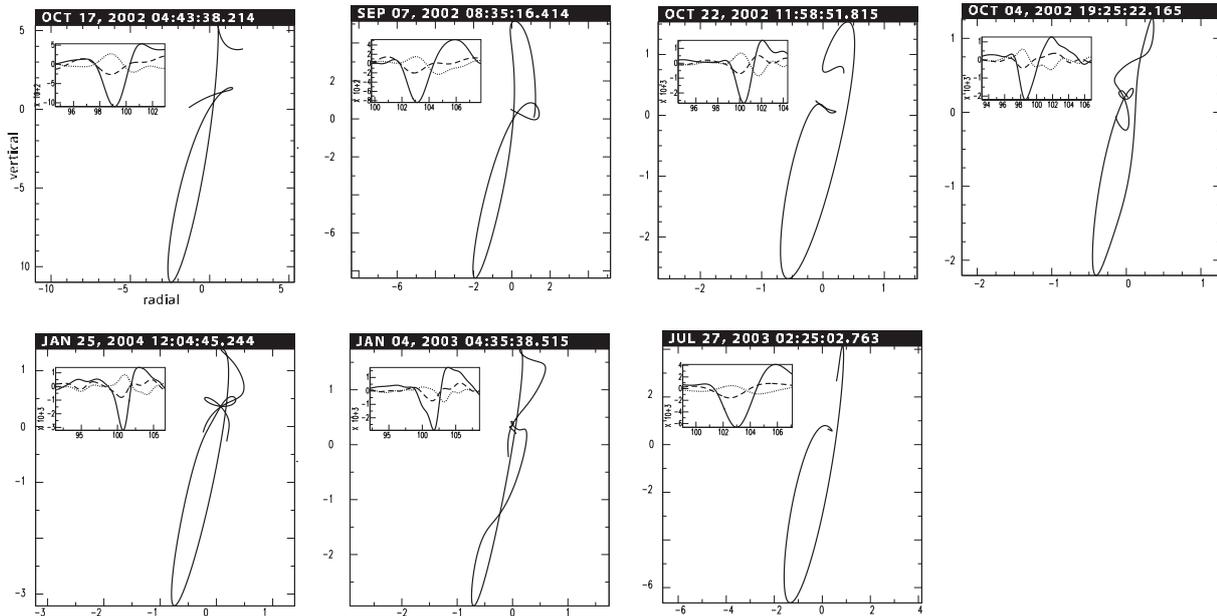


Abbildung 2.3-5: Teilchenbewegungen von SKS-Phasen aus der Region Fidschi. Die leicht elliptische Teilchenbewegung erfolgt in der Ebene, die durch die radiale und vertikale Komponente eines Drei-Komponenten-Seismometers aufgespannt wird. Die zu jeder Partikelbewegung gehörende SKS-Phase ist im Seismogramm links oben dargestellt. Dort zeigt die durchgezogene Linie die radiale Bodenbewegung an, die gestrichelte die vertikale und die gepunktete die transversale.

Abbildung 2.3-5 zeigt die Teilchenbewegungen von SKS-Phasen in derjenigen Ebene, die durch die radiale und vertikale Komponente aufgespannt wird. Sie sind leicht elliptisch - dies darf allerdings nicht verwechselt werden mit der elliptischen Partikelbewegung der Horizontalkomponenten, die auf seismische Anisotropie zurückzuführen ist. Eine weitere Abbildung 2.3-6 zeigt den Zeitversatz zwischen der radialen und vertikalen Phase in Abhängigkeit des Backazimuthes. Die radiale Phase erreicht ca. 0.3 s vor der vertikalen die Station. Für weitere Betrachtungen bezüglich der seismischen Anisotropie werden diese anomalen Phasen aus der Region Fidschi nicht mehr berücksichtigt, da lediglich ein komplexes Untergrundmodell, das laterale Heterogenitäten einschließt, eine zufriedenstellende Erklärung geben kann.

Werden nur die Vielzahl an (scheinbar-)isotropen Beobachtungen betrachtet, so können diese wie folgt erklärt werden:

1. Ein nahezu vertikales Fließen von Mantelmaterial zu Zeiten des Gondwanazerfalles. Bei vertikaler Fließrichtung orientieren sich die a -Achsen der Mantelminerale vertikal. Wellen, die heute diese "erstarrte" Schicht durchlaufen, erfahren keine Aufspaltung und simulieren daher einen isotropen Mantel. Ein nahezu vertikaler Aufstrom

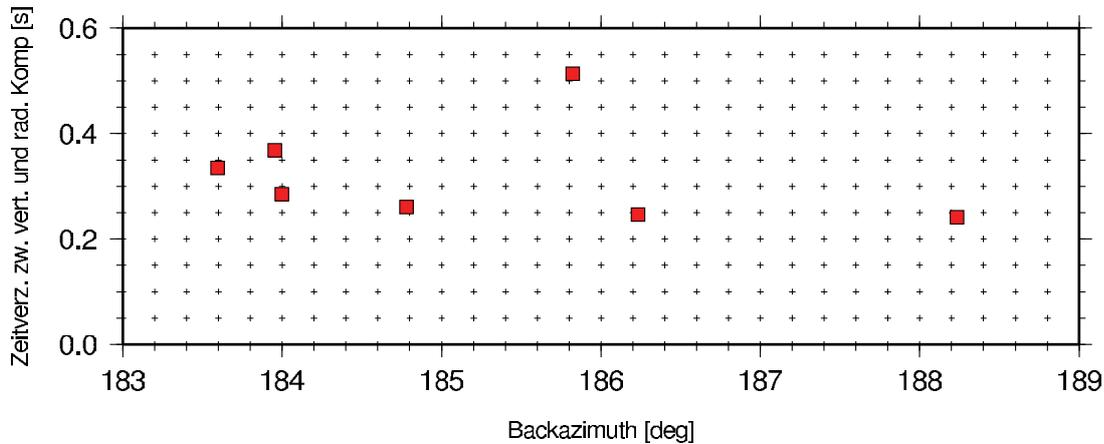


Abbildung 2.3-6: Zeitverzögerungen zwischen der radialen und vertikalen Komponente für SKS-Phasen aus der Region Fidschi.

von Mantelmaterial unterhalb der Station SNAA könnte seine Ursache in einem Mantelplume haben, der als Initiator für den Gondwanazerfall in Jokat et al. (2003) diskutiert wird.

2. Theoretisch ist eine Aufspaltung der Scherwellen nicht zu beobachten, wenn zwei oder mehr anisotrope Schichten mit unterschiedlichen Symmetrieachsen vorliegen und sich deren anisotropes Verhalten gegenseitig aufhebt (Silver & Savage, 1994). Für einen Zwei-Schicht-Fall mit einer Differenz von 90° zwischen den beiden Schnellen Achsen ist nach Silver & Savage (1994) die Aufspaltung nicht mehr nachzuweisen. Es bleibt zu erwähnen, dass für die Nachbarstationen Novo und Neumayer ein geschichteter Aufbau des Mantels die beobachtete Aufspaltung von Scherwellen sehr gut erklärt.
3. Eine weit kompliziertere anisotrope Charakteristik des Untergrundes, der nicht durch einen einfachen Ein- oder Mehr-Schicht-Fall beschrieben werden kann.

Um die Struktur des Oberen Mantels unterhalb von SNAA mit Hilfe der seismischen Anisotropie detaillierter erfassen zu können, sollten mehr Seismometer in der Umgebung der Station (auch temporär) ausgebracht werden.

2.4 Zusammenfassung

Zusammenfassend lässt sich anhand der Untersuchung seismischer Anisotropie Folgendes ableiten:

1. Das im Untersuchungsgebiet beobachtete Muster seismischer Anisotropie kann mit dem Modell einer sich auf einem stationären Mantel bewegenden starren

Lithosphärenplatte nicht erklärt werden. Die Geschwindigkeit der Antarktischen Platte von 1.15 cm pro Jahr erzeugt eine zu geringe Scherspannung, um die Mantelminerale auszurichten. Ferner sind die *spitting parameter* im Vergleich untereinander inkonsistent. Das alternative Modell der vertikalen kohärenten Deformation erklärt jedoch sehr gut die beobachtete Anisotropie.

2. Im Allgemeinen folgen die anisotropen Strukturen der Lithosphäre den Richtungen der Gebirgszüge. Des Weiteren orientieren sich die Schnellen Achsen in Richtung der magnetischen Anomalien. Daraus kann abgeleitet werden, dass der Obere Mantel und die Kruste bei Deformationsprozessen wie z.B. Orogenesen stark miteinander verbunden gewesen waren.
3. Die abrupte Änderung der Richtungen der Schnellen Achsen im Bereich der Heimefront Scherzone impliziert eine Scherzone, die sich in den Oberen Mantel hinein fortsetzt. Zusätzlich verbindet die Scherzone Mantelstrukturen, die jeweils für sich ihre eigene tektonische Entwicklung und Geschichte aufweisen. Infolgedessen kann ein Hinweis auf eine Suturzone gegeben werden, welche die mesoproterozoische Maudheim-Provinz von dem panafrikanisch überprägten Teil des Ostantarktischen Kratons trennt. Diese Suturzone dehnt sich durch die gesamte Lithosphäre aus.
4. Für die Station Novo, die nahe am Kontinentalrand liegt, erklärt ein doppelschichtiges Mantelmodell mit fossiler Anisotropie die Aufspaltung der Scherwellen. Die untere Schicht zeigt eine Charakteristik, die mit dem Gondwanazerfall und im Speziellen mit einer *strike-slip*-Deformation vor der finalen Öffnung der Lazarev See in Verbindung steht. Die obere Schicht repräsentiert einen Deformationsprozess aus dem späten Neoproterozoikum/frühen Paleozoikum, in der das benachbarte Wohlthat-Massiv bei der Bildung des Großkontinentes Gondwana durch Orogenese entstand.
5. Die Aufzeichnungen der Stationen, die im Landesinnere aufgestellt wurden, geben durch Inversion von Wellenformen keinen Hinweis auf ein geschichtetes anisotropes Medium.
6. Für die Station SNAA wurden inkonsistente Ergebnisse erzielt. Es wird für bestimmte Azimute Anisotropie beobachtet, jedoch zeigt ein Großteil der Messungen über einen weiten azimutalen Bereich keine Aufspaltung und verweisen demnach auf einen scheinbar isotropen Untergrund. Eine Aufspaltung unterbleibt, wenn sich die *a*-Achsen der Kristalle vertikal ausrichten, z.B. durch eine vertikale Fließbewegung von Mantelmaterial. Diese Beobachtung stellt eine Verbindung zu der Mantelplume Hypothese als Initiator des Gondwanazerfalles her. Dass der Untergrund als heterogen anzunehmen ist und daher auch komplizierte

Anisotropie vorliegen kann, zeigt die Beobachtung des ausgeprägten Energieanteils auf der vertikalen Komponente der Seismogramme für SKS-Phasen, die durch Erdbeben aus der Region Fidschi erzeugt wurden.

3 Bestimmung der Krustenstruktur

Die Kruste der Ostantarktis und besonders die Struktur der Unterkruste ist im Gegensatz zur Kruste der Westantarktis weitestgehend unbekannt. Untersuchungen der Dispersion von Oberflächenwellen (z. B. Ritzwoller et al., 2001), Schwerefeldmessungen und tiefenseismische Experimente ergaben eine durchschnittliche Mächtigkeit der ostantarktischen Kruste von ca. 40 km, wohingegen die der Westantarktis bei ca. 30 km liegt (Bentley, 1983). Der eben zitierte Autor berichtet über eine Krustenstruktur, die einen typischen kontinental geschichteten Aufbau mit einer bis zu 20 km mächtigen Oberkruste hat, in der seismischen Geschwindigkeiten leicht erhöht sind. Dies ist konsistent mit einer kristallinen Kruste hohen Alters.

Zur Darstellung krustaler Strukturen stehen geophysikalische Methoden zur Verfügung. Mit Potentialfeldverfahren wie Aerogravimetrie oder Aeromagnetik können oberflächennahe Strukturen erfasst und so beispielsweise einzelne geologische Provinzen oder Terrane kartiert werden. Potentialfeldverfahren sind jedoch von Natur aus nicht eindeutig. Im Gegensatz dazu ermöglichen tiefenseismische Experimente oft eine relativ genaue Bestimmung der seismischen Geschwindigkeitsstruktur und auch der Mohotiefe. Nachteilig sind allerdings die hohen Kosten und der große logistische Aufwand, der für diese sogenannte aktive Seismik betrieben werden muss. Diese beide Faktoren spielen bei der passiven Seismik mit portablen breitbandigen Seismometerstationen eine eher untergeordnete Rolle. Ein großer Nachteil liegt bei diesen seismologischen Methoden jedoch darin, dass im vorgegebenen Messzeitraum an der Registrierstation nicht zwingend ausreichend auswertbare Erdbeben registriert werden. Allerdings erhöht sich mit zunehmender Registrierdauer die Wahrscheinlichkeit, genügend geeignete Erdbeben-Aufzeichnungen zu erhalten.

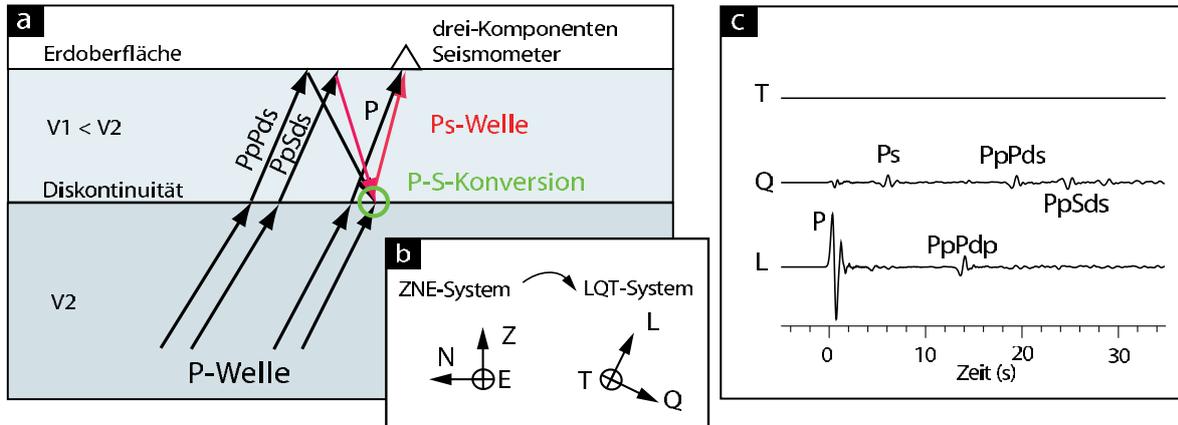


Abbildung 3.0-1: Vereinfachte Darstellung einer Receiver Funktion. Bild (a) zeigt die direkte Ps-Konversion und die stärksten Multiplen $PpPds$ und $PpSds$. In Bild (b) ist skizzenhaft das lokale Strahlkoordinatensystem LQT dargestellt, welches definiert wird durch die Richtung des einfallenden P-Strahles (= L-Achse), der durch Station und Quelle aufgespannten vertikalen Ebene (= Q-Achse) und der T-Achse, die mit der L- und Q-Achse ein rechtshändiges System bildet. Bild (c) zeigt ein synthetisches Seismogramm, auf dessen Q-Komponente (= Receiver Funktion) sich die Energien der direkt konvertierten Phase Ps und der Multiplen konzentriert.

Ein erprobtes Auswerteverfahren stellt die Berechnung von Receiver Funktionen dar (z.B. Langston, 1979). Diese seit ungefähr zwei Jahrzehnten angewandte Methode basiert auf der Konversion von Kompressionswellen in Scherwellen an seismischen Diskontinuitäten, z. B. der Moho. Da die teleseismische P-Wellen einen relativ breiten Periodenbereich umfassen (ca. 0.5 bis 20 s), können mit ihnen die grundlegenden Strukturen der Erdkruste und auch des Oberen Erdmantels abgeleitet werden. Modellierung oder Inversion der eindimensionalen Geschwindigkeitsstruktur der Kruste, Abschätzung von Krustenmächtigkeiten und des durchschnittlichen Verhältnisses aus Kompressions- und Scherwellengeschwindigkeit (v_p/v_s) sind heute standardmäßig eingesetzte Verfahren, mit denen im Rahmen dieser Dissertation versucht wurde, die Krustenstruktur des DML zu untersuchen.

Im Folgenden wird auf die eigentliche Berechnung von Receiver Funktionen, ihrer Inversion, der Bestimmung der Krustenmächtigkeit sowie des v_p/v_s -Verhältnisses eingegangen. Im Abschnitt 3.2 wird ein refraktionsseismisches Experiment vorgestellt, das ausgewertet wurde, um eine Vorstellung von der Krustenstruktur unterhalb des Kottasgebirges zu erhalten.

Die Ergebnisse sind in der Publikation *'Seismic imaging of the Crust beneath Dronning Maud Land, Antarctica'* zusammengefasst (siehe Anhang B).

3.1 Receiver Funktionen

Die Berechnung von Receiver Funktionen (RF) basiert darauf, dass eine teleseismische Kompressionswelle auf ihrem Laufweg an Diskontinuitäten gebrochen und Teile ihrer Energie in Scherwellenenergie konvertiert wird (siehe Abb. 3.0-1). Da diese Wellen unterschiedliche Wellengeschwindigkeiten und infolgedessen unterschiedliche Laufzeiten haben, kann aus dem ermittelten Zeitversatz auf die Tiefe der Grenzfläche, die diese Konversion verursachte, rückgeschlossen werden.

Wird der einfache Fall einer horizontalen Schicht über einem Halbraum angenommen, dann können die Zeitverzögerungen der direkt konvertierten Phase (P_s) und der multiplen Phasen ($PpPds$ und $PpSds$) relativ zur P-Welle unter Berücksichtigung des *Snellius'schen Brechungsgesetzes* nach Zandt & Ammon (1995) angegeben werden zu

$$\begin{aligned}\Delta T_{P_s} &\equiv T_{P_s} - T_P = H[\sqrt{(v_s^{-2} - p^2)} - \sqrt{(v_p^{-2} - p^2)}] \\ \Delta T_{PpPds} &\equiv T_{PpPds} - T_P = H[\sqrt{(v_s^{-2} - p^2)} + \sqrt{(v_p^{-2} - p^2)}] \\ \Delta T_{PpSds} &\equiv T_{PpSds} - T_P = 2H(\sqrt{(v_s^{-2} - p^2)}).\end{aligned}\tag{1}$$

Die relativen Laufzeiten hängen nach diesen Gleichungen von der Tiefe der Diskontinuität (H), den seismischen Geschwindigkeiten der oberen Schicht (v_p und v_s) und dem Strahlparameter (p , *slowness*) ab.

3.1.1 Berechnung von Receiver Funktionen

Um einen kurzen Überblick vom Ablauf der Berechnung einer RF zu geben, werden die wichtigsten Schritte erläutert:

Restitution: Mit einem Restitutionsfilter wird die Instrumentencharakteristik berücksichtigt. Dies ist vor allem für kurzperiodische Seismometer notwendig, um die Abnahme der Empfindlichkeit zu tieferen Frequenzen hin zu berücksichtigen.

Rotation: Ziel ist die Zerlegung des Wellenfeldes, um die konvertierte S-Welle von der direkten P-Welle zu isolieren. Dazu werden die originalen Z-, N- und E-Komponenten durch eine Rotation in das LQT-System transformiert (siehe Abb. 3.0-1b). Während die L-Komponente die P-Energie beinhaltet, weist die Q-Komponente die SV-Energie und die T-Komponente die SH-Energie auf. Dabei zeigt L in Richtung der P-Welle, während Q rechtwinklig zu L und T rechtwinklig zu den beiden L- und Q-Komponenten ist. Die Rotation kann in der horizontalen Ebene über den theoretischen Backazimuth und in der vertikalen um den theoretischen Inklinationswinkel der P-Welle erfolgen. Alternativ können die beiden Rotationswinkel über ei-

ne Berechnung der Eigenwerte der Kovarianzmatrix eines Zeitfensters, welches die P-Wellenenergie enthält, bestimmt werden (Vinnik, 1977).

Dekonvolution: Die aufgezeichnete Bodenbewegung D ist mathematisch betrachtet die Faltung von Instrumentenantwort I , einfallender Welle S und empfangernaher Struktur E . Im Signal S , das beim Durchlaufen des Untergrundes verändert wird, sind alle Einflüsse zwischen Quelle und Seismometerstation enthalten.

$$\begin{aligned} D_V(t) &= I(t) * S(t) * E_V(t) \\ D_R(t) &= I(t) * S(t) * E_R(t) \\ D_T(t) &= I(t) * S(t) * E_T(t) \end{aligned} \quad (2)$$

Nach Langston (1979) sind die Funktionen $S(t)$ und $I(t)$ für die drei Komponenten gleich. Für den Fall eines von unten steil einfallenden Signals kann die vertikale Übertragungsfunktion der Untergrundstruktur $E_V(t)$ als *Dirac'sche Deltafunktion* $\delta(t)$ angenommen werden. Somit vereinfacht sich Gl. 2 zu

$$\begin{aligned} D_R(t) &\simeq D_V(t) * E_R(t) \\ D_T(t) &\simeq D_V(t) * E_T(t). \end{aligned} \quad (3)$$

Mit der inversen Operation $D_V(t) * D_V^{-1}(t) = \delta(t)$ im Zeitbereich gilt für die empfangernahe Struktur

$$\begin{aligned} E_R(t) &\simeq D_V^{-1}(t) * D_R(t) \\ E_T(t) &\simeq D_V^{-1}(t) * D_T(t). \end{aligned} \quad (4)$$

Wird Gl. 4 in den Frequenzbereich transformiert, wird aus der Faltung eine einfache Multiplikation:

$$\begin{aligned} E_R(\omega) &\simeq D_V^{-1}(\omega) \cdot D_R(\omega) \\ E_T(\omega) &\simeq D_V^{-1}(\omega) \cdot D_T(\omega) \end{aligned} \quad (5)$$

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass durch die Dekonvolution der Q- und T-Komponente mit der L-Komponente Herd- und Ausbreitungseffekte aus dem Signal entfernt werden. Im Idealfall enthält dann die Q-Komponente (= Receiver Funktion) lediglich die direkt konvertierte Phase Ps und die Multiplen $PpPds$ und $PpSds$, während die T-Komponente (= transversale Receiver Funktion) null ist (siehe Abb. 3.0-1c). Im Falle einer geneigten Schicht oder eines anisotropen Mediums sind auch auf der transversalen Receiver Funktion Signale enthalten. Die L-Komponente enthält nach der Dekonvolution einen spike-ähnlichen seismischen

Wellenzug, ansonsten aber keine weiteren Informationen über den tieferen Untergrund.

Die durchgeführte Dekonvolution entspricht einer *Spiking-Dekonvolution* im Zeitbereich. Mittels eines *Spike-Dekonvolution-Operators* wird die Energie der direkten P-Welle auf der Q-Komponente entfernt (Kind et al., 1995). Der *Spike-Dekonvolution-Operator* ist ein inverses Filter, der mit Hilfe eines Wiener Optimalfilters (Berkhout, 1977) durch Minimierung der kleinsten Fehlerquadrate zwischen dem realen Seismogramm (= extrahiertes P-Signal) und einer $\delta(t)$ -Funktion realisiert wird.

Moveout-Korrektur: Aus den Gleichungen (1) geht hervor, dass unterschiedliche Einfallswinkel bzw. Strahlparameter (p) zu unterschiedlichen Differenzen-Laufzeiten konvertierter Phasen führen. Um RF aus verschiedenen Epizentralentfernungen vergleichen und stapeln zu können, werden diese *moveout*-korrigiert. Dabei wird die Energie jeder Komponente entlang ihrer Zeitachse dahin verschoben, wo sie beobachtet werden würde, wenn das zugrunde liegende Wellenfeld mit einem bestimmten Referenz-Strahlparameter p_0 einfiel. Per Konvention wird dieser entsprechend einer Herdentfernung von 67° gewählt, was einem Strahlparameter p_0 von 6.4 s° entspricht (z.B. Vinnik, 1977).

Krustenmächtigkeit und v_p/v_s -Verhältnis

Aus dem Zeitversatz zwischen der am Übergang vom Mantel zur Kruste direkt konvertierten Phase Ps und den Multiplen $PpPs$ und $PpSs$ kann die Krustenmächtigkeit folgend den Gleichungen (1) ermittelt werden. Das durchschnittliche v_p/v_s -Verhältnis oberhalb der Diskontinuität genügt nach Zandt & Ammon (1995) der mathematischen Beziehung

$$\frac{v_p}{v_s} = \left\{ (1 - p^2 v_p^2) \left[2 \left(\frac{t_{Ps} - t_p}{t_{PpPds} - t_{Ps}} \right) + 1 \right]^2 + p^2 v_p^2 \right\}^{\frac{1}{2}} . \quad (6)$$

Zhu & Kanamori (2000) entwickelten ein mittlerweile etabliertes *Gridsearch*-Verfahren, welches aus der Konvertierten und den Multiplen die Krustenmächtigkeit und das v_p/v_s -Verhältnis ermittelt. Für inkrementell variierende Wertepaare (= Krustenmächtigkeit H und v_p/v_s -Verhältnis) und einer als konstant angenommenen P-Wellengeschwindigkeit werden die theoretischen Laufzeiten der konvertierten Ps sowie der Multiplen $PpPs$ und $PpSs$ berechnet und die (gewichteten) Amplituden der einzelnen RF aufsummiert. Hierbei wird als Messwert derjenige Wert akzeptiert, bei dem die Amplitude der gewichteten Summe ein Maximum erzielt (siehe Abb. 6 der Publikation in Anhang B).

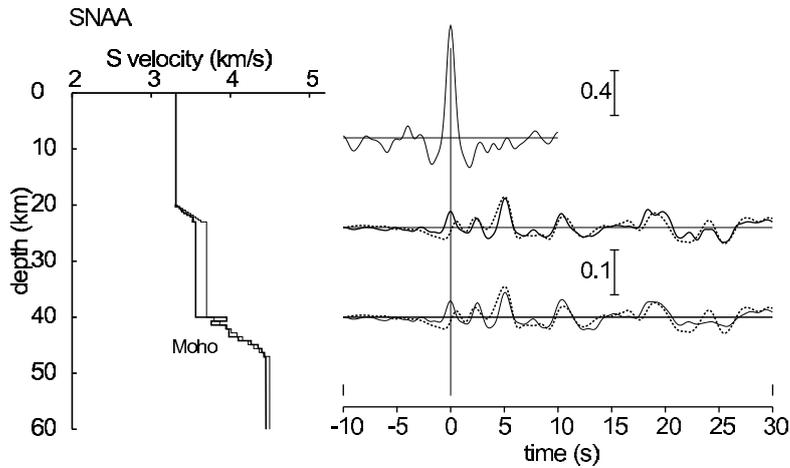


Abbildung 3.1-2: Synthetische RF für die Station SNAA berechnet, durch eine Vorwärtsmodellierung (Kind et al., 1995). Start- und Endmodell sind links in jeweils dünner und dicker Linie dargestellt. Die gestrichelte Linie rechts zeigt die reale RF (Q-Komponente), die durchgezogenen Linien sind die berechneten RF für das Startmodell (unten) und das Endmodell (mittig) nach vier Iterationen. Der obere Wellenzug entspricht dem P-Welleneingangssignal (L-Komponente). Zwischen den Schichten wurde ein gradueller Übergang modelliert, so dass sich die Moho zwischen ca. 40 und 48 km Tiefe befindet.

Unsicherheiten

Es gehen in die Berechnungen von RF einige Annahmen ein, die jede für sich wiederum zu Unsicherheiten führt. Ändert sich beispielsweise die P-Wellengeschwindigkeit um 0.1 km/s, führt dies zu einer Unsicherheit in der Krustenmächtigkeit von einem halben Kilometer. Signifikant wirkt sich dagegen eine Änderung der S-Wellengeschwindigkeit bzw. des v_p/v_s -Verhältnisses aus, da diese auch ohne nennenswerte Modifikation der P-Wellengeschwindigkeit stark variieren kann. Wird zum Beispiel das v_p/v_s -Verhältnis um 0.1 variiert, so ergibt das eine Änderung der Krustenmächtigkeit von ca. 4 km (Zhu & Kanamori, 2000).

Inversion von Receiver Funktionen

Wie Eingangs erwähnt, werden RF oft in ein S-Wellengeschwindigkeitsmodell invertiert, mit dem die Struktur der Scherwellen unter der Empfängerstation beschrieben wird. Die Resultate einer solchen Inversion sind allerdings nicht eindeutig, da die Methode die Differenzen zwischen beobachteter und synthetischer RF optimiert. Es ist daher zwingend notwendig, a priori Informationen des zu untersuchenden Gebietes in das vorwärtsmodellerte Untergrundmodell einzubinden. Die Inversion selbst basiert auf der Annahme ebener Wellen (Kind et al., 1995). Es wird weiterhin angenommen, dass sich die Kruste als eine Abfolge von homogenen horizontalen Schichten über einem homogenen Halbraum modellieren lässt. Die Inversionsmethode ist eine nichtlineare Anpassung, bei der

ein Startmodell durch eine Reihe von relativ dünnen Schichten mit negativem oder positivem Geschwindigkeitsgradienten iterativ angepasst wird.

Für die Station SNAA zeigt Abbildung 3.1-2 ein Beispiel. Theoretische RF werden für das Start- und Endmodell nach vier Iterationen berechnet. Der obere *spike*-ähnliche Wellenzug entspricht der P-Wellenform nach dem Dekonvolutions- und Stackingprozess.

3.1.2 Ergebnisse: Krustenmächtigkeiten und v_p/v_s -Verhältnisse

Um die Ergebnisse untereinander vergleichbar zu machen, wurde für die Berechnung der RF eine P-Wellengeschwindigkeit von 6.45 km/s angenommen. Dieser Wert entspricht dem globalen Mittelwert der krustalen Kompressionswellengeschwindigkeit (Christensen & Mooney, 1995). Auch das refraktionsseismische Profil KOTTAS (siehe dazu Abschnitt 3.2.2) und das in der Nähe der russischen Überwinterungsstation Novolazarevskaya (Novo) durchgeführte Experiment (Kogan, 1992) stützen diesen Wert. Durch ein refraktionsseismisches Experiment wurde eine Geschwindigkeit von 6.5 km/s für den südafrikanischen Kaapvaal-Kraton ermittelt (Durrheim & Green, 1992).

Wie auch für die Untersuchung der seismischen Anisotropie (siehe Kapitel 2.2) wurden die Registrierungen der in Abschnitt 1.3.1 beschriebenen temporären und permanenten Seismometerstationen nach starken Erdbeben im jeweiligen Aufzeichnungszeitraum untersucht. Dabei wurde nach Ereignissen gesucht, deren P-Wellen Ersteinsätze ein ausreichend hohes *signal-noise*-Verhältnis hatten. Da die Registrierzeiten der temporären Stationen sehr kurz waren, wurden die Zeitreihen noch zusätzlich nach PcP-, PKiKP-, PP- und PKP-Phasen untersucht.

Die konvertierten Signale P_s sind im ganzen Untersuchungsgebiet sehr gut zu beobachten (siehe Abb. 3.1-3), was auf einen hohen Impedanzkontrast zwischen Kruste und darunter liegendem Mantel hinweist. Die Mächtigkeit der Kruste nimmt von der Küste aus in Richtung der beiden Gebirgszüge Wohlthat-Massiv im zentralen DML und Kottas im westlichen DML zu (siehe Abb. 3.1-4). Diese Krustenzunahme deckt sich mit den Modellen der Refraktionsseismik. Innerkrustale Strukturen, zu erkennen an Signalen, die vor der direkt konvertierten Phase P_s liegen, können für die temporären Stationen nicht in Betracht gezogen werden. Aufgrund der geringen Anzahl an RF, die für die Stapelung verwendet wurden, können diese Signale durch Rauschen erzeugt worden sein. Anders verhält es sich für die Stationen Novo und SNAA. Für Letztere kann durch die Stapelung von 138 einzelnen RF davon ausgegangen werden, dass zufallsbedingtes Rauschen minimiert wurde und nur noch "echte" Signale auf der Summenspur zu finden sind.

Die Seismometerstationen sind im Untersuchungsgebiet weit verteilt, deshalb werden die Krustentiefen und v_p/v_s -Verhältnisse nach Regionen getrennt vorgestellt.

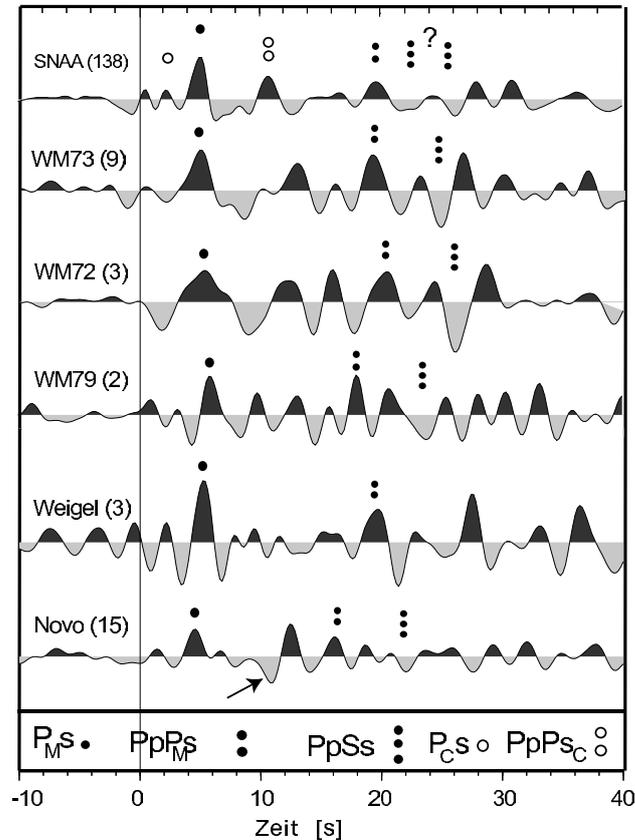


Abbildung 3.1-3: Summenspuren aller Stationen, für die eine RF berechnet werden konnte. Die direkt an der Moho konvertierte Phase (P_Ms) wurde mit einem schwarzen Kreis gekennzeichnet. Die möglichen krustalen Multiplen ($PpPs$ und $PpSs$) wurden mit jeweils zwei bzw. drei schwarzen Punkten markiert. Für die Station SNAA konnte eine innerkrustale Struktur identifiziert werden, die sowohl eine direkt konvertierte Phase als auch eine Multiple erzeugte (offene Kreise). Die Einsatzzeit des $PpSs$ -Signals für die Station SNAA ist nicht eindeutig. Für die Station Novo deutet ein Pfeil auf die negative Phase bei ca. 10 s, die auf eine Schicht erniedrigter Geschwindigkeit hinweist, evtl. im Mantel liegend. Die dem Stationsnamen folgende Zahl gibt die Anzahl der Einzelspuren an, aus denen die Summenspur resultiert.

Novo und das Wohlthat-Massiv im zentralen DML

Die Krustenmächtigkeit unterhalb der Station Novo beträgt 42 km (siehe Abb. 3.1-4). Dies deckt sich ungefähr mit den 40 km, die Kogan (1992) durch die Interpretation eines refraktionsseismischen Experimentes ermittelte. Bemerkenswert ist ein negatives Signal auf der Summenspur, das ungefähr 10 Sekunden nach der P-Welle die Station erreicht (siehe Abb. 3.1-3, durch einen Pfeil gekennzeichnet) und auf eine Zone mit erniedrigter Geschwindigkeit hinweist (*low velocity zone, LVZ*). Eine LVZ innerhalb des Mantels könnte dieses Signal erzeugt haben, wie durch eine Vorwärtsmodellierung gezeigt werden konnte (siehe Abb. 8 der Publikation in Anhang B). Wie in Abschnitt 3.1.1 erwähnt

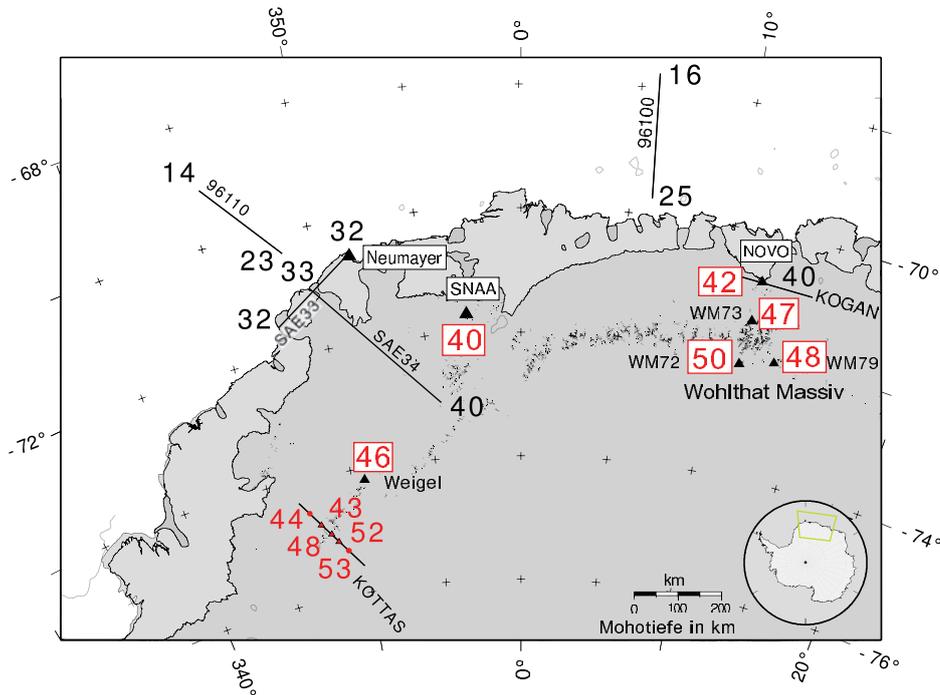


Abbildung 3.1-4: Krustenmächtigkeiten (in km) des Dronning Maud Landes. Die Kruste nimmt von der Küste gen Inland zu, mit Maxima unter den Gebirgen Wohlthat-Massiv und Kottas. Krustentiefen, berechnet durch Receiver Funktionen, sind rot umrandet. Die neu ermittelten Krustentiefen im Kottasgebirge, bestimmt durch das refraktionsseismische Experiment KOTTAS, sind in Rot dargestellt. Schwarze Werte repräsentieren bereits veröffentlichte Krustentiefen von Kogan (1992) (Profilkennungen KOGAN), Kudryavtzev et al. (1991) (Profilkennung SAE33, SAE34) und Jokar et al. (2004) (Profilkennungen 96110, 96100).

wurde, ist das Modell ohne zusätzliche Informationen allerdings nicht eindeutig. Die im Rahmen dieser Dissertation durchgeführte Untersuchung seismischer Anisotropie gibt jedoch durch die Präsenz eines geschichteten anisotropen Mediums im Oberen Mantel einen Hinweis darauf (siehe Kapitel 2.3.2).

Die Krustenmächtigkeit in Richtung des weiter südlich gelegenen Wohlthat-Massives (WTHM) nimmt bis zur nördlichen Station WM73 (siehe Abb. 3.1-4) um fünf Kilometer zu. Mit Hilfe der RF konnte eine Krustenmächtigkeit von 47 km ermittelt werden. Bis zum südlichen Ende des WTHM lässt sich eine orogene Wurzel vermuten, da unterhalb der Station WM72 die Kruste eine Mächtigkeit von 50 km annimmt. Weiter östlich unter der Station WM73 erreicht die Kruste eine Tiefe von 48 km. Die Zunahme der Krustenmächtigkeit resultiert vermutlich aus der Panafrikanischen Kollision zwischen den Kontinenten Ost- und Westgondwana vor ~ 500 Ma. Die ermittelten Tiefenangaben stimmen in ihrer Größenordnung mit dem Durchschnittswert der Krustenmächtigkeit von 46 km unterhalb von Gebirgen gut überein (Christensen & Mooney, 1995).

Das v_p/v_s -Verhältnis für die drei Stationen Novo, WM72 und WM73 ist relativ einheitlich und zeichnet sich durch einen niedrigen Wert von 1.67 ± 0.02 aus. Dies spricht für eine Kruste, deren Komposition quarzreich (felsisch) ist (Zandt & Ammon, 1995) und gegen eine mafische Kruste. Der Durchschnittswert für eine kontinentale Kruste liegt bei 1.76 (Christensen & Mooney, 1995). Für die östlichst gelegene Station WM79 wurde dieser Wert ermittelt. Es sei darauf hingewiesen, dass der verlässlichste Wert angegeben werden kann, wenn die direkt konvertierte Phase P_s und die zwei Multiplen in die Berechnungen eingehen. Für die Station WM79 wurde die Multiple $PpPs$ nicht berücksichtigt, da sich diese durch eine Vorwärtsmodellierung eines IASPEI-Modelles nicht eindeutig identifizieren ließ (siehe Abb. 7 der Publikation in Anhang B).

Das erniedrigte v_p/v_s -Verhältnis im zentralen DML könnte die Idee einer Ablösung (Delamination) der dichteren Unterkruste aufgrund von Krustenzunahme während der Panafrikanischen Orogenese unterstützen. Dies wird in Roland (2002) diskutiert. Allerdings ist diese Aussage zum gegenwärtigen Zeitpunkt spekulativ, da eine sehr geringe Anzahl an Receiver Funktionen insbesondere für die Stationen im Wohlthat-Massiv für die Bestimmung des v_p/v_s -Verhältnis verwendet werden konnte.

Weigel-Nunatak und SNAA im westlichen DML

Die Krustentiefe unterhalb der Seismometerstation Weigel-Nunatak im Kottasgebirge wurde auf 46 km bestimmt. Das v_p/v_s -Verhältnis beträgt 1.73 und liegt innerhalb des Toleranzbereiches, der für den Durchschnittswert einer kontinentalen Kruste von Christensen & Mooney (1995) mit 1.76 angegeben wird. Eine Projektion der Station auf das in der Nähe liegende Refraktionsprofil KOTTAS zeigt in ihren Krustenmächtigkeiten eine gute Übereinstimmung (siehe Abb. 11 der Publikation in Anhang B).

Durch die große Anzahl an individuellen RF für die Station SNAA kann auf der Summenkurve ein positives Signal bei ca. zwei Sekunden einer innerkrustalen Struktur zugeordnet werden (siehe Abb. 3.1-3, gekennzeichnet als offener Kreis). Die Multiple dieser Struktur bei ca. elf Sekunden ließ sich durch die Berechnung von synthetischen RF für ein einfaches Erdmodell mit graduelltem Übergang der Diskontinuitäten identifizieren (siehe Abb. 7 der Publikation in Anhang B). Das Wertepaar Krustentiefe und v_p/v_s -Verhältnis kann mit dem Verfahren nach Zhu & Kanamori (2000) nicht eindeutig bestimmt werden (siehe Abb. 6 der Publikation in Anhang B). Es wurde eine Krustentiefe von 52 km mit korrespondierendem v_p/v_s -Verhältnis von 1.61 ermittelt. Das zweite Wertepaar beträgt 40 km und 1.80. Diese Zweideutigkeit beruht auf der Doppeldeutigkeit der Multiplen $PpSs$, was in Abb. 3.1-3 durch ein Fragezeichen angedeutet wird. Für das Wertepaar mit

der größeren Krustenmächtigkeit wurde das negative Signal bei 26 Sekunden innerhalb des Summierungsalgorithmus nach Zhu & Kanamori (2000) berücksichtigt, während das alternative Wertepaar durch das Signal bei 22 Sekunden ermittelt wurde. Diese Doppeldeutigkeit weist auf einen komplexeren Untergrund unterhalb SNAA hin, der nicht durch ein einfach geschichtetes Erdmodell beschrieben werden kann. Die Untersuchung seismischer Anisotropie aus den Registrierungen für SNAA deckt sich mit dieser Aussage (siehe Kapitel 2.3.3).

Die Krustentiefe von 40 km liegt in der Größenordnung derjenigen Werte, die für das südliche Afrika angegeben werden. Nguuri et al. (2001) folgend liegt die durchschnittliche Krustenmächtigkeit des Kalahari-Kaapvaal-Kratons bei 38 km. In Anlehnung an diesen Wert ist eine 40 km mächtige Kruste unterhalb SNAA realistischer. Das zu diesem Wert gehörige v_p/v_s -Verhältnis von 1.80 deutet auf eine mafische Kruste hin. Durch den Gondwanaaufbruch im Jura, der im Küstenbereich des DML initiiert wurde, könnte es zu Intrusionen von basaltischem Magma in die Kruste gekommen sein, was sich heute in einem höheren v_p/v_s -Verhältnis widerspiegelt. Solche basaltische Intrusionen wurden auch von Ferraccioli et al. (2005) durch eine Auswertung eines aerogravimetrischen Datensatzes in Erwägung gezogen. Die Station SNAA liegt auf dem Felsplateau Vesleskarvet, der aus Gabbro besteht. Für dieses magmatische Gestein plutonischen Ursprungs wurde durch Laboruntersuchungen ein höheres v_p/v_s -Verhältnis von 1.87 ermittelt (Tarkov & Vavakin, 1982). Ein weiteres Argument für die Wahl des zweiten Wertepaares liefert eine Untersuchung von Nair et al. (2006). Er zeigt, dass sich sowohl das erhöhte v_p/v_s -Verhältnis als auch der diffuse Charakter der Moho unterhalb des Bushvelt-Komplexes (~ 2 Ga) in Südafrika eventuell auf basaltische Intrusionen in der Kruste zurückführen lassen.

3.2 Refraktionsseismik

Eines der wenigen refraktionsseismischen Experimente in der Antarktis wurde während des polaren Sommers 1989/1990 im Kottasgebirge über die Heimefront Scherzone hinweg durchgeführt. Das Profil hat eine Auslage von rund 200 km und wird in Kapitel 1.3.2 näher vorgestellt. Die Auswertung dieses Profils und insbesondere die Erstellung eines Krustenmodells durch Modellierung der direkten P-Wellen und der an der Moho reflektierten Wellen (PmP) wird im Folgenden vorgestellt. Die Modellierung erfolgte durch ein *ray tracing* mit dem Programm RAYINVR von Zelt & Smith (1992).

3.2.1 Refraktionsseismische Vorarbeiten

Refraktionsseismische Experimente wurden in den vergangenen Jahrzehnten in der Antarktis see- und landseitig durchgeführt. Begonnen wurde 1969 mit zwei sich kreuzenden

seismischen Weitwinkelprofilen von insgesamt 430 km Länge nahe der russischen Station Novolazarevskaya (Novo) im zentralen DML (siehe Abb. 3.1-4, Profilkennung KOGAN). Hierbei wurde eine nach Süden hin zunehmende Krustenmächtigkeit ermittelt. Nahe der Küste beträgt die Krustentiefe rund 29 km, wohingegen kontinenteinwärts Mächtigkeiten von 40 km ermittelt wurden (Kogan, 1992).

1985/86 wurden die ersten refraktions-/reflektionsseismischen Messungen im westlichen DML durchgeführt (Hungeling & Tyssen, 1991). Mit den relativ kurzen Profilen nahe der Kottasberge wurde lediglich die obere Kruste mit einer permischen Sedimentschicht von 1-2 km Mächtigkeit erfasst.

Kudryavtzev et al. (1991) publizierten einen Schnitt durch die Kruste des Grunehogna-Kratons (Profilkennungen SAE33, SAE34). Senkrecht zum Kontinentalrand und ausgehend von der Küste, wo die Krustenmächtigkeit 33 km vorweist, zeigt sich auch hier eine Zunahme der Krustenmächtigkeit auf 40 km in Richtung der südwärts gelegenen Gebirgszüge (siehe Abb. 4.2-5 in Kap. 4.2.2).

In direkter Verlängerung zu diesem Profil wurde im Südsommer 1996/1997 ein refraktionsseismisches Experiment im Weddell Meer durchgeführt (Jokat, 2004). Entlang dieses Profils (Profilkennung 96100) zeigt sich der Übergang zwischen kontinentaler und ozeanischer Kruste zwischen Profilkilometer 150 und 210. Modelliert wurde eine kontinentale Kruste mit 23 km Mächtigkeit und eine ozeanische Kruste von 15 km Dicke. Die gedehnte kontinentale Kruste ist höchstwahrscheinlich von vulkanischem Material intrudiert worden (Jokat, 2004, siehe Abb. 4.2-4 in Kap. 4.2.2).

In der Lazarev See, im zentralen DML, zeigt ein weiteres refraktionsseismisches Experiment (Profilkennung 96100) eine leicht verdickte ozeanische Kruste, die eine Mächtigkeit von 10 km annimmt. Der weiter südwärts gelegene geriffelte Kontinentalrand erreicht eine Krustendicke von ca. 25 km (Jokat, 2004).

3.2.2 Ergebnis: Krustenstruktur unterhalb des Kottasgebirges

Durch Modellierung der Ersteinsatzzeiten der direkten Welle (Pg) und der an der Moho reflektierten (PmP) wurde ein Krustenmodell erstellt, das sich im Modell insbesondere durch einen Sprung der Mohotiefe von ca. 7 km auszeichnet (siehe Abb. 10 der Publikation in Anhang B). Wie dort auf dem oberen Bild zu sehen ist, werden die gepickten Einsatzzeiten innerhalb ihrer Unsicherheiten von ± 50 ms für die Pg und ± 150 ms für die PmP vom theoretischen Modell gut getroffen. Die Mächtigkeit der Kruste ist für den südlichen Bereich mit über 50 km ausgeprägter als für den nördlichen Profilbereich, wo sie ca. 45 km annimmt. Aus dem Verlauf der PmP-Laufzeitkurven kann auf eine leichte Krustenzunahme ab ungefähr Profilkilometer 110 in nördliche und südliche Richtung ge-

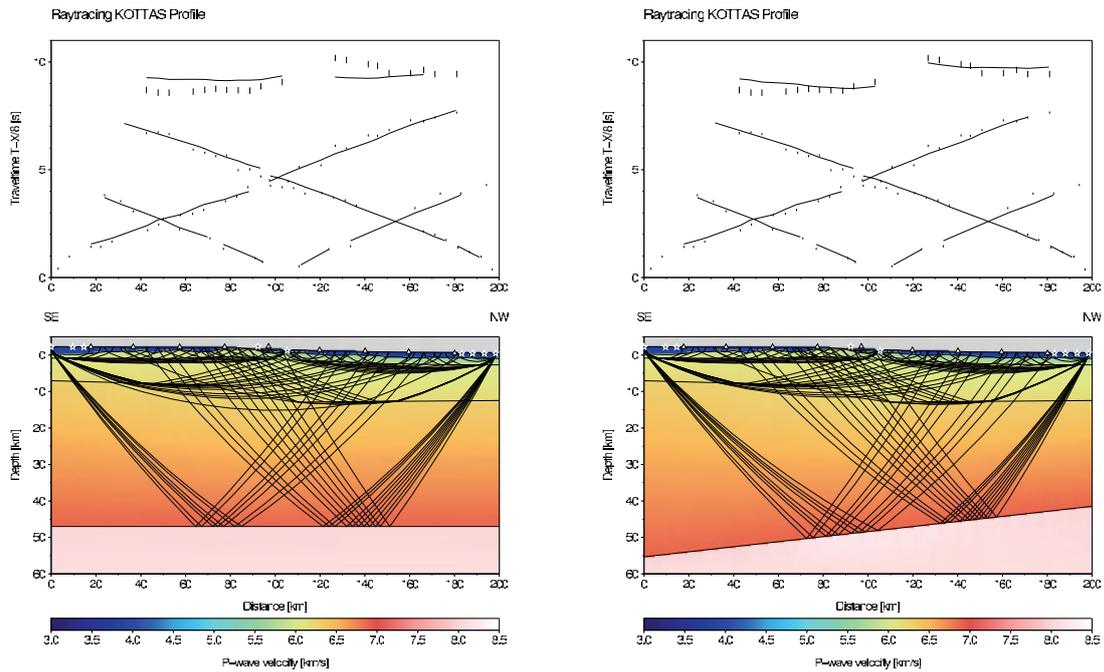
geschlossen werden. Die Stufe wird mit einer Suturzone in Verbindung gebracht, welche das Kottasgebirge vom weiter südlich gelegenen panafrikanisch überprägten Ostantarktischen Kraton trennt. Mit der Pg-Phase konnte die Suturzone aufgrund des zu großen Stationsabstand nicht modelliert werden.

In den Abbildungen 3.2-5 a-d werden Modelle gezeigt, die die Charakteristik des Krustenverlaufs zeigen. Deutlich wird, dass ein geneigter Kruste-Mantel-Übergang die beobachteten Laufzeiten erklärt. Auch die Lage der Laufzeitkurven, deren Niveau sich um ca. eine Sekunde unterscheidet, lässt diese Folgerung zu. Im Folgenden wird die Diskussion beschränkt auf die PmP-Phasen und deren Laufzeitkurven, da sich lediglich aus ihnen eine Vorstellung des Krustenverlaufs ableiten lässt. Abbildung 3.2-5a zeigt ein Modell mit horizontal verlaufender Kruste. Die gepickten Laufzeiten und Modellwerte stimmen unzureichend überein. Für das Modell in Abb. 3.2-5b ist durch die geneigte Schicht der rechte Laufzeitast, der den südlichen Krustenverlauf widerspiegelt, relativ gut angepasst, wohingegen der linke Laufzeitast (nördlicher Krustenbereich) sich nicht mit den gepickten Einsatzzeiten deckt. In Abb. 3.2-5c wurde ein Modell mit einer zu b) umgekehrt geneigten Schicht angenommen. Der linke Laufzeitast (dieser entspricht dem nördlichen Bereich der Kruste) trifft die gepickten PmP-Einsätze der im Norden des Profils durchgeführten Schüsse, während der rechte Laufzeitast nicht deckungsgleich mit den PmP-Einsätzen der Südschüsse ist. Für das Modell in Abb.3.2-5d werden durch die Modellierung einer Stufe in der Mitte des Profils beide Laufzeitkurven sehr gut angepasst. Der Nachteil dieses Modells gegenüber dem Modell der Publikation (Abb. 10 der Publikation in Anhang B) liegt in der mangelnden Strahl-Überdeckung, da der südliche Bereich lediglich durch zwei einzelne Strahlwege getroffen wird.

3.3 Vergleich mit Krustenmächtigkeiten anderer Kontinente

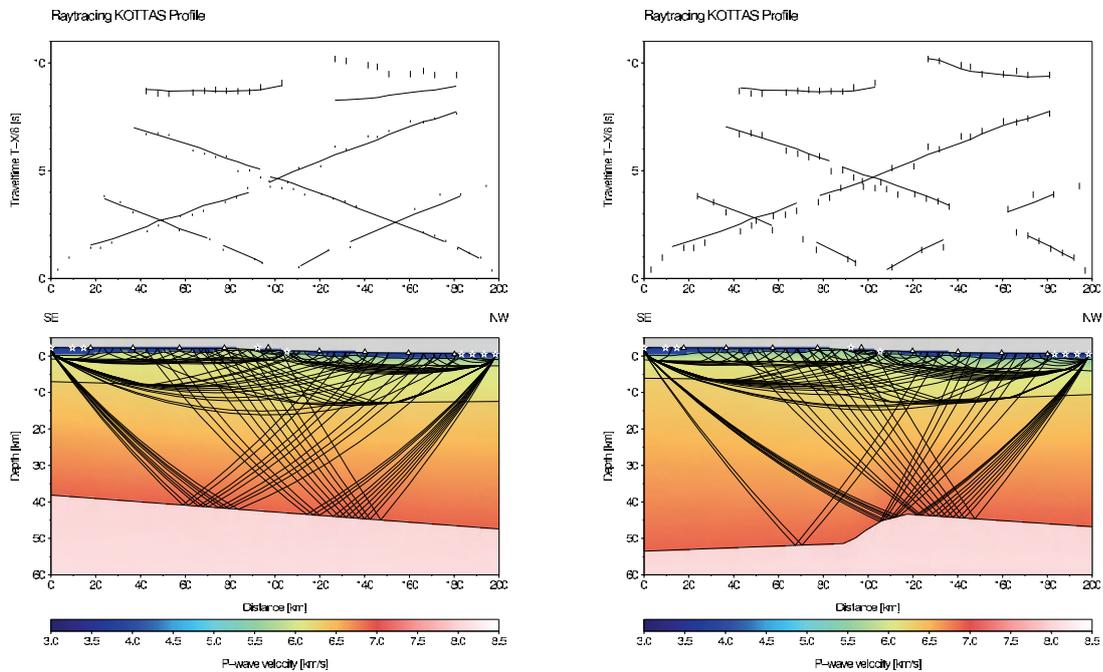
Durch die vorliegende Arbeit können erstmalig die Krustenmächtigkeiten des Untersuchungsgebietes mit denen der Fragmente Gondwanas verglichen werden (siehe Abb. 13 der Publikation in Anhang B). Die krustale Struktur unterhalb des südlichen Afrikas wurde durch zwei voneinander unabhängige Studien ermittelt (Nair et al., 2006, Nguuri et al., 2001), die bis auf wenige Ausnahmen gut übereinstimmen. Die Tiefe der Moho liegt zwischen 40 und 50 km unterhalb des mesoproterozoischen Namaqua-Natal-Gürtels. Diese geologische Formation wird im Untersuchungsgebiet in der Maudheim-Provinz fortgesetzt. Der Weigel-Nunatak und das refraktionsseismische Profil KOTTAS liegen dicht bei bzw. am südlichen Ende der Maudheim-Provinz. Ihre Krustenmächtigkeiten sind somit mit denen des Namaqua-Natal-Gürtels vergleichbar. Der Limpobo-Gürtel, die proterozoische Kollisionszone zwischen dem Zimbabwe-Kraton und dem weiter südwärts gelegenen Kaapvaal-Kraton, zeigt einen Übergang von einer undeformierten Kruste zu

Kruste des DML



(a) Modell mit horizontaler Moho. Die oberen PmP-Laufzeitkurven decken sich nicht mit den gepickten Einsatzzeiten.

(b) Modell mit geneigter Moho. Der rechte PmP-Laufzeitast, der die Kruste unterhalb der südlichen Stationen widerspiegelt, passt im Gegensatz zum linken die gepickten PmP-Ersteinsätze gut an.



(c) Modell mit geneigter Moho. Der linke PmP-Laufzeitast, der die Kruste unterhalb der nördlichen Stationen widerspiegelt, passt im Gegensatz zum rechten die gepickten Ersteinsätze gut an.

(d) Modell mit einer Stufe in der Moho. Die gepickten PmP-Ersteinsätze der nördlichen und südlichen Schüsse treffen die beiden Laufzeitkurven. Der südliche Teil wird nur durch zwei Strahlwege abgedeckt.

Abbildung 3.2-5: Krustenmodelle mit unterschiedlicher Mohotopographie

einer deformierten. Die Mohotiefe liegt zwischen 40 und 42 km unter dem Limpobogürtel, während weiter nördlich in Richtung des Zimbabwe-Kratons eine Krustentiefe von 37 km ermittelt wurde. Diese Abnahme der Krustenmächtigkeit zeigt sich ebenso in einem refraktionsseismischen Tiefenexperiment (Stuart & Zengeni, 1987). Variable Krustentiefen kennzeichnen auch das zentrale DML. Von der Station Novo aus, wo die Kruste eine Mächtigkeit von 42 km hat, nimmt die Krustenmächtigkeit in Richtung des südlich gelegenen Wohlthat-Massives bis auf 50 km zu. Das Wohlthat-Massiv wird als ein Teil des panafrikanischen *East African Antarctic Orogen* (EAAO) angesehen, das im Mozambique-Gürtel (südöstliches Afrika) fortgesetzt wird. Das mesoproterozoische Grundgestein (*Basement*) des Wohlthat-Massives wurde durch die panafrikanische Bildung von Gondwana überprägt (Jacobs et al., 2003b). Die verdickte Kruste des Gebirges entstand vermutlich durch diese Kollision.

Ein weiteres Gebiet in der Nähe des Untersuchungsgebietes, der Lützow-Holm-Komplex im westlichen Enderby Land, wurde durch die Panafrikanische Kollision beeinflusst. Die Krustendicke unterhalb der Station Syowa (SYO, 39°E, 69°S) wurde durch Berechnung von Receiver Funktionen auf 36 km bestimmt (Kanao et al., 2002). Durch Refraktionsseismik konnte eine leicht geneigte Mohotopographie ermittelt werden. An der Küste liegt die Moho 32 km tief, während sie im Inland 10 km tiefer liegt (Tsutsiu et al., 2001). Für das südliche Indien, das erst in der Kreidezeit von Gondwana abgetrennt worden war, wurde an der Station Trivandrum (TRVM) durch eine Analyse von Receiver Funktionen eine 39 km mächtige Kruste ermittelt (Kumar et al., 2001).

Die eben vorgestellten Krustenmächtigkeiten einiger Fragmente Gondwanas nehmen Werte zwischen 35 und 42 km für eine undeformierte Kruste an, während unterhalb von Orogenen die Krustenmächtigkeit zwischen 45 bis 52 km variiert. Diese Angaben decken sich mit den Werten, die mit Hilfe einer Dispersionsuntersuchung von Oberflächenwellen erzielt wurden (Ritzwoller et al., 2001). Die durchschnittliche Krustenmächtigkeit des Ostantarktischen Kratons wurde mit dieser Dispersionsuntersuchung auf ~ 40 km bestimmt, maximal erreicht sie 45 km.

3.4 Zusammenfassung

Aus der Berechnung von Receiver Funktionen und der Modellierung eines refraktionsseismischen Experimentes zeigt sich eine Kruste, die von der Küste in Richtung der weiter südlich gelegenen Orogene zunimmt. Die küstennahe Station Novo im zentralen DML hat eine 42 km mächtige Kruste, die bis zum Wohlthat-Massiv auf 47 km zunimmt. Über dieses Gebirge hinaus nimmt die Kruste innerhalb von ca. 100 km auf 50 km zu, so dass eine orogene Wurzel vermutet werden kann.

Die konvertierten Signale P_s der Receiver Funktionen sind für alle Gebiete gut zu identifizieren, was auf einen hohen Impedanzkontrast zwischen Kruste und darunterliegendem Mantel schließen lässt.

Bemerkenswert ist ein Offset von ca. 7 km in der Mohotopographie unterhalb des Kottasgebirges. Dieser wurde durch die Ersteinsätze der an der Moho reflektierten Welle (P_mP) des refraktionsseismischen Experimentes KOTTAS modelliert und wird interpretiert als eine Suturzone zwischen dem Kottasgebirge und dem im Süden anschließenden Ostantarktischen Kraton.

Da auch die multiplen Signale der Receiver Funktionen ($PpPs$ und $PpSs$) größtenteils identifiziert werden konnten, wurden mit der Methode nach Zhu & Kanamori (2000) die v_p/v_s -Verhältnisse unter den Seismometerstationen bestimmt. Das zentrale DML mit den Stationen Novo und den im Wohlthat-Massiv aufgestellten Stationen WM72 und WM73 zeichnet sich durch ein niedriges v_p/v_s -Verhältnis von 1.67 aus. Die Zusammensetzung der Kruste ist daher felsischer Natur und deutet auf eine Kruste mit einem hohen Quarz-Anteil hin.

Im westlichen DML wurde für die Kruste unterhalb der Station am Weigel-Nunatak ein v_p/v_s -Verhältnis von 1.72 und eine Krustenmächtigkeit von 46 km ermittelt. Die Krustentiefe stimmt gut überein mit einer Projektion der Seismometerstation auf das in der Nähe gelegene refraktionsseismische KOTTAS-Profil. Aus den Registrierungen der Station SNAA kann die Krustentiefe zu 40 km und das v_p/v_s -Verhältnis zu 1.80 festgelegt werden. Das höhere v_p/v_s -Verhältnis deutet eine mafische Zusammensetzung der Kruste an und kann mit basaltischen Intrusionen erklärt werden, die in Verbindung stehen mit dem jurassischen Gondwanaaufbruch.

Ein Vergleich mit publizierten Krustenmächtigkeiten und v_p/v_s -Verhältnissen vom südlichen Afrika zeigt eine sehr gute Übereinstimmung mit den Werten, die im Rahmen dieser Dissertation ermittelt wurden.

4 Modellierung des Schwerefeldes

Für die Modellierung von Potentialfeldern stehen zwei Methoden zur Verfügung, die sich bereits in ihren Ansätzen unterscheiden. Zum einen können sie direkt, ohne vorab die Parametrisierung für beispielsweise Dichten oder Krustenstrukturen festzulegen, interpretiert werden. Die Methoden der direkten Interpretation, unter die beispielsweise die Tiefenabschätzung von Körpern, die Feldfortsetzung oder Wellenlängenfilterung der Potentialfelddaten fallen, basieren häufig auf einer Wellenzahlanalyse (z.B. Degro, 1986). Zum anderen können Potentialfelder durch eine Vorwärtsmodellierung unter Berücksichtigung möglichst vieler Randbedingungen modelliert werden. Diese Randbedingungen legen den Aufbau des Grundmodells fest und sind eine notwendige Voraussetzung, um aufgrund der Mehrdeutigkeit in den Lösungen der Potentialfelder ein realistisches Modell zu erhalten.

Die Methode der Vorwärtsmodellierung in drei Dimensionen wird in diesem Kapitel vorgestellt. Sie wurde auf die aus aerogravimetrischen Messungen erzeugte einfache Bougueranomalie (BA) angewandt. Der Schwerpunkt lag dabei auf der Modellierung des regionalen langwelligen Anteiles der BA, welche die Krustenmächtigkeit bzw. die Tiefenlage der Moho bestimmt (z.B. Torge, 1986, Seite 105). Die geringe Anzahl an Randbedingungen, die innerhalb des großen Untersuchungsgebietes vorliegen, schließen die Modellierung kleinräumiger oberflächennaher Strukturen aus und legen ein einfaches Krustenmodell fest. Damit wird eine Überinterpretation des Modells vermieden. Die seismischen Detailinformationen, welche dem Modell seine Grenzen vorgaben, waren die durch Berechnung von Receiver Funktionen ermittelten Krustenmächtigkeiten (siehe Kapitel 3.1) und die aus refraktionsseismischen Messungen abgeleiteten Krustenstrukturen.

4.1 Grundlagen

Der Ausgangspunkt der Modellierung bildete die Freiluftanomalie (FA). Sie ist die Differenz zwischen der Freiluftschwere in einem bestimmten Punkt und der Normalschwere auf dem Bezugsellipsoid. Die Freiluftreduktion (δ_{FA}) geht von der Annahme aus, dass sich zwischen dem Beobachtungspunkt und dem Bezugsniveau keine Massen befinden. Näherungsweise kann sie durch

$$\delta_{FA} = 0.3086 \left[\frac{\text{mGal}}{\text{m}} \right] \cdot h \quad (7)$$

angegeben werden (z.B. Torge, 1986). Dabei ist h die Höhe des Messpunktes über dem Bezugsniveau in Metern.

Durch eine Subtraktion der Wirkung von Gesteinsmassen mit vertikaler Ausdehnung (δ_{BA}), die zwischen der Messtation und dem Bezugsniveau (im Allgemeinen der Meeresspiegel) liegen, wird die *einfache Bougueranomalie* (BA) errechnet. Diese Bouguerreduktion (δ_{BA}) berücksichtigt zum einen ein Massendefizit unterhalb des Bezugsniveaus, indem fehlende Massen mit einer fiktiven Masse, die eine sog. Reduktionsdichte erhält, aufgefüllt werden. Zum anderen werden für Messpunkte, die über dem Bezugsniveau liegen (z.B. Gebirge), Massenüberschüsse abgetragen. Die Wirkung wird dabei unter Annahme einer unendlich ausgedehnten Platte mit horizontalen oberen und unteren Begrenzungsflächen bestimmt, wodurch sich der Begriff der *Bouguerplattenreduktion* etablierte.

Allgemein kann mit folgender mathematischer Beziehung die Schwerewirkung δ_M einer unendlich ausgedehnten Platte der Masse M errechnet werden, wobei G der Gravitationskonstanten, ρ_M der Massendichte und h_M der vertikalen Ausdehnung der Masse entspricht (z.B. Berckhemer, 1990):

$$\delta_M = 2\pi G \rho_M h_M \quad (8)$$

Das Modell einer unendlich ausgedehnten, homogenen Platte für den tatsächlichen Geländeverlauf ist nur in flachem Gebiet eine ausreichende Näherung, so dass vor allem bei steiler Topographie eine sog. topographische bzw. Terrainkorrektur angebracht werden muss. Eine zusätzliche Reduktion um diesen Terraineffekt führt zur *vollständigen Bougueranomalie*.

Neben den Gesteinsmassen wurden noch zusätzlich die im Untersuchungsgebiet vorhandenen Wasser- und Eismassen berücksichtigt, so dass die einfache Bougueranomalie folgendermaßen errechnet wurde (z.B. Studinger, 1998):

$$BA = FA - \delta_{BA} - \delta_{EIS} - \delta_{WASSER} \quad (9)$$

Dabei entspricht FA der Freiluftanomalie, δ_{BA} berücksichtigt die Schwerewirkung der Gesteinsmassen, die ober- oder unterhalb eines Bezugsniveaus liegen, δ_{EIS} ist die Schwerewirkung des Eises und δ_{WASSER} die des Wassers.

4.2 Datenbasis

4.2.1 Kompilation der Schwerekarte

Freiluftanomalie

Für den kontinentalen Bereich zwischen ca. 15°W und 15°E und ca. 70°S und 78°S stand eine hochaufgelöste Freiluftanomalie zur Verfügung (S. Riedel, 2007, *pers. Mitt.*), die aus verschiedenen aerogravimetrischen Messungen als Teil des VISA-Projektes (siehe Kapitel 1.1) gewonnen wurde.

Für den ozeanischen Bereich wurde auf die Freiluftanomalie nach Laxon & McAdoo (1998) zurückgegriffen. Dieser Datensatz hat eine Auflösung von 7.5' in der Länge und 3.75' in der Breite und basiert auf satellitengestützten Messungen (GEOSAT und ERS-1). Das Zusammenfügen beider Datensätze zu einem einheitlichen mit gleichmäßigem Gitterpunktabstand von 2' erfolgte durch den *surface*-Interpolationsalgorithmus (Smith & Wessel, 1990) unter Anwendung der freien Software GMT (Wessel & Smith, 1991). Die resultierende Karte der Freiluftanomalie des Untersuchungsgebietes, die in Abb. 4.2-1 in einem polarstereographischen Koordinatensystem gezeigt wird, war der Ausgangspunkt zur Bestimmung der einfachen Bougueranomalie.

Sämtliche Abbildungen werden im Folgenden in einer konisch-konformen Lambertprojektion gezeigt, die zwei Standardparallele bei -75° und -69° und einen Zentralmeridian bei 0° hat.

Wasser- und Eismächtigkeiten

Mit Hilfe des bathymetrischen Datensatzes ETOPO2 (Sloss, 2001) und durch Anwendung der Gleichung (8) wurde die Schwerewirkung des Wassers (δ_{WASSER}) bestimmt. Sie nimmt einen maximalen Wert von 221 mGal bei einer Standarddichte von $1.03 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ im nordöstlichen Weddell Meer an (siehe Abb. 4.2-2a).

Mit größerem Aufwand war die Generierung einer Eismächtigkeitskarte verbunden. Sie wurde unter Verwendung mehrerer Quellen kompiliert (D. Steinhage, 2007, *pers. Mitt.*). Ein Datensatz wurde durch flugzeuggestützte EMR-Messungen (*electro magnetic radar*) im Rahmen des VISA-Projektes (siehe Kapitel 1.1) gewonnen. Datenlücken innerhalb dieses Datensatzes wurden aufgefüllt mit (1) BEDMAP-Daten (Lythe & Vaughan, 2001), (2) AWI internen Datensätzen (Steinhage, 2001) und (3) Daten, die der BAS (*British*

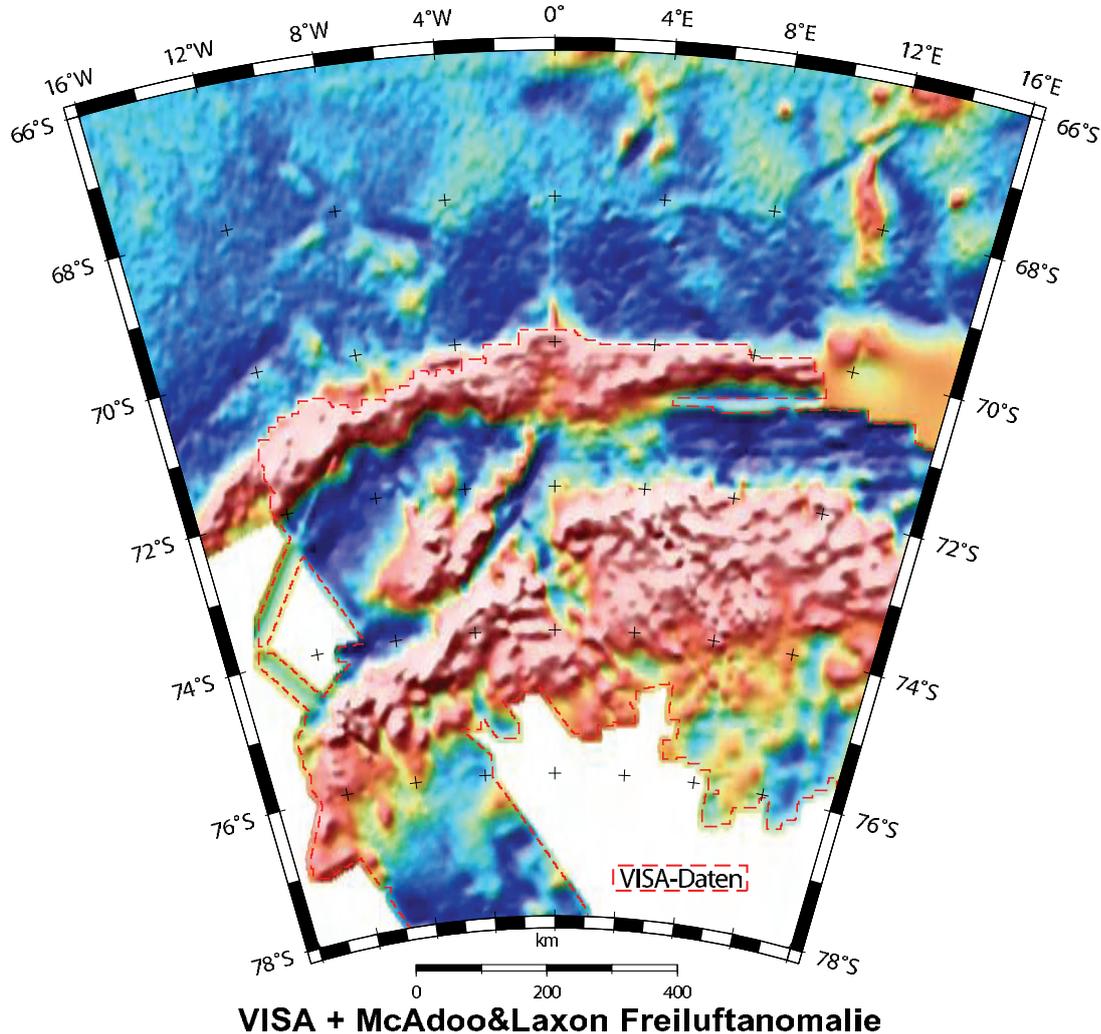


Abbildung 4.2-1: Freiluftanomalie des Untersuchungsgebietes. Ozeanseitig wurden Daten nach Laxon & McAdoo (1998) verwendet, während kontinentalseitig eine hochauflösende Freiluftanomalie (markiert durch eine rot gestrichelte Umrandung) zur Verfügung stand (S. Riedel, 2007, *pers. Mitt.*).

Antarctic Survey) erhoben und zur Verfügung stellte. Durch eine Kreuzungspunktanalyse dürfte sich der Fehler in der Bestimmung der Eismächtigkeit auf ca. 30 m belaufen (D. Steinhage, 2007, *pers. Mitt.*). Die maximale Schwerewirkung des Eises (δ_{EIS}) beträgt ca. 142 mGal, was in der Abb. 4.2-2b gezeigt wird.

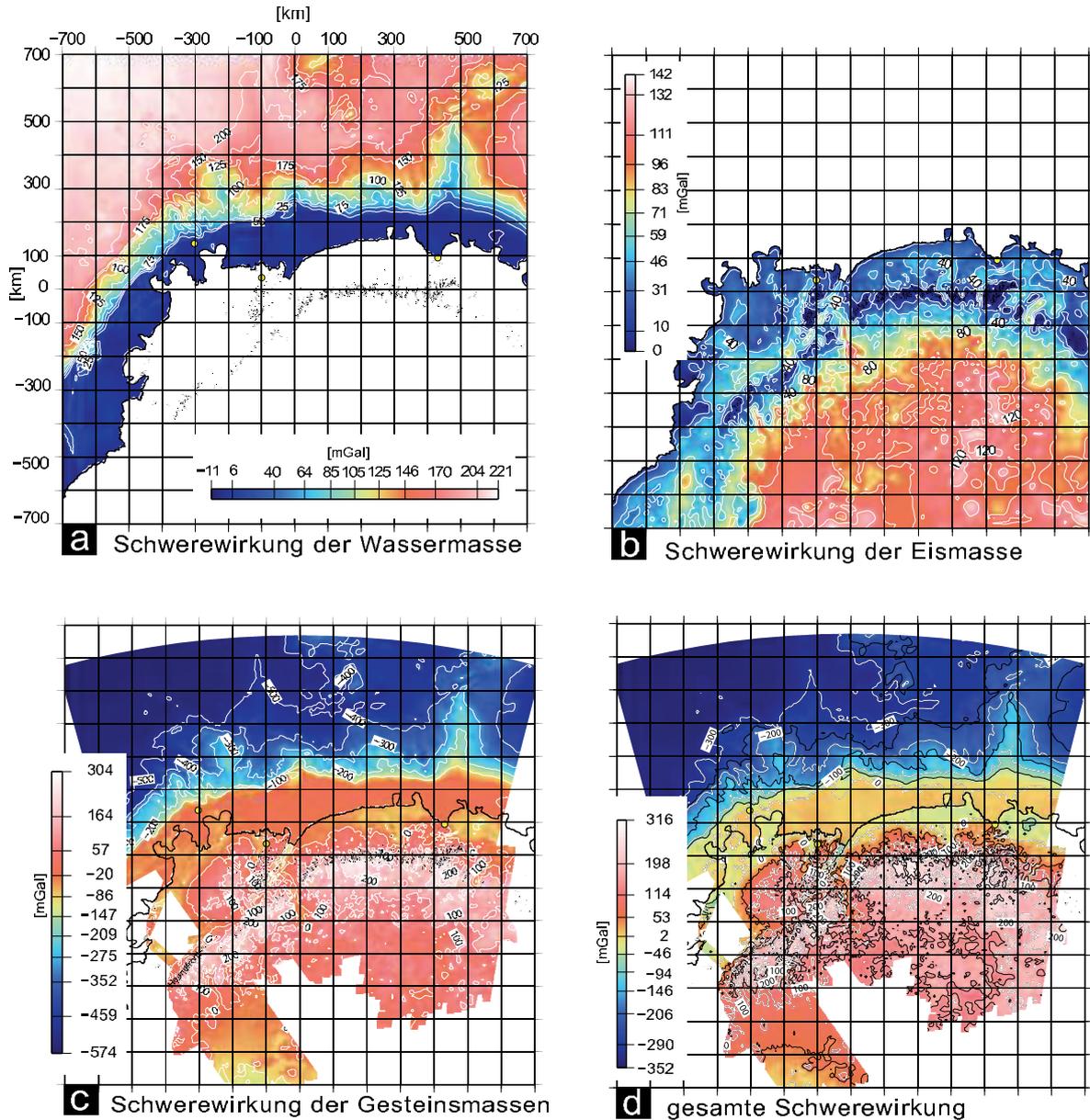


Abbildung 4.2-2: Schwerewirkungen, um die die Freiluftanomalie zur Berechnung der einfachen Bouguerschwere korrigiert wurde. (a) zeigt die Schwerewirkung des Wassers, welche einen maximalen Betrag von 221 mGal annimmt. (b) stellt die Schwerewirkung des Eises dar. Im südlichen Teil des Messgebietes beträgt sie maximal 142 mGal. (c) veranschaulicht die Schwerewirkung der Gesteinsmassen, die zwischen ca. -570 mGal im ozeanischen Bereich und 300 mGal für Gebirgsgegenden variiert. (d) zeigt den gesamten Reduktionsbetrag, der einen Wertebereich von ca. ± 320 mGal annimmt

Topographie

Um die Schwerkraftwirkung der Gesteinsmassen über bzw. unter dem Bezugsniveau zu ermitteln, wurde ein Höhenmodell erstellt, das sich aus verschiedenen Quellen zusammensetzt. Der marine Teil des Grids bestand aus dem bereits erwähnten bathymetrischen Datensatz ETOPO2 (Sloss, 2001). Der kontinentale Teil wurde aus den bereits vorgestellten Eismächtigkeiten und einem Datensatz erzeugt, der die Eisoberfläche enthält. Letzterer basiert auf dem digitalen Geländemodell RAMP (*Radarsat Antarctic Mapping Project*, Liu et al., 2001). Durch Subtrahieren der Eismächtigkeiten vom Höhenwert der Eisoberfläche entstand das subglaziale Relief. Dieses wurde mit den Daten des marinen Höhenmodells zusammengefügt und anschließend mit der 'surface'-Interpolation unter Anwendung der freien Software GMT geglättet.

In Abb. 4.2-2c ist die Gesteinsmassenreduktion (δ_{BA}) dargestellt, die mit einer Reduktionsdichte von $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ berechnet wurde. Innerhalb des Messgebietes variiert der Wert zwischen ca. -570 mGal im ozeanischen Bereich und 300 mGal für Regionen mit ausgeprägter, über dem Meeresniveau liegender Topographie. Interessanterweise liegen weite Teile des Ostantarktischen Kratons im westlichen DML (ab ca. südlich der Kottasberge) unter dem Meeres- bzw. Bezugsniveau.

Einfache Bougueranomalie

Die einfache Bougueranomalie (BA) wurde unter Anwendung der Gleichung (9) im Rahmen dieser Dissertation deshalb erzeugt, weil durch ihre Verwendung die eigentliche 3D-Schweremodellierung effizienter zu bewerkstelligen war und sie zum Zeitpunkt der Modellierung noch nicht vorlag. Sie wurde ohne die sog. Terrainkorrektur bestimmt, welche den Einfluss der Topographie in der näheren Umgebung des Messpunktes berücksichtigt. Für ihre Berechnung ist ein digitales Geländemodell notwendig, welches im Messgebiet jedoch nicht vorliegt.

Abbildung 4.2-3 zeigt die ermittelte einfache BA und die Randbedingungen, die in Abschnitt 4.2.2 vorgestellt werden. Sie nimmt Werte zwischen ca. 350 mGal für das ozeanische Gebiet und ca. -250 mGal für den kontinentalen Bereich des Untersuchungsgebietes an. Im Speziellen unterscheidet sich der Ostantarktische Kraton in seinem Schwereniveau für das westliche DML und zentrale DML um ca. -100 mGal. Während im zentralen DML ca. -160 mGal erreicht werden, nimmt die BA im westlichen DML ca. -60 mGal an. Im marinen Bereich erreicht die BA des Weddell Meeres mit ca. 300 mGal einen um 50 mGal größeren Wert als für die Lazarev See des zentralen DML. Entlang der Gebirgszüge erreicht die BA ca. -100 mGal. Ein Vorzeichenwechsel in der BA findet im Übergang vom Kontinent zum marinen Bereich statt.

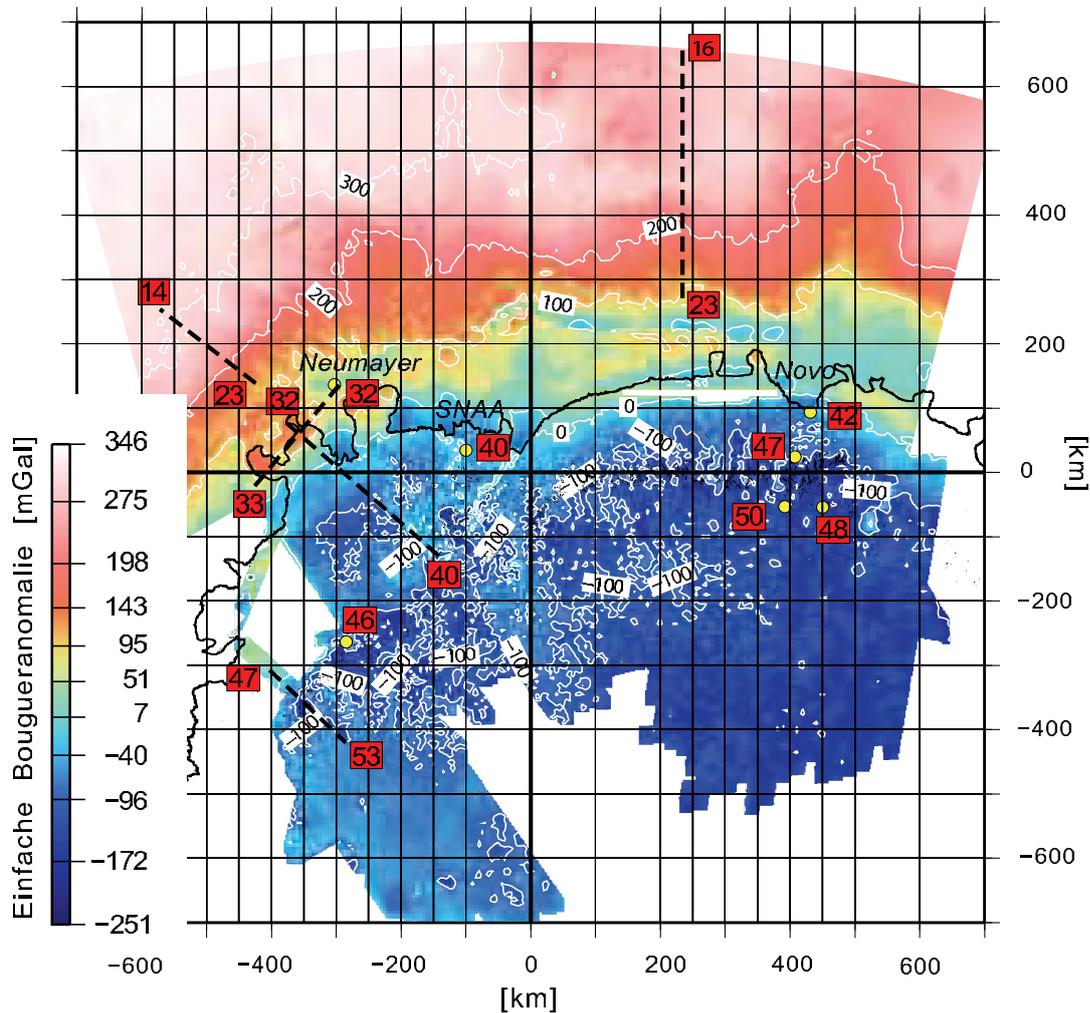


Abbildung 4.2-3: Einfache Bougueranomalie des Untersuchungsgebietes. Sie umfasst einen Wertebereich von ca. 350 mGal im ozeanischen Bereich und -250 mGal für den Kontinent. Die tot unterlegten Zahlenwerte entsprechen den Krustenmächtigkeiten in km, die durch Berechnung von Receiver Funktionen und aus der Refraktionsseismik bekannt sind und als Randbedingungen bei der Modellierung eingingen. Für alle senkrechten Linien des Koordinatensystems wurde eine Ebene mit einem Dichtemodell erstellt. Die schwarz gestrichelten Linien sind publizierte refraktionsseismische Experimente, von denen ein Krustenquerschnitt existiert.

Im Untersuchungsgebiet gibt es zwei veröffentlichte Karten der BA. Zum einen wurde im Bereich der russischen Station Novo im zentralen DML im Rahmen der GeoMaud-Expedition 1995/96 an ca. 170 Punkten der Schwerewert gemessen und die BA ermittelt (Reitmayr, 2005). Zum anderen wurde eine BA von Ferraccioli et al. (2005) aus aerogravimetrischen Daten für das Gebiet um den Jutul-Penck-Graben nahe der südafrikanischen Station Sanae IV bestimmt. Ein Vergleich mit diesen beiden BA, die jedoch im Gegensatz zu dem vorliegenden Datensatz nur kleinräumig existieren, zeigt eine gute Übereinstimmung mit der im Rahmen dieser Dissertation ermittelten.

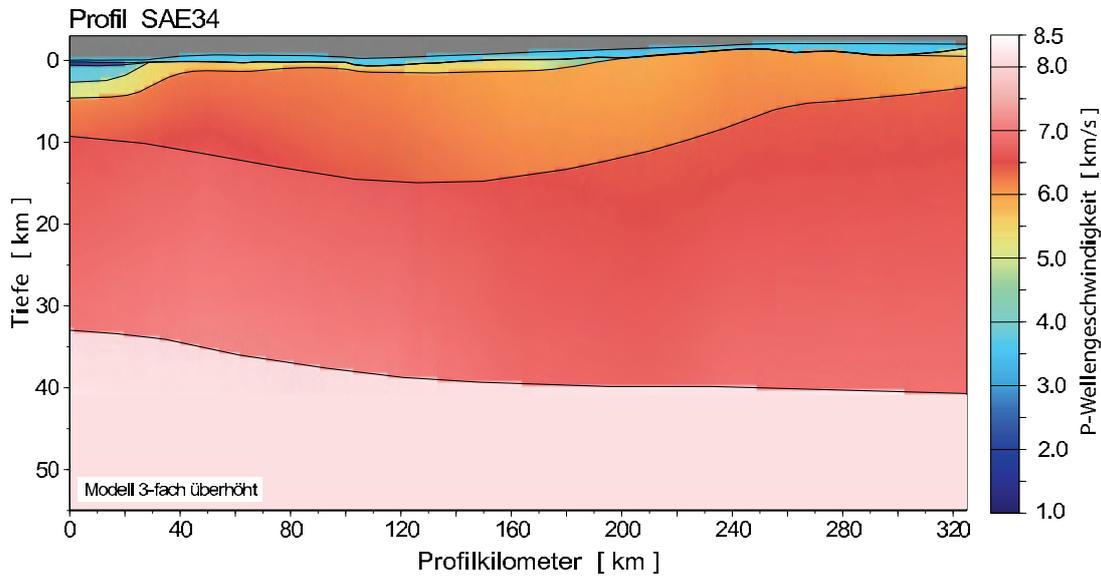


Abbildung 4.2-5: Schnitt durch die Kruste des Grunehogna-Kratons (Kudryavtzev et al., 1991). Die Tiefenlage der Moho unterhalb des Profils SAE34 nimmt von der Küste ausgehend in Richtung Landesinnere zu. Profillage siehe Abb. 3.1-4

Christensen & Mooney (1995) in Dichtewerte umgerechnet wurden, als erste Datenbasis.

4.3 3D-Modellierung der Potentialfelddaten mit IGMAS

Für die dreidimensionale Modellierung des Schwerepotentials wurde das Programmpaket IGMAS (*Interaktives Gravimetrisches und Magnetisches Auswertesystem*) verwendet (z.B. Götze & Lahmeyer, 1988). IGMAS beinhaltet ein interoperables 3D-Geoinformationssystem (IOGIS) um Zusatzinformationen als Randbedingungen für das Modell zur Verfügung zu stellen (z.B. Schmidt & Götze, 1998). Mit IGMAS wird die Schwerewirkung im Stationsniveau eines geologischen Untergrundmodells durch eine numerische Vorwärtsmodellierung berechnet. Das Untersuchungsgebiet wird in parallele Ebenen aufgeteilt, die möglichst senkrecht zur Streichrichtung der geologischen Hauptanomalien verlaufen. Basierend auf den Randbedingungen werden entlang der Ebenen Vertikalschnitte erstellt, die über alle Ebenen hinweg verbunden werden (siehe Abb. 4.3-6). Dies erfolgt durch Triangulation zusammenhängender Körper, die sich mindestens über zwei Ebenen hinweg erstrecken. Die Oberfläche der einzelnen Körper wird dabei durch Dreiecke angenähert. Mittels des *Gauß'schen Intergralsatz des Raumes* und dem *Satz von Green* wird die Schwerewirkung der Dreieckskanten in eine Schwerewirkung dreidimensionaler Körper transformiert (Götze, 1978).

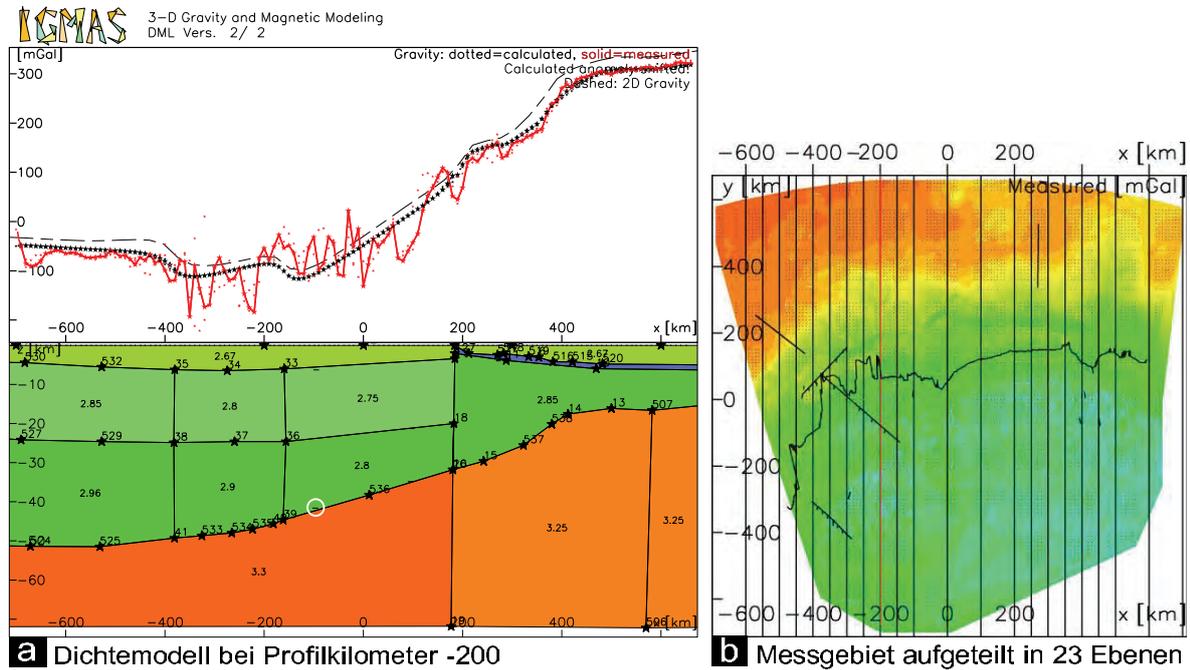


Abbildung 4.3-6: Krustenaufbau einer Ebene. (a) zeigt ein Schnitt durch die Kruste bei Profilkilometer -200, wie er durch das Programm IGMAS am Bildschirm ausgegeben wird. Die Kruste ist durch Körper konstanter Dichte aufgebaut. Die beiden oberen Kurven sind die gemessenen Schwerewerte (rote Linie) und die aus dem Krustenmodell berechnete (schwarze Linie). Die kleinen waagrechten Striche (markiert durch einen weißen Kreis) sind Krustentiefen des seismischen Profils 96100. (b) zeigt die Bougueranomalie des modellierten Gebietes mit seinen 23 Ebenen (senkrechte Ordinatenachsen).

Um eine möglichst gute Anpassung an das tatsächliche Schwerefeld zu erhalten, werden unter Berücksichtigung der Randbedingungen, die im Rahmen der oben erwähnten IOGIS-Funktionalität bereitgestellt werden, interaktiv sowohl Geometrie als auch Dichtewerte der Modellkörper angepasst. Als Randbedingungen für das Modell können Geschwindigkeitsparameter, Datensätze geologischer Einheiten, Oberflächengeologie, Ergebnisse aus Bohrlochmessungen, reflexions- bzw. refraktionsseismische und seismologische Resultate implementiert werden. Die Integration von Randbedingungen verbessert die Plausibilität des Modells.

Die Abbildung 4.3-6a zeigt die IGMAS-Bildschirmausgabe eines vertikalen Krustenquerschnittes, der durch Modellkörper konstanter Dichte aufgebaut wird. Die darüberliegenden Kurven zeigen zum einen die (ungefilterten) gemessenen Schwerewerte (in Rot) und zum anderen die aus dem Dichtemodell durch Triangulation berechneten Schwerewerte (in Schwarz). Durch die Modellkörper wurde das langwellige Signal der Bougueranomalie angepasst, das durch die Tiefenlage der Moho verursacht wird. Rechts daneben in

Abb. 4.3-6b ist das Untersuchungsgebiet, das durch 23 parallele Ebenen aufgeteilt wird, mit der gemessenen Bougueranomalie dargestellt.

4.4 3D-Schweremodellierung des DML

Für die 3D-Modellierung wurde das Messgebiet, das ca. 1.500.000 km² umfasst³, in 23 Nord-Süd orientierte parallele Ebenen mit einer Länge von 1400 km unterteilt. Im zugrunde liegenden Lambert-Koordinatensystem wurden die Ebenen ausgehend vom Koordinatenursprung, der in der Mitte des Messgebietes bei der geographischen Länge 0° und der geographischen Breite -72° liegt, von Osten nach Westen gleichmäßig verteilt. Die senkrechte Ebene bei Profilkilometer Null trennt in etwa das westliche DML vom zentralen DML. Wo Randbedingungen vorlagen, wurde ein Ebenenabstand von 50 km gewählt, ansonsten wurde ein Abstand von 100 km als ausreichend erachtet (siehe Abb. 4.3-6b), um den langwelligen Anteil der Bougueranomalie zu modellieren. Somit verteilen sich die Ebenen bezüglich ihres Lambert-Koordinatensystems in Ebenen mit negativen und positiven Abszissen- und Ordinatenwerte.

Ausgehend von der Ebene -300 im westlichen DML, welche vier Randbedingungen beinhaltete, wurden die Dichten und Geometrien der Körper sukzessive modifiziert. An der Tiefenlage der Moho wurde weitestgehend festgehalten, so dass eine Variation der Dichte notwendig war, um die Abweichung zwischen gemessenem und modelliertem Schwerefeld zu minimieren. Die durch die Seismik abgeleitete Krustenstruktur ist lediglich linienhaft und repräsentiert im Vergleich zu der großen Ausdehnung des zu modellierenden Gebietes nur einen kleinen Bereich. Das Geschwindigkeits- bzw. Dichtemodell, das den Schwerewerten entlang des seismischen Profils genügt, muss nicht zwingend zu der Schwere der benachbarten Ebene passen, die immerhin 50 bzw. 100 km entfernt liegt. Die Modifikation der Dichte stellt somit ein Kompromiss zwischen der linienhaften Abbildung und der Erweiterung in den 3D-Raum unter Berücksichtigung der gegebenen Krustenmächtigkeiten dar.

Die Kombination aus Größe des Messgebietes und geringer Anzahl an Randbedingungen erlaubt nur einen sehr einfach geschichteten Aufbau des Dichtemodells, deren einzelne Modellkörper sich über das gesamte Messgebiet erstrecken. In Abbildung 4.3-6a ist exemplarisch ein Schnitt durch die Kruste bei Profilkilometer -200 dargestellt, wie er durch die graphische Oberfläche von IGMAS dargestellt wird.

³Die Fläche der BRD beträgt ca. 357.000 km²

4.4.1 Unsicherheiten

Als Datenbasis diente die Freiluftanomalie, die aus verschiedenen Datensätzen kompiliert wurde. Die kontinentale Freiluftanomalie setzt sich aus vier aerogravimetrischen Datensätzen unterschiedlicher Qualität zusammen. Sie weist einen Kreuzungspunktfehler von 4.5 mGal mit einer Standardabweichung von 7.3 mGal auf (S. Riedel, 2007, *pers. Mitt.*). Für den ozeanischen Bereich wird eine Genauigkeit von ± 20 mGal für den verwendeten Datensatz von Laxon & McAdoo (1998) angegeben. Auf der Freiluftanomalie aufbauend wurde die einfache Bougueranomalie unter Verwendung mehrerer Datensätze berechnet, für die wiederum unterschiedliche Toleranzen angegeben werden.

Für den Datensatz ETOPO2 wird beispielsweise über kontinentalem Gebiet ein maximaler Höhenfehler von 18 m und für den ozeanischen Bereich von maximal 200 m angegeben, woraus unter Anwendung der Gleichung (8) mit der Dichte für Wasser von $1.03 \cdot 10^3$ kg/m³ ein maximaler Fehler von ca. 1 mGal bzw. 9 mGal resultieren kann. Für die Berechnung der Wirkung der Gesteinsmassen kann bei der Annahme einer Gesteinsdichte von $2.67 \cdot 10^3$ kg/m³ ein maximaler Fehler von 2 mGal bzw. 22 mGal angegeben werden.

Die verwendeten RAMP-Daten geben offiziell die Eisoberfläche mit einer Genauigkeit von 1 m für Schelfeisbereiche, 7.5 m für kontinenteinwärts gelegene Gebiete, 15 m für den Küstenbereich, 17.5 für eine raue Eisoberfläche und für raue Gebirgsflächen von 100 m an (Liu et al., 2001). Entsprechend der Gleichung (8) variiert die Schwerewirkung für Eis mit einer Dichte von $0.91 \cdot 10^3$ kg/m³ zwischen 0.04 und 4 mGal. Da dieser Datensatz auch für die Berechnung der Topographie verwendet wurde, kann sich der Fehler bei der Bestimmung der Gesteinsmassen um den Faktor drei erhöhen. Ein Vergleich mit AWI-internen GPS-Messungen für den Küstenbereich zeigte jedoch, dass sich eine Höhendifferenz von bis zu 300 m ergeben kann (C. Wesche, 2007, *pers. Mitt.*).

Durch eine Kreuzungspunktanalyse dürfte sich der Fehler in der Bestimmung der Eismächtigkeit auf ca. 30 m belaufen (D. Steinhage, 2007, *pers. Mitt.*). Unter Anwendung der Gleichung (8) mit einer Standarddichte für Eis von $0.91 \cdot 10^3$ kg/m³ beläuft sich die Unsicherheit in der Schwere auf ca. 1 mGal.

Ein weiterer Aspekt soll kurz vorgestellt werden. Die vollständige Bouguerreduktion ist für viele Regionen der ideale Ausgangspunkt für eine 3D-Schwermodellierung. Sie berücksichtigt neben der Schwerewirkung von Gesteinsmassen (= einfache BA) noch zusätzlich den Einfluss der Topographie bzw. des Terrains in der unmittelbaren Umgebung eines Messpunktes. Um diese jedoch zu erfassen, ist ein digitales Geländemodell nötig, das z.B. Höhenblockmittelwerte in einem Rechteckgitter angibt. Damit lässt sich das Gelände als Säulenmodell mit konstantem Dichtewert darstellen und die Vertikalanziehung einer Säule errechnen (Tsoulis, 1999). Ein solches digitales Höhenmodell liegt kontinentalseitig in der dafür nötigen Genauigkeit nicht vor. Studinger (1998) gibt eine

Abweichung von 2 mGal zwischen vollständiger und einfacher BA für den Bereich des Weddell Meeres an, wobei dieser Wert die ausgeprägte bathymetrische Steilstufe des Explora Escarpments repräsentiert. Für Hochgebirgsregionen gibt Torge (1986, Seite 101) einen messbaren topographischen Effekt an, der zwischen 10 und 100 mGal liegen kann. Da in der Karte der einfachen BA die Gebirgszüge immer noch hervortreten, was allerdings auch isostatisch bedingt sein kann, könnte eine Terrainkorrektur für das vorliegende Untersuchungsgebiet eine Verbesserung bringen.

Durch den Modellierprozess zeigte sich, dass sich Toleranzbereiche der Krustentiefen durch leichte Variation der Dichten bestimmen ließen. Wurden beispielsweise kontinentalseitig die Dichte eines Körpers um ca. $\pm 50 \text{ kg/m}^3$ geändert, verursachte dies eine Niveauverschiebung der modellierten Schwere um ca. $\pm 50 \text{ mGal}$. Unter Anwendung der Gleichung (8) mit einer mittleren Krustendichte von $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ würde sich die Lage der Moho um ca. $\pm 5 \text{ km}$ verschieben. Dieser Wert wird für den kontinentalen Bereich als maximaler Fehler betrachtet. Ozeanseitig wirkte sich dagegen eine Änderung der Krustendichte von ca. $\pm 50 \text{ kg/m}^3$ weniger gravierend auf die Lage der Moho aus, so dass hier eine Toleranz von $\pm 2\text{-}3 \text{ km}$ angemessen ist. Wurde die Manteldichte in der gleichen Größenordnung variiert, verschob sich das Niveau der modellierten Schwere signifikanter, da durch den größeren Mantelkörper auch eine größere Schwerewirkung resultiert. Eine Dichteänderung der Kruste ist jedoch angesichts der Präsenz von vulkanischem Material, das sich beispielsweise in der Explora Wedge zeigt (Miller et al., 1991), wahrscheinlicher als die des Mantels, so dass für den ozeanischen Bereich des Untersuchungsgebietes eine Toleranz von $\pm 2\text{-}3 \text{ km}$ für die Krustenmächtigkeiten angegeben werden kann.

4.5 Ergebnisse der 3D-Schweremodellierung

4.5.1 Krusten- bzw. Dichtemodell des westlichen und zentralen DML

Es zeigte sich während der Modellierung, dass das gesamte Untersuchungsgebiet nicht durch einen einheitlichen Krustenaufbau dargestellt werden konnte. Das Dichtemodell, welches den Schwerewerten des zentralen DML genügte, konnte nicht das Schwereniveau des westlichen DML erreichen und umgekehrt. Infolgedessen wurden zwei Krustenmodelle erstellt, die sich in ihren Dichten leicht unterscheiden, jedoch in der Anzahl der einzelnen Modellkörper identisch sind. Die modellierten Dichten liegen innerhalb von jenen Wertebereichen, die in der Literatur für eine ozeanische oder kontinentale Ober-/Unterkruste angegeben werden (z.B. Torge, 1986, Seite 106). Die Modellkörper repräsentieren einzelne markante geologische Einheiten wie den Grunehogna-Kraton, den Ostantarktischen Kraton oder das Wohlthat-Massiv. Tabelle 4.5-T1 gibt einen Überblick über die bei der Modellierung verwendeten Dichten der einzelnen Körper.

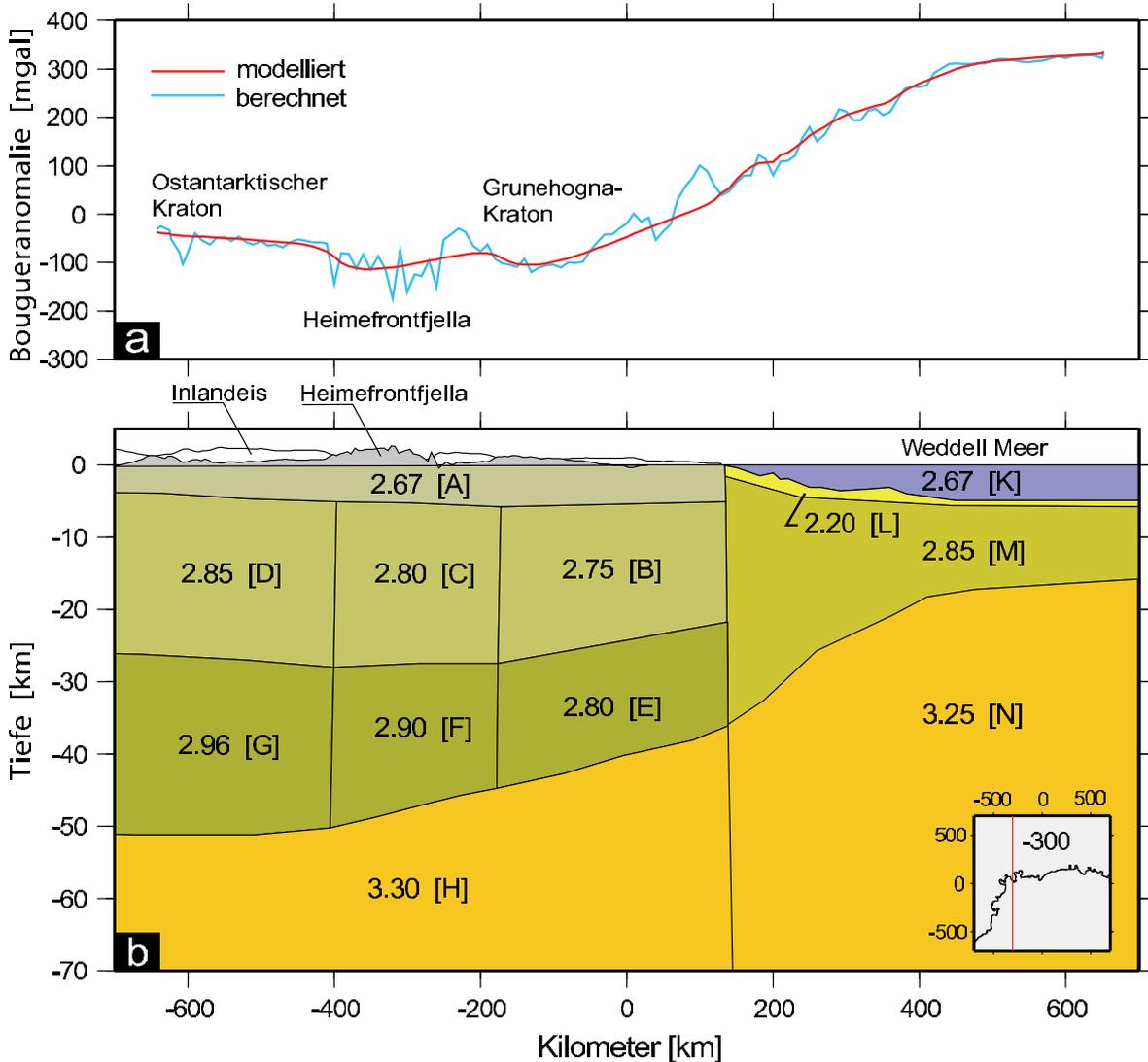


Abbildung 4.5-7: Dichtemodell des westlichen DML. (a) zeigt die gemessene (blaue Kurve) und berechnete (rote Kurve) Schwerewerte entlang der Ebene bei Profilkilometer -300. Die geologischen Einheiten zeigen sich durch unterschiedliche Signale. b) zeigt die durch Modellkörper konstanter Dichte aufgebaute Kruste. Geklammerte Buchstaben sind Abkürzungen für die einzelnen Modellkörper, deren Eigenschaften in Tabelle 4.5-T1 aufgelistet sind.

In den Abbildungen 4.5-7 und 4.5-8 werden die berechnete BA (blaue Kurve) und die durch Triangulation modellierte (rote Kurve) entlang zweier ausgesuchter Ebenen dargestellt. In den einzelnen Körpern ist der für diesen Körper als konstant angenommene Dichtewert angegeben. Es zeigt sich vor allem über den Gebirgszügen ein hochfrequentes Signal mit ausgeprägten Amplituden. Zurückzuführen ist dieses Signal auf die während den aerogravimetrischen Messungen konstante Flughöhe und der damit verbundenen Nähe zum

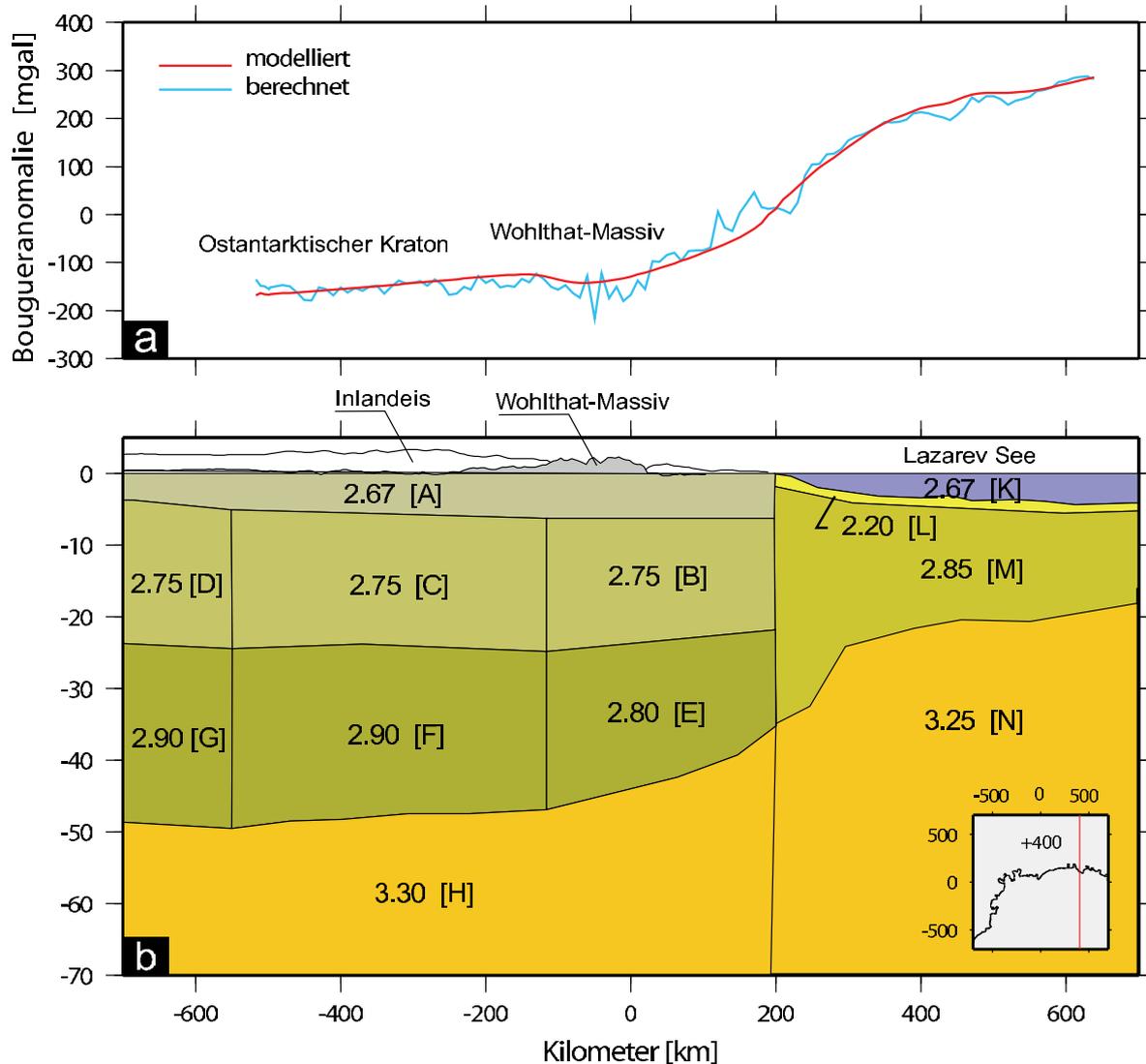


Abbildung 4.5-8: Dichtemodell des zentralen DML. (a) zeigt die gemessene (blaue Kurve) und berechnete (rote Kurve) Schwerewerte entlang der Ebene bei Profilkilometer +400. Die geologischen Einheiten zeigen sich durch unterschiedliche Signale. b) zeigt die durch Modellkörper konstanter Dichte aufgebaute Kruste. Geklammerte Buchstaben sind Abkürzungen für die einzelnen Modellkörper, deren Eigenschaften in Tabelle 4.5-T1 aufgelistet sind.

Quellkörper. Die hochfrequenten Anteile des Potentialfeldes spiegeln die lokalen Anteile wider. Da zu wenige kleinräumige geologische und seismische Detailinformationen vorliegen, können diese lokalen Anteile nicht modelliert werden. Zudem wäre ein komplizierteres Krustenmodell nötig, als es in der vorliegenden Modellierung verwendet werden konnte. Die modellierte BA passt bei beiden Krustenmodellen mit dem langwelligen Anteil der berechneten Bouguerschwere relativ gut überein.

Die kontinentale Dichtestruktur beginnt für beide Modelle mit einer Deckenschicht, die aufgrund der Bouguerreduktion mit einer Hintergrunddichte von $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ modelliert wurde. Für die Oberkruste des westlichen DML nehmen die drei Modellkörper Werte zwischen $2.75 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ und $2.85 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ an, wobei der niedrigere Wert den küstennahen Modellkörper repräsentiert. Die Dichte der Unterkruste des westlichen DML steigt von $2.80 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ für den küstennahen Bereich auf $2.96 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ für das südliche Untersuchungsgebiet. Leicht unterschiedliche Dichteangaben lassen sich für das zentrale DML angeben. Die Oberkruste wurde durchgehend mit $2.75 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ modelliert, während die Dichte der Unterkruste ausgehend von der Küste in Richtung Süden von $2.80 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ auf $2.90 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ leicht zunimmt. Für den gesamten kontinentalen Bereich wurde der Mantel mit der Standarddichte von $3.30 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ modelliert (z.B. Berckhemer, 1990).

Der marine Teil beider Krustenmodelle wurde mit den gleichen Dichten und der gleichen Anzahl an Modellkörpern modelliert. Ausgehend von der Wasserschicht, die aufgrund der Bouguerreduktion mit einer Hintergrunddichte von $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ modelliert und deren Meeresbodentopographie durch den Datensatz ETOPO2 (siehe Abschnitt 4.2.1) realisiert wurde, gliedert sich das ozeanische Dichtemodell in (1) eine Sedimentschicht, die in Anlehnung an das vorhandene Dichtemodell des Weddell Meeres eine Dichte von $2.20 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ zugewiesen wurde (Jokat et al., 2004), (2) eine ozeanische Kruste mit der Dichte $2.85 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ und (3) einem Mantel, der mit $3.25 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ modelliert wurde und somit leichter ist als der kontinentale Mantel. Durch diese Manteldichte konnte das Niveau der Schweremesswerte angeglichen werden. Eine Dichte von $3.30 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ für den ozeanischen Mantel hätte zu einer verhältnismäßig größeren ozeanischen Krustenmächtigkeit geführt, die nicht mit den Randbedingungen aus der Refraktionsseismik vereinbar gewesen wäre.

Für die Modellierung des Kontinent-Ozean-Überganges (*continent-ocean-transition*, COT) wurde auf die Implementierung mehrerer kleiner Körper mit unterschiedlichen Dichten zur Simulation eines horizontalen Geschwindigkeitskontrastes verzichtet. Es lagen auch hier zu wenig Detailinformationen vor. Die Zahl der Freiheitsgrade wurde dadurch nicht unnötig erhöht. Der COT wurde durch direkt angrenzende Modellkörper realisiert, die jeweils konstante, aber unterschiedliche Dichten hatten.

4.5.2 Bougueranomalien und Residuen

Die gemessene und modellierte BA sind in den Abb. 4.5-9a+b dargestellt. Der Unterschied zwischen beiden Anomalien wird in der Residuenkarte in Abb. 4.5-9c verdeutlicht. Es

Tabelle 4.5-T1: Tabellarische Übersicht der modellierten Dichten (siehe auch Abb. 4.5-7+4.5-8). Abkürzungen der geologischen Einheiten sind: GRU, Grunehogna-Kraton; MP, Maudheim-Provinz; ANT, Ostantarktischer Kraton.

	Schicht	Modellkörper	Dichte westl.DML [·10 ³ kg/m ³]	Dichte zentr.DML [·10 ³ kg/m ³]
Kontinent	Kristallin	A	2.67	
	Oberkruste	B (GRU)	2.75	2.75
		C (MP)	2.80	
		D (ANT)	2.85	
	Unterkruste	E (GRU)	2.80	
		F (MP)	2.90	
		G (ANT)	2.96	2.90
Mantel	H	3.30		
Ozean	Wasser	K	2.67	
	Sediment	L	2.20	
	Kruste	M	2.85	
	Mantel	N	3.25	

zeigen sich großflächige Bereiche mit sowohl positiven als auch negativen Residuen, die in der Größenordnung von ± 60 -80 mGal liegen. In Abschnitt 4.4.1 wurden bereits mögliche Fehlerquellen erläutert, die ein höheres Residuum erwarten lassen.

Ein ausgeprägtes positives Residuum erstreckt sich entlang der Küste bis zum vorgelagerten Schelfeisbereich, dessen nördliche Grenze sich im Verlauf dieses Residuum abzeichnet. Es kann durch die verwendeten Datensätze ETOPO2 und RAMP, die in Abschnitt 4.2.1 vorgestellt wurden, erklärt werden. Beide Datensätze basieren auf satellitengestützten Messungen, für die im Schelfeisgebiet durch die zeitenabhängige kontinuierliche vertikale Bewegung eine dynamische Korrektur notwendig wäre. Südlich der *grounding line*⁴ wurde für das Erstellen der kontinentalseitigen Topographie der RAMP-Datensatz verwendet. Dieser hat allerdings im Bereich der Küste einen Höhenfehler von bis zu 300 m (Ch. Wesche, 2007, *pers. Mitt.*), da dort die Höhenwerte von altem Kartenmaterial abdigitalisiert und mit den gemessenen Satellitendaten kombiniert wurden.

Ein negatives Residuum der Größenordnung von -40 mGal erstreckt sich entlang der Gebirgszüge. Zum einen kann diese durch den hochfrequenten Anteil des Potentialfeldes erklärt werden, der sich durch eine Messung in Quellnähe erfassen lässt. Um diese lokalen Anteile zu modellieren, ist ein komplizierteres Krustenmodell notwendig, welches

⁴Aufsetzlinie des Eises

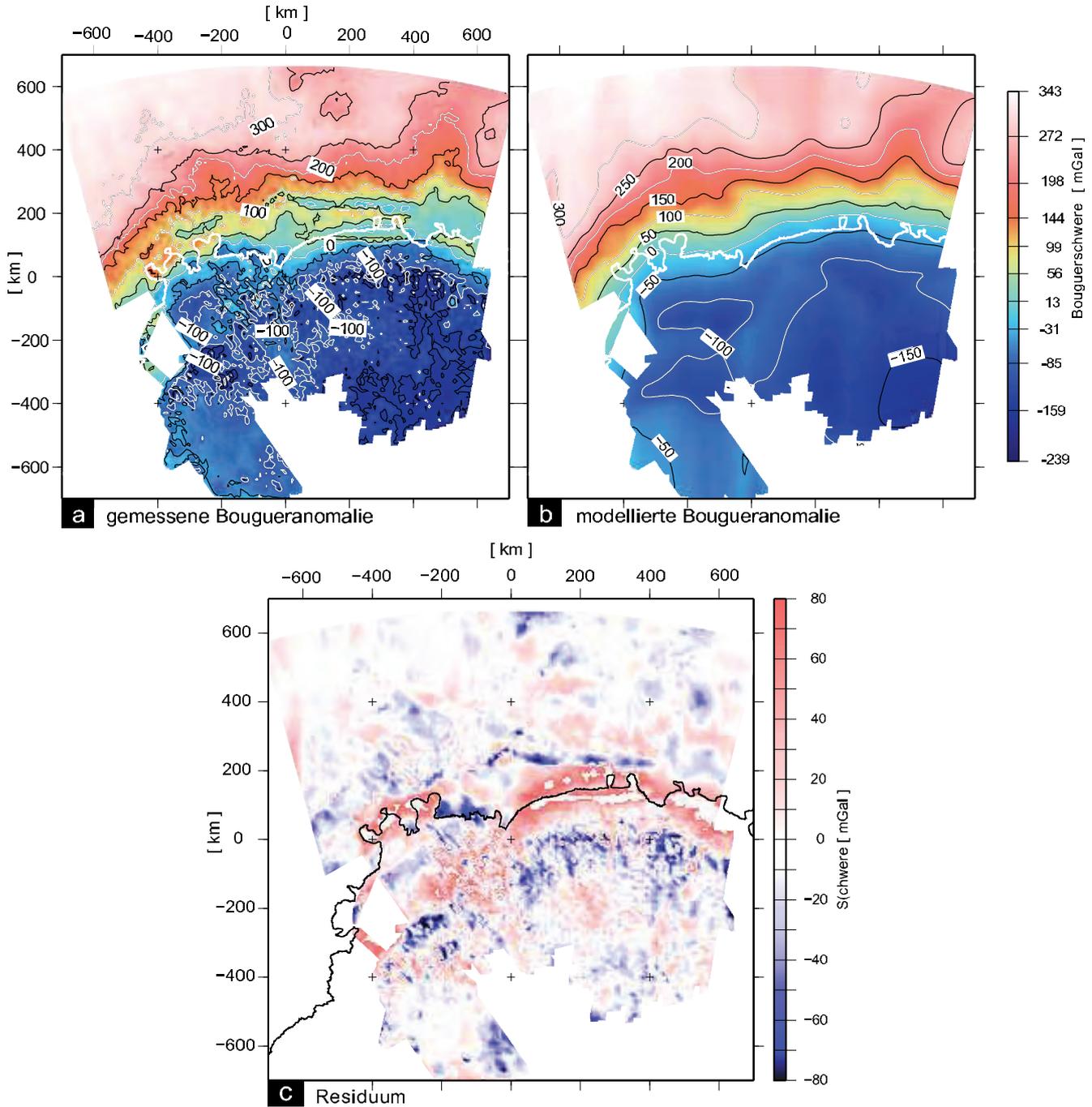


Abbildung 4.5-9: Gemessene und modellierte Bouguer-anomalie sowie deren Residuum. a) zeigt die gemessene Bouguer-anomalie für das Untersuchungsgebiet, in b) ist die durch Triangulation ermittelte Bouguer-anomalie abgebildet. Unterschiede zwischen beiden Datensätzen zeigt das Residuum in c). Es zeigen sich großflächige Bereiche mit positiven (entlang der Küste) und negativen (entlang der Gebirgszüge) Residuen.

auch oberflächennahe Strukturen berücksichtigt. Mit den wenigen vorliegenden Randbedingungen lässt sich das allerdings nicht realisieren. Zum anderen kann die fehlende Terrainkorrektur einen Beitrag zum Residuum geleistet haben (siehe Abschnitt 4.4.1).

Für den ozeanischen Bereich kann - abgesehen von Gebieten mit Schelfeis - eine Genauigkeit über ca. ± 20 mGal erreicht werden. Für den kontinentalen Bereich - inklusive den Küsten- und Gebirgsregionen - beträgt das Residuum ebenfalls ca. ± 20 mGal. Eine Häufigkeitsverteilung der auftretenden Abweichungen für das gesamte Modell zeigt Abb. 4.5-10. Beinahe die Hälfte aller Messwerte (45%) weichen um höchstens ± 10 mGal von der modellierten Bouguerschwere ab. Mehr als 72% der gemessenen Schwerewerte haben ein Residuum von höchstens ± 20 mGal. Für einen einzelnen Messwert kann eine Standardabweichung von 29 mGal angegeben werden.

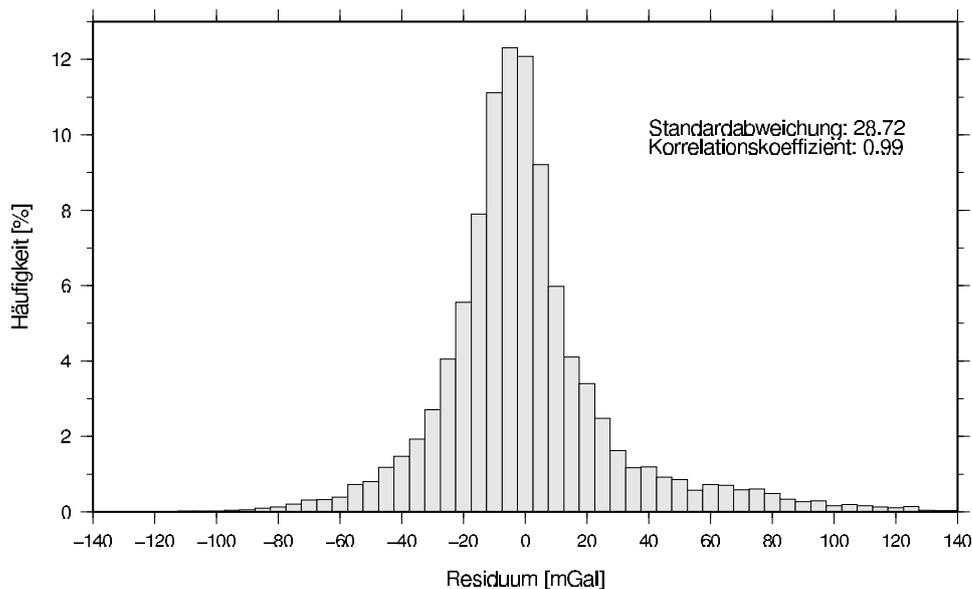


Abbildung 4.5-10: Häufigkeitsverteilung. Mehr als 72% aller modellierten Bouguerschwerewerte weichen um höchstens ± 20 mGal von dem gemessenen Schwerewert ab.

4.5.3 Krustenmächtigkeiten

Das Ziel dieser 3D-Modellierung war, durch den regionalen Anteil der Bougueranomalie eine Aussage über die Krustenmächtigkeiten des DML zu erhalten. Sie sind in Abbildung 4.5-11 dargestellt. Durch die zwei seismischen Profile im marinen Bereich konnte der Übergang von der kontinentalen Kruste zur ozeanischen festgelegt werden. Er verläuft in etwa zwischen den Isolinien 20 und 16 km. Die Krustenmächtigkeit des Weddell Meeres erreicht im nordwestlichen Teil mit 10 km ein Minimum und nimmt in Richtung des Kontinents kontinuierlich zu. Die verdickte Kruste, die als Randbedingung in das Modell einging (Jokat et al., 2004), konnte mit der Schweremodellierung bestätigt werden. Am nördlichen Ende des seismischen Profiles 96100 erreicht die Kruste eine Mächtigkeit von 10 km. Wie von Mutter & Mutter (1993) bereits angedeutet, ist sie im Vergleich mit anderen ozeanischen Krustenmächtigkeiten um 2-3 km ausgeprägter.

Die Kruste der Lazarev See ist im Vergleich zu der des Weddell Meeres mächtiger. Besonders auffallend zeichnet sich der Astrid-Rücken ab, der im östlichen Teil der Lazarev See liegt. Hier nimmt die Krustenmächtigkeit von 32 km (kontinentalseitig) über eine Distanz von ca. 200 km auf ungefähr 16 km ab, was einer Steigung von 8% an der Moho-Topographie entspricht.

Ein Vergleich mit globalen Mächtigkeiten für eine ozeanische Kruste, die sich zwischen 6-8 km bewegen (Solomon & Toomey, 1992), zeigt, dass der gesamte ozeanische Bereich des DML durch eine mächtigere Kruste charakterisiert wird. Die voneinander abweichenden Krustenmächtigkeiten für das westliche und zentrale DML weisen auf eine unterschiedliche tektonische Entwicklungsgeschichte hin.

Kontinentalseitig nimmt die Krustenmächtigkeit vom Küstenbereich in südliche Richtung kontinuierlich zu. Die Krustenmächtigkeit des Ostantarktischen Kratons unterscheidet sich leicht für das westliche und zentrale DML. Im zentralen DML erreicht sie eine Dicke von ca. 48 km, wohingegen im westlichen DML ca. 50 km erreicht werden. Diese Werte sind jedoch (vor allem südlich der Gebirgszüge) durch keine Randbedingungen belegt. Für die geologischen Einheiten Plattformen und Schilde wird von Christensen & Mooney (1995) eine durchschnittliche Krustenmächtigkeit von 41.5 km angegeben. Ein Versuch, diese Werte als Randbedingungen für den Ostantarktischen Kraton anzunehmen und damit das Niveau der Schwerewerte anzupassen, führte auf eine unrealistisch niedrige Dichte der Unterkruste von kleiner $2.80 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$.

Die Krustenmächtigkeit unterhalb der Orogene im gesamten Untersuchungsgebiet nehmen Werte zwischen 46 und 50 km an. Sie sind somit vergleichbar mit der durch-

schnittlichen Krustenmächtigkeit unterhalb von Orogenen, die nach Christensen & Mooney (1995) bei 46.3 km liegt. Es deutet sich für das Wohlthat-Massiv und die Heimefrontfjella eine Gebirgswurzel an, die jedoch aufgrund der in Abschnitt 4.4.1 dargelegten Unsicherheiten und der fehlenden Randbedingung südlich der Gebirgszüge eher spekulativ ist.

Festzuhalten bleibt, dass sich mit den beiden Dichtemodellen für das westliche und zentrale DML das Niveau der gemessenen Schwerewerte sehr gut angleichen lässt. Die gewählten Dichtewerte liegen in realistischen Wertebereichen.

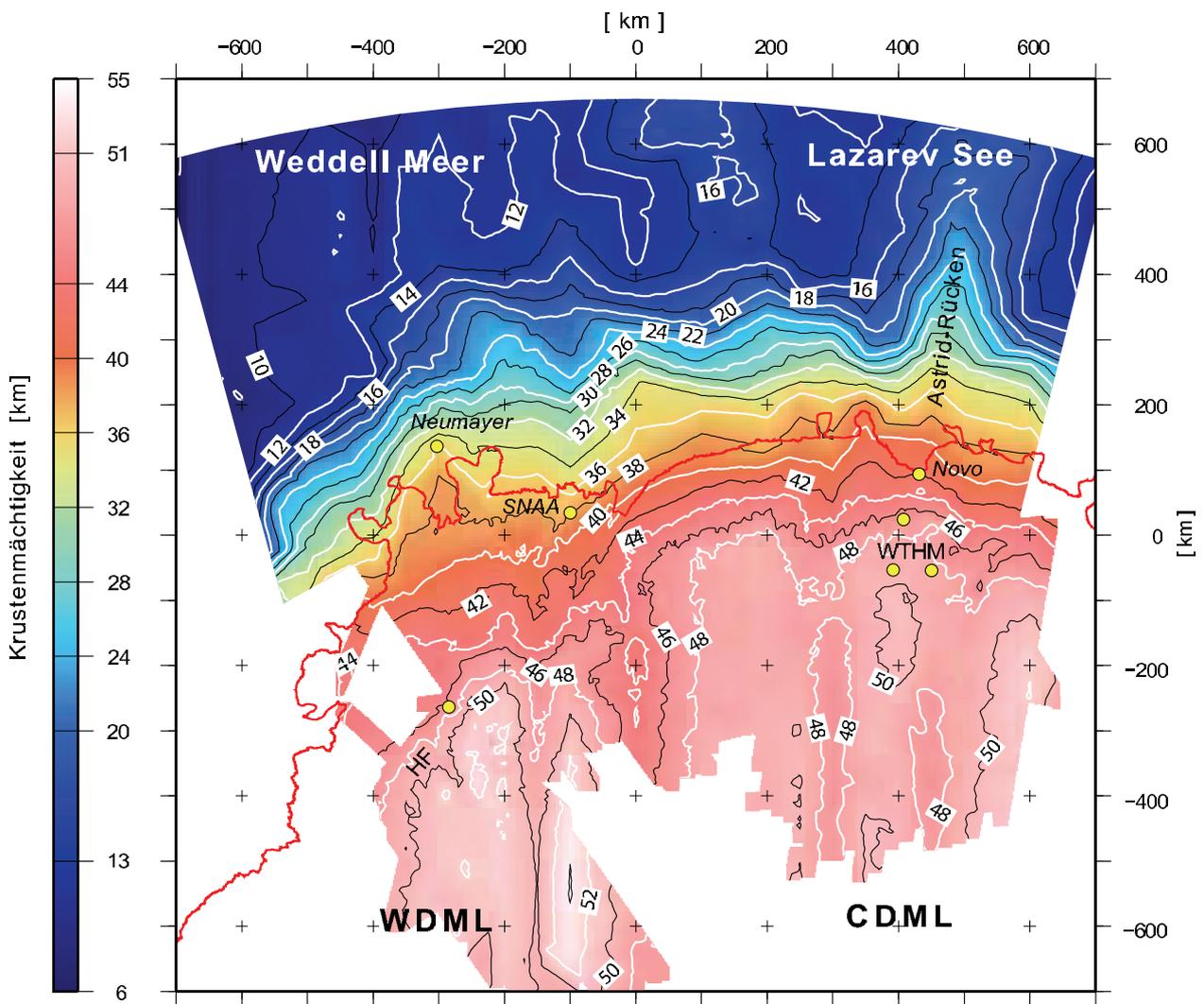


Abbildung 4.5-11: Karte der Krustenmächtigkeiten des Dronning Maud Landes (DML). Abkürzungen sind: CDML, zentrales DML; WDML, westliches DML; HF, Heimefrontfjella; WTHM, Wohlthat-Massiv.

4.6 Zusammenfassung

Mithilfe der Bougueranomalie wurde der kontinentale und ozeanische Bereich des Dronning Maud Landes hinsichtlich der Krustenmächtigkeiten modelliert. Dazu wurde das Messgebiet in 23 vertikale von Nord nach Süd orientierte Ebenen aufgeteilt. Für das westliche und zentrale DML wurden Ebenenmodelle verwendet, die sich in ihren Dichten leicht unterscheiden. Der strukturelle Aufbau der Ebenen wurde aufgrund der geringen Anzahl an Randbedingungen sehr einfach gehalten, wobei alle angenommenen Dichten in realistischen Größenordnungen liegen.

Als Randbedingungen standen für den marinen Teil zwei seismische Profile zur Verfügung. Eines für das Weddell Meer und ein weiteres für die Lazarev See. Kontinentalseitig wurden seismische Detailinformationen berücksichtigt, die aus refraktionsseismischen Experimenten und durch die Berechnung von Receiver Funktionen resultierten.

Die als Randbedingung angenommene verdickte ozeanische Kruste konnte mit den einfachen Krustenmodellen gut modelliert werden. Die Mächtigkeit der ozeanischen Kruste ist daher für den gesamten marinen Bereich des DML um wenige Kilometer ausgeprägter als die in der Literatur zitierten Werte von 6-8 km (Solomon & Toomey, 1992). Für das Weddell Meer liegt die Krustenmächtigkeit bei ca. 10 km, wohingegen die ozeanische Kruste der Lazarev See ca. 12 km mächtig ist. Der Unterschied weist auf eine unterschiedliche tektonische Entwicklungsgeschichte hin.

Kontinentalseitig nimmt die Krustenmächtigkeit im gesamten DML von der Küste aus in Richtung Süden kontinuierlich zu. Im Küstenbereich wurde eine ca. 32 km mächtige Kruste modelliert. Unterhalb der Gebirgszüge der Heimefrontfjella und des Wohlthat-Massives erreicht die Kruste eine Mächtigkeit zwischen 46 und 50 km. Damit werden die Gebirge des DML mit anderen vergleichbar. Christensen & Mooney (1995) geben eine mittlere Krustenmächtigkeit unterhalb Orogene von 46.3 km an. Der südlich an die Orogene anschließende Ostantarktische Kraton hat im gesamten DML eine Krustenmächtigkeit von ca. 48 bis 50 km. Diese Mächtigkeiten liegen über dem Durchschnittswert, der für Plattformen/Schilde mit 41.1 km angegeben wird (Christensen & Mooney, 1995).

Für die Berechnung der Bougueranomalie, die Werte zwischen 350 mGal im kontinentalen Bereich und -250 mGal im ozeanischen Teil des Untersuchungsgebietes annimmt, wurden Datensätze verwendet, die größere Unsicherheiten aufweisen. Durch eine Abschätzung der Fehler kann die kontinentale Krustenmächtigkeit auf ± 5 km und die ozeanische auf $\pm 2-3$ km angegeben werden. Es bleibt festzuhalten, dass die verwendeten Dichtemodelle das Niveau der gemessenen Schwerewerte zwar gut anpassen, jedoch aufgrund der

geringen Anzahl an Randbedingungen nicht eindeutig sind. Eine beispielsweise niedrigere Manteldichte hätte bei gleichzeitiger Erhöhung der Dichte von Ober- und/oder Unterkruste zur gleichen errechneten Schwere geführt.

5 Zusammenfassung

Im Rahmen dieser Arbeit wurde durch die Kombination der geophysikalischen Disziplinen Seismologie, Refraktionsseismik und Gravimetrie dazu beigetragen, den tieferen Untergrund sowie die tektonische Entwicklungsgeschichte des Untersuchungsgebietes Dronning Maud Land, Antarktis, besser zu verstehen. Die extrem rauen klimatischen Bedingungen erschweren nicht nur die Datenerhebung im Feld, sondern wirken sich zudem auf die Auswertung aus. Beispielsweise ist für die Seismologie (noch) nicht geklärt, welchen Einfluss die mächtige Eisschicht vor allem auf die höher frequenten Signale wie beispielsweise P-Wellen hat. Hinsichtlich der Modellierung von Schwerewerten sind höhere Fehler aufgrund des fehlenden digitalen Höhenmodells, das für eine Terrainkorrektur benötigt wird, anzusetzen. Die Unsicherheiten sind allerdings bei weitem nicht so groß, als dass sie die Interpretation regionaler, großräumiger Strukturen in der Lithosphäre ausschließen - vor allem dann nicht, wenn eine Kombination der vorliegenden geophysikalischen Daten und deren gemeinsame Interpretation sich gegenseitig (unter)stützen.

Zwei seismologische Methoden wurden erstmalig auf einen Datensatz angewendet, der durch ein temporäres seismographisches Stationsnetz im Dronning Maud Land erhoben worden war. Zum einen erfolgte eine Untersuchung der seismischen Anisotropie und zum anderen wurden Receiver Funktionen für die Bestimmung von Krustenmächtigkeiten berechnet. Vor allem die Auswertung der seismischen Anisotropie wurde dahingehend eingerichtet, dass sie zukünftig im Routinebetrieb auf weitere Datensätze eingesetzt werden kann.

Im Speziellen wurde durch die Untersuchung **seismischer Anisotropie** auf vergangene und rezente großflächige Deformationsprozesse im Oberen Erdmantel geschlossen. Die

Ergebnisse sind im großräumig ausgedehnten Untersuchungsgebiet nicht einheitlich und zeigen unterschiedliche Charakteristika. Gemeinsam haben sie jedoch ihre Ursache in den vergangenen Deformationsprozessen und nicht in rezenter Plattenbewegung. Die Untersuchung zeigte weiterhin:

1. Die anisotropen Strukturen der Lithosphäre folgen den Gebirgszügen, was auf eine starke Verbindung zwischen dem Oberen Mantel und der Kruste während der Orogenesen schließen lässt.
2. Die abrupten Richtungsänderungen der Schnellen Achsen in der Umgebung der Heimefront Scherzone verweisen auf eine Suturzone, welche die mesoproterozoische Maudheim-Provinz von dem panafrikanisch überprägten Teil des Ostantarktischen Kratons durch die gesamte Lithosphäre hindurch trennt.
3. Für die russische Station Novolazarevskaya (Novo) im zentralen DML erklärt ein doppelschichtiges Anisotropiemodell des Oberen Mantels die beobachtete Aufspaltung der Scherwellen. Die Minerale der oberen Schicht wurden bei der Bildung des Großkontinentes Gondwana im Mesoproterozoikum eingeregelt, während die Charakteristik der unteren Schicht eine Verbindung zum Zerfall Gondwanas im Jura herstellt.
4. Die Aufzeichnungen von Stationen, die weiter südlich im Landesinneren aufgestellt wurden, geben durch eine Inversion von Wellenformen keinen Hinweis auf ein doppelschichtiges Anisotropiemodell des Oberen Mantels.
5. Inkonsistente Einzelmessungen und eine Vielzahl an nicht aufgespaltenen Scherwellen (= scheinbare Isotropie) in den Aufzeichnungen der südafrikanischen Station Sanae IV (SNAA) verweisen auf einen komplizierten Untergrund.

Durch die Kombination aus **Refraktionsseismik** und der Berechnung von **Receiver Funktionen** konnten neue Erkenntnisse zum Aufbau der kontinentalen Kruste ermittelt werden. Erstmals wurde im Untersuchungsgebiet die seismologische Methode der Berechnung von Receiver Funktionen angewandt. Hierdurch wurden Krustenmächtigkeiten sowie Verhältnisse aus Kompressions- und Scherwellengeschwindigkeit (v_p/v_s) unterhalb seismologischer Stationen bestimmt. Folgendes lässt sich ableiten:

1. Die Kruste nimmt im DML von der Küste ausgehend in Richtung der südlich gelegenen Gebirgszüge von ca. 40 km bis auf ca. 50 km kontinuierlich zu. Die einzelnen geologischen Formationen wie beispielsweise Gebirgszüge oder Bereiche undeformierter Kruste nehmen Größenordnungen an, die mit anderen Kontinenten vergleichbar sind.

2. Die v_p/v_s -Verhältnisse sind im Untersuchungsgebiet nicht einheitlich. Für das Wohlthat-Massiv und Novo (zentrales DML) weist ein niedriges v_p/v_s -Verhältnis von 1.67 auf eine quarzreiche (felsische) Kruste hin, während die Kruste unterhalb des Weigel-Nunataks (westliches DML) durch das höhere v_p/v_s -Verhältnis von 1.72 dem Durchschnittswert einer kontinentalen Kruste nahe kommt. Für die Station SNAA erklären jurassische Intrusionen aus Basalt in der Kruste das erhöhte v_p/v_s -Verhältnis von 1.80.
3. Ein Vergleich der ermittelten Krustenstrukturen mit denen anderer Fragmente Gondwanas zeigt eine starke Ähnlichkeit.
4. Ein Krustenmodell senkrecht zum Kottasgebirge, das durch die Auswertung eines refraktionsseismischen Experimentes ermittelt wurde, zeigt durch eine 7 km hohe Stufe in der Mohotopographie eine deutliche Trennung zwischen dem Kottasgebirge und dem südlich anschließenden Ostantarktischen Kraton. Die Beobachtung einer Suture ist konsistent mit den Ergebnissen der seismischen Anisotropie.

Mithilfe einer **3D-Schweremodellierung** konnte erstmalig eine flächendeckende Kartierung des Überganges von der Kruste zum tiefer liegenden Mantel durch Modellierung des langwelligen Anteiles der Bougueranomalie erstellt werden. Das modellierte Gebiet umfasst sowohl den kontinentalen als auch marinen Teil des Dronning Maud Landes. Die neuen Erkenntnisse der Krustencharakteristik, insbesondere die ermittelten Krustenmächtigkeiten und bereits publizierte Krustenquerschnitte, begrenzten die Modellierung in ihrem Freiheitsgrad. Da das modellierte Gebiet sehr groß ist und nur eine geringe Anzahl an Randbedingungen vorlag, erfolgte die Modellierung mit einem sehr einfach gehaltenen Krustenmodell. Dadurch wurde die Zahl der Freiheitsgrade eingeschränkt um eine Überinterpretation zu vermeiden. Gleichzeitig verbietet es allerdings eine detaillierte Modellierung lokaler (auch oberflächennaher) Krustenstrukturen. Folgendes bleibt festzuhalten:

1. Die Kruste der Lazarev See ist um ca. 2 km mächtiger als die des Weddell Meeres, wo eine ca. 10 km mächtige Kruste ermittelt wurde. Die unterschiedlichen Krustenmächtigkeiten verweisen auf eine unterschiedliche tektonische Entwicklungsgeschichte der marinen Gebiete.
2. Unterhalb der Gebirgszüge Heimefrontfjella im westlichen DML und Wohlthat-Massiv im zentralen DML ist die Kruste zwischen 46 und 50 km mächtig. Diese Größenordnung verweist auf eine durchschnittliche orogene Krustenmächtigkeit. Unter den Gebirgszügen befinden sich zwar verdickte Krusten, sie lassen sich allerdings aufgrund fehlender seismischer Detailinformationen nicht zweifelsfrei als klassische Gebirgsurzeln definieren. Sie können jedoch auch nicht ausgeschlossen werden.

3. Den Ostantarktischen Kraton kennzeichnet eine Krustenmächtigkeit von 48 bis 50 km. Diese Werte sind im Vergleich mit dem Durchschnittswert für Plattformen/Schilde zu hoch. In der Angleichung des Schwereniveaus durch Variation der Mohotiefe des Ostantarktischen Kratons gingen jedoch keine Randbedingungen ein.

Abschließend lässt sich sagen, dass die gewählten Dichten alle in realistischen Wertebereichen liegen und sich der langwellige Anteil der Bougueranomalie mit dem einfach gehaltenen Aufbau des Krustenmodells sehr gut modellieren ließ.

Ausblick

Die Erforschung Antarktiskas geht nur langsam voran, was hauptsächlich an den extremen Klimabedingungen liegt, die den weißen Kontinent unzugänglich machen. Da im Vergleich mit anderen Kontinenten sehr wenig über Antarktika bekannt ist, ist natürlich der Bedarf umso größer, mit etablierten Anwendungen und Methoden den Kontinent zu erschließen. Es würde den Rahmen dieses Kapitels sprengen, all das potentiell Machbare aufzuzählen, daher beschränkt sich dieser Ausblick auf ein paar wesentliche Punkte, die zum grundsätzlichen Verständnis beitragen könnten.

Als große Einschränkung ist die zeitliche Begrenzung der temporären Datenaufzeichnungen anzusehen, die dieser Dissertation zur Verfügung standen. Die Auswertung der Daten der temporären seismographischen Stationen zeigte, dass eine dreiwöchige Registrierung lediglich ausreicht, um erste Ergebnisse zu erhalten und diese mit vorhandenem Wissen in Verbindung zu bringen. Es ist jedoch für das Aufstellen neuer Theorien/Aspekte oder eine Erweiterung der Grundlagen nicht ausreichend. Mit verhältnismäßig geringem Aufwand ließen sich weitere seismographische Stationen aufstellen, die jedoch mindestens ein halbes Jahr lang - besser ganzjährig - in Betrieb sein sollten, um eine ausreichende Anzahl an Erdbeben aufzuzeichnen. Neben der längeren Registrierzeit ist ein dichteres Stationsnetz wünschenswert, um gegebenenfalls die Diskussion auf lokale Strukturen zu erweitern.

Im Hinblick auf die Berechnung von Receiver Funktionen in der Antarktis muss grundlegend geklärt werden, in welcher Form die Eisschicht auf die teleseismischen Wellen einwirkt. Auch wenn seismographische Stationen auf Fels aufgestellt werden, so ist die nähere Umgebung nicht eisfrei. Von Bedeutung ist dies für die (schwachen) Multiplen, die abseits der Registrierstation reflektiert werden und dort eventuell mit Eiswellen interferieren. Dieser methodische Aspekt könnte beispielsweise durch Modellierung des Wellenfeldes mit Hilfe finiter Elemente untersucht werden.

Einem kritischen Blick blieb nicht verborgen, dass an Stellen, die eine genaue Kenntnis physikalischer Parameter erforderten, Annahmen gemacht werden mussten. Beispielsweise wurde bei der Bestimmung von Receiver Funktionen die globale durchschnittliche Kompressionswellengeschwindigkeit der Kruste angenommen, die jedoch nicht mit der lokalen übereinstimmen muss. Mit einer dichteren Verteilung von refraktionsseismischen Expe-

rimenten ließe sich die Geschwindigkeitsstruktur für P- und sogar S-Wellen erschließen, die dann wiederum zur Berechnung von Receiver Funktionen verwendet werden könnten.

Vielversprechend zur Kartierung von Mantel-Diskontinuitäten (z.B. 410-km und 660-km) und auch der Moho ist die Anwendung von Sp-Receiver Funktionen. Diese nutzen die Konversion einer S-Welle zur P-Welle. Die Eisschicht beeinträchtigt die S-Wellen aufgrund ihrer größeren Wellenlänge nicht. Da die konvertierten Signale jedoch noch schwächer sind als die der Ps-Receiver Funktion, kann eine Aussage über den tieferen Untergrund nur dann gemacht werden, wenn viele einzelne Sp-Receiver Funktionen gestapelt werden. Das wiederum ist untrennbar verbunden mit längeren Registrierzeiten.

Literatur

- Aleshkova, N., Golynsky, A., Kurinin, R., & Mandrikov, V., 2000. Gravity mapping in the southern Weddell Sea region (explanatory note for free-air and Bouguer anomaly maps), *Polarforschung*, **63**.
- Babuska, V. & Cara, M., 1991. Seismic anisotropy in the earth, vol. 10, Kluwer, Boston.
- Babuska, V. & Plomerova, J., 2006. European mantle lithosphere assembled from rigid microplates with inherited seismic anisotropy, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **158**(2-4), 264–280.
- Bentley, C., 1983. Crustal structure of Antarctica from geophysical evidence - a review, in *Antarctic Geology and Geophysics*, edited by R. Oliver, P. James, & J. Jago, pp. 491–497, Aust. Acad. of Sci.
- Berckhemer, H., 1990. *Grundlagen der Geophysik*, Wiss. Buchges., Darmstadt.
- Berkhout, A. B., 1977. Least-squares inverse filter and wavelet inverse, *Geophysics*, **42**, 1369–1383.
- Christensen, N. I. & Mooney, W. D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view, *Journal of Geophysical Research*, **100**(B6), 9761–9788.
- Cox, K. G., 1992. Karoo igneous activity, and the early stages of the break-up of Gondwanaland, in *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, edited by B. C. Storey, T. Alabaster, & R. J. Pankhurst, Special Publication 68, pp. 137 – 148, Geological Society London.
- Dalziel, I. D., 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent, *Geology*, **19**, 598–601.
- Degro, T., 1986. *Zur Interpretation gravimetrischer und magnetischer Feldgrößen mit Hilfe von Uebertragungsfunktionen*, Dissertation, TU Clausthal.
- Durrheim, R. & Green, R., 1992. A seismic refraction investigation of the Archean Kaapvaal Craton, South Africa, using mine tremors as the source energy, *Geophys. J. Int.*, **108**, 812–832.
- Ferraccioli, F., Jones, P., Curtis, M., Leat, P., & Riley, I., 2005. Tectonic and magmatic patterns in the Jutulstraumen rift (?) region, East Antarctica, as imaged by high-resolution aeromagnetic data, *Earth Planets and Space*, **57**(8), 767–780.
- Fouch, M. & Rondenay, S., 2006. Seismic anisotropy beneath stable continental interiors, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **158**(2-4), 292–320.
- Fowler, C., 1990. *The Solid Earth: an introduction to global geophysics*, Cambridge University Press.

LITERATUR

- Gao, S., Davis, P. M., Liu, H., Slack, P. D., Rigor, A. W., Zorin, Y. A., Mordvinova, V. V., Kozhevnikov, V. M., & Logatchev, N. A., 1997. S K S splitting beneath continental rift zones, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, **102**(B10), 22781–22797.
- Golynsky, A. V., Chiappini, M., Damaske, D., Ferraccioli, F., Ferris, J., Finn, C., Ghidella, M., Isihara, T., Johnson, A., Kim, H. R., Kovacs, L., LaBrecque, J. L., Masolov, V. N., Nogi, Y., Purucker, M., Taylor, P., & Torta, M., 2001. ADMAP - Magnetic anomaly map of the Antarctic, 1:10000000 scale map, in *BAS (Misc.) 10*, edited by P. Morris & R. von Frese, British Antarctic Survey.
- Götze, H.-J., 1978. Ein numerisches Verfahren zur Berechnung der gravimetrischen Feldgrößen drei-dimensionaler Modellkörper, *Arch. Met. Geoph. Biokl.*, **25**(A), 195–215.
- Götze, H.-J. & Lahmeyer, B., 1988. Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics, *Geophysics*, **8**(53), 1096–1108.
- Gripp, A. & Gordon, R., 1990. Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model, *Geophysical Research Letters*, **17**(8), 1109–1112.
- Groenewald, P., Grantham, G., & Watkeys, M., 1991. Geological evidence for a Proterozoic to Mesozoic link between southeastern Africa and Dronning Maud Land, Antarctica, *Journal of Geological Society in London*, **148**, 1115 – 1123.
- Hinz, K. & Krause, W., 1982. The continental margin of Queen Maud Land, Antarctica: Seismic sequences, structural elements and geological development, *Geologisches Jahrbuch*, **E 23**, 17–41.
- Hungeling, A. & Tyssen, F., 1991. Reflection seismic measurements in western Neuschwabenland, in *Geological evolution of Antarctica*, edited by M. Thomson, J. Crame, & J. Thomson, pp. 73–76, Cambridge University Press.
- Jacobs, J., 1991. Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte der Heimefrontfjella (Westliches Dronning Maud Land, Antarktika), *Berichte zur Polarforschung*, **97**.
- Jacobs, J., Bauer, W., Spaeth, G., Thomas, R. J., & Weber, K., 1996. Lithology and structure of the Grenville-aged (? 1.1 Ga) basement of Heimefrontfjella (East Antarctica), *Geologische Rundschau*, **85**(4), 800–821.
- Jacobs, J., Fanning, C. M., Henjes-Kunst, F., Olesch, M., & Paech, H. J., 1998. Continuation of the Mozambique Belt into East Antarctica: Grenville-age metamorphism and polyphase Pan-African high-grade events in central Dronning Maud Land, *Journal of Geology*, **106**(4), 385–406.
- Jacobs, J., Bauer, W., & Fanning, C. M., 2003. New age constraints for Grenville-age metamorphism in western central Dronning Maud Land (East Antarctica), and implications for

-
- the palaeogeography of Kalahari in Rodinia, *International Journal of Earth Sciences*, **92**(3), 301–315.
- Jacobs, J., Klemd, R., Fanning, C. M., Bauer, W., & Colombo, F., 2003. Extensional collapse of the late Neoproterozoic-early Palaeozoic East African-Antarctic Orogen in central Dronning Maud Land, East Antarctica, *Geological Society Special Publication*, **206**, 271–287.
- Jokat, W., 2004. East Antarctic tectonics and sedimentation history from 40W to 60E, *Marine Geophysical Researches*, **25**(3-4), 181–182.
- Jokat, W., Böbel, T., König, M., & Meyer, U., 2003. Timing and geometry of early Gondwana break-up, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, **108**(9), 2428.
- Jokat, W., Ritzmann, O., Reichert, C., & Hinz, K., 2004. Deep crustal structure of the continental margin off the Explora Escarpment and in the Lazarev sea, East Antarctica, *Marine Geophysical Researches*, **25**(3-4), 283–304.
- Kanao, M., A., K., Shibutani, T., Negishi, H., & Tono, Y., 2002. Crustal structure around the Antarctic margin by teleseismic receiver function analyses, in *Antarctica at the Close of a Millennium*, edited by J. Gamble, D. Skinner, & S. Henrys, 35, pp. 485–491, Bull.-R. Soc. N. Z.
- Kind, R., Kosarev, G. L., & Petersen, N. V., 1995. Receiver functions at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN), *Geophysical Journal International*, **121**(1), 191–202.
- Kogan, A. L., 1992. Results of deep seismic sounding of the Earth's crust in East Antarctica, in *Antarctic Geology and Geophysics*, edited by R. Adie, pp. 485–489.
- Kudryavtzev, G., Butzenko, V., & Kadmina, I., 1991. Crustal section across western Dronning Maud Land continental margin from geophysical data, in *Abstracts, Sixth international symposium on Antarctic earth science*, pp. 330–335, National Institute for Polar Research, Tokyo.
- Kumar, M. R., Saul, J., Sarkar, D., Kind, R., & Shukla, A. K., 2001. Crustal structure of the Indian shield: New constraints from teleseismic receiver functions, *Geophysical Research Letters*, **28**(7), 1339–1342.
- Langston, C. A., 1979. Structure Under Mount Rainier, Washington, Inferred From Teleseismic Body Wave, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, **84**(B8), 4749–4762.
- Lawver, L. A., Royer, J.-Y., Sandwell, D. T., & Scotese, C. R., 1991. Evolution of the Antarctic continental margins, in *Geological evolution of Antarctica*, pp. 533–539, Thomson, M.R. and Crame, J.A. and Thomson, J.W.

LITERATUR

- Laxon, S. & McAdoo, W., 1998. Satellites Provide New Insights Into Polar Geophysics, *EOS, Transactions, AGU* **79**(6), 69–73.
- Liu, H., Jezek, K., Li, B., & Zhao, Z., 2001. *Radarsat Antarctic Mapping Project digital elevation model version 2*, Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital media.
- Lythe, M. B. & Vaughan, D. G., 2001. BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica, *Journal of Geophysical Research*, **106**(B6), 11,335–11,352.
- Miller, H. & Oerter, H., 1991. The expedition ANTARKTIS-VIII with RV Polarstern in 1989/90 - Report of Leg ANT-VIII/5, *Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research)*, **91**, 108–122.
- Miller, H., DeBatist, M., Jokat, W., Kaul, N., Steinmetz, S., Uenzelmann-Neben, G., & Versteeg, W., 1991. Revised interpretation of tectonic features in the southern Weddell Sea, Antarctica, *Berichte zur Polarforschung*, **60**(1), 33–38.
- Montagner, J. P., 1994. Can seismology tell us anything about convection in the mantle?, *Reviews of Geophysics*, **32**(2), 115–137.
- Müller, C., 2001. Upper mantle seismic anisotropy beneath Antarctica and the Scotia Sea region, *Geophysical Journal International*, **147**(1), 105–122.
- Mutter, C. & Mutter, J., 1993. Variations in thickness of layer 3 dominate oceanic crustal structure, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **117**, 295–317.
- Nair, S., Gao, S., Liu, K., & Silver, P., 2006. Southern African crustal evolution and composition: Constraints from receiver function studies, *Journal of Geophysical Research*, **111**(B2), B02304.
- Nguuri, T. K., Gore, J., James, D. E., Webb, S. J., Wright, C., Zengeni, T. G., Gwavava, O., & Snoke, J. A., 2001. Crustal structure beneath southern Africa and its implications for the formation and evolution of the Kaapvaal and Zimbabwe cratons, *Geophysical Research Letters*, **28**(13), 2501–2504.
- Özalaybey, S. & Savage, M., 1994. Double-layer anisotropy resolved from S phases, *Geophysical Journal International*, **117**, 653–664.
- Peters, M., 1989. Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland, Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika. Petrologie, Geochemie, Geochronologie, Paläomagnetismus, geotektonische Implikationen, *Berichte zur Polarforschung*, **61**, 186 S.
- Reitmayr, G., 2005. Gravity survey in central Dronning Maud Land, East Antarctica, during the 1995/1996 GeoMaud expedition, in *Geologisches Jahrbuch, Reihe B, Heft 97*, edited by H.-J. Peach, pp. 141–164, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.

-
- Ritzwoller, M. H., Shapiro, N. M., Levshin, A. L., & Leahy, G. M., 2001. Crustal and upper mantle structure beneath Antarctica and surrounding oceans, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, **106**(B12), 30645–30670.
- Roland, N., 2002. Pan-African granitoids in central Dronning Maud Land, East Antarctica: petrography, geochemistry and their plate tectonic setting, in *Antarctica at the Close of a Millennium*, edited by J. Gamble, D. Skinner, & S. Henrys, 35, pp. 85–91, Bull.-R. Soc. N. Z.
- Roult, G. & Rouland, D., 1994. Antarctica I: Deep structure investigations inferred from seismology: A review, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **84**, 15–32.
- Savage, M. S., 1999. Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting?, *Reviews of Geophysics*, **37**(1), 65–106.
- Schmidt, S. & Götze, H.-J., 1998. Interactive visualization and modification of 3D models using GIS functions, *Physics and Chemistry of the Earth*, **3**(23), 289–296.
- Schweitzer, J., 2001. HYPOSAT an enhanced routine to locate seismic events, *Pure appl. geophys.*, **158**, 277–289.
- Silver, P., 1996. Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of geology, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **24**, 385–432.
- Silver, P. & Chan, W., 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation, *J. Geophys. Res.*, **96**, 16429–16454.
- Silver, P., Fouch, M., Gao, S., & Schmitz, M., 2004. Seismic anisotropy, mantle fabric, and the magmatic evolution of Precambrian southern Africa, *South African Journal of Geology*, **107**(1-2), 45–58.
- Silver, P. G. & Savage, M. K., 1994. The interpretation of shear-wave splitting parameters in the presence of two anisotropic layers, *Geophysical Journal International*, **119**(3), 949–963.
- Sloss, P., 2001. ETOPO2 global 2-minute gridded elevation data, <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/01mgg04.html>.
- Smith, W. & Wessel, P., 1990. Gridding with continuous curvature splines in tension, *Geophysics*, **55**, 293–305.
- Solomon, S. & Toomey, D., 1992. The structure of mid-ocean ridges, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **20**, 329–364.
- Steinhage, D., 2001. Beiträge aus geophysikalischen Messungen in Dronning Maud Land, Antarktis, zur Auffindung eines optimalen Bohrpunktes für eine Eiskerntiefbohrung, *Polarforschung*, **384**.

LITERATUR

- Stuart, G. & Zengeni, T., 1987. Seismic crustal structure of the Limpopo mobile belt, Zimbabwe, *Tectonophysics*, **57**, 144, 323–335.
- Studinger, M., 1998. Interpretation und Analyse von Potentialfelddaten im Weddell Meer, Antarktis: der Zerfall des Superkontinents Gondwana, *Polarforschung*, **276**.
- Tarkov, A. & Vavakin, V., 1982. Poisson's ratio behavior in various crystalline rocks: Application to the study of the Earth's interior, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **29**, 24–29.
- Torge, W., 1986. de Gruyter, Berlin.
- Tsoulis, D., 1999. Analytical and numerical methods in gravity field modelling of ideal and real masses, in *Deutsche Geodätische Kommission bei der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Reihe C - Dissertationen, Heft 510*, p. 133.
- Tsutsiu, T., Yamashita, M., Murakami, H., Miyamachi, H., Toda, S., & Kanao, M., 2001. Reflection profiling and velocity structure beneath Mizuho traverse route, East Antarctica, *Polar Geoscience*, **14**, 212–225.
- Vinnik, L. P., 1977. Detection of waves converted from P to SV in the mantle, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **15**, 39–45.
- Vinnik, L. P., Makeyeva, L. I., Milev, A., & Usenko, A. Y., 1992. Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle, *Geophysical Journal International*, **111**(3), 433–447.
- Wessel, P. & Smith, W., 1991. Free software helps map and display data, *EOS, Transactions, AGU* **72**, 445–446.
- Zandt, G. & Ammon, C. J., 1995. Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio, *Nature*, **374**(6518), 152–154.
- Zelt, C. & Smith, R., 1992. Seismic travel inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophys. J. Int.*, **108**, 16–334.
- Zhu, L. & Kanamori, H., 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, **105**(B2), 2969–2980.

Danksagung

Herrn Prof. Dr. H. Miller danke ich für die Vergabe dieser Arbeit und die Möglichkeit, sie am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in der Helmholtz-Gemeinschaft anfertigen zu können.

Herrn Prof. Dr. H. Villinger danke ich für die freundliche Übernahme des Koreferates.

Herrn Dr. Wilfried Jokat gilt ebenso ein herzliches Dankeschön. Mit seiner offenen Bürotüre und trotz seines Faibles für die Marine Seismik war er ein guter Diskussionspartner.

Darüber hinaus haben zum Gelingen dieser Arbeit eine Vielzahl von Menschen beigetragen, denen ich an dieser Stelle sehr herzlich danken möchte. Im Speziellen sage ich **ThanX-2**

- * Dr. Christian Müller, der mit unermüdlichem Einsatz und zu jeder Zeit mit Rat, Tat und Ideen zur Seite stand - auch in stürmischen Zeiten!
- * Mathias Hoffmann, der mir manchen Stolperstein mit seinem weitreichenden Wissen aus dem Weg geräumt hat.
- * Dr. Helgard Anschutz, ohne die meine polaren Sommer, die Büro- und Urlaubs- und auch Studienzeiten nur halb so schön gewesen wären.
- * Dr. Matthias König, der mit schnellem GMT-Support oft zur Stelle war. Dr. Daniel Steinhage und Christine Wesche, die das Eis mächtig machten. Sven Riedel sei gedankt für die Bearbeitung der diversen Schweredatensätze.
- * Dres. Wolfram Geißler, Alfons Eckstaller, Mechita Schmidt-Aursch und Vera Schlindwein für die kritische Durchsicht des Manuskripts und die vielen nützlichen Anregungen und Verbesserungsvorschläge.

Allen hier nicht genannten Kolleginnen und Kollegen des Alfred-Wegener-Instituts, insbesondere denen der Sektion Geophysik/Glaziologie, sei für das gute und angenehme Arbeitsklima gedankt.

Zum Abschluss sei meiner Familie und Nanette gedankt, ohne deren Unterstützung diese Arbeit erst gar nicht angefertigt worden wäre. D ♥ NKE!

Lebenslauf

PERSÖNLICHE DATEN

Bettina Bayer

27. April 1972 in Schwäbisch Hall

BERUFSAUSBILDUNG UND TÄTIGKEIT

- | | |
|-----------|--|
| 1989-1992 | Ausbildung zur Vermessungstechnikerin beim Staatlichen Vermessungsamt in Schwäbisch Hall |
| 1992-1993 | Angestellt als Vermessungstechnikerin beim Staatlichen Vermessungsamt in Schwäbisch Hall |

SCHULBILDUNG

- | | |
|-----------|------------------------------------|
| 1993-1995 | Technische Oberschule in Stuttgart |
|-----------|------------------------------------|

STUDIUM

- | | |
|-----------------|--|
| 10/1995-02/2002 | Studium der Geophysik an der Universität Karlsruhe (TH)
Hauptfächer: Geophysik, Atom- und Kernphysik
Nebenfächer: Satellitengeodäsie, Physikalische Geodäsie, Strömungslehre und Kontinuumsmechanik
Diplomarbeit im Forschungsbereich der Eigenschwingungen der Erde
Abschluss: Diplom-Geophysikerin |
|-----------------|--|

WISSENSCHAFTLICHE TÄTIGKEITEN

- | | |
|-----------------|---|
| 03/2002-08/2002 | Wissenschaftliche Angestellte am Geophysikalischen Institut der Universität Karlsruhe |
| 08/2002-08/2004 | Wissenschaftliche Angestellte am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung im Rahmen einer Überwinterung auf der deutschen Forschungsstation Neumayer in der Antarktis
Tätigkeit: Betreuung der Geophysikalischen Observatorien |
| 08/2004-08/2007 | Promotion am Alfred-Wegener-Institut und der Universität Bremen |
| seit 01/2008 | Wissenschaftliche Angestellte am GeoForschungsZentrum Potsdam |

Anhang

A Publikation I - Seismische Anisotropie

Die Veröffentlichung '*Seismic anisotropy beneath Dronning Maud Land, Antarctica, revealed by shear wave splitting*' erschien am 11. Oktober 2007 in der Zeitschrift *Geophysical Journal International*, Vol.:171(1), S. 339-351, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03519.x und ist auf den nachfolgenden Seiten aufgeführt.

Seismic anisotropy beneath Dronning Maud Land, Antarctica, revealed by shear wave splitting

Bettina Bayer,¹ Christian Müller,² David W. Eaton³ and Wilfried Jokat¹

¹Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Am alten Hafen 26, D-27568 Bremerhaven, Germany. E-mail: bbyer@awi-bremerhaven.de

²FIELAX GmbH, Bremerhaven, Germany

³Department of Earth Sciences, University of Western Ontario, London, ON N6A 5B7, Canada

Accepted 2007 June 7. Received 2007 June 7; in original form 2007 March 20

SUMMARY

Shear wave splitting analyses have been carried out using teleseismic data from broad-band seismograph stations deployed at temporary and permanent locations in Dronning Maud Land (DML), Antarctica. In most cases, the observed anisotropy can be related to major tectonic events that formed the present-day Antarctic continent. We rule out an anisotropic contribution from recent asthenospheric flow. At the Russian base Novolazarevskaya near the coast in central DML, waveform inversion suggests a two-layer model where the fast direction of the upper layer is oriented parallel to Archean fabrics in the lithosphere, whereas the anisotropy of the lower layer is interpreted to have been created during the Jurassic Gondwana break-up. Recordings at the South African base Sanae IV, however, show enigmatic results. For narrow backazimuthal segments, splitting parameters show strong variations together with a multitude of isotropic measurements, indicative of complex scattering that cannot be explained by simple one- or two-layer anisotropic models. In the interior of the continent, the data are consistent with single-layer anisotropy, but show significant spatial variations in splitting parameters. A set of temporary stations across the Heimefront shear zone in western DML yield splitting directions that we interpret as frozen anisotropy from Proterozoic assembly of the craton. An abrupt change in fast axis direction appears to mark a suture between the Grunehogna craton, a fragment of the Kalahari–Kaapvaal craton in southern Africa and the Mesoproterozoic Maudheim Province.

Key words: anisotropy, Antarctica, fossil deformation, Precambrian suture, shear wave splitting.

1 INTRODUCTION

The present-day Antarctic continent constitutes a key geological record of several major tectonic and thermal events during Earth's history. During the existence of both Rodinia and Gondwana, for example, Antarctica occupied a central part of a united landmass. Although 98 per cent of the continent is covered with ice, tracks of collisions and orogenies, spreading, rifting, strike-slip deformation as well as subsequent continental break-up have been documented.

The present study focuses on Dronning Maud Land (DML) (Fig. 1), a region of Antarctica composed of a collage of crustal blocks ranging in age from Archean to early Palaeozoic. Regional models from surface wave tomography show that DML is underlain by a typical Precambrian cratonic lithosphere with a thickness of ~220 km (Morelli & Danesi 2004), consistent with the ~210 km thermal lithospheric thickness characteristic of Archean cratons in the southern hemisphere (Artemieva & Mooney 2001).

Through the investigation of shear wave birefringence (splitting) it is possible to obtain information about strain fabrics and tectonic deformation processes that characterize cratonic lithosphere (Silver 1996; Savage 1999; Eaton & Jones 2006). In the upper

mantle, seismic anisotropy arises primarily from strain-induced lattice-preferred orientation (LPO) of the dominant mineral, olivine (Montagner 1994). Anisotropy is mainly located in the lithosphere in regions with low tectonic activity. Strain fabrics associated with fossil lithospheric anisotropy, recent mantle flow, aligned cracks, crustal melt filled pockets or combinations thereof have been invoked to explain observed splitting patterns (Savage 1999).

Often it is possible to distinguish different source (crust, mantle, fracture or else) of anisotropy by using different kind (frequency) of data, as teleseism or local seismicity. Sometime, the lack of some type of seismicity makes it necessary to have other information to be added to anisotropy pattern. Additional knowledge about, for example, magnetic or gravity anomalies of the investigated area may be very helpful features to identify the source of anisotropy.

In particular, two commonly cited causes of upper mantle anisotropy are vertically coherent deformation (VCD) of the lithosphere that formed during orogenic assembly of the craton (Silver 1996) and viscous drag at the base of the lithosphere arising from absolute plate motion (APM) (Vinnik *et al.* 1992).

Here, we present new shear wave splitting observations from 10 broad-band seismograph stations in central DML. Our attention

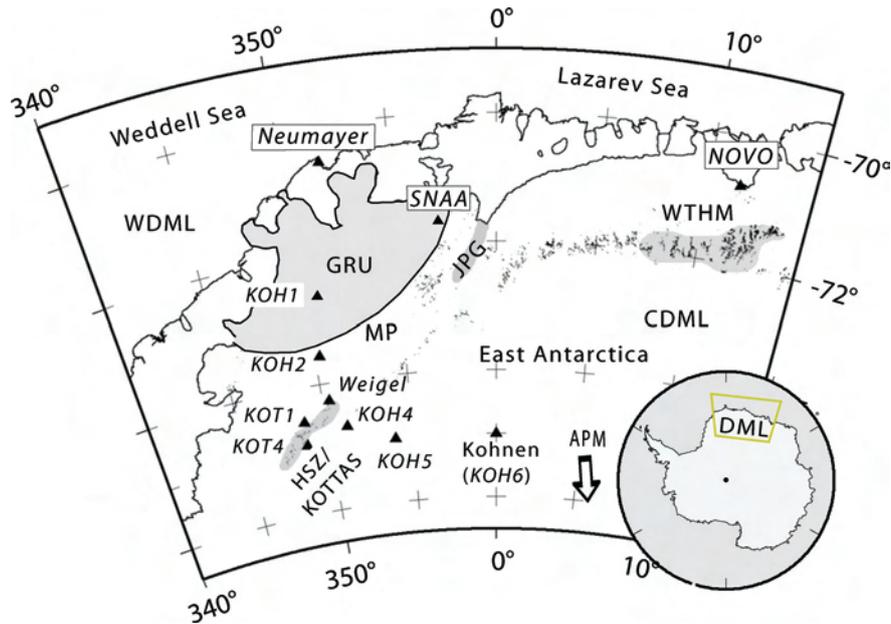


Figure 1. Sketch of Dronning Maud Land. Main geological units mentioned in the text are grey shaded. Abbreviations are: HSZ, Heimefront shear zone; KOTTAS, Kottas mountains; JPG, Jutul-Penck-Graben covered by the Jutulstraumen glacier; GRU, Grunehogna craton; WTHM, Wohlthat massif; MP, Maudheim province; KOH, stations deployed across the HSZ; KOT, stations deployed within KOTTAS; Weigel, station deployed on Weigel nunatak (an outcrop at KOTTAS); NOVO, Russian station Novolazarevskaya; SNAA, South African station Sanae IV; CDML, Central Dronning Maud Land; WDML, Western Dronning Maud Land; APM, Absolute Plate Motion given by Gripp & Gordon (1990) with an asthenospheric flow direction of 170° and a plate velocity of 1.15 cm a^{-1} ; Outcrops are marked with black dots.

focuses on the relationship between anisotropic structures within the lithosphere and tectonic deformation processes. Our observations are sparse, out of logistical necessity due to the harsh conditions in Antarctica; nevertheless our results provide significant new constraints on tectonic architecture and the nature of processes involved in the lithospheric assembly of the continent.

2 GEOLOGICAL AND TECTONIC SETTINGS

Several major geological and tectonic events during Earth's history formed the present-day Antarctic continent. Within the area of investigation (DML), the most prominent tectonic fabrics were formed during several phases: The Grenville event, *ca.* 1.1 Ga, which formed the supercontinent Rodinia; the Ross-/Pan-African event at 500 Ma, forming the supercontinent Gondwana due to the collision between West and East Gondwana; the break-up of Gondwana 160 Ma ago, which started in the Lazarev Sea (the ocean basin off DML) accompanied by voluminous volcanism, magmatism, and major outpourings of continental flood basalts (e.g. Jacobs *et al.* 2003).

In western DML, an Archean cratonic fragment named Grunehogna craton (GRU) is exposed (Fig. 1). It consists of Archean granitic gneisses and Mesoproterozoic sedimentary rocks of similar ages to the Kalahari–Kaapvaal craton in southern Africa. GRU is most likely a piece of the Kalahari–Kaapvaal craton dispersed during fragmentation of Gondwana (Groenewald *et al.* 1991). The entire southern side of GRU is rimmed by the Maudheim province (MP) comprised of Proterozoic high-grade metamorphic rocks of Grenvillian age (1.2–1.0 Ga). This MP is likely continued as the Namaqua-Natal belt in southern Africa.

The western margin of the East African Orogen, named East Antarctic Orogen, is exposed in Heimefrontfjella with the

Grenvillian-age Heimefront shear zone (HSZ) as its western front. The HSZ juxtaposes crust to the east, characterized by a pervasive Pan-African overprint, against crust to the west where tectonothermal effects of the Pan-African event are weak to non-existent. Central DML most likely represents the southern continuation of the Mozambique belt into East Antarctica. In this region, Jacobs *et al.* (2003) reported evidence for asthenospheric upwelling, followed by mantle delamination of the orogenic root, surface uplift and subsequent orogenic collapse.

The passive volcanic continental margins off WDML and CDML, formed during the Gondwana break-up, border the Weddell Sea and the Lazarev Sea, respectively. Following Cox (1992), the initial part of the break-up can be described by a two-stage model. In the first stage, about 200–190 Ma, pre-existing Permo-Triassic shear zones were reactivated, causing Africa and Antarctica to move apart as a result of strike-slip movement accompanied by a massive outflow of mantle-derived magmas. In the second stage, about 170 Ma, seafloor spreading commenced and the two continents drifted away from each other.

3 DATA AND METHOD

During several experiments, portable broad-band seismometers (Lennartz 20 s/5 s) with RefTek recording systems were deployed various parts of DML (Fig. 1 and Table 1). These experiments were carried out across the HSZ during the south polar summer of 2003 and along the Kottas mountain range during the south polar summer of 2004, both in western DML (Fig. 1). The duration of recordings varied and depended strongly on weather conditions and technical robustness of the equipment. In most cases, less than 5 weeks of data were recorded. Nevertheless, a sufficient number of core shear waves were observed (Fig. 2) to enable robust shear wave splitting results to be obtained.

Table 1. Splitting parameters for stations deployed across the Heimefront shear zone (KOH1–KOH6), within Kottas mountains (KOT1–KOT4, Weigel), South African base Sanae IV (SNAA), and Russian base Novolazarevskaya (NOVO). Column ‘Phases’ denotes the total number of included phases, column ‘Good’ denotes clear observable anisotropy of included phases; difference between them represents nulls. If more than one phase was included the stacking method of Wolfe & Silver (1998) was applied that is denoted by the abbreviation WS. Shortcut for a single measurement is SC after (Silver & Chan 1991). 2L is denoted to a two-layer solution found for NOVO and for the permanent stations VNA2 and VNA3 (Müller 2001).

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	Fast axis θ (°)	Time delay δt (s)	Phases	Good	Method
KOH1	−09.310	−72.648	67 ± 6	0.90 ± 0.25	8	4	WS
KOH2	−09.713	−73.563	77 ± 6	0.90 ± 0.16	6	4	WS
KOH4	−08.794	−74.713	63 ± 6	1.05 ± 0.26	6	4	WS
KOH5	−06.055	−75.004	3 ± 1	1.20 ± 0.00	5	3	WS
KOH6 (Kohnen)	00.075	−75.002	73 ± 5	–	5	–	WS
Weigel	−09.622	−74.275	86 ± 5	0.94 ± 0.25	13	7	WS
KOT1	−11.337	−74.908	34 ± 4	1.69 ± 0.13	1	1	SC
KOT4	−11.258	−74.553	27 ± 7	1.50 ± 0.27	1	1	SC
SNAA	−02.838	−71.671	–	–	101	25	SC
NOVO	11.835	−70.776	–	–	23	–	2L
VNA2	−7.392	−70.926	–	–	–	–	2L
VNA3	−9.670	−71.243	–	–	–	–	2L

Temporary deployed stations across HSZ (KOH1–KOH6) were sited on ice that increases in thickness towards south, reaching a maximum thickness of 3 km underneath summer drilling station Kohnen (KOH6). Stations along the Kottas mountain range (Weigel, KOT1, KOT4) were deployed directly on exposed rocks (Fig. 1). In addition, permanent broad-band recordings from 2002 to 2005 at the South African base SANAE IV (SNAA) were investigated and yielded the greatest number of observations. We also used recordings of seismographs, operated during the south polar winter 2005 at the Russian base Novolazarevskaya (NOVO) in central DML and at Weigel nunatak in the Kottas mountains.

For each seismograph, all events with magnitude greater than 5.5 and epicentral distance greater than 85° were visually inspected. A bandpass filters with corners at 0.03 and 0.5 Hz was applied to improve the signal-to-noise ratio (SNR). We then computed splitting parameters (fast polarization direction, θ , and time delay, δt) using the method of Silver & Chan (1991). For a single event, this method performs an exhaustive search of splitting parameter to find the pair that best reverses the splitting process within a selected time window. Two criteria may be used, either minimizing the energy of the transverse component or minimizing the smaller eigenvalue of the covariance matrix. Both methods were applied and compared for core shear waves SK(K)S, but only the second method was used in the case of S(cS) phases generated by deep teleseismic earthquakes.

Following established practice for shear wave splitting analysis, we classified our measurements according to five criteria. A measurement defined as good quality satisfies the following: A distinct phase arrival is visible on the radial and transverse components, with a SNR of 2 or greater; prior to the splitting correction, the particle motion in the horizontal plane is elliptical; after the splitting correction, the particle motion is linear; the shape of the recovered fast and slow split shear waves are very similar; and the contour representing the 95 per cent confidence interval contains a well defined closed region in the energy diagram (Fig. 3). Measurements defined as fair quality fulfil these five criteria but without such a high degree of confidence.

So-called null measurements are characterized by weak or absent transverse signals, and consequently particle motion that is roughly linear. For such events, the energy contour plot is elongate, which means that no unique splitting parameter pair is found that ade-

quately minimizes the transverse energy and/or smaller eigenvalue (Fig. 4). Null measurements may be due to absence of anisotropy (isotropic conditions), vertical anisotropy with an a -axis of the olivine crystal aligned in the direction of shear wave propagation, or incoming wave polarization along the fast or slow azimuth of the fast axis. When nulls are measured at a wide variety of azimuths for shear waves with steep incident angle, a common interpretation is that the medium is either effectively isotropic or transversely isotropic with a vertical symmetry axis (Savage *et al.* 1996).

To obtain the best-fitting splitting parameters for all phases recorded at a single station and to ensure a relatively equal weight for all measurements, we applied the stacking method of Wolfe & Silver (1998), originally devised to study anisotropy at noisy oceanic stations. This method enables the analysis of events considered to have fair quality, which might otherwise be discarded. We remark that the stacking method assumes that the splitting observations do not exhibit backazimuthal variations, as expected for a single homogeneous anisotropic layer with a vertical symmetry axis. An example for the stacking method for station KOH4 is given in Fig. 5.

At some stations we observed significant variations in the apparent splitting parameters as a function of incoming shear wave polarization (or simply the backazimuth in the case of shear waves traversing through the outer core). One possible explanation for this behaviour is the presence of two or more anisotropic layers. In the simple case of a double-layered anisotropic medium, apparent splitting parameters are expected to show a characteristic $\pi/2$ -periodicity (Silver & Savage 1994). This $\pi/2$ -pattern is considered diagnostic of two-layer anisotropy, and can help to distinguish this scenario from other conditions such as single-layer with dipping symmetry axis or anisotropy caused by a inhomogeneous medium (Fouch & Rondenay 2006).

We have also applied the waveform inversion method of Özalaybey & Savage (1994) to our best quality split waveforms. This method is a generalization of the single-layer stacking method of Wolfe & Silver (1998). It searches for the four parameters for a double-layer anisotropic model using the radial and transverse waveforms directly, rather than the indirect approach of fitting apparent single-layer splitting parameters versus backazimuth. The waveform inversion approach has several advantages over the latter method. First, it does not require as large a range backazimuths, since waveforms contain more information than the apparent

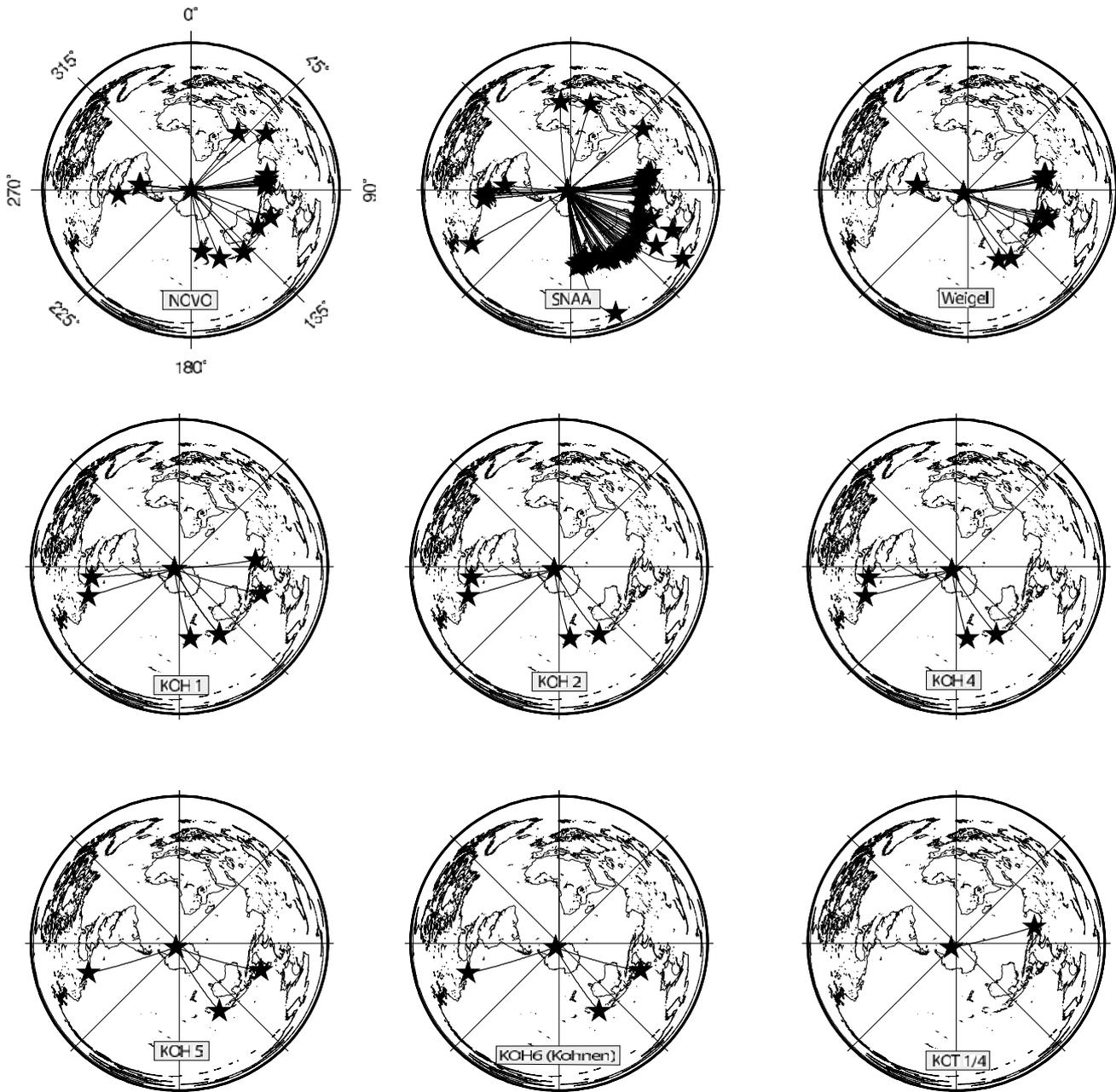


Figure 2. Distribution of teleseismic events expressed as black stars used in this study. They are plotted in an azimuthal equidistant projection with the station location (grey star) in the centre.

splitting parameters. Second, the waveform inversion method yields formal estimates of parameter uncertainty via the F -test (Eaton *et al.* 2004), useful for evaluating the statistical significance of the inferred layer parameters.

4 RESULTS

In general, the results we retrieved are sufficiently different from each other that no single model is valid for all stations (Fig. 6). Therefore, this section (as well as the section covering interpretation and discussion) will be separately presented in three subsections: first for temporary deployed stations within WDML and across the

HSZ, second for coastal station NOVO in CDML and third for station SNAA.

A complete overview about the single splitting parameters for all events used in the present study is provided as online supplementary data.

4.1 Results for Heimefront shear zone, WDML

For all inland stations of western DML, no evidence were found for a two-layer medium by applying the waveform inversion technique of Özalaybey & Savage (1994). The individual results retrieved from these technique are listed in Table 2.

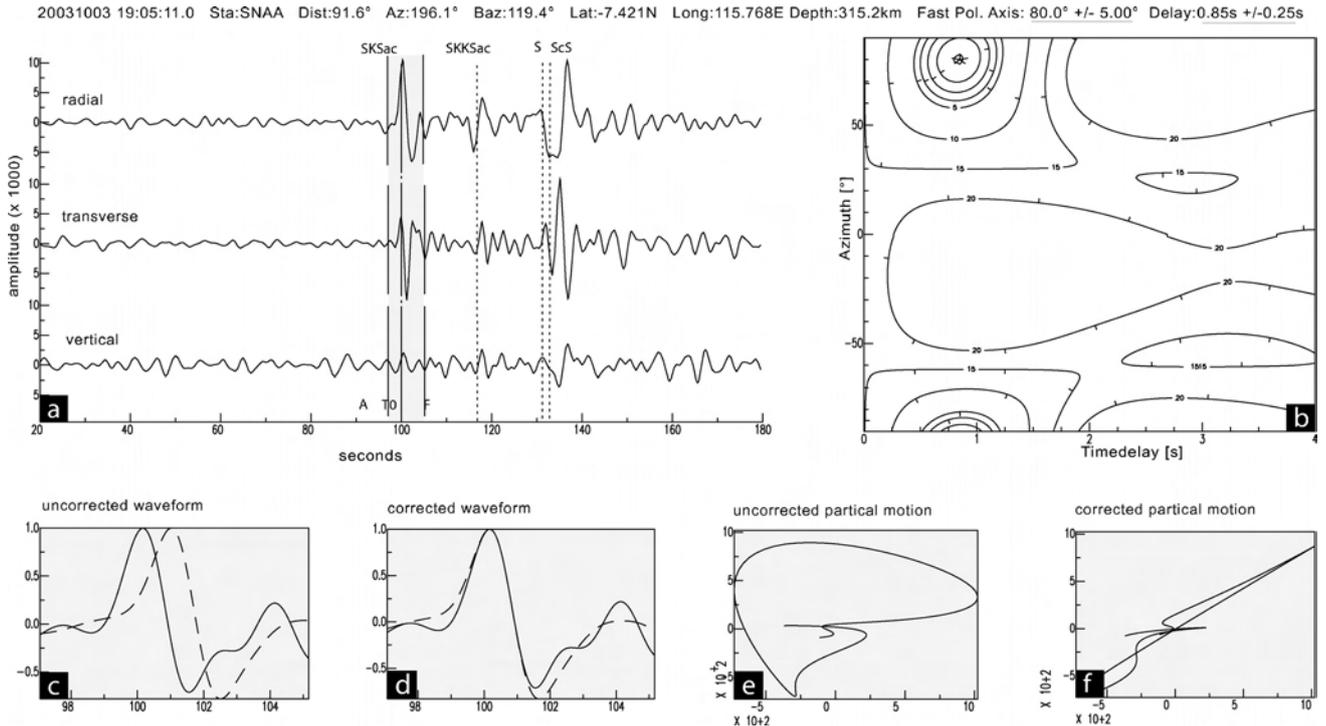


Figure 3. Example for a high quality measurement retrieved on station SNAA: (a) shows clear energy on the radial and transverse component. Energy is restricted within the horizontal plane; (b) shows the contour plot of energy on the transverse component as a function of the time delay and the polarization angle of the fast split shear wave; (c) before minimizing the transverse energy in order to reverse the splitting process the horizontal waveforms are separated and have similar shapes; (d) shows the waveforms after reversing. The waveforms were shifted by the estimated time delay. This imitates a waveform traversing through an imaginary isotropic medium; (e) demonstrates the typical elliptical particle motion for a splitted shear phase and (f) shows a linear particle motion in the horizontal plane after applying the correction.

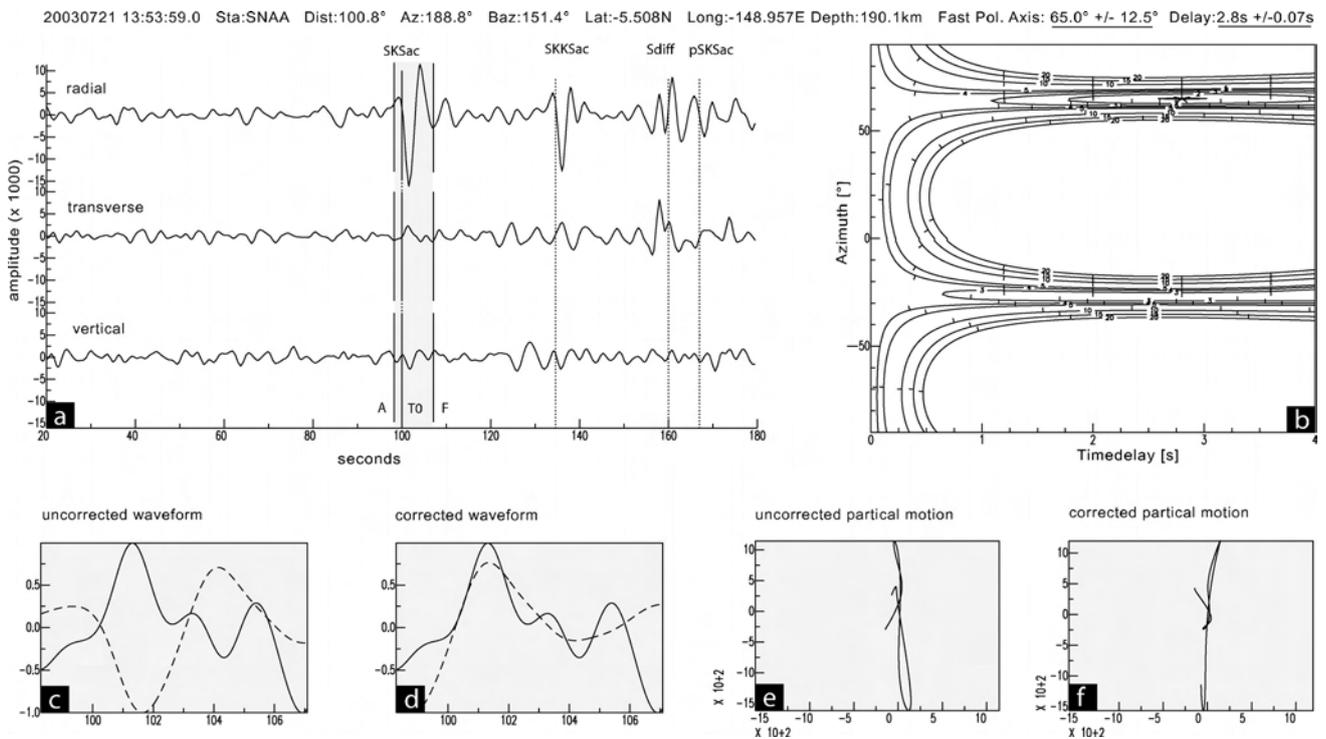


Figure 4. Example for a null measurement detected on station SNAA. Energy is restricted to the radial component as seen in (a). The elongated contour plot in (b) is one sign for a null measurement that pretend isotropy. The linear particle motion after minimizing the transverse energy is preserved. For a detail description of the individual inlay figures (a)–(f) see Fig. 3.

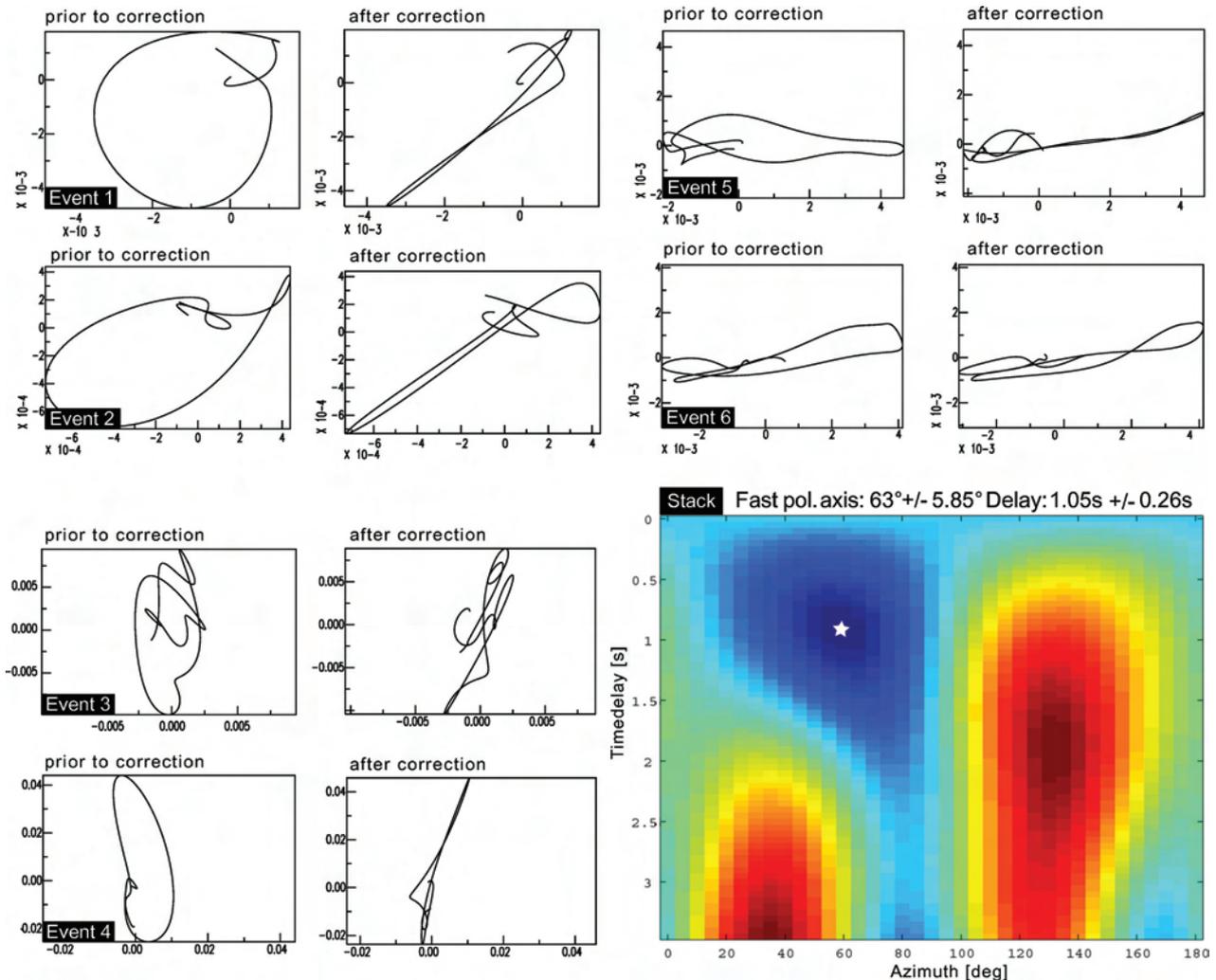


Figure 5. Particle motion prior to and after the correction of all data used into the stacking method after Wolfe & Silver (1998) for station KOH4. The final stacked splitting parameter pair is $(63 \pm 5.85^\circ / 1.03 \pm 0.26 \text{ s})$. Individual values are provided as online supplementary data.

Within the HSZ, the Weigel nunatak is exposed. Here, the seismometer was deployed directly on solid rock during several south polar summer seasons and one winter period. A total of 13 sufficiently resolved splitted core shear phases were detected. Individual fast axis directions vary between 73° and 94° and overlap nearly within the 95 per cent confidence interval. Split times generally fall within the range of 0.72–1.38 s, although one measurement classified as fair yielded a higher time delay of 1.82 s. The multi-event stacking method yielded splitting parameter of $(86 \pm 5^\circ / 0.94 \pm 0.25 \text{ s})$ (Table 1). We obtained nulls for shear phases with eastern, southern and western backazimuth ($\sim 90^\circ$, $\sim 175^\circ$ and $\sim 290^\circ$, respectively), consistent with simple single-layer anisotropy.

The observed splitting parameters for stations KOT1 and KOT4 at the western part of the HSZ were determined from single events with backazimuth of $\sim 100^\circ$, yielding splitting parameters of $(34^\circ / 1.69 \text{ s})$ and $(27^\circ / 1.50 \text{ s})$. For the stations temporarily deployed across the HSZ (KOH1–KOH6) we also applied the multi-event stacking method for at least five single events (Table 1 and Fig. 8). For station KOH6 we only obtained nulls, which is also consistent with simple single-layer anisotropy as the backazimuth of each event is parallel or perpendicular to the fast axis direction.

4.2 Results for NOVO, CDML

NOVO is situated close to the passive continental margin of the East Antarctic craton. A total of 23 sufficiently resolved core shear phases from teleseismic events with broad backazimuthal coverage were detected (Fig. 2). The estimated splitting parameter were not consistent with each other as predicted for a homogeneous single-layer and showed a $\pi/2$ -periodicity.

We applied the waveform inversion method after Özalaybey & Savage (1994) to those shear phases with best SNR (Table 2). Including four phases, the inversion yielded splitting parameter of $(64.3 \pm 6.7^\circ / 0.68 \pm 0.14 \text{ s})$ and $(95.9 \pm 7.3^\circ / 0.55 \pm 0.21 \text{ s})$ for the upper and lower layer, respectively (Fig. 9). To reinforce the retrieved two-layer model, we applied the apparent splitting parameter modelling after Silver & Savage (1994). The theoretical splitting parameter were forward calculated for a two-layer model that yielded splitting parameter for each layer we retrieved from the waveform inversion technique. The estimated individual apparent splitting parameters fit these theoretical curve very well (Fig. 9). We remark that analysis of shear wave splitting at the coastal Neumayer station (Müller 2001) also yielded evidence for double-layer anisotropy

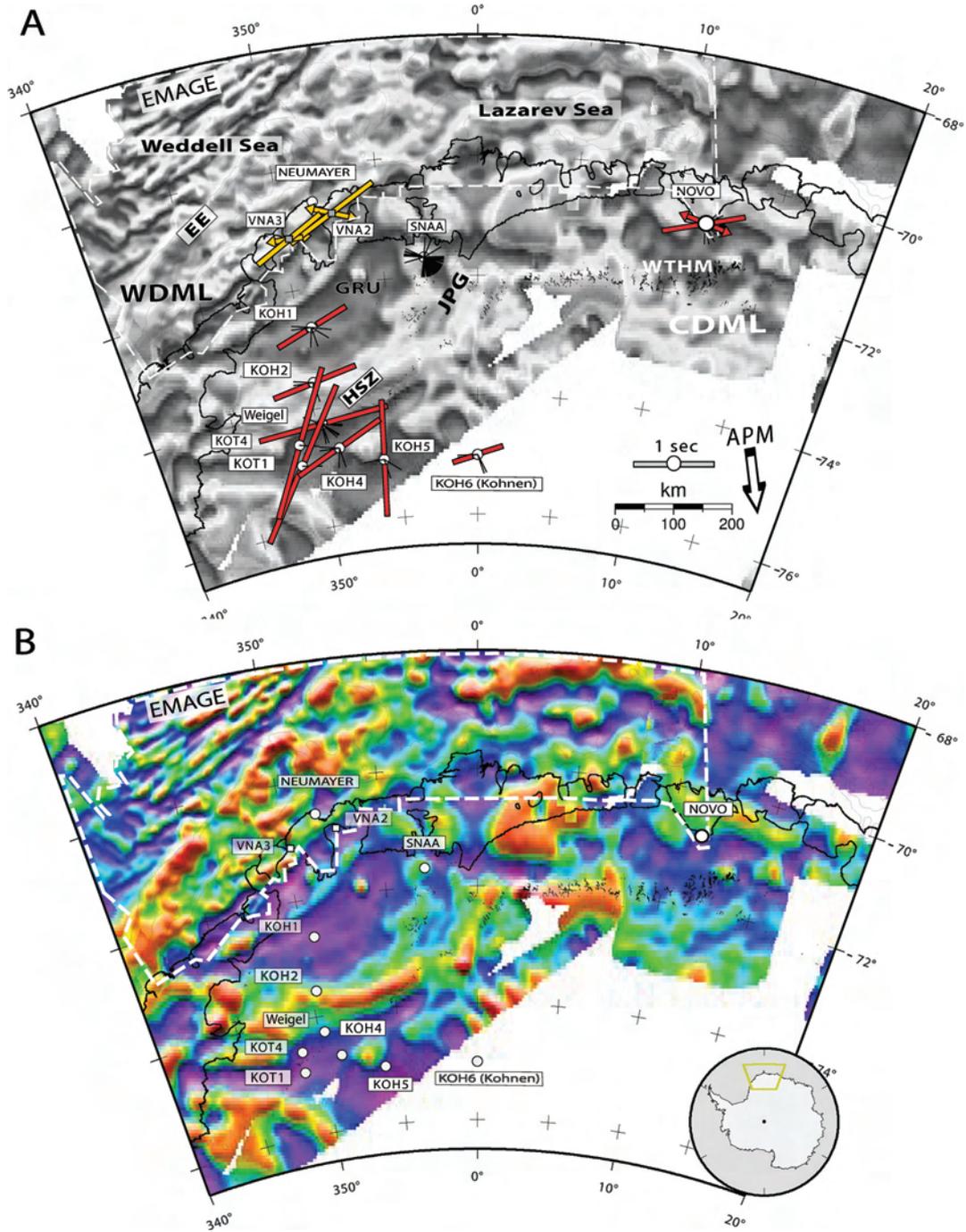


Figure 6. (A) Estimated splitting parameters plotted over grey scaled high resolution aeromagnetic anomaly grids of DML [EMAGE grid (Jokat *et al.* 2003) surrounded by a white dashed line and ADMAP grid (Golynsky *et al.* 2001)]. Thick red bars indicate fast axis θ and length is proportional to time delay δt . For coastal stations Novo and Neumayer (Müller 2001) models with two anisotropic layers are retrieved. Lower layers are signed with arrows. Thin black bars on the stations dot denote backazimuths of included phases. (B) Aeromagnetic anomalies in a coloured scale. Obviously, the fast axis of stations deployed across HSZ, Novo and Neumayer are aligned in a parallel manner with small-scaled geological features. Abbreviations are: EE, Explora Escarpment; JPG, Jutul-Penck-Graben; GRU, Grunehogna craton; CDML, Central Dronning Maud Land; WDML, Western Dronning Maud Land; WTHM, Wohlthat massif; APM, Absolute Plate Motion. Station names are listed in Table 1.

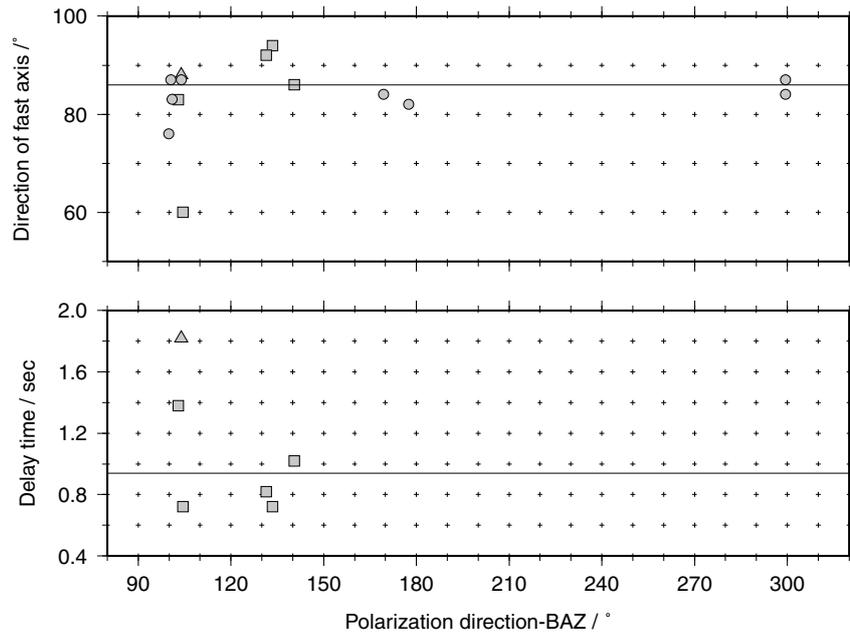


Figure 7. Splitting parameters derived from events for temporary deployed station at Weigel nunatak. Squares are measurements showing distinct anisotropy (good), triangles represent weaker but observable anisotropy (fair), circles denote nulls. Solid lines represent the stacked splitting parameter ($86^\circ/0.94$ s).

with a similar difference (*ca.* 30°) between both fast directions of the two layers.

4.3 Results for Sanae IV (SNA4)

SNA4 is located on the Archean to mid-Proterozoic aged Grunehogna craton, which is flanked at the eastern side by the Jutul-Penck-Graben, an old rift system completely covered by the Jutulstraumen glacier. It may conceal a buried lithospheric boundary between the Grunehogna craton and the mid-Proterozoic to Cambrian Maudheim province (Groenewald *et al.* 1991). More than hundred phases of teleseismic events (Fig. 2 and online supplementary data) with hypocentral depth larger than 30 km, showing sharp onsets and steep incident angles, were taken into account and led to the most puzzling observation of shear wave splitting within the area of investigation. Neither a clear distribution nor a typical $\pi/2$ -periodicity of the splitting parameter was found. The bulk of investigated phases show nulls over a broad range of backazimuth. For close backazimuthal segments, splitting parameters show strong variations. Isotropic and anisotropic measurements are close together and overlap in terms of the backazimuth (Fig. 10). Calculated individual error bars for fast axes are less than $\pm 9^\circ$, for time delays it yields values less than ± 0.4 s. Clear split phases are resolved at distinct backazimuth segments of 120° , 180° and 270° (Fig. 3 and two more examples provided as online supplementary data). We compared the theoretical backazimuth with the real one derived from a polarization examination of the *P* wave. They do not show a significant scatter and vary between $\pm 5 - 10^\circ$. Shear phases, generated by earthquakes in the Fiji Island Region with BAZ approximately 180° and with high SNR, show strong energy on its vertical component. This might not be expected for radially polarized shear phases traversing through the core (a data example is provided as online supplementary data). Focusing geometrical aspects, a dipping layer may generate such a vertical refracted phase. It may be related to a lateral heterogeneity from a remnant geological structure or may serve as an indicator for

the Himalayan-type indenter-escape tectonics model for the southern part of the late Neoproterozoic/early Palaeozoic East African-Antarctic orogen proposed by Jacobs & Thomas (2004). We exclude this measurements from further anisotropic discussions because a more complex model with strong lateral heterogeneity is required.

5 INTERPRETATION AND DISCUSSION

The area of investigation is not active tectonically at present, and the Antarctic continent is moving slowly with respect to the whole-mantle reference frame, with an absolute plate velocity of 1.15 cm a^{-1} in a direction of 170° in DML (Gripp & Gordon 1990) (Fig. 1). Estimated fast axes for the stations considered here are poorly correlated with this direction of APM. It therefore, appears unlikely that anisotropy caused by viscous drag at the base of the lithosphere from modern plate motions is a suitable model for our results. Rather, our data are more consistent with the model of frozen-in anisotropy within the upper mantle due to VCD. Silver *et al.* (2004) reached a similar conclusion for southern Africa, the conjugant part of Antarctica during the existence of Gondwana.

5.1 Heimefront shear zone, WDML

We have compared the direction of observed fast axes with available high-resolution aeromagnetic anomaly grids EMAGE (Jokat *et al.* 2003) and ADMAP (Golynsky *et al.* 2001) (Fig. 6b). This comparison provides important insight into possible links between mantle anisotropy and crustal structure. The signature of GRU is detectable as a broad, featureless negative region close to the coast and as a linear short-wavelength magnetic anomaly inland. The magnetic signature of the juxtaposed Maudheim province is characterized by a linear belt of alternating bands of elongated magnetic highs and lows (Golynsky & Jacobs 2001).

The magnetic pattern represents the crustal contribution of the magnetic field, whereas the observable anisotropy is mainly

Table 2. Results of the two-layer inversion method of (Özalaybey & Savage 1994) for all station included in these study. Estimated splitting parameters are given with 95 per cent confidence limits; subscripts u and l refer to upper and lower layers, respectively. Line ALL denotes the sum of the individual events, whereas line Apparent for coastal station NOVO is the result of an apparent splitting modelling after (Silver & Savage 1994). Except for station NOVO, no evidence for a double-layer medium were found.

Event origin	Fast axis θ^u ($^\circ$)	Time delay δt^u (s)	Fast axis θ^l ($^\circ$)	Time delay δt^l (s)
NOVO				
2005 02 05 12:23:18	64.2 \pm 6.6	0.69 \pm 0.15	96.0 \pm 7.4	0.59 \pm 0.22
2005 03 02 10:42:12	53.8 \pm 15.2	0.35 \pm 0.24	84.5 \pm 9.5	0.88 \pm 0.18
2005 05 14 05:05:18	70.2 \pm 15.9	1.06 \pm 0.45	99.8 \pm 10.3	1.32 \pm 0.43
2005 10 11 15:05:39	61.1 \pm 8.5	0.83 \pm 0.60	84.8 \pm 6.2	1.00 \pm 0.90
ALL	64.3 \pm 6.7	0.68 \pm 0.24	95.9 \pm 7.3	0.55 \pm 0.21
Weigel nunatak				
2004 12 28 09:39:06	80.4 \pm 12.8	0.44 \pm 0.33	95.1 \pm 5.3	1.21 \pm 0.46
2005 01 21 17:54:34	91.3 \pm 19.8	0.49 \pm 0.45	120.4 \pm 10.2	1.31 \pm 0.52
2005 05 05 12:23:18	114.7 \pm 8.6	1.18 \pm 0.20	145.1 \pm 5.6	1.18 \pm 0.57
2005 03 02 10:42:12	55.9 \pm 7.2	0.50 \pm 0.13	114.2 \pm 4.4	1.17 \pm 0.13
KOH1				
2003 01 21 02:46:47	110.1 \pm 10.2	0.86 \pm 0.31	45.5 \pm 10.2	1.23 \pm 0.32
2003 01 04 05:15:03	10.7 \pm 10.0	0.86 \pm 0.29	55.2 \pm 8.4	1.11 \pm 0.19
2002 12 27 13:28:36	85.7 \pm 16.9	0.87 \pm 0.35	39.2 \pm 16.5	1.30 \pm 0.55
KOH2				
2003 01 21 02:46:47	80.8 \pm 10.3	0.90 \pm 0.41	99.6 \pm 7.2	1.49 \pm 1.86
2003 01 04 05:15:03	44.2 \pm 8.3	1.56 \pm 0.60	35.6 \pm 7.9	1.54 \pm 0.56
KOH4				
2003 01 21 02:46:47	84.9 \pm 46.7	0.52 \pm 0.90	40.7 \pm 27.3	1.25 \pm 0.94
2003 01 04 05:15:03	39.9 \pm 12.6	1.20 \pm 0.52	34.5 \pm 19.1	0.85 \pm 0.55
KOH5				
2002 12 30 04:49:08	147.2 \pm 11.4	1.32 \pm 0.33	116.6 \pm 7.6	1.28 \pm 0.54
KOT1				
2005 01 04 09:13:11	39.9 \pm 9.1	1.04 \pm 0.57	29.6 \pm 8.5	1.22 \pm 0.64
KOT4				
2004 12 31 01:04:51	29.6 \pm 25.8	0.55 \pm 1.23	29.9 \pm 17.8	0.85 \pm 1.23

generated by the upper mantle. The obtained fast directions are sub-parallel to, and appear to correlate with, the small-scale magnetic anomalies within western DML. We suggest, therefore, that vertical coherent deformation of the lithosphere led to LPO of mantle minerals. This implies that both crust and upper mantle were coherently deformed and strongly coupled during late Neoproterozoic/early Palaeozoic orogenic episodes.

The abrupt change in fast-axis direction around the HSZ is particularly notable. Such an abrupt change strongly suggests that the shear zone penetrates through the crust into the upper mantle, juxtaposing mantle lithosphere with distinct anisotropic fabrics. Similar observations of abrupt changes in anisotropic parameters have been found in the European landmass, and interpreted by Babuska & Plomerova (2006) to reflect preservation of fossil anisotropic fabric during the assembly of the continent. In the case of DML, the HSZ formed by the assembly of Rhodinia during the Grenvillian orogeny and thus may represent a fossil suture, now expressed as change in seismic anisotropy.

5.2 Novolazarevskaya (NOVO), CDML

Unlike stations farther inland, our data imply a two-layer anisotropic model for station NOVO. We note that the fast polarization axis

of the upper layer is parallel to the orogenic strike of the nearby Wohlthat massif (Fig. 6) and, according to Damaske *et al.* (2005), subparallel to a nearby elongated magnetic anomaly. We therefore, interpret this alignment to reflect fossil anisotropy caused by late Neoproterozoic/early Palaeozoic orogenic events that produced the massif.

The inferred fast axis of the lower layer at NOVO is parallel to the continental margin. We remark that our model for NOVO is consistent with results by Müller (2001) for the German research base Neumayer/WDML (stations VNA2 and VNA3 in Fig. 6). In the case of Neumayer, the upper layer corresponds well to fast axes of the South African Kaapvaal craton after restoring the continents, whereas the lower layer fast axis is parallel to the continental margin. Müller (2001) interpreted the lower layer to have been created during early Gondwana rifting stages. This interpretation is compatible with our results at station NOVO.

We suggest three potential interpretations for the parallel alignment of the fast axes of the lower layer and the continental margin.

First, within systems of strike-slip, or transcurrent deformation, fast polarization axis tends to be parallel to strike-slip movement (e.g. Moma rift, Vinnik *et al.* 1992). A strike-slip deformation stage due to reactivation of old fault zones before the final fragmentation of Gondwana, as discussed in Jokat *et al.* (2003), might have aligned

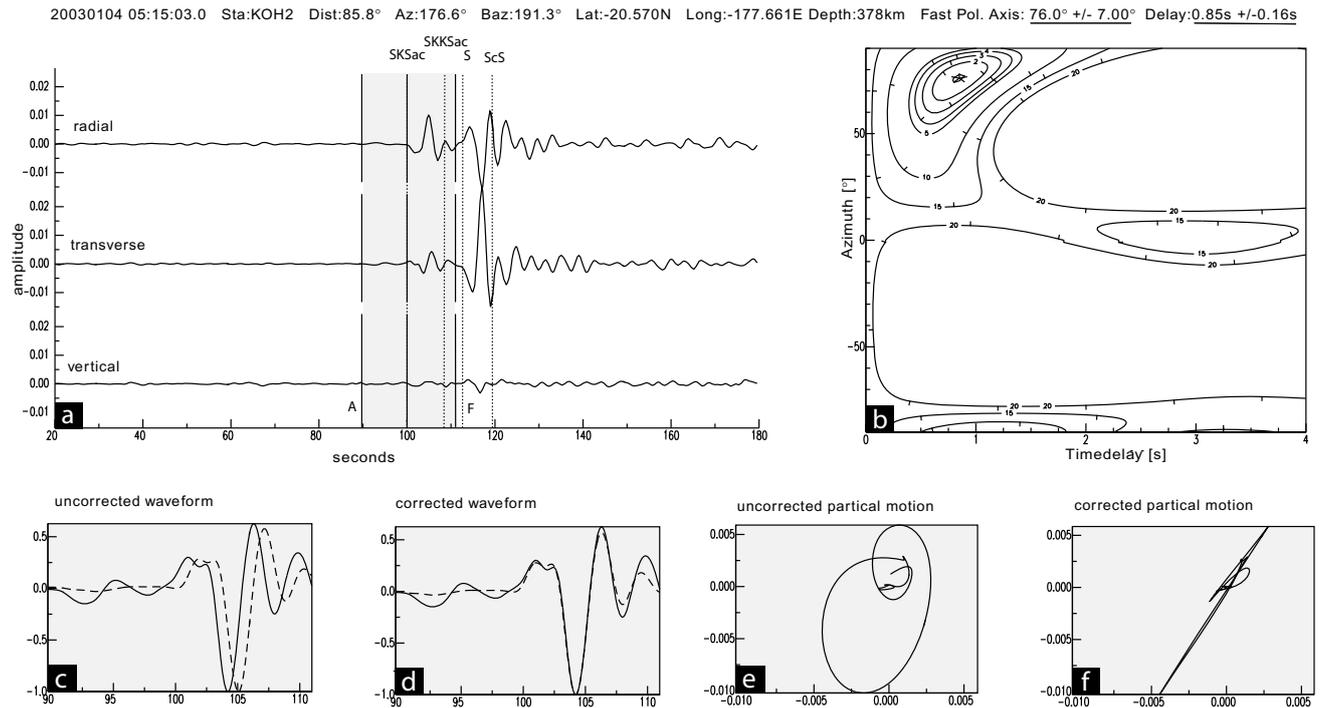


Figure 8. Example for a measurement with distinct anisotropy detected on temporary deployed station KOH2. The backazimuth of the event is 191° (Fiji Island Region). For a detail description of the individual inlay figures (a)–(f) see Fig. 3.

the minerals. Consequently, we support Gondwana break-up models for the region off NOVO taking strike-slip deformation into account before or during the rift phase. This is our preferred model.

Second interpretation suggests lateral flow along the rift at the time of opening of Lazarev Sea (the area off NOVO) during the most recent major event of Gondwana break-up. A parallel alignment of fast axes is also observed at stations deployed along the coast of East Greenland although no evidence for a double-layer anisotropic model is presented (Ucisk *et al.* 2005). On rift systems, orientation of fast axis is ambiguous, either orthogonal or parallel to extension direction, depending on a slow or fast spreading velocity, respectively (e.g. around East African Rift Gao *et al.* 1997). Jokat *et al.* (2003) inferred a rift system related to the opening of Lazarev Sea a slow full spreading rate of 3 cm yr^{-1} from aeromagnetic data. This study supports this item.

A third alternative involves a remnant slab of subducted material, either of oceanic or continental lithospheric origin associated with the late Neoproterozoic/early Palaeozoic Pan-African collision episode. Within continent–continent collisions one lithospheric block can be shifted over the other by cutting off the crust. This interpretation is rather speculative because no suture zone has yet been found due to ice coverage and the subsequent Jurassic continental break-up accompanied by tremendous heat might have destroyed any fabric especially on the base of the lithosphere.

5.3 Sanae IV (SNAA)

Due to the marked inconsistency of splitting measurements, one homogeneous anisotropic layer with vertical symmetry axis cannot explain our observations. We remark that M. Hoffmann (personal communication, 2006) calculated transverse receiver functions for SNAA and observed clear energy on the traces indicating intracrustal dipping layers and/or complex anisotropic behaviour.

There are, however, many possible explanations for the complex splitting results, including:

First, near-vertical flow of mantle material (that is now frozen-in) during the break-up of Gondwana. In such a case the a -axis of olivine aligns vertically and anisotropy will not be detectable. This near-vertical flow could be related to a proposed mantle plume hypothesis with a plume-column underneath SNAA that subsequently led to the break-up of Gondwana (e.g. Jokat *et al.* 2003). According to fission-track analyses from Jacobs & Lisker (1999) it is proposed, that DML was covered by a thick layer of continental flood basalts.

Second interpretation suggests two or more anisotropic layers with different symmetry axes such that they cancel each other to make an effectively isotropic medium (Silver & Savage 1994). For a double-layer model in which the fast axes differ 90° from each other the anisotropic structures are not resolvable anymore. Double-layer models explain anisotropy sufficiently well for neighbouring seismological stations at Neumayer and NOVO.

A third alternative suggests complicated anisotropic properties that are not easily diagnosed with the simple method of shear wave splitting.

More measurements from closely spaced (temporary) seismic network will be required to investigate the pattern and geometry of anisotropic structures in more detail.

6 CONCLUSIONS

Investigations of shear wave splitting from core refracted S waves in DML, Antarctica, provides new insights into deeper geological structure and tectonic evolution of this region. Due to the harsh climate and inaccessibility of the terrain, long-term and dense seismic instrumentation is difficult to implement. On the other hand, due

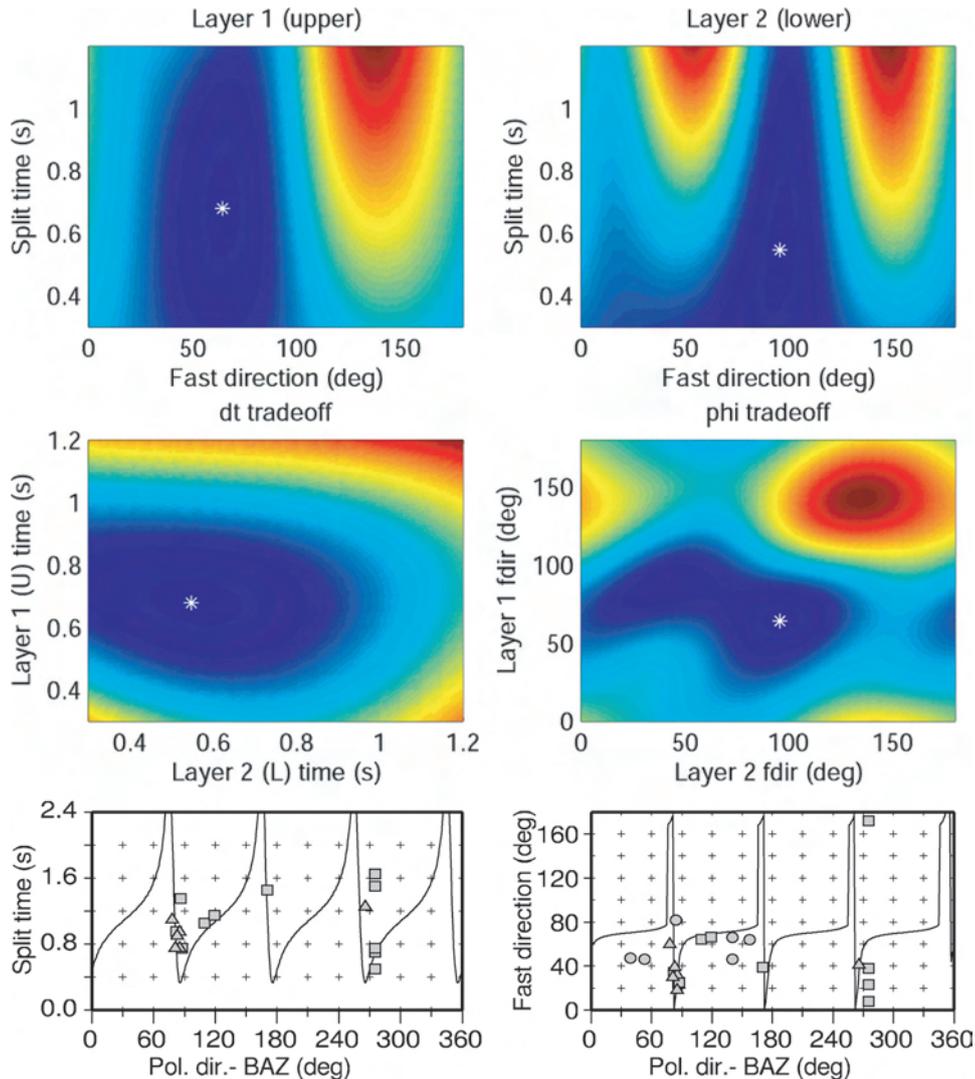


Figure 9. Two-layer model for station NOVO in CDML. Upper and middle plots represent the results we obtained from the waveform inversion method after Özalaybey & Savage (1994). As seen in the upper plot, splitting parameter (SP) of the shallower layer are $(64.3 \pm 6.7^\circ/0.68 \pm 0.24 \text{ s})$, of the lower $(95.9 \pm 7.3^\circ/0.55 \pm 0.21 \text{ s})$. Middle subplots demonstrate the tradeoffs between the SP pairs of both layers. Lower plots represent a comparison between single splitting measurements and a two-layer model, represented by solid computed using anisotropy values retrieved by waveform inversion. Squares are measurements with distinct anisotropy (good), triangles represent weaker but observable anisotropy (fair) and circles are nulls.

to the sparse knowledge about geological structures and tectonic evolution of Antarctica, every piece of evidence about tectonic fabrics is of great value for understanding lithospheric structure and development. In general, anisotropic structures are rather complex and reflect fossil fabrics of multiple tectonic events that formed the area of investigation. This area covers a region affected by major geological events ranging from structures created in the Archean of the East-Antarctic shield, Grenvillian and Pan-African orogenic events, and finally the Jurassic fragmentation of Gondwana. In detail, we conclude with following findings for our shear wave splitting analyses regarding mantle structures and geodynamic evolution of DML.

(i) Anisotropic features are probably not caused by asthenospheric flow, since present-day APM and anisotropic patterns are rather complex and too inconsistent across the network to be explained by simple asthenospheric flow.

(ii) In general, upper lithospheric anisotropic features follow the strike of major mountain belts. On a smaller scale, fast anisotropy directions follow the strike of magnetic anomalies. This implies that crustal anomalies correlate with fabrics in the deeper lithospheric mantle. Hence, it is reasonable to conclude that crust and mantle were strongly coupled in major orogenic episodes during assembly of the Antarctic continent.

(iii) The abrupt spatial variation in fast axes within HSZ suggests that the shear zone penetrate through the crust into the mantle, juxtaposing mantle layers with distinct tectonic histories. Hence, it enables us to support the hypothesis of the presence of a suture zone between the Archean Grunehogna craton and the Mesoproterozoic Maudheim province. This suture zone would cut the entire lithosphere.

(iv) At near-coastal stations there is strong evidence for double-layer seismic anisotropy. We interpret the lower anisotropic layers to reflect fossil fabrics created during first rifting stages of Gondwana

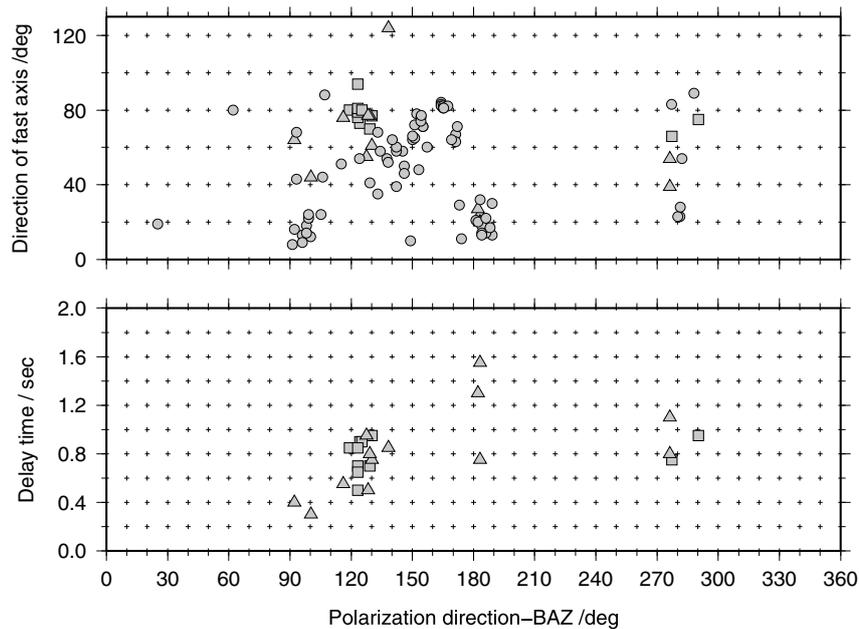


Figure 10. Splitting parameters derived from events deeper than 30 km for station SNAA. Note the strong variability of the splitting parameter. Measurements showing anisotropy and nulls are not consistent and overlap in close backazimuthal segments. Squares are measurements with distinct anisotropy (good), circles denote nulls. Triangles represent weaker but observable anisotropy (fair).

break-up, when deformation was dominated by strike-slip motion. Coastal stations like NOVO and results from the study of Müller (2001) for Neumayer station reveal exactly the same patterns for upper and lower layers, whereas stations further inland do not show evidence for a two-layer splitting.

(v) Inconsistent results regarding the azimuthal distribution of isotropic and anisotropic measurements were retrieved at SNAA. The observation of signal fractions on the vertical component suggest large scale lateral heterogeneous structures may be present. These complex lithospheric structures beneath SNAA, situated at the southeastern flank of the Grunehogna craton, may be due to a relict features associated with the transition from cratonic to Grenvillian/Pan-African orogeny. More data are needed to characterize this location.

These complex lithospheric evolutions affected by tectonic successions of continental collisions, lithospheric extension and fragmentation are strongly supported by the findings of our anisotropy investigations.

ACKNOWLEDGMENTS

This work would not have been possible without support of many scientists and technicians working in Antarctica and we gratefully wish to thank them all: Especially Mathias Hoffmann and Gertrud Waich for helping us managing major problems, Helgard Anschutz and Jens Köhler for doing some of the major seismological fieldwork, Matthias König for gmt and grid support, the colleagues of TU Dresden, the Russian and South African colleagues for their kind cooperation, Thomas Plenefisch, one anonymous reviewer and Editor Thorsten Becker for improving this manuscript. Partial support was given from the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada. Preparation of this work was supported by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) through the VISA Project, funded under grants Di 473/17-1 and Jo 191/8-1.

REFERENCES

- Artemieva, I.M. & Mooney, W.D., 2001. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: a global study, *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **106**(B8), 16 387–16 414.
- Babuska, V. & Plomerova, J., 2006. European mantle lithosphere assembled from rigid microplates with inherited seismic anisotropy, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **158**(2–4), 264–280.
- Cox, K.G., 1992. Karoo igneous activity, and the early stages of the break-up of Gondwanaland, in *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, pp. 137–148, eds Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J., Special Publication 68, Geological Society London.
- Damaske, D., Marcinkowski, V. & Möller, H.-D., 2005. Aeromagnetic survey in central Dronning Maud Land, East Antarctica, during the 1995/1996 GeoMaud expedition: layout, execution, and data processing, in *Geologisches Jahrbuch, Reihe B, Heft 97*, pp. 53–83, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.
- Eaton, D.W. & Jones, A.G., 2006. Tectonic fabric of the subcontinental lithosphere: evidence from seismic, magnetotelluric and mechanical anisotropy. Preface to special issue on Continental Lithospheric Anisotropy, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **158**, 85–91.
- Eaton, D.W., Jones, A.G. & Ferguson, I.J., 2004. Lithospheric anisotropy structures inferred from collocated teleseismic and magnetotelluric observations: great Slave Lake shear zone, northern Canada, *Geophys. Res. Lett.*, **31**(L19614), 1–4.
- Fouch, M.J. & Rondenay, S., 2006. Seismic anisotropy beneath stable continental interiors, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **158**(2–4), 292–320.
- Gao, S. et al., 1997. S K S splitting beneath continental rift zones, *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **102**(B10), 22 781–22 797.
- Golynsky, A. & Jacobs, J., 2001. Grenville-age versus Pan-African magnetic anomaly imprints in western Dronning Maud Land, East Antarctica, *J. Geol.*, **109**(1), 136–142.
- Golynsky, A.V. et al., 2001. ADMAP—magnetic anomaly map of the Antarctic, 1:10 000 000 scale map, in *BAS (Misc.) 10*, eds Morris, P. & von Frese, R., British Antarctic Survey.
- Gripp, A.E. & Gordon, R.G., 1990. Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model, *Geophys. Res. Lett.*, **17**(8), 1109–1112.

- Groenewald, P., Grantham, G. & Watkeys, M., 1991. Geological evidence for a Proterozoic to Mesozoic link between southeastern Africa and Dronning Maud Land, Antarctica, *J. Geol. Soc., Lond.*, **148**, 1115–1123.
- Jacobs, J. & Lisker, F., 1999. Post permian tectono-thermal evolution of western Dronning Maud Land, East Antarctica: an apatite fission-track approach, *Antarctic Sci.*, **11**(4), 451–460.
- Jacobs, J. & Thomas, R.J., 2004. Himalayan-type indenter-escape tectonics model for the southern part of the late Neoproterozoic-early Paleozoic East African-Antarctic orogen, *Geology*, **32**(8), 721–724.
- Jacobs, J., Bauer, W. & Fanning, C.M., 2003. Late Neoproterozoic/early Palaeozoic events in central Dronning Maud Land and significance for the southern extension of the East African Orogen into East Antarctica, *Precambrian Res.*, **126**(1–2), 27–53.
- Jokat, W., Böbel, T., König, M. & Meyer, U., 2003. Timing and geometry of early Gondwana break-up, *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **108**(B9), 242B, doi:10.1029/2002JB001802
- Montagner, J.P., 1994. Can seismology tell us anything about convection in the mantle?, *Rev. Geophys.*, **32**(2), 115–137.
- Morelli, A. & Danesi, S., 2004. Seismological imaging of the Antarctic continental lithosphere: a review, *Global Planet. Change*, **42**(1–4), 155–165.
- Müller, C., 2001. Upper mantle seismic anisotropy beneath Antarctica and the Scotia Sea region, *Geophys. J. Int.*, **147**(1), 105–122.
- Özalaybey, S. & Savage, M.K., 1994. Double-layer anisotropy resolved from S phases, *Geophys. J. Int.*, **117**, 653–664.
- Savage, M.K., Sheehan, A.F. & Lerner-Lam, A., 1996. Shear wave splitting across the Rocky Mountain Front, *Geophys. Res. Lett.*, **23**(17), 2267–2270.
- Savage, M.S., 1999. Seismic anisotropy and mantle deformation: what have we learned from shear wave splitting?, *Rev. Geophys.*, **37**(1), 65–106.
- Silver, P.G., 1996. Seismic anisotropy beneath the continents: probing the depths of geology, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **24**, 385–432.
- Silver, P.G. & Chan, W.W., 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation, *J. Geophys. Res.*, **96**, 16 429–16 454.
- Silver, P.G. & Savage, M.K., 1994. The interpretation of shear-wave splitting parameters in the presence of two anisotropic layers, *Geophys. J. Int.*, **119**(3), 949–963.
- Silver, P.G., Fouch, M.J., Gao, S.S. & Schmitz, M., 2004. Seismic anisotropy, mantle fabric, and the magmatic evolution of Precambrian southern Africa, *S. Afric. J. Geol.*, **107**(1–2), 45–58.
- Ucisk, N., Gudmundsson, O., Priestley, K. & Larsen, T.B., 2005. Seismic anisotropy beneath East Greenland revealed by shear wave splitting, *Geophys. Res. Lett.*, **32**(8), 1–4.
- Vinnik, L.P., Makeyeva, L.I., Milev, A. & Usenko, A.Y., 1992. Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle, *Geophys. J. Int.*, **111**(3), 433–447.
- Wolfe, C.J. & Silver, P.G., 1998. Seismic anisotropy of oceanic upper mantle: shear wave splitting methodologies and observations, *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **103**(1), 749–771.

B Publikation II - Krustenstruktur

Die Publikation '*Seismic imaging of the crust beneath Dronning Maud Land, East Antarctica*', im Review bei *Geophysical Journal International*, ist auf den nachfolgenden Seiten aufgeführt.

Seismic imaging of the crust beneath Dronning Maud Land, East Antarctica

Bettina Bayer¹, Wolfram H. Geissler¹, A. Eckstaller¹, Wilfried Jokat¹

¹ *Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Am alten Hafen 26, D-27568 Bremerhaven, Germany*

SUMMARY

With calculations of receiver functions and modelling of a seismic refraction profile we map the depth to Moho beneath Dronning Maud Land (DML), East Antarctica. The crustal converted signal (Ps) is clearly observable for all stations, suggesting that the crust is separated from the mantle by a sharp Moho.

We reveal spatial variations in the crustal thickness and the ratio of crustal P- and S-wave velocity. The central DML (CDML) is characterised by low V_p/V_s ratios of about 1.67. Such low values can only be explained by a predominantly quartz-rich, felsic bulk crustal composition. For the coastal station Novolazarevskaya in CDML, a depth to Moho of 42 km is determined using the Ps signal and its multiples. This value agrees well with previous wide-angle experiments. Further south, the Wohlthat Massif shows thickened crust with depths to Moho between 47 and 50 km indicative of an orogenic root. The obtained crustal thicknesses show a transition of relatively undeformed to deformed crust. At station Weigel in the Kottas Mountains in western DML we also included the crustal multiples to determine a Moho depth of 46 km and a V_p/V_s ratio of 1.73. This depth corresponds well with the crustal model retrieved from a seismic refraction experiment across the Kottas Mountains. Moho depths approach values between 44 and 53 km beneath the profile. Underneath the center of the profile, a remarkable Moho offset of approximately

7 km is observed. It appears to mark a suture between the Mesoproterozoic (1.2 -1.0 Ga) Maudheim Province and the Kibarian (1.1-1.0 Ga) arc-related Kottas Mountains. The crustal thicknesses of mobile belts and undeformed areas in southern Africa and DML are remarkably similar. For station SNAA, situated on the Archean Grunehogna Craton, a fragment of the Kalahari-Kaapvaal-Craton, we obtained an ambiguous result that indicates a complex crustal structure. We determined a crustal depth underneath SNAA of 40 km and a V_p/V_s ratio of 1.80. The latter indicates a more mafic composition, which might indicate the presence of basaltic intrusions.

Key words: Crustal thickness; East Antarctica; wide angle experiment; receiver functions

1 INTRODUCTION

The Antarctic continent is on a large scale subdivided into West and East Antarctica. The boundary between them is marked by the Transantarctic Mountains (see Fig. 1). West Antarctica is the more accessible part and can be seen as a complex assemblage of accreted terranes (Dalziel & Elliot 1982). In some parts of West Antarctica, the deeper part of the crust has gradually become better understood (e.g., Della Vedova et al. 1997). On the contrary, the knowledge of the Precambrian East Antarctic shield and its deeper crustal structure is rather sparse. Due to difficulties of logistic support in remote places, the deeper crust of East Antarctica is far from being explored overall. The mean thickness of the East Antarctic crust is about 40 km, compared with about 30 km in West Antarctica as indicated by surface wave dispersion, gravity studies, and deep seismic sounding experiments. The latter method revealed a typically continental layered crust for the East Antarctic Craton with an upper crust approaching about 20 km in thickness and a slightly higher than normal seismic velocity (Bentley 1983).

Potential field methods, such as aero-magnetics or aero-gravity, helped localize buried geological units or igneous provinces. However, these methods are inherently non-unique. On the other hand, crustal-scale seismic refraction/reflection experiments yield high resolution images of the compressional (and shear) velocities of crustal units and the Moho depth. These experiments are very expensive, slow, and logistically intensive. Passive seismic experiments provide a low cost and logistically easier solution with the deployment of portable broadband seismographs. In contrast, the method provides only point-like information and the results are strongly dependent on suitable natural seismic sources, which do not always occur during the deployment within the short austral summer.

The present study focuses on Dronning Maud Land (DML) (Figure 1), a region of East Antarctica composed of a collage of crustal blocks ranging in age from Archean to early Paleozoic. DML covers the area between 20°W and 20°E and ranges from the continental margin at about 70°S to 75°S. The study area was connected with the African continent before the break-up of Gondwana in the mid-Mesozoic (e.g., Cox 1992) (Fig. 2).

By calculations of Receiver Functions (RF) and interpretation of a seismic refraction (RFR) profile we retrieved not only the crustal depths, but for some locations also the V_p/V_s ratio, κ . This factor is closely related to the better known Poisson's ratio $\sigma=0.5[1-1/(\kappa^2-1)]$. The knowledge of κ gives more reliable constraints on the crustal composition than either the P- or S-wave velocity alone (Chevrot & van der Hilst 2000).

RFs are most sensitive to the S-wave velocity structure, whereas RFR experiments commonly yield information about the crustal P-wave velocity structure. However, there are several difficulties in comparing RF and RFR experiments. While RFs are calculated from teleseismic P-waves with

wavelength greater than 2 km and subvertical ray paths, RFR experiments commonly use P-waves, which have wavelengths of a few hundred metres and subhorizontal ray paths. Uncertainties increase if crustal anisotropy is present. In this case, the retrieved velocity models for the vertical or horizontal structures are not conform (Champion et al. 2006). We calculated RFs in DML for the first time, and used sparse refraction and reflection experiments (RFR/RFL), which were acquired during the last decades.

In 1969, two wide-angle seismic RFR/RFL profiles with a length of 430 km near the Russian station Novolazarevskaya, central DML, were shot (Kogan 1992) (Fig. 1, KOGAN). They imaged an increasing crustal depth from the coastline towards the mountains with values ranging from 29 km to 41 km, respectively. The Moho depth beneath Novolazarevskaya is approximately 40 km.

In 1985/86, the first seismic RFR/RFL experiments were carried out in western DML (Hungeling & Tyssen 1991). Relatively short profiles (Fig. 1, P1, P2) in the foreland of the Kottas Mountains were shot. A crustal depth of nearly 38 km was estimated. The reflection data resolved a Permian sedimentary rock layer and a 1-2 km thick layer in the upper crust.

Kudryavtzev et al. (1991) published a crustal section based on data from the Soviet Antarctic Expeditions (SAE) perpendicular to the continental margin (Fig. 1, SAE34). It reveals a seaward shallowing of the Moho from 40 km in the south to 33 km depth in the north near the coastline (Fig. 3). They resolve a Precambrian crystalline basement.

An offshore reflection line (Fig. 1, 96110), which is a direct northern prolongation to the above mentioned Russian profile SAE34, shows a pronounced thinning of the crust between 150 and 210 km along the profile (Fig. 3), which is referred to the continent-ocean transition zone (Jokat et al. 2004).

2 GEOLOGICAL AND TECTONIC SETTING

Three major tectonic events formed the present-day geological units of East Antarctica: (1) The Grenvillian Orogeny, 1.1 Ga, a result of the formation of the supercontinent Rodinia; (2) the Ross/Pan-African event, 610-510 Ma, when the supercontinent Gondwana was formed through the collision between West and East Gondwana; (3) the break-up of Gondwana, 160 Ma, which originated in the ocean basin off DML, the Lazarev Sea (Jacobs et al. 2003a) (Figs. 1 and 2).

The western part of DML (WDML) is an assemblage of different units. In the north, the Archean Grunehogna (GRU) Craton is entirely buried by the ice shield (Figs. 1 and 2). It is most likely a piece of the African Kaapvaal Craton that was detached during Gondwana break-up (Groenewald et al. 1991). A Mesoproterozoic undeformed sediment layer covers the crystalline basement in places (Peters et al. 1991). GRU is entirely rimmed in the south by the Mesoproterozoic (1.2 -1.0 Ga) Maudheim Province (MP), which is interpreted as the eastern extension of the Namaqua-Natal-Belt (Groenewald et al. 1991). On its southern end, MP is juxtaposed to the East Antarctic Craton and is exposed in Sverdrupfjaella, Kirvanveggen and Heimefrontfjaella (HF). HF contains a transpressional shear zone, the HF shear zone (HFZ), which marks an important boundary of pervasively Pan-African overprinted crust to the east and limited overprinted crust to the west (Jacobs et al. 1996). West of the HSZ is the Kibarian Kottas terrane, which has been interpreted to be a remnant of an island arc (Bauer 1995). A seismic anisotropy study (Bayer et al. 2007) supports the idea of a suture at the HSZ.

The central DML (CDML) underwent a strong polyphase high grade reworking of the crystalline basement and a tectono-thermal overprint during the Pan-African event (610-510 Ma), and, therefore, most of the Grenvillian age structures were obliterated (Jacobs et al. 1998). CDML is likely the southern continuation of the East African orogen into East Antarctica. Off CDML a sequence of seaward dipping reflectors have been associated with Middle to Late Jurassic volcanism (Hinz & Krause 1982). SHRIMP (sensitive high-resolution ion microprobe) dated rocks indicate mantle-derived and continental crustal components, which are characteristic for an island arc setting (Jacobs et al. 1998). Accretion of the arc(s) took place at ca. 1080 Ma, not only for CDML but also for Natal Province, the Falkland Island and HF (Jacobs et al. 1998). For CDML, an asthenospheric upwelling, followed by mantle delamination of the orogenic root, surface uplift and subsequent orogenic collapse, is proposed (Jacobs et al. 2003b).

3 METHOD AND DATA

3.1 Receiver functions

3.1.1 Method

The principle of the calculation of receiver functions (RF) is that at discontinuities some parts of the teleseismic compressional energy converts to shear energy (e.g., Ammon et al. 1990). This P to S converted phase (Ps) has its dominant amplitude on the radial component and can be observed few seconds after the onset of the P wave. For a better separation of the Ps converted from the P-wave train, we rotated the original Z-, N-, E-records into the L-, Q-, T-ray coordinate system, so that they contain mainly P-, SV- and SH-energy, respectively (Kind & Vinnik 1988). The final SV and SH RFs are calculated by deconvolving the vertical seismogram from the SV and SH components. The rotation can be performed using the theoretical back azimuth and incidence angle of the incoming P wave, or by calculating the eigenvalues of the covariance matrix over a time window spanning the first few seconds following the P-arrival (Vinnik 1977).

Each positive or negative spike of the RF can be attributed to a discontinuity in the subsurface. The delay time of the direct Ps phase (t_{PsMoho}) is used to estimate the crustal thickness, H, and the V_p/V_s ratio, κ , by assuming a given average crustal P velocity, V_p , and the ray parameter, p , for the incoming teleseismic wave (e. g., Zhu & Kanamori 2000):

$$t_{PsMoho} = H \left(\sqrt{\frac{\kappa^2}{V_p^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_p^2} - p^2} \right) \quad (1)$$

The delay time of the multiple PpPs (t_{PpPs}) can be calculated using this equation, while adding the second term instead of subtracting it. Zhu & Kanamori (2000) outlined a basic method to get a robust estimation of H and κ . Assuming crustal homogeneity, they used a migration scheme for the direct Ps conversions and the crustal multiples (PpPs and PpSs+PsPs) for a set of RFs by stacking the amplitudes at the predicted arrival times for Ps and its multiples for different values of H and κ . To provide the best resolution of the crustal parameters, and to prevent considerably weaker phases from overpowering at the stacking process (e. g., Eaton et al. 2006), the amplitudes are weighted with positive factors that satisfy the relation $w_1 + w_2 + w_3 = 1$. The highest value is given to the direct conversion Ps since it is commonly the most distinct signal. One advantage of ZK is that there is no need to pick the arrival times of the direct converted phase and its multiple. The delay time t_{PsMoho} can be determined within ± 0.1 s, which translates to an uncertainty in the Moho depth of ± 1 km. We calculated H using the equation (1) for a certain range of κ , but for constant crustal conversion times Ps varying between 2 and 6 s. This gives an idea of their dependence and demonstrates how impor-

tant the multiples are in calculating the crustal depths (see Fig. 4). For larger Ps times the variation of the Moho depth is greater compared to smaller Ps times (Kumar et al. 2007). In the study region, the crustal compressional velocity is better constrained by previous refraction seismics than κ . The uncertainty of H is 0.5 km for a 0.1 km/s variability in Vp. On the other hand, H is highly dependent on the choice of κ . A 0.1 change in κ can lead to an approximately 4 km change in crustal thickness (Zhu & Kanamori 2000).

RFs are traditionally inverted to an S wave velocity model under a seismic station by minimizing the differences between observed and synthetic RFs (Kind et al. 1995). With a sequence of relatively thin layers in which the velocity gradually increases or decreases the model is iteratively improved. A priori information, such as initial velocity-depth models retrieved from active-source seismics, is essential to constrain the non-unique solutions. Since no crustal models in direct vicinity of one of our seismological stations were available (except NOVO), we concentrated on forward modelling of the observed RF using a plane-wave approximation (Kind et al. 1995). We chose a simple crustal model and focussed on adjusting the peak of the Moho conversion rather than implementing inner-crustal structures (except for station SNAA). If less events were used for the stacking processes, noise could pretend inner-crustal structures.

3.1.2 Data set

In this study we present recordings of seismological stations, which were deployed on solid rocks. Seismic stations with portable broadband seismometers (Lennartz with eigenfrequency of 5 or 20 s) and Reftek recording systems were temporarily deployed during several expeditions in DML (Fig. 1 and Table 1). Sample rates of 50 Hz were used, and the recording time was limited to 2-3 weeks each. Appropriate earthquakes for the calculation of receiver functions were only found for three seismological stations of Wohlthat Massif in CDML. These data were acquired during the austral summer 2003/2004. Station WM73 was sited on the northern flank of the mountain range, and WM72 and WM79 at its southern side.

Additional data sources were three records, sampled at 20 Hz, by a seismometer deployed at the Russian base Novolazarevskaya (NOVO) in CDML and at Weigel Nunatak in the Kottas Mountains in WDML. Both operated during the polar winter 2005 for 7 and 3 months, respectively. The seismometer at NOVO was deployed inside a wooden hut near the year-around manned station Novolazarevskaya. Protected from strong wind and cold temperatures it was installed on a concrete base. On the contrary, the station on Weigel Nunatak was exposed to the harsh climate. The third record came from

permanent broadband recordings of a STS-2 seismometer from 1997 to 2005 at the South African base Sanae IV (SNAA). This yielded the longest time series. The back azimuthal distribution of the recorded events were rather poor for all stations, except SNAA. We therefore cannot attempt to address any back azimuthal variation of the calculated receiver functions.

3.1.3 Data analysis

For the temporary stations, we generated a teleseismic event list with magnitudes greater than 5.5. For station SNAA we chose magnitudes greater than 5.7. Events were selected by individual inspection. To improve the signal-noise ratio, we applied a bandpass filter with corner periods of 2 and 12 s. A restitution filter was applied to the recordings of station SNAA.

The rotation was performed by calculating the eigenvalues of the covariance matrix. Typically, the deviations of the theoretical back azimuth from the great circle are in the range of 10° . Few theoretical incidence angles differ more than 10° from the observed ones. Such events were discarded. Finally, we applied a distance moveout correction with a reference slowness of 6.4 s/deg. This step allowed for comparison of traces from different distance ranges.

Throughout the study, we chose a constant P-velocity of 6.45 km/s, which corresponds to the global average crustal velocity (Christensen & Mooney 1995). The refraction profile KOTTAS and the Russian refraction profile near Novo (Kogan 1992) were modelled with crustal velocities at the same order. Further, a velocity of 6.5 km/s for P-waves were used for a receiver function analysis for the Kaapvaal craton in South Africa (Nguuri et al. 2001). This value were retrieved by a refraction seismic experiment (Durrheim & Green 1992). Wherever possible, we tried to determine the Moho depth and the V_p/V_s ratio by applying the algorithm from Zhu & Kanamori (2000) (ZK). Depending on the correlation of the observed multiples with the theoretical ones retrieved from a forward modelling, we individually weighted the amplitudes.

3.2 Wide angle refraction seismic

3.2.1 Data set

During the polar expedition ANT-VIII/5 in 1989/90, a refraction profile (named KOTTAS) across the south western part of HSZ was acquired (Miller & Oerter 1991). The maximum offset between shot points and seismic stations was 200 km (Fig. 1b). The profile was aligned perpendicular to the NE-SW oriented mountain strike and spanned the entire escarpment of the Heimefront shear zone and the adjacent southern plateau and the northern foreland. The experiment was designed to resolve the lower crustal structure and composition.

Nine PCM (type Serie 5800) recorders were used. Two stations with 4 seismic channels each were equipped with vertical seismometers; six stations had up to 8 channels and were equipped with three component seismometers of type Geosource PE-6 and one Lippmann 3-K seismometer.

A total of 9 shots with a maximum charge of 800 kg dynamite were fired. At the northern end of the profile four shots were performed. Distances to the closest station AWI1 were 3, 8, 13 and 18 km, respectively. Three shots were carried out at the southern end at 3, 8 and 18 km from the closest southern station MUC10. Two central shots between station AWI4 and MUC7 completed the seismic experiment (Fig. 1b and Table 2). The seismic data were available in a demultiplexed form, sorted shot-wise so that shots 1-3 represented the southern shots, shots 4-7 the northern shots, and shots 8-9 the central shots.

Numerous phases travelling through the ice layer with a propagation velocity of 3.8 km/s (Thiel & Ostenso 1961) were also identified.

The travel-times for the observed crustal phases were forward modelled using the ray tracing program RAYINVR (Zelt & Smith 1992).

4 RESULTS

4.1 Receiver functions

For each displayed station the Moho Ps conversion is clearly visible on the SV component (Fig. 5). Some sharp signals follow the direct Ps conversion - these cannot be related by a crustal multiple. Due to the small number of events, especially for the temporarily deployed stations, noise effects cannot be sufficiently suppressed by stacking. Therefore, signals appearing between the Ps signal and the multiples have to be carefully interpreted.

The seismic stations had been spread over a large area. Due to this reason, we present the results separately according to their location and geological unit. Table 3 shows crustal thicknesses obtained for each receiver function of the deployed stations. The individual crustal depths were calculated by equation (1) using the Ps travel times. We made the assumption of $V_p=6.45$ km/s and used the V_p/V_s ratios obtained by applying the ZK technique (Fig. 6). The given averaged value for the crustal depth of each station represents the mean value based on all Ps and, if observable, the PpPs phase. To decipher the multiples we performed forward models according to the IASP91 model (V_p/V_s of 1.73, Kennett & Engdahl 1991) with depths directly translated from the Moho delay time and with the parameters obtained from ZK technique (Fig. 7). A brief overview of the discussed crustal parameters is provided in Table 4.

4.1.1 *NOVO and the Wohlthat Massif in central DML*

On the RFs for coastal station NOVO, a distinct negative peak appears at about 10 s after the P wave arrival (Fig. 5). This signal may obliterate the PpPs multiple, and the determination of the multiple is therefore difficult. To consider this uncertainty within the ZK technique, we suppressed the PpPs signal by weighting this amplitude with the factor 0. The Ps signal and the later multiple PpSs+PsPs were weighted with a factor of 0.7 and 0.3, respectively. We then obtained a crustal thickness of 42 km and a V_p/V_s ratio of 1.67. The crustal depth agrees with the depth of the Moho retrieved from a nearby seismic refraction experiment (Kogan 1992).

During the set-up of three stations in the Wohlthat Massif (Fig. 1, WM72, WM73, WM79), a teleseismic earthquake sequence from the Loyalty Island was recorded. The backazimuth of these events was about 160° .

For station WM73, we obtained eight individual receiver functions. The ZK technique with weighted amplitudes of 0.7, 0.2 and 0.1 yielded a crustal depth of 47 km and a V_p/V_s ratio of 1.66 (Fig. 6). The averaged crustal depth of the direct Ps and its multiple PpPs conversions yielded values of 45 km and 47 km, respectively. For station WM72, a depth to Moho of 50 km was retrieved by applying the ZK technique with weighted amplitudes of 0.7, 0.2 and 0.1 taking two events into account (Fig. 6). The seismic velocities were described by a V_p/V_s ratio of 1.67. The averaged crustal depths based on Ps and PpPs time, 51 km and 48 km, respectively, have standard deviations of ± 1.0 km. The Ps signal and the multiples of the forward model in Fig. 7 match the observed RF within some uncertainties. For station WM79, three appropriate teleseismic events were recorded. The ZK technique determined a Moho depth of 48 km with a higher V_p/V_s ratio of 1.76 than for the two other stations WM72 and WM73 (Fig. 6). Due to the mismatch of the theoretical and observed PpPs signal (Fig. 7), we weighed the amplitudes for the ZK technique with 0.8, 0.0 and 0.2. The Moho depths determined from the Ps and the PpPs phases are 49 km and 44 km, respectively.

4.1.2 *Weigel Nunatak and SNAA in western DML*

Although a seismic station was deployed on Weigel Nunatak during the winter period of 2005, we did not find many events with sufficient P wave energy. This might be due to noisy conditions caused by strong wind. We calculated three receiver functions, which have clearly visible Moho conversions. By applying the ZK technique we obtained a depth of 46 km and a V_p/V_s ratio of 1.73 (Fig. 6). The averaged crustal depths obtained from the direct conversion Ps and the multiple PpPs are in good agreement with each other and yielded values of 45 km. Both Ps and PpPs signals match the theoretical RF at the correspondent delay time, which gave us confidence at the identified multiples. This

enabled us to determine a well constrained V_p/V_s ratio of 1.73 and a crustal depth of 46 km.

For station SNAA, we stacked 138 RFs to obtain the trace shown in Fig. 5. Given the high number of events it was possible to associate the prominent signals to conversions since noise effects were diminished by stacking. In addition to the dominant signal of the Moho conversion that appears at about 5.2 s, we relate a distinct positive signal at about 2 s to an inner-crustal structure. A synthetic RF for a simple crustal velocity model with gradient zones instead of sharp discontinuities relates a clear positive signal at about 11 s to a multiple of that inner-crustal structure (see Fig. 7). To apply the ZK technique, we weighted the amplitudes of the Ps, PpPs and PpSs+PsPs signals with the factors 0.7, 0.2 and 0.1, respectively. Regarding the result in Fig. 6, two solutions for the crustal parameters fall within a 95% confidence region. Solution one suggests a crustal thickness of 50 km with a low V_p/V_s ratio of 1.62. The second solution suggests a shallower depth of 40 km with a higher V_p/V_s ratio of 1.80. We relate this non unique result to the ambiguous PpSs+PsPs signal at about 22 and 26 s. Both signals have their impact and contribution to the crustal parameters.

4.2 Wide angle seismic refraction

PmP phases were identified for the southern and northern shots at 120 km and 90 km distance throughout the profile, respectively (Fig. 9). The onsets of the Pg phases were clearly visible for each station. We, therefore, picked the first break of the Pg onsets with an error of ± 50 ms. The later PmP phases were determined with a higher uncertainty of ± 150 ms. In addition, apparent seismic velocities were calculated from the slope of the travel time curves. The first estimation of the Moho depth with an extremal inversion after Giese (1968) confirmed the Moho depth can be retrieved by ray tracing. A time difference of about 1 second between the two PmP phases can be seen. Assuming an averaged crustal velocity of 6.5 km/s (Christensen & Mooney 1995), we expect a difference in the crustal depth of 6.5 km.

In the final crustal model, shown in Fig. 10, nearly every single pick could be traced more or less within the error bars. We focussed on modelling a simple crustal model by adapting the slope of the travel time curves rather than modelling the scattering of the picks. The model consists of five layers and starts on the top with an ice sheet with a thickness up to 2 km. Velocities therein were assumed to be 3.8 km/s (Thiel & Ostenso 1961). We obtained the ice altitude from ICESat (<http://nsidc.org/data/icesat>), whereas the total thickness of the ice sheet along the profile was retrieved from an aero-gravity measurement that was carried out during the austral summer of 2003 (D. Steinhage, pers. comm.). The ice thickness beneath the stations can be given within an error of ± 30 m, which translates to travel time

uncertainties of ~ 8 ms.

The second layer is characterized by a velocity range of 5.5-6.0 km/s according to a seismic sounding experiment of Bentley & Clough (1983). They revealed a seismic velocity of 5.7 ± 0.4 km/s. We modelled a flat layer with a maximum thickness of 2 km in the center of the profile where solid rocks are exposed. The third layer with velocities between 6.0 and 6.2 km/s was introduced to generate a velocity gradient within the upper crust, which is necessary for modelling the crustal diving waves. Since no diving waves traverse the lower crust, we assumed velocities in that fourth layer between 6.3 km/s and 6.9 km/s, according to Christensen & Mooney (1995). The bottom layer marks with higher velocities the transition between crust and mantle.

The upper crust was modelled with crustal information according to the seismic reflection experiment of Hungeling & Tyssen (1991). The depth to Moho of 44 and 53 km between the northern stations AWI2/AWI3 and the southern station MUC8, respectively, is given by the ray tracing coverage (Fig. 10). These values agree with the observation of an orogenic root, which is also confirmed in this study for the Wohlthat Massif in CDML.

In the central zone of the profile, the trend of the Moho exhibits an offset of about 7 km. This offset and the decreasing trend of the Moho between 110 and 150 km along the profile is deduced from the picks and the slope of the travel time curves.

In order to assess the quality of our measurement, we compared the crustal thickness from RF analysis of station Weigel with the crustal thickness at the projection point of the seismic refraction studies profile (see Fig. 11). If the real crustal structure sampled by the RF and the velocity model of the refraction experiment are the same one would expect that the wiggle matches the layer boundaries. The Ps conversion of the Moho is more or less conform with the correspondent velocity layer of the refraction profile. The small mismatch might be attributed to the larger distance of about 150 km between Weigel nunatak and its projection point at the profile.

5 DISCUSSION

5.1 Regional aspects

Throughout the study area the crustal converted Ps phases of the receiver functions are observable as prominent signals, which implies a high impedance contrast between crust and mantle. An overview

about the retrieved crustal thicknesses is shown on the map in Fig. 12. An increasing crustal thickness from coast to inland is observed, which is also confirmed by the previous seismic refraction experiments, as seen at the intersection of several profiles in Fig. 3. Referring to that figure, different geological units are characterized by magnetic signatures. The Kottas Mountains are juxtaposed to the north with the Maudheim Province. The refraction profile, named KOTTAS, crosses these units and the transition between them correlates with our modelled offset of about 7 km. We relate this crustal uplift to a pronounced suture between the Mesoproterozoic Maudheim Province and the Kottas Mountains, which were interpreted as a remnant of an island arc Kibarian in age (Bauer 1995). The presence of a suture is also inferred from a seismic anisotropy investigation, where a rapid change in the fast directions for stations in the vicinity of the Heimefront shear zone was observed (Bayer et al. 2007).

5.1.1 *NOVO and the Wohlthat Massif in central DML*

The results suggest that the crust in CDML increases from 42 km underneath coastal station NOVO towards the Wohlthat Massif until the Moho reaches 47 km underneath station WM73 (Fig. 12). This allows to infer a thicker Archean crust than is observed for global average value of 37 km for shield type crust (Zandt & Ammon 1995). The southernmost stations WM72 and WM79 show thickened crust up to 50 km. Therefore, the transition from an undeformed to a thickened crust with an orogenic root can be deduced. The crustal thickening is related to be a result of the Pan-African event. Christensen & Mooney (1995) reported in their global study an average thickness of 46 km beneath orogens.

Regarding the forward model in Fig. 8 with a velocity-depth model of the wide-angle experiment of Kogan (1992), the negative peak cannot be addressed to the inner-crustal structure at about 8 km depth. However, a model with a low velocity zone within the upper mantle may explain the negative signal (Fig. 8). It should be noted, that without additional information about the lithospheric structure the forward model is not unique. Bayer et al. (2007) retrieved from a seismic anisotropy investigation a double layered anisotropic medium which may cause such a signal, if one layer is characterized by a low seismic velocity.

For most stations of CDML, the seismic velocities can be described by a low V_p/V_s ratio of 1.67 ± 0.02 . Low values are found for predominantly quartz-rich, felsic bulk crustal composition (Zandt et al. 1996), whereas laboratory experiments for crystalline crustal rocks commonly yield higher V_p/V_s ratio. For continental crust an averaged value amounts to 1.76 (Christensen & Mooney 1995). The higher value of 1.76 obtained for station WM79 agree with that and one might mark a boundary within the Wohlthat Massif between an area with quartz-rich rocks and a more mafic composition. However, one

has to keep in mind that the most constrained V_p/V_s ratios are obtained if all multiples were included into its estimation. For station WM79 we suppressed the PpPs multiple since the theoretical RF do not match the observed (Fig. 7). Furthermore, all seismic stations were deployed on solid rocks, the surrounding ice layer might affect the multiples due to possible reflection points beneath the ice layer. Subsequently the retrieved V_p/V_s ratios may be distorted.

5.1.2 *SNAA in western DML*

The ambiguous result indicates a more complicated crustal structure, which agree with the result of a parallel seismic anisotropy study of Bayer et al. (2007). We favour the solution with the lower crustal depth of 40 km and the higher V_p/V_s ratio of 1.80 as SNAA is located on the Archean Grundehogna Craton, which is likely a piece of the African Kaapvaal Craton that was detached during the Gondwana break-up (Groenewald et al. 1991). These values are more similar to those found for the Kaapvaal Craton with an average depth to Moho of 38 km (Nguuri et al. 2001). The higher V_p/V_s ratio of 1.80 indicates a more mafic crust.

5.2 **Comparison of the Moho depths between East Antarctica and other continents**

As an important result our study enables the comparison between crustal depths values in DML and other fragments of Gondwana as demonstrated in Fig. 13. The crustal structure beneath southern Africa was investigated by Nguuri et al. (2001) and Nair et al. (2006). Their two sets of results agree well with few exceptions. Moho depths range between 40 and 50 km beneath the Mesoproterozoic Namaqua-Natal mobile belt indicative for a thickened crust. This mobile belt has its continuation into East Antarctica with the Maudheim Province. Station Weigel and the seismic refraction profile KOTTAS are close to this mobile belt and show similar results for their crustal thickness. A transition from an undisturbed crust to a more deformed crust is given for the Limpopo Belt, which is the result of the collision of the Zimbabwe and the Kaapvaal Cratons during the Proterozoic. Nguuri et al. (2001) report depths to Moho ranging between 40 and 42 km underneath the Limpopo Belt (Fig. 13, L). On its northern margin, towards the Zimbabwe Craton, a thickness of 37 km was found. This shallowing of the crust is also confirmed by a seismic refraction experiment (Stuart & Zengeni 1987).

Variable crustal depths are also found in central DML. Here, the crust approaches a thickness of 42 km beneath the station NOVO. Towards the southern orogen Wohlthat Massif (WTHM) the depth to Moho amounts to 48 km. The WTHM is discussed to be part of the Pan-African East African Antarctic Orogen (EAAO), which has its continuation in the Mocambique Belt in SE Africa. The Mesoproterozoic basement of the WTHM was reworked and overprinted by the EAAO (Jacobs et al.

2003b). It is, therefore, reasonable to conclude that the thickened crust might be the result of that Pan-African orogeny.

Another region affected by this orogeny is the Lützow-Holm Complex in Western Enderby Land, East Antarctica (Fig. 13, LZH, SYO). The crustal thickness of 36 km beneath station Syowa (SYO, 39°E, 69°S) is well known from receiver function studies (Kanao et al. 2002) and from seismic refraction experiments. The latter were conducted within the Japanese Antarctic Research Expedition in the Lützow-Holm Complex. Tsutsui et al. (2001) report about a gentle dip of the Moho from coast, where the Moho reaches 32 km, towards further inland, where the depth approaches 42 km (Fig. 13).

A receiver function study of Kumar et al. (2001) obtained crustal depths varying between 33 and 39 km for southern India (Fig. 13, TRVM).

This comparison of the crustal depths between some of the fragments of Gondwana shows that the crustal thicknesses range between about 35 and 42 km for an undisturbed crust, whereas they increase to 45-52 km beneath the orogens. This observation agrees with a surface wave dispersion investigation of Ritzwoller et al. (2001). The crustal depths within the East Antarctic Craton amount to ~ 40 km, with maximum thicknesses approaching 45 km. This dispersion study confirms our finding that the East Antarctic Craton has a typical crustal structure within the area of investigation.

5.3 Crustal evolution

The V_p/V_s ratios show a significant variability in our study area indicating that different regions are characterized by separate geological features. For station SNAA, the higher V_p/V_s ratio of 1.80 indicates a more mafic crustal composition, which might be explained by an intrusion of basaltic material into the crust during the most recent Jurassic Gondwana break-up. From aero-magnetic studies the presence of mafic intrusions were inferred for the area around station SNAA (Ferraccioli et al. 2005). The station itself is located on a gabbro complex which is known from a surface rock investigation. Gabbro has also a higher V_p/V_s ratio of 1.87 (Tarkov & Vavakin 1982).

Regarding the southern African continent, especially the Bushveld Complex (~ 2.05 Ga), the addition of basaltic material successfully explains the higher V_p/V_s ratio and the diffuse character of the Moho (Nair et al. 2006).

In contrary to the high V_p/V_s ratio beneath SNAA, the CDML is characterized by a low V_p/V_s indicative for a more felsic composition of the present crust. Low V_p/V_s values are explicable with a delamination process of the lower crust, which is proposed for the CDML from geological interpretation of surface rocks (Jacobs et al. 2003b). They argue that the intrusions of voluminous A2-type granitoids are most likely formed by melting of the lower crust in the cause of crustal thickening, or from an underplated lower crust, at ca. 530-490 Ma. However, we have to note that the estimated

V_p/V_s values were calculated with only a few set of receiver functions. But if the values are correct then our study would support the idea of a delaminated lower crust for the CDML. Hence, it would be reasonable to conclude, that lower crustal delamination played an important role in the modification of the crust of CDML.

6 CONCLUSIONS

Within the study mapping of the crustal depths at some locations of Dronning Maud Land, East Antarctica, has been carried out by using passive and active seismics. By calculations of receiver functions and an interpretation of a seismic refraction experiment we provide new insights into the geological structure and crustal composition of this region. As the climate is harsh and the terrain inaccessible, long-term and dense seismic instrumentation is difficult to implement. All the more of great value is therefore every piece of information leading to a better understanding of the crustal structure and its development.

With our investigation we found an increasing crustal thickness from the coast towards the southern orogens, with a value approaching about 41 km at the coast and about 47 km towards the mountains. Thickened crust up to 50 km is found underneath the Wohlthat Massif and the Kottas Mountains, which might indicate the presence of an orogenic root. For all stations, a sharp converted signal (Ps) at the Moho is observable, standing for a strong separation of the crust and upper mantle.

The Moho underneath the Heimefront shear zone in the Kottas Mountains shows a 7 km offset, which is deduced from the wide-angle experiment. This Moho offset might indicate a suture between the Mesoproterozoic Maudheim Province and the Eastantarctic Kraton Kibarian in age.

In most cases we are able to identify the crustal multiples, which enables us to estimate the V_p/V_s ratio. The western part of DML yield a higher V_p/V_s ratio than the central DML. For the Kottas Mountains in western DML, a well constrained V_p/V_s ratio of 1.73 was determined. For the central DML, the seismic compressional and shear velocities are described by a V_p/V_s ratio of 1.67 ± 0.02 , indicating a predominantly quartz-rich, felsic bulk composition of the crust. Such low values support the idea of a Pan-African crustal delamination, which is proposed for the CDML considering geological aspects (Jacobs et al. 2003b).

At station SNAA, situated at the southeastern flank of the Archean Grunehogna craton, the crustal thickness approaches 40 km and the V_p/V_s ratio amounts to 1.80. The ambiguous crustal parameters found here are indicative for a more complex structure of the crust, which is deduced from an investigation of splitted shear waves (Bayer et al. 2007). The high V_p/V_s ratio corresponds to a more mafic crust and indicates intrusions of basaltic material into the crust during the Jurassic Gondwana break-up. Such intrusions were deduced from an aero-magnetic study (Ferraccioli et al. 2005).

ACKNOWLEDGMENTS

This work would not have been possible without support of many scientists working in Antarctica and we gratefully wish to thank them all: Especially M. Hoffmann, Ch. Müller and H. Anschutz for doing some of the major seismological fieldwork, the colleagues of TU Dresden and the Russian and South African colleagues for their kind cooperation. We thank V. Schlindwein and W. Zürn for their helpful comments, Ch. Wesche and D. Steinhage for providing the ICESat and aero-gravity data, and X. Yuan for providing us his software. Preparation of this work was supported by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) through the VISA Project, funded under grants Di 473/17-1 and Jo 191/8-1.

REFERENCES

- Ammon, C. J., Randall, G. E., & Zandt, G., 1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions, *Journal of Geophysical Research*, **95**(B10), 15,303–15,318.
- Bauer, W., 1995. Strukturentwicklung und Petrogenes des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimefrontfjaella (westliches Dronning Maud Land/Antarktis), *Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research)*, **171**, 1–222.
- Bayer, B., Müller, C., Eaton, D. W., & Jokat, W., 2007. Seismic anisotropy beneath Dronning Maud Land, Antarctica, revealed by shear-wave splitting, *Geophysical Journal International*, (accepted).
- Bentley, C., 1983. Crustal structure of Antarctica from geophysical evidence - a review, in *Antarctic Geology and Geophysics*, edited by R. Oliver, P. James, & J. Jago, pp. 491–497, Aust. Acad. of Sci.
- Bentley, C. & Clough, J., 1983. Seismic Refraction Shooting in Ellsworth and Dronning Maud Lands, in *Antarctic Geology and Geophysics*, edited by R. Adie, pp. 169–172, Universitetsforlaget Oslo.
- Champion, M. E. S., White, N. J., Jones, S. M., & Priestley, K. F., 2006. Crustal velocity structure of the British Isles; a comparison of receiver functions and wide-angle seismic data, *Geophysical Journal International*, **166**(2), 795–813.
- Chevrot, S. & van der Hilst, R. D., 2000. The Poisson ratio of the Australian crust: Geological and geophysical implications, *Earth and Planetary Science Letters*, **183**(1-2), 121–132.
- Christensen, N. I. & Mooney, W. D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view, *Journal of Geophysical Research*, **100**(B6), 9761–9788.
- Cox, K. G., 1992. Karoo igneous activity, and the early stages of the break-up of Gondwanaland, in *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, edited by B. C. Storey, T. Alabaster, & R. J. Pankhurst, Special Publication 68, pp. 137–148, Geological Society London.
- Dalziel, I. W. D. & Elliot, D. H., 1982. West antarctica: Problem child of Gondwanaland, *Tectonics*, **1**(1), 3–19.
- Della Vedova, B., Pellis, G. and Trey, H., Zhang, J., Cooper, A., Makris, J., & the ACRUP working group, 1997. Crustal structure of the Transantarctic Mountains, Western Ross Sea, in *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*, edited by C. Ricci, pp. 609–618, Terra Antarctica Publication, Siena.
- Durrheim, R. & Green, R., 1992. A seismic refraction investigation of the Archean Kaapvaal Craton, South Africa, using mine tremors as the source energy, *Geophys. J. Int.*, **108**, 812–832.
- Eaton, D. W., Dineva, S., & Mereu, R., 2006. Crustal thickness and Vp/Vs variations in the Grenville orogen (Ontario, Canada) from analysis of teleseismic receiver functions, *Tectonophysics*, **420**(1-2), 223–238.
- Ferraccioli, F., Jones, P., Curtis, M., Leat, P., & Riley, I., 2005. Tectonic and magmatic patterns in

the Jutulstraumen rift (?) region, East Antarctica, as imaged by high-resolution aeromagnetic data, *Earth Planets and Space*, **57**(8), 767–780.

Giese, P., 1968. Versuch einer Gliederung der Erdkruste, *Geophysikalische Abhandlungen*, **1**(2).

Golynsky, A. V., Chiappini, M., Damaske, D., Ferraccioli, F., Ferris, J., Finn, C., Ghidella, M., Ishihara, T., Johnson, A., Kim, H. R., Kovacs, L., LaBrecque, J. L., Masolov, V. N., Nogi, Y., Purucker, M., Taylor, P., & Torta, M., 2001. ADMAP - Magnetic anomaly map of the Antarctic, 1:10000000 scale map, in *BAS (Misc.) 10*, edited by P. Morris & R. von Frese, British Antarctic Survey.

Groenewald, P., Grantham, G., & Watkeys, M., 1991. Geological evidence for a Proterozoic to Mesozoic link between southeastern Africa and Dronning Maud Land, Antarctica, *Journal of Geological Society, London*, **148**, 1115–1123.

Hinz, K. & Krause, W., 1982. The continental margin of Queen Maud Land, Antarctica: Seismic sequences, structural elements and geological development, *Geologisches Jahrbuch*, **E 23**, 17–41.

Hungeling, A. & Tyssen, F., 1991. Reflection seismic measurements in western Neuschwabenland, in *Geological evolution of Antarctica*, edited by M. Thomson, J. Crame, & J. Thomson, pp. 73–76, Cambridge University Press.

Jacobs, J., Bauer, W., Spaeth, G., Thomas, R. J., & Weber, K., 1996. Lithology and structure of the Grenville-aged (? 1.1 Ga) basement of Heimefrontfjella (East Antarctica), *Geologische Rundschau*, **85**(4), 800–821.

Jacobs, J., Fanning, C. M., Henjes-Kunst, F., Olesch, M., & Paech, H. J., 1998. Continuation of the Mozambique Belt into East Antarctica: Grenville-age metamorphism and polyphase Pan-African high-grade events in central Dronning Maud Land, *Journal of Geology*, **106**(4), 385–406.

Jacobs, J., Bauer, W., & Fanning, C. M., 2003. New age constraints for Grenville-age metamorphism in western central Dronning Maud Land (East Antarctica), and implications for the palaeogeography of Kalahari in Rodinia, *International Journal of Earth Sciences*, **92**(3), 301–315.

Jacobs, J., Klemd, R., Fanning, C. M., Bauer, W., & Colombo, F., 2003. Extensional collapse of the late Neoproterozoic-early Palaeozoic East African-Antarctic Orogen in central Dronning Maud Land, East Antarctica, *Geological Society Special Publication*, (206), 271–287.

Jokat, W., Böbel, T., König, M., & Meyer, U., 2003. Timing and geometry of early Gondwana break-up, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, **108**(9), 2428.

Jokat, W., Ritzmann, O., Reichert, C., & Hinz, K., 2004. Deep crustal structure of the continental margin off the Explora Escarpment and in the Lazarev sea, East Antarctica, *Marine Geophysical Researches*, **25**(3-4), 283–304.

Kanao, M., A., K., Shibusaki, T., Negishi, H., & Tono, Y., 2002. Crustal structure around the Antarctic margin by teleseismic receiver function analyses, in *Antarctica at the Close of a Millennium*, edited

- by J. Gamble, D. Skinner, & S. Henrys, 35, pp. 485–491, Bull.-R. Soc. N. Z.
- Kennett, B. & Engdahl, E., 1991. Travel times for global earthquake location and phases identification, *Geophys. J. Int.*, **105**, 429–465.
- Kind, R. & Vinnik, L. P., 1988. The upper- mantle discontinuities underneath the GRF array from P- to -S converted phases., *Journal of Geophysics - Zeitschrift fur Geophysik*, **62**(3), 138–147.
- Kind, R., Kosarev, G. L., & Petersen, N. V., 1995. Receiver functions at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN), *Geophysical Journal International*, **121**(1), 191–202.
- Kogan, A. L., 1992. Results of deep seismic sounding of the Earth's crust in East Antarctica, in *Antarctic Geology and Geophysics*, edited by R. Adie, pp. 485–489.
- Kudryavtzev, G., Butzenko, V., & Kadmina, I., 1991. Crustal section across western Dronning Maud Land continental margin from geophysical data, in *Abstracts, Sixth international symposium on Antarctic earth science*, pp. 330–335, National Institute for Polar Research, Tokyo.
- Kumar, M. R., Saul, J., Sarkar, D., Kind, R., & Shukla, A. K., 2001. Crustal structure of the Indian shield: New constraints from teleseismic receiver functions, *Geophysical Research Letters*, **28**(7), 1339–1342.
- Kumar, P., Kind, R., Priestley, K., & Dahl-Jensen, T., 2007. Crustal structure of Iceland and Greenland from receiver function studies, *Journal of Geophysical Research*, **112**(B03301).
- Miller, H. & Oerter, H., 1991. The expedition ANTARKTIS-VIII with RV Polarstern in 1989/90 - Report of Leg ANT-VIII/5, *Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research)*, **91**, 108–122.
- Nair, S., Gao, S., Liu, K., & Silver, P., 2006. Southern African crustal evolution and composition: Constraints from receiver function studies, *Journal of Geophysical Research*, **111**(B2), B02304.
- Nguuri, T. K., Gore, J., James, D. E., Webb, S. J., Wright, C., Zengeni, T. G., Gwavava, O., & Snoke, J. A., 2001. Crustal structure beneath southern Africa and its implications for the formation and evolution of the Kaapvaal and Zimbabwe cratons, *Geophysical Research Letters*, **28**(13), 2501–2504.
- Peters, M., Haverkamp, B., Emmermann, R., Kohlen, H., & Weber, K., 1991. Palaeomagnetism, K-Ar dating and geodynamic setting of igneous rocks in western and central Neuschwabenland, Antarctica, in *Geological evolution of Antarctica*, edited by M. R. A. Thomson, J. Crame, & J. W. Thomson, pp. 549–555, Cambridge University Press, Cambridge, Great Britain.
- Ritzwoller, M. H., Shapiro, N. M., Levshin, A. L., & Leahy, G. M., 2001. Crustal and upper mantle structure beneath Antarctica and surrounding oceans, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, **106**(B12), 30645–30670.
- Stuart, G. & Zengeni, T., 1987. Seismic crustal structure of the Limpopo mobile belt, Zimbabwe, *Tectonophysics*, **57144**, 323–335.

- Tarkov, A. & Vavakin, V., 1982. Poisson's ratio behavior in various crystalline rocks: Application to the study of the Earth's interior, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **29**, 24–29.
- Thiel, E. & Ostenso, N. A., 1961. Seismic studies on Antarctic ice shield, *Geophysics*, **26**(6), 706–715.
- Tsutsiu, T., Yamashita, M., Murakami, H., Miyamachi, H., Toda, S., & Kanao, M., 2001. Reflection profiling and velocity structure beneath Mizuho traverse route, East Antarctica, *Polar Geoscience*, **14**, 212–225.
- Vinnik, L. P., 1977. Detection of waves converted from P to SV in the mantle, *Phys. earth Planet. Inter.*, **15**, 39–45.
- Zandt, G. & Ammon, C. J., 1995. Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio, *Nature*, **374**(6518), 152–154.
- Zandt, G., Beck, S. L., Ruppert, S. R., Ammon, C. J., Rock, D., Minaya, E., Wallace, T. C., & Silver, P. G., 1996. Anomalous Crust of the Bolivian Altiplano, Central Andes: Constraints from Broadband Regional Seismic Waveforms, *Geophysical Research Letters*, **23**(10), 1159–1162.
- Zelt, C. A. & Smith, R. B., 1992. Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophysical Journal International*, **108**(1), 16–34.
- Zhu, L. & Kanamori, H., 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, **105**(B2), 2969–2980.

Table 1. Parameter of the stations.

Station	Longitude [°]	Latitude [°]	Altitude [m]	Time of operation year:julday
Weigel	-09.622	-74.275	1512	2005:019-2005:278
SNAA	-02.838	-71.671	846	1997-2005
NOVO	11.835	-70.776	155	2005:035-2005:308
WM72	11.524	-72.144	2787	2003:324-2003:362
WM73	11.562	-71.437	1424	2003:345-2004:011
WM79	13.215	-72.040	2576	2004:001-2004:026

Table 2. Stations and shot points (SP) of the refractions profile KOTTAS. Coordinates, profile length, starting at the most southern shot 18 km away from the most southern station MUC 10, as well as the stations altitude above sea level and the total thickness of the ice layer obtained from an aero-gravity measurement (D. Steinhage, pers. comm.) are given.

Station	Longitude [°]	Latitude [°]	Profile km [km]	altitude [m]	Ice thickness [m]
SOUTH 18 (SP)	-9.8990	-75.6773	0.0	2271	2081
SOUTH 8 (SP)	-10.1021	-75.6070	9.6	2221	2108
SOUTH 3 (SP)	-10.2052	-75.5702	14.6	2221	2044
MUC 10	-10.2677	-75.5471	17.7	2197	1816
MUC 9	-10.6615	-75.4088	36.6	2194	1362
MUC 8	-11.0646	-75.2516	57.4	2180	745
MUC 7	-11.4479	-75.1005	77.4	2171	553
MIDDLE 1 (SP)	-11.7271	-74.9873	92.3	1717	387
MUC 6	-11.8125	-74.9518	97.0	1526	195
MIDDLE 2 (SP)	-11.7188	-74.8496	105.4	1454	700
AWI 4	-12.2792	-74.7860	119.8	1184	1015
AWI 3	-12.6927	-74.6389	140.1	925	989
AWI 2	-13.0885	-74.4975	159.6	788	1522
AWI 1	-13.4896	-74.3479	180.1	635	1381
NORD 3 (SP)	-13.5521	-74.3254	183.2	608	1371
NORD 8 (SP)	-13.6479	-74.2896	188.1	599	1260
NORD 13 (SP)	-13.7500	-74.2523	193.3	596	1255
NORD 18 (SP)	-13.8521	-74.2149	198.4	585	1261

Table 3: Crustal depths based on the onsets of Moho Ps conversion and its multiple PpPs. For their calculations we assumed a P-wave velocity of 6.45 km/s and took the V_p/V_s ratio retrieved from applying the Zhu & Kanamori (2000) technique (ZK). The given averaged crustal thicknesses are determined from both the Ps arrivals and, if observable, the crustal multiples PpPs. Values in brackets following the averaged crustal depths represent the standard deviation. The listed crustal parameters obtained from ZK are given with values of the 95% confidence region.

Event origin	Ps Time [s]	Thickness [km]	PpPs Time [s]	Thickness [km]	Slowness [s/deg]	Baz [deg]	Distance [deg]
Station Weigel							
03-02-2005 10:42:12.02	5.10	44.2	19.17	46.3	4.51	139.6	95.6
02-08-2005 14:48:21.09	5.14	44.6	18.87	45.6	4.61	176.9	91.6
02-10-2005 16:53:19.09	5.22	45.1	18.23	44.3	5.18	178.9	82.8
Averaged crustal depths		44.6 (± 0.4)		45.4 (± 0.8)			
Averaged crustal depth of 45.0 km (Ps+PpPs)							
Crustal depth, V_p/V_s ratio (ZK): 45.9 \pm 1.1 km, 1.73 \pm 0.04							
Station Novo							
05-19-2005 01:54:52.08	4.58	43.1	-	-	4.63	84.8	90.2
03-28-2005 16:09:36.05	4.76	44.8	-	-	4.63	84.8	90.3
04-03-2005 03:10:56.04	4.68	44.0	-	-	4.62	85.6	90.6
05-14-2005 05:05:18.04	4.56	42.9	-	-	4.66	86.2	89.4
04-10-2005 10:29:11.02	4.22	39.7	-	-	4.72	88.4	87.7
05-10-2005 01:09:05.01	4.49	42.2	-	-	4.99	93.2	84.5
05-14-2005 10:26:44.04	4.72	42.6	-	-	7.82	103.6	45.9
05-02-2005 10:42:12.02	4.50	42.4	-	-	4.55	118.6	92.7
04-11-2005 17:08:53.09	4.27	40.1	-	-	4.73	160.3	86.3
05-21-2005 12:23:54.00	4.64	42.7	-	-	6.54	275.0	61.7
Averaged crustal depth		42.4 (± 1.5)					
Crustal depth, V_p/V_s ratio (ZK): 41.8 \pm 1 km, 1.67 \pm 0.03							
Station WM72							
12-25-2003 20:42:33.07	5.60	52.2	19.85	49.2	5.04	159.5	84.6
12-27-2003 22:38:01.08	5.35	49.9	19.05	47.2	4.99	159.8	85.2
Averaged crustal depths		51.1 (± 1.2)		48.2 (± 1.0)			
Averaged crustal depth of 49.6 km (Ps+PpPs)							

Table 3 continued							
Crustal depth, V_p/V_s ratio (ZK): 49.7 ± 1 km, 1.67 ± 0.05							
Station WM73							
12-25-2003 20:42:33.07	4.65	44.3	18.59	46.3	4.99	159.5	85.31
12-25-2003 23:09:43.04	4.86	46.3	19.02	47.3	4.99	159.6	85.21
12-27-2003 04:55:25.04	4.74	45.1	-	-	4.98	159.4	85.41
12-27-2003 16:00:59.04	4.44	42.3	18.81	46.8	4.97	159.7	85.51
12-27-2003 22:38:01.08	4.61	43.9	18.81	46.8	4.94	159.8	85.91
12-27-2003 22:55:01.02	4.95	47.2	-	-	4.94	159.7	85.91
01-03-2004 08:21:48.04	4.91	46.7	18.55	46.2	4.99	159.6	85.21
01-03-2004 16:23:21.00	4.86	46.3	18.85	46.9	4.98	159.7	85.31
Averaged crustal depths		45.3 (± 1.6)		46.7 (± 0.4)			
Averaged crustal depth of 46.0 km (Ps+PpPs)							
Crustal depth, V_p/V_s ratio (ZK): 47.0 ± 1.3 km 1.66 ± 0.04							
Station WM79							
01-03-2004 08:21:48.04	5.83	48.4	17.87	42.8	5.05	158.1	84.5
01-03-2004 16:23:21.00	5.70	47.3	17.73	42.5	5.04	158.1	84.5
01-11-2004 04:32:47.07	6.43	51.0	18.40	46.2	8.25	52.3	40.8
Averaged crustal depths		48.9 (± 1.6)		43.9 (± 1.7)			
Averaged crustal depth of 46.4 km (Ps+PpPs)							
Crustal depth, V_p/V_s ratio (ZK): 48.4 ± 1 km, 1.76 ± 0.04							

Table 4. Overview over the discussed crustal parameters obtained by averaging the single depths and applying the Zhu & Kanamori (2000) technique (denoted as ZK). Errors following the averaged values are the standard deviations, errors following the ZK values correspond to the 95% confidence regions.

Station	Thickness	av. Thickness	av. Thickness	av. Thickness	V_p/V_s ratio	Poisson	$T_{P_{s_{sum}}}$
	ZK [km]	Ps [km]	PpPs [km]	Ps+PpPs [km]	ZK	ratio	[s]
Weigel	45.9±1.5	44.6±0.3	45.4±0.8	45.0	1.73±0.04	0.25	5.22
SNAA	40.0±1.5	-	-	-	1.80±0.05	0.28	5.10
NOVO	41.8±2.0	42.4±1.4	-	-	1.67±0.04	0.22	4.62
WM72	49.7±1.5	51.1±1.2	48.2±1.0	49.6	1.67±0.05	0.22	5.41
WM73	47.0±2.0	45.3±1.5	46.7±0.4	46.0	1.66±0.04	0.22	4.86
WM79	48.4±1.5	48.9±1.5	43.9±1.5	46.4	1.76±0.03	0.27	5.82

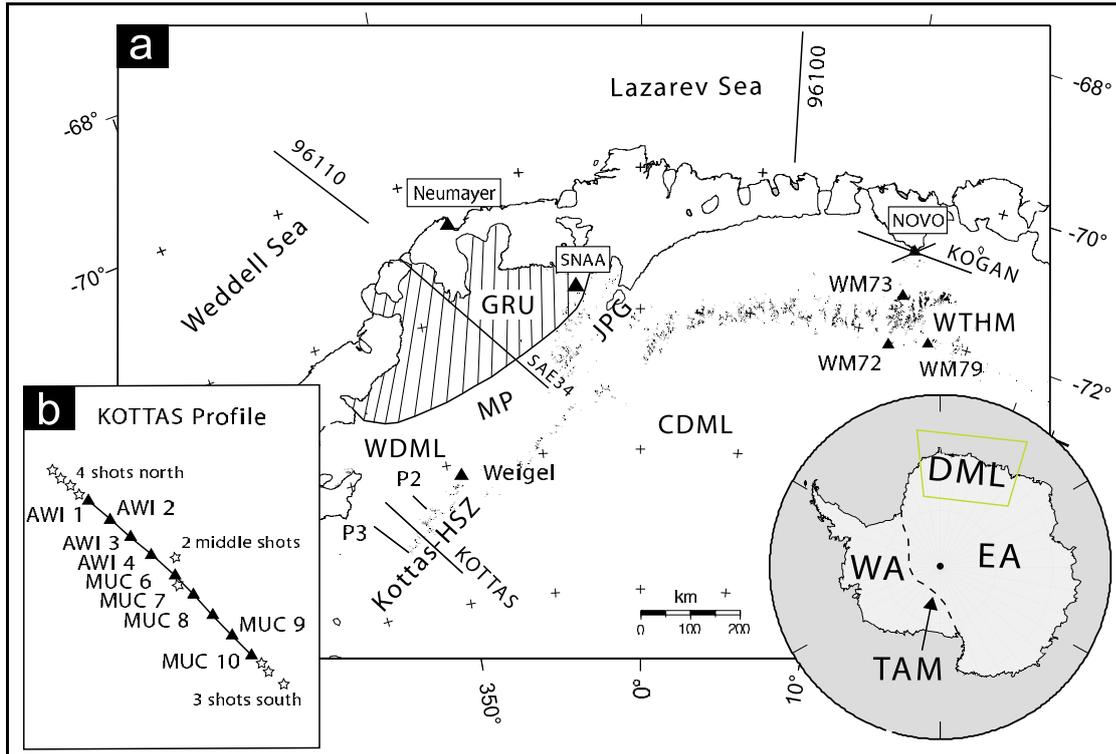


Figure 1. a) Sketch of Dronning Maud Land with the seismic stations (black triangles), the refraction profiles (black lines) and the main geological units. Abbreviations mentioned in the text are: HSZ, Heimefront shear zone; Kottas, Kottas Mountains; JPG, Jutul-Penck-Graben covered by the Jutulstraumen glacier; GRU, Grunehogna Craton (dashed area); WTHM, Wohlthat Massif; MP, Maudheim Province; Weigel, station deployed on Weigel nunatak (an outcrop at Kottas); NOVO, Russian station Novolazarevskaya; SNAA, South African station Sanae IV; CDML, Central Dronning Maud Land; WDML, Western Dronning Maud Land; WA, West Antarctica; EA, East Antarctica; TAM, Transantarctic Mountains; Outcrops are marked with black dots. Inset b) shows the refraction profile that was performed in 1989/90 across the Heimefront shear zone in Kottas Mountains. Nine stations, named with AWI and MUC, were deployed along the 200 km long profile. Four shots were fired at the northern side, two at the center and three at the southern end of the profile.

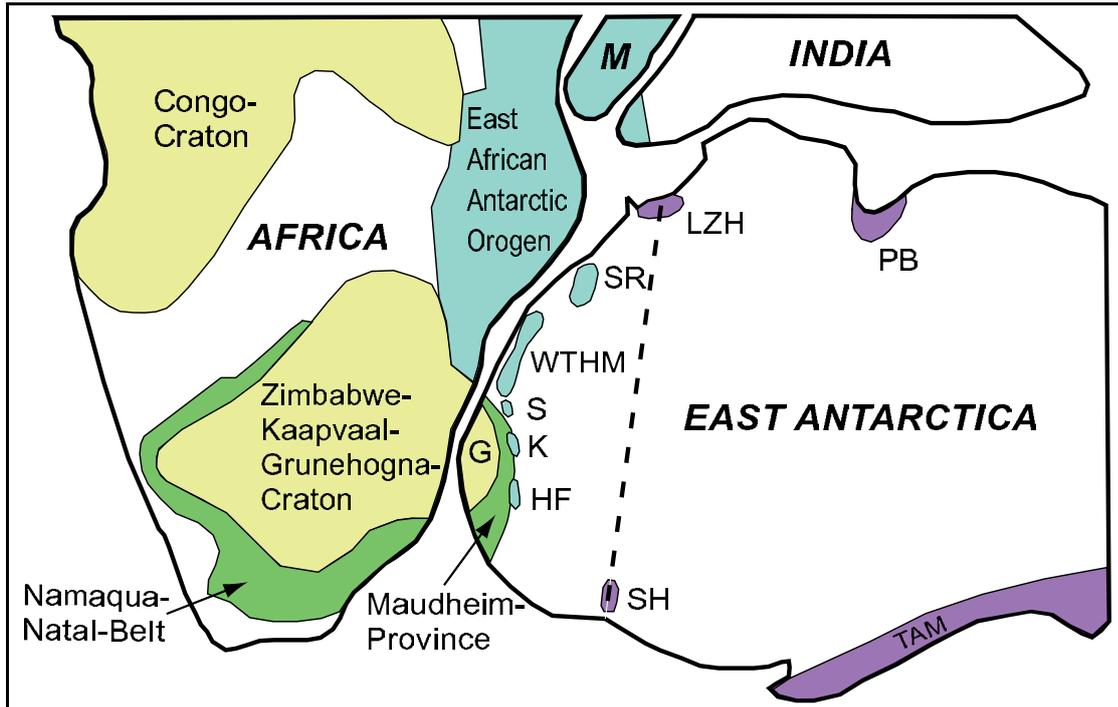


Figure 2. Sketch of the Gondwana reconstruction adapted from Jacobs et al. (2003b). Blue areas represent areas which were affected by the the Pan-African (ca. 550 Ma) orogeny named the East African Antarctic Orogen. Green areas show the Mesoproterozoic (ca. 1.1 Ga) African Namaqua-Natal mobile belt and the Antarctic Maudheim Province. Yellow units are major African cratons. Purple areas mark ~700-500 Ma mobile belts. Thick dashed line indicates a proposed Pan-African suture in Antarctica. Abbreviations mentioned in the text are: G, Grunehogna Craton; HF, Heimefrontfjella with Kottas Mountains; K, Kirvanveggen; LZH, Lützow Holm Bay; M, Madagascar; PB, Brydz Bay; S, Sverdrupfjella; SR, Sor Rodane; SH, Shackleton Range; TAM, Transantarctic Mountains; WTHM, Wohlthat Massif.

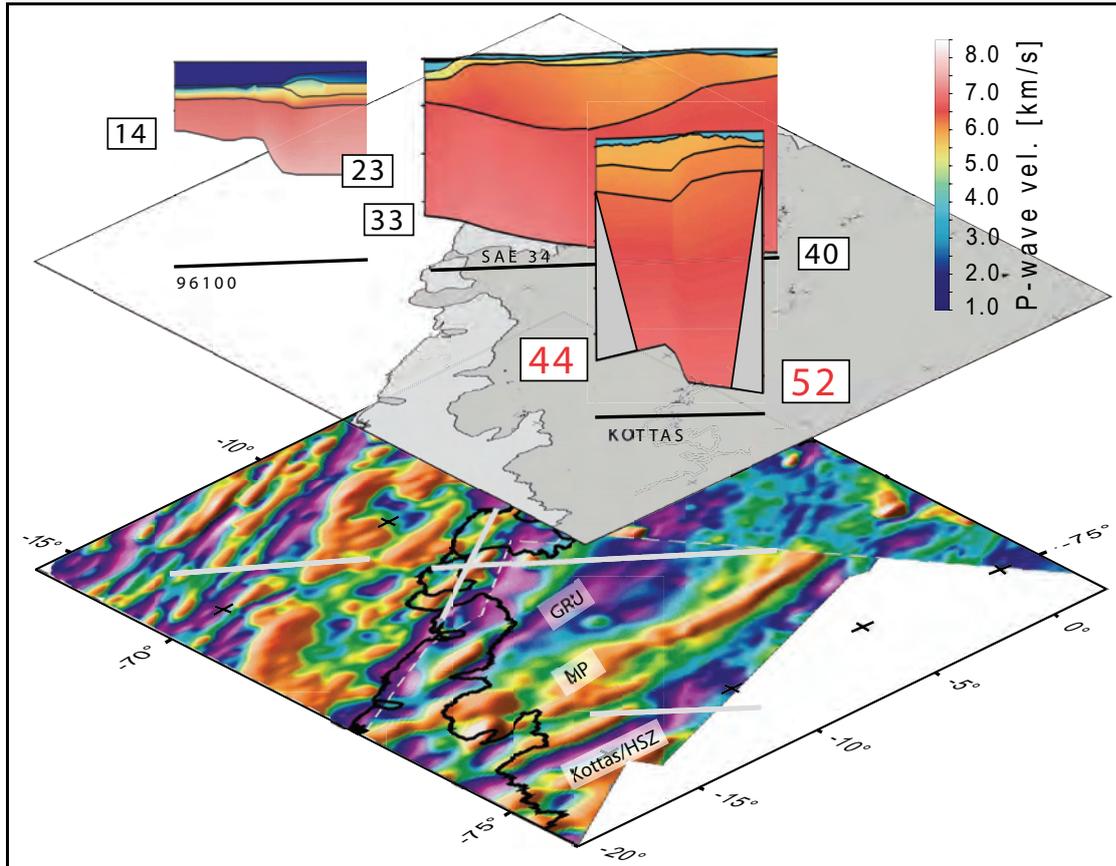


Figure 3. Transect of some existing refraction profiles within the area of investigation. Lower map shows the available high resolution aeromagnetic anomaly grids of DML (EMAGE grid (Jokat et al. 2003) and ADMAP grid (Golynsky et al. 2001)). The magnetic signature of the Kottas Mountains with Heimefront shear zone (HSZ) is detectable as an elongated purple coloured region. The seismic profile KOTTAS runs directly across the Heimefront shear zone. Juxtaposed to the north is the Maudheim Province (MP), juxtaposed to MP is the Archean Grunehogna Craton (GRU).

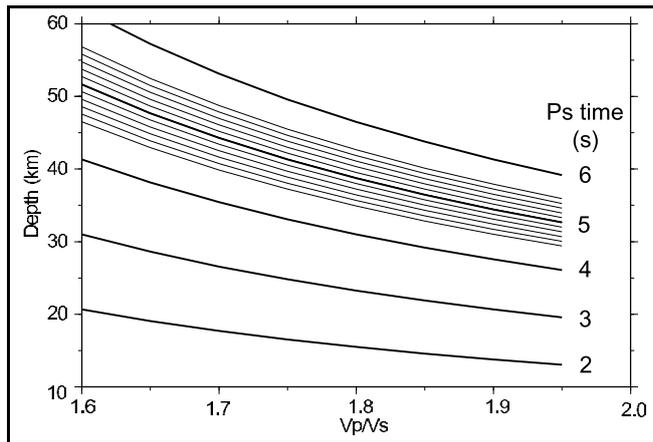


Figure 4. Dependence of the Moho depth and the V_p/V_s ratio for distinct Ps travel time using equation 1. With increasing Ps times the depth variation increases for any V_p/V_s ratio (1.6-1.9). The largest deviation for e.g. a Ps time of 5 s amounts to ± 19 km, for a Ps time of 2 s the deviation amounts to ± 8 km.

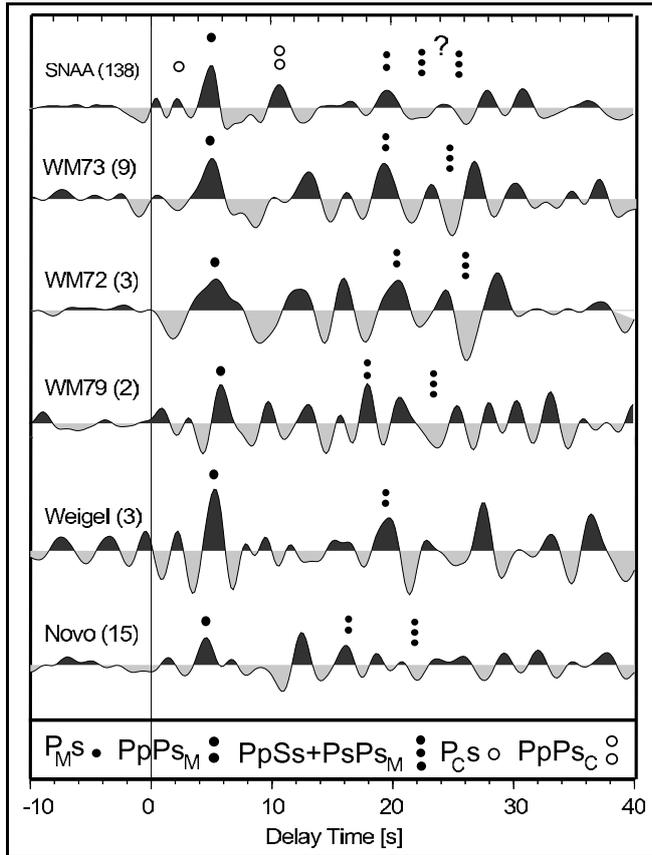


Figure 5. Sum traces of receiver functions for all stations included in this study. Direct converted phase at the Moho $P_M s$ is marked with one black dot. The possible crustal multiples of the Moho $PpPs_M$ and $PpSs + PsPs_M$ are marked with two and three black dots, respectively. For station SNAA, an inner-crustal layer generates a converted signal as well as a multiple. This is marked with one or two open black circles, respectively. The onset of the $PpSs + PsPs_M$ signal for station SNAA is ambiguous. Number in brackets following the stations name gives the number of individual receiver functions used to calculate the sum traces.

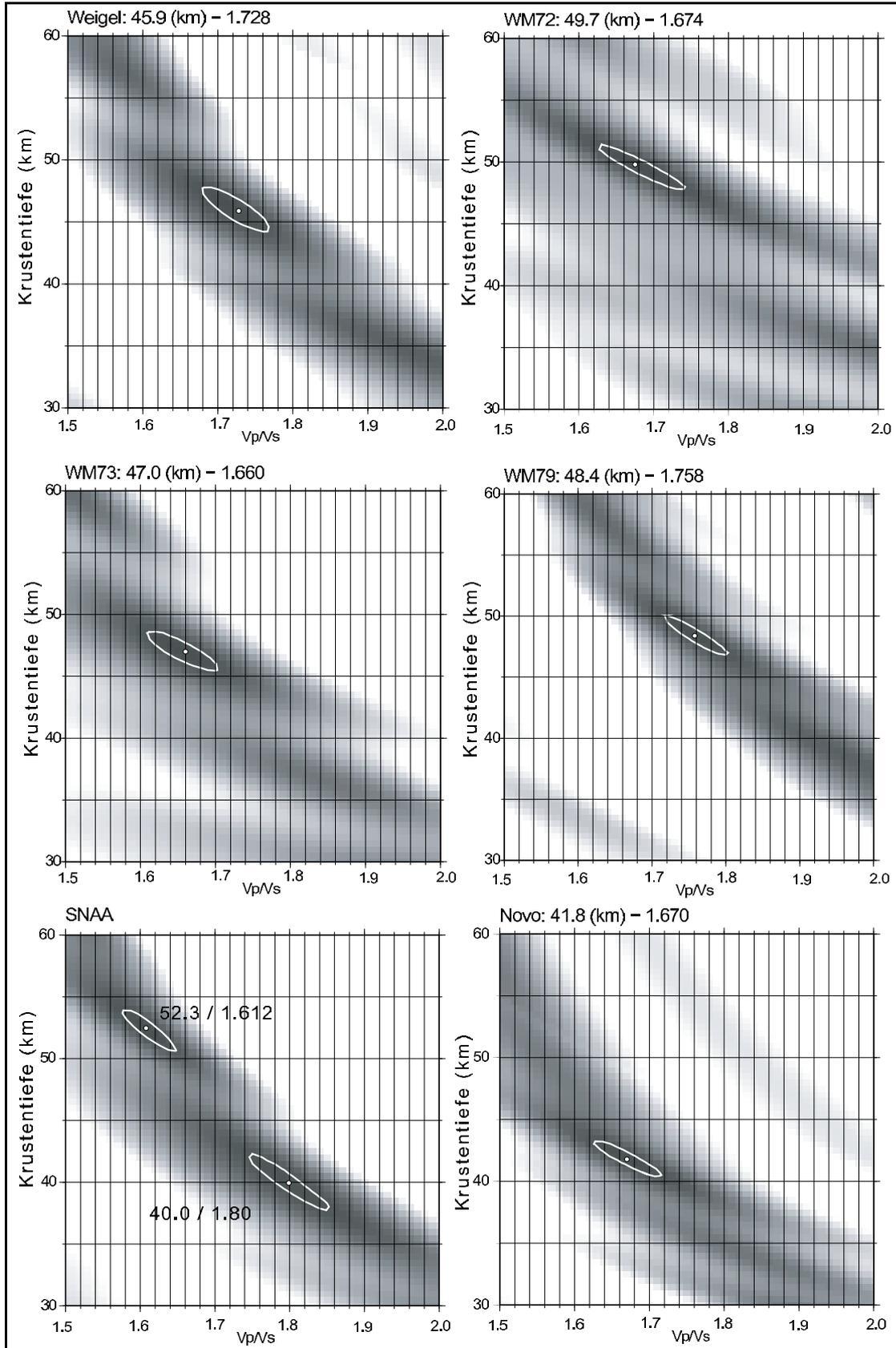


Figure 6. Crustal thicknesses and correspondent V_p/V_s ratios obtained by applying the algorithm of Zhu & Kanamori (2000). We used an averaged P-velocity of 6.45 km/s. The contour lines represent the 95% confidence regions. For station SNA two possible solution were retrieved.

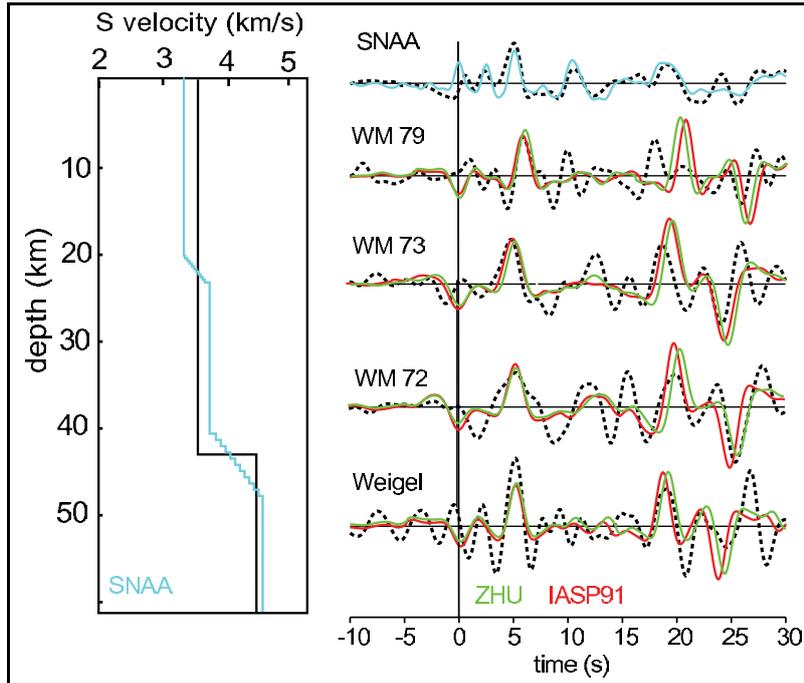


Figure 7. Synthetic RF obtained by forward modelling with the plane wave approximation (Kind et al. 1995). The observed RFs are shown as black dashed waveforms. Solid red waveforms are the synthetics based on a very simple crustal model shown on the lefthand side (black). For stations WM72, WM73, WM79 and Weigel we assumed a V_p/V_s ratio of 1.73 (according to IASP91 Earth model) and a crustal depth deduced from the delay time of the direct crustal converted phase Ps. Green waveforms correspond to the same crustal models but with parameters for crustal thickness and V_p/V_s we obtained by applying the Zhu & Kanamori (2000) technique. A simple model with gradient zones instead of sharp discontinuities between crustal discontinuities for permanent station SNAA is shown in blue.

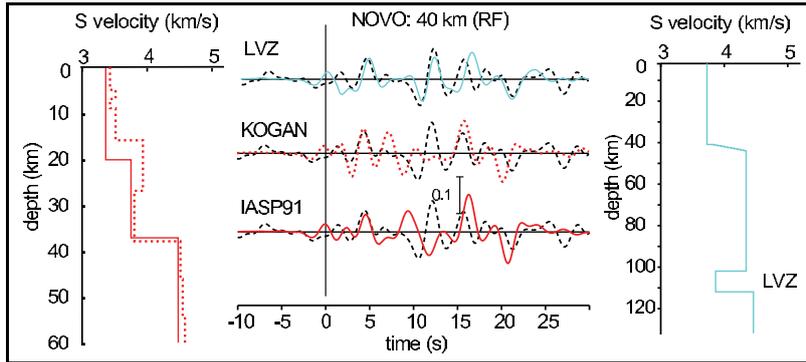


Figure 8. Synthetic RF for station NOVO obtained by forward modelling (Kind et al. 1995). We took the velocity depth model retrieved from a seismic experiment (Kogan 1992), which is denoted with KOGAN and a red dotted line. As a second model we took the IASP91 Earth model (IASP91, red solid line). The model with the abbreviation LVZ on the right side (blue line) contains a low velocity zone within the upper mantle. This LVZ is possibly responsible for the strong negative signal, which appears 10 seconds after the P wave at NOVO. The black dashed lines are the observed RFs.

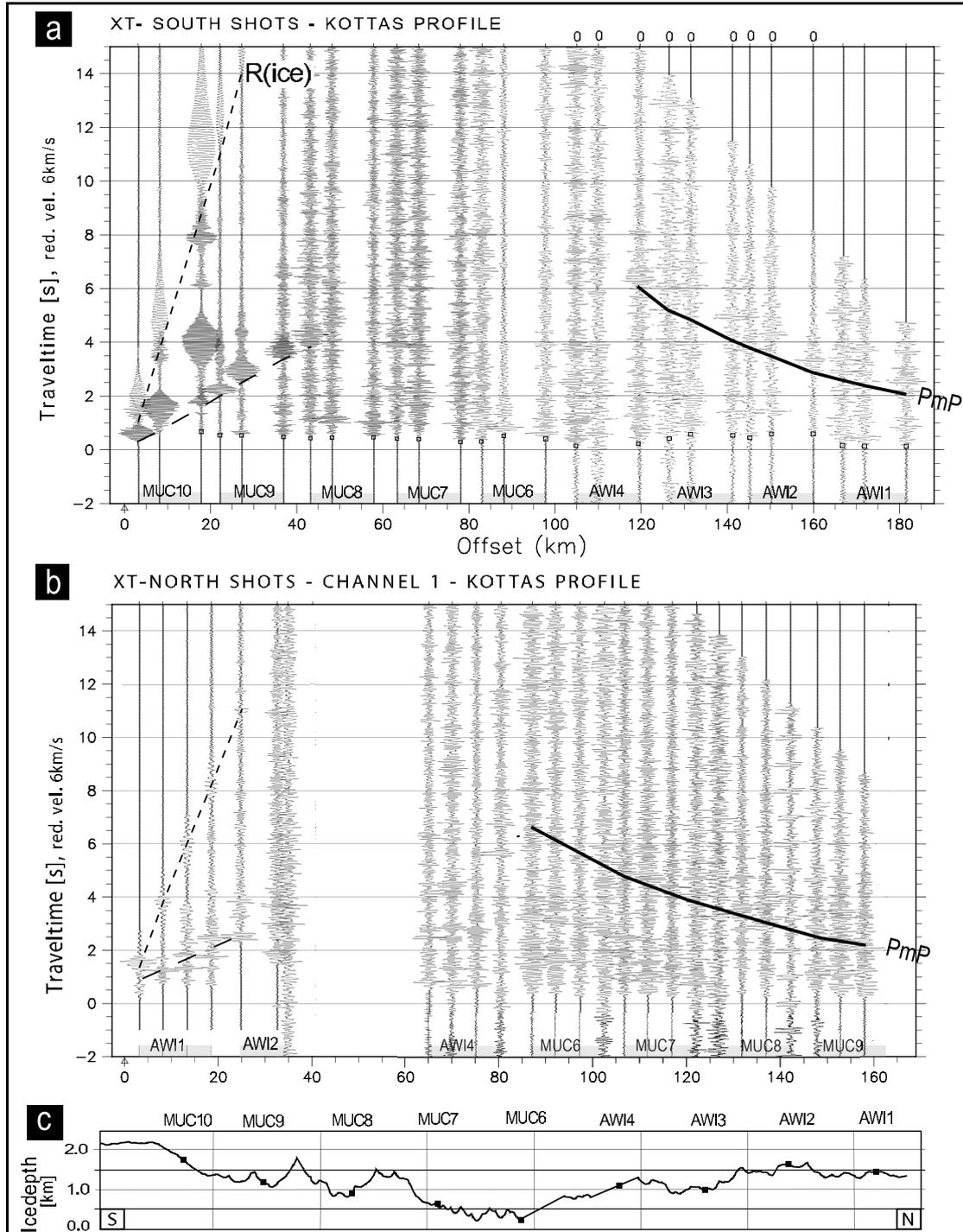


Figure 9. Reduced record sections for the three and four shots performed at the southern and northern end of the profile, respectively. Number 0 on the top of the traces in Figure a) denotes the horizontal components. All other traces shows the vertical ground motion. In Figure a) one can recognize the more or less distinct PmP onsets for the southern shots at a distance of about km 120. The PmP onsets for the northern shots in Figure b) can be observed at a distance of about km 95. The first arrivals of the direct P-waves are observable over the entire profile. There are only a few later onsets, if any, in the distance range up to km 80, which can be grouped to some (ambiguous?) travel-time branches. The excitation of Rayleigh waves within the ice with large amplitudes is remarkable (2 dashed lines). The dispersive character of these waves are distinctly observed up to km 50. Figure c) shows the ice thickness (D. Steinhage, pers. comm.) underneath the stations (black rectangles).

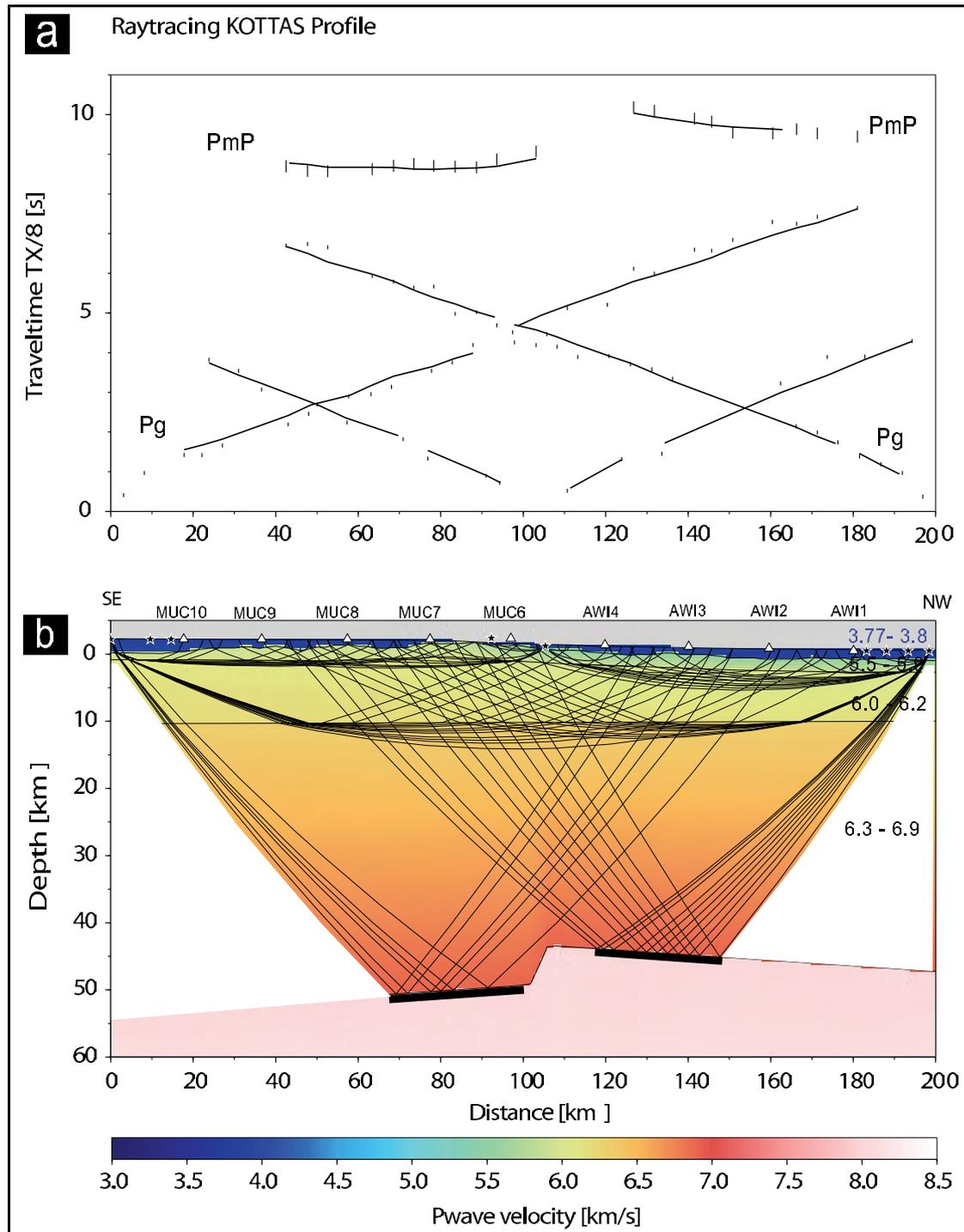


Figure 10. Crustal model of Kottas retrieved by ray tracing of P-waves. a) shows the travel-time curves (solid lines) of the model below, whereas the vertical lines denote the pick times including an error of ± 50 ms for the Pg phases and ± 150 ms for the PmP phases. The uppermost two branches correspond to the phases, which were reflected on the Moho (signed with PmP). The calculated travel time branches fit the observed picks more or less in the error bars. b) For each layer, the coverage with reflected and refracted rays traced to the observed picks is shown. Thick black lines denote the Moho for which a thickness can be determined. The velocities with positive gradients of each layer are given in km/s on the right.

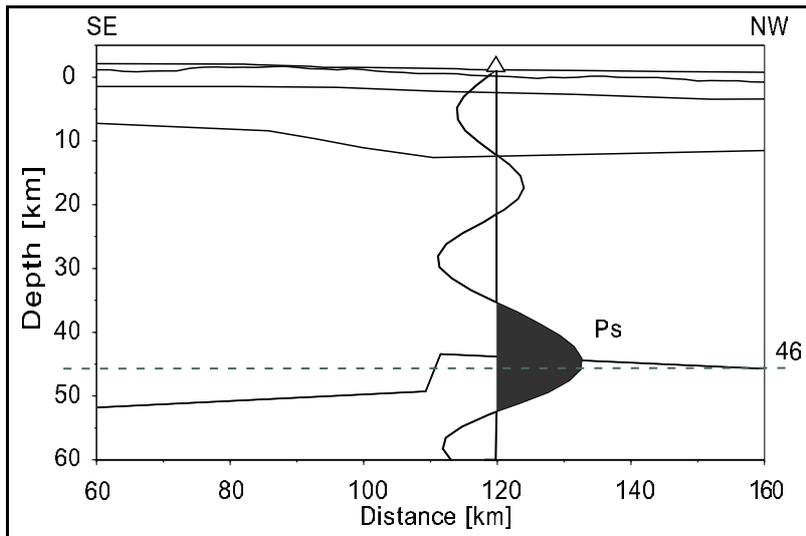


Figure 11. Sketch of the refraction profile KOTTAS, and the receiver function of the seismic station Weigel nunatak displayed on the projection point. Weigel nunatak is located ca. 150 km off the profile. Within the uncertainties of both methods, the crustal depths match well. Other signals than the Ps phase cannot be attributed to inner-crustal structure since these signals are more likely caused by noise.

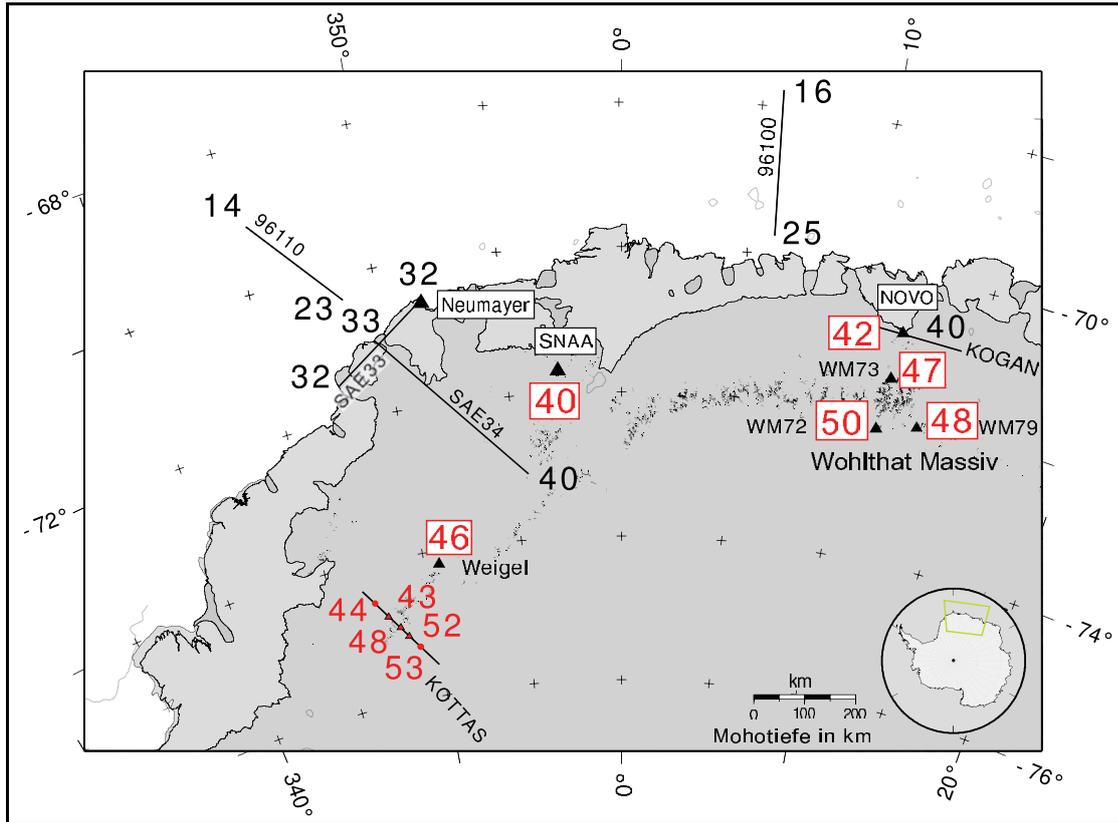


Figure 12. Crustal thicknesses within Dronning Maud Land. An increasing crustal thickness from coast to inland are observable with thickened crust underneath the orogens of Wohlthat Massif and Kottas. New determined crustal depths retrieved from receiver functions are red and surrounded by a red box. Some new Moho depths of the KOTTAS profile are signed in red. Black values are crustal depths from previous refraction studies of Kogan (1992) (denoted as KOGAN), Kudryavtzev et al. (1991) (profiles SAE34, SAE33) and Jokat et al. (2004) (profiles 96110, 96100).

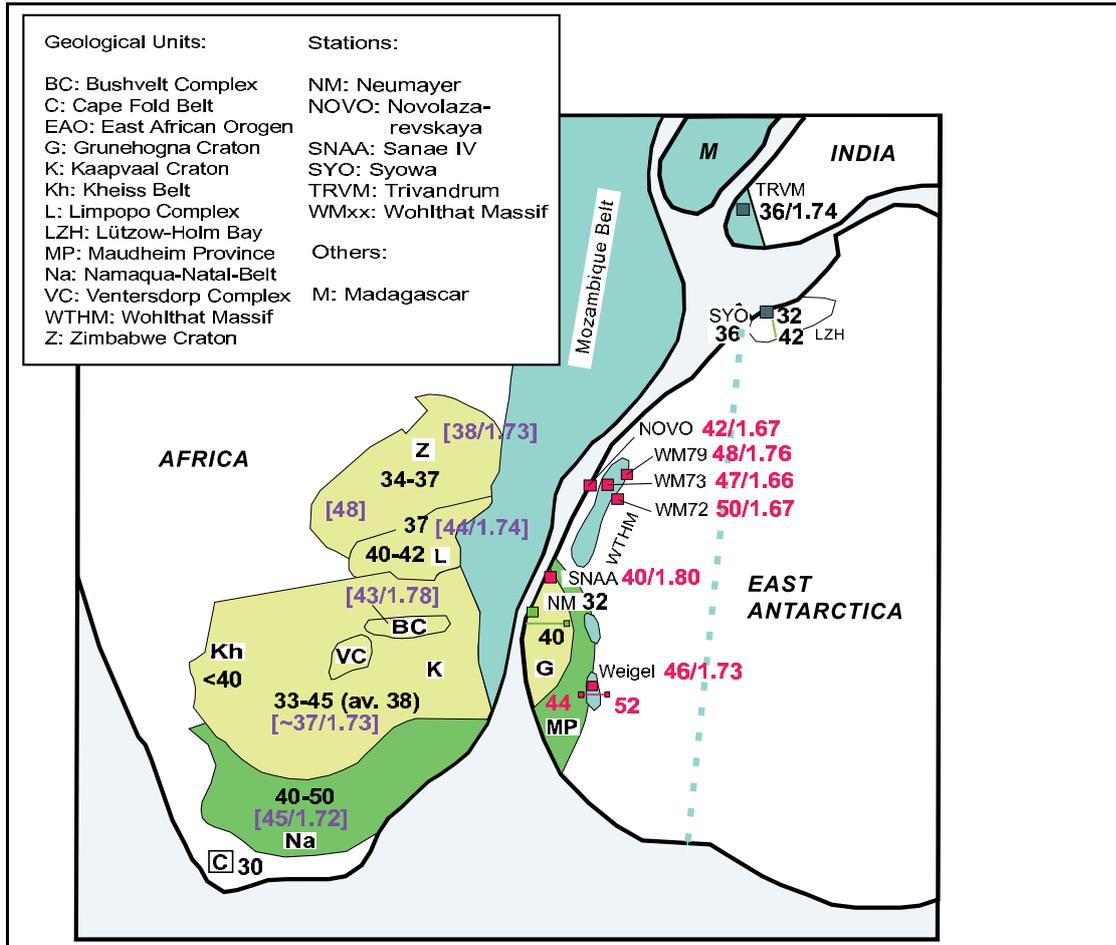


Figure 13. Comparison between crustal depths of a Gondwana reconstruction (Jacobs et al. 2003b, and references therein). New crustal depths and V_p/V_s ratios of the present study are signed in red. Black depths within the African continent are published values from Nguuri et al. (2001), blue values in brackets refer to Nair et al. (2006). Crustal depth for station TRVM in India accords to a study of Kumar et al. (2001), values for station SYO, East Antarctica, refer to an investigation of RFs (Kanao et al. 2002) and a seismic experiment (Tsutsiu et al. 2001). The blue dashed line represents a proposed suture of the Pan-African orogeny (Jacobs et al. 2003b). Coloured main geological features are described in more detail in Figure 2.