

**Lithospheric and upper mantle structure
beneath the western Bohemian Massif
obtained from
teleseismic *P* and *S* receiver functions**

Dissertation
zur Erlangung des akademischen Grades
Doktor der Naturwissenschaften
am Fachbereich Geowissenschaften
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von
Dipl.-Geophys. Barbara Heuer
aus Erfurt

Potsdam, Juni 2006

Angefertigt mit Genehmigung des Fachbereichs Geowissenschaften der
Freien Universität Berlin.

Gutachter:

Prof. Dr. Rainer Kind (1. Gutachter)
Freie Universität Berlin, GeoForschungsZentrum Potsdam

Prof. Dr. Serge Shapiro (2. Gutachter)
Freie Universität Berlin

Tag der Disputation: 21. Juli 2006

Abstract

The Bohemian Massif is the largest coherent surface outcrop of the Variscan basement in central Europe. The investigation area of this study, the western Bohemian Massif, is situated at the junction of three Variscan structural units: the Saxothuringian in the north, the Teplá-Barrandian and Moldanubian units in the south. The Palaeozoic suture between the Saxothuringian and Teplá-Barrandian/Moldanubian units has been reactivated since the Upper Cretaceous/Tertiary as part of the European Cenozoic Rift System. This led to the evolution of the 300 km long and 50 km wide ENE-WSW trending Eger (Ohře) Rift. The western part of the Eger Rift is known for geophysical and geological phenomena such as the occurrence of earthquake swarms, CO₂ dominated free gas emanations of subcontinental lithospheric mantle signature in mineral springs and mofettes, Tertiary/Quaternary volcanism and neotectonic crustal movements.

To explain the observed phenomena, several possible scenarios have been suggested: a small-scale mantle plume, lithospheric thinning beneath the Eger Rift, and presently ongoing magmatic processes near the crust-mantle boundary, including magmatic underplating.

This thesis focuses on the seismic structure of the lithosphere and upper mantle beneath the western Eger Rift area with the aim of investigating deep-lying possible causes of the phenomena observed at surface.

For the investigation, data of the international passive seismic experiment BOHEMA carried out in 2002/2003 was used. The BOHEMA network consisted of 61 permanent and 84 temporary stations and was centred on the western Eger Rift. The resulting large data set allowed a high resolution *P* and *S* receiver function study using *P*-to-*S* and *S*-to-*P* converted waves, respectively, to map seismic discontinuities in the lithosphere and upper mantle. Data from an earlier passive seismic experiment was additionally used to complement the BOHEMA data set. The results of the analysis are described in this thesis 'from top to bottom'.

A high resolution Moho depth map of the investigated area could be obtained from more than 5000 *P* receiver function traces. It shows crustal thicknesses of 27 to 31 km in the Saxothuringian unit, 30 to 33 km in the Teplá-Barrandian and 34 to 39 km in the Moldanubian unit east of the Bavarian Shear Zone, which generally agrees with earlier results from seismic studies. A dominant feature in the Moho depth map is an area of thin crust of about 26 to 28 km beneath the western Eger Rift with irregular internal geometry. This apparent Moho updoming was already observed with less resolution in a previous receiver function study. It corresponds well with the area of CO₂ degassing fields, the region of earthquake swarm occurrence and the location of Quaternary volcanoes at surface. The Moho depth values have an estimated uncertainty of ± 2 km.

Furthermore, the first map of average crustal v_p/v_s ratios is presented for the investigated area. The mean values associated with structural units of the Variscan orogen vary between 1.69 and 1.75. For individual locations the variations are larger (between 1.66 and 1.81).

In the area of Moho updoming and CO₂ gas emanations, additional phases were observed in the *P* receiver function data: a positive phase at about 6 s delay time, followed by a strong negative phase at about 7 to 8 s. A mapping of the occurrence of these additional phases showed that they form a coherent structure centred on the western Eger Rift. The phases can be modelled by a discontinuity at 50 km suggested by results of seismic reflection and refraction investigations and a velocity decrease at 65 km depth. The velocity decrease might perhaps be explained by local asthenospheric updoming and/or a confined body of partial melt.

S receiver functions were used to investigate the base of the lithosphere as a second, independent method. If the velocity reduction observed at 8 to 14 s delay time is interpreted as the lithosphere-asthenosphere transition, the data show lithospheric thickness of 80 to 90 km beneath the Saxothuringian and the northern Teplá-Barrandian unit. Towards the south, the thickness strongly increases in the Moldanubian unit to 115 to 135 km, which corresponds well with results of previous studies. The data of the transition from the thinner Saxothuringian/Teplá-Barrandian lithosphere to the thicker Moldanubian lithosphere show a doubling or broadening of the negative signal, which could point to either an abrupt increase of lithospheric thickness, or a very steep slope, or possibly even a structure from palaeosubduction within the lithosphere of this part of the investigated area. However, asthenospheric updoming beneath the contact of the Saxothuringian and Moldanubian units, centred beneath the western Eger Rift as suggested in *P* receiver function data, cannot be stated from *S* receiver functions. Two scenarios are suggested to explain the occurrence of the negative phase in the *P* and *S* receiver functions at different depths: **(1)** The negative phases in the *P* and *S* receiver functions represent two distinct velocity reductions. A thin low velocity layer is detected by *P* receiver functions in the lithospheric mantle at approximately 65 km depth that cannot be resolved by *S* receiver functions. The velocity reduction observed in *S* receiver function data might be interpreted as the lithosphere-asthenosphere transition. **(2)** The negative phases in the *P* and *S* receiver functions represent in principle the same negative velocity gradient (the lithosphere-asthenosphere transition), but strongly influenced by the different frequency contents of the *P* and *S* waves and by the possible nature of the transition from high to low velocities with increasing depth. Both scenarios imply a thin region of strongly decreased seismic velocity at about 65 km depth which might be associated with the occurrence of partial melt in this depth range.

The *P*-to-*S* converted waves from the discontinuities of the mantle transition zone at 410 and 660 km depth show slightly increased delay times compared to the *IASP91* global reference model. However, the thickness of the mantle transition zone is not affected and thus points to normal temperatures in the mantle transition zone and increased v_p/v_s ratio somewhere in the upper mantle above the mantle transition zone. Furthermore, a coherent converted phase is observed in *P* receiver functions that might be attributed to the discontinuity at 520 km depth.

Zusammenfassung

Das Böhmisches Massiv bildet das größte zusammenhängende Gebiet anstehenden variskischen Grundgebirges in Mitteleuropa. Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit, das westliche Böhmisches Massiv, befindet sich an der Nahtstelle dreier variskischer Struktureinheiten: dem Saxothuringikum im Norden, und dem Teplá-Barrandium und Moldanubikum im Süden. Die paläozoische Suture zwischen Saxothuringikum und Teplá-Barrandium/Moldanubikum wurde durch das Europäische Känozoische Riftsystem seit der Oberkreide/Tertiär reaktiviert. Dies führte zur Entstehung des 300 km langen und 50 km breiten, ENE-WSW streichenden Eger (Ohře) Rifts. Der westliche Teil des Eger Rifts ist bekannt für geologische und geophysikalische Phänomene wie das Auftreten von Erdbebenschwärmen, CO₂-dominierte Gasaustritte aus Mineralquellen und Mofetten mit subkontinentaler lithosphärischer Mantelsignatur, tertiären/quartären Vulkanismus und neotektonische Krustenbewegungen.

Um die beobachteten Phänomene zu erklären, wurden verschiedene Szenarien vorgeschlagen: ein kleinräumiger Mantelplume, verringerte Lithosphärenmächtigkeit unter dem Eger Rift und gegenwärtig aktive magmatische Prozesse nahe der Kruste-Mantel-Grenze einschliesslich magmatischem *underplating*.

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit der seismischen Struktur der Lithosphäre und des oberen Erdmantels unter dem westlichen Eger Rift. Ziel ist die Untersuchung möglicher tiefliegender Ursachen der an der Oberfläche beobachteten Phänomene.

Dafür wurden Daten des internationalen passiven seismischen Experiments BOHEMA genutzt, welches 2002-2003 durchgeführt wurde. Das BOHEMA-Stationsnetz bestand aus 61 Permanent- und 84 Mobilstationen, die im und um das westliche Eger Rift zentriert lagen. Der daraus hervorgehende große Datensatz erlaubte eine hochauflösende *P* und *S Receiver Function* Analyse, um seismische Diskontinuitäten in der Lithosphäre und im oberen Erdmantel mittels *P*-zu-*S* bzw. *S*-zu-*P* konvertierter Wellen zu kartieren. Zur Ergänzung konnten Daten eines früheren passiven seismischen Experiments genutzt werden. Die Ergebnisse der Untersuchung werden in der vorliegenden Arbeit "von oben nach unten" beschrieben.

Eine hoch aufgelöste Mohotiefen-Karte des Untersuchungsgebietes wurde aus der Bearbeitung von mehr als 5000 Einzelspuren abgeleitet. Sie zeigt im Saxothuringikum Krustenmächtigkeiten von 27 bis 31 km, im Teplá-Barrandium 30 bis 33 km, und im Moldanubikum östlich des Bayrischen Pfahls 34 bis 39 km. Das stimmt generell gut mit bisherigen Ergebnissen seismischer Untersuchungen überein. In der Mohotiefen-Karte fällt ein Bereich dünner Erdkruste (26 bis 28 km) unter dem westlichen Eger Rift mit asymmetrischer Struktur auf. Diese sich andeutende Mohoaufwölbung wurde bereits mit geringerer Auflösung in einer früheren *Receiver Function* Untersuchung beobachtet. Das Gebiet der Mohoaufwölbung stimmt gut mit dem Gebiet der CO₂ Entgasungsfelder, Erdbebenschwärme und dem Auftreten zweier quartärer Vulkane an der Erdoberfläche überein. Die ermittelten Werte für die Mohotiefe haben eine Unsicherheit von ± 2 km.

Des Weiteren wurde die erste Karte durchschnittlicher krustaler v_p/v_s -Verhältnisse des Untersuchungsgebietes erstellt. Die Durchschnittswerte für Struktureinheiten des

variskischen Orogens variieren zwischen 1,69 und 1,75, Einzelwerte variieren stärker (zwischen 1,66 und 1,81).

Im Gebiet der Mohoaufwölbung und CO₂ Gasaustritte wurden zusätzliche Phasen in den *P Receiver Functions* beobachtet: eine positive Phase bei etwa 6 s Verzögerungszeit, gefolgt von einer starken negativen Phase bei 7 bis 8 s Verzögerungszeit. Diese zusätzlichen Phasen treten in einem zusammenhängenden Bereich des Untersuchungsgebietes auf, der sein Zentrum wiederum unter dem westlichen Eger Rift hat. Die Phasen können durch eine Diskontinuität in 50 km Tiefe, die in früheren seismischen Untersuchungen beobachtet wurde, und eine Geschwindigkeitsabnahme in 65 km Tiefe modelliert werden. Die Geschwindigkeitsabnahme könnte durch eine lokale Aufwölbung der Asthenosphäre und/oder das Auftreten partieller Schmelzen erklärt werden.

Um die Dicke der Lithosphäre mit einer zweiten, unabhängigen Methode zu untersuchen, wurden *S Receiver Functions* analysiert. Dabei wurde bei 8 bis 14 s Verzögerungszeit eine Geschwindigkeitsreduktion beobachtet, die als Lithosphären-Asthenosphärenengrenze interpretiert werden kann. Die Lithosphärenmächtigkeit beträgt demnach unter dem Saxothuringikum und dem nördlichen Teplá-Barrandium 80 bis 90 km. Nach Süden nimmt die Lithosphärenmächtigkeit stark zu und beträgt unter dem Moldanubikum 115 bis 135 km, was generell gut mit den Ergebnissen früherer Arbeiten übereinstimmt. Die Daten am Übergang von der dünneren Saxothuringischen/Teplá-Barrandischen zur dickeren Moldanubischen Lithosphäre zeigen eine Verdopplung bzw. Verbreiterung des negativen Signals. Das könnte entweder auf einen stufenartigen oder sehr steilen Anstieg der Lithosphärendicke oder möglicherweise auf eine Paläosubduktionsstruktur hinweisen. Allerdings konnte in den *S Receiver Functions* keine Aufwölbung der Asthenosphäre unter dem westlichen Eger Rift, wie sie in *P Receiver Functions* vermutet wurde, beobachtet werden. Zwei Szenarien könnten das beobachtete Auftreten einer negativen Phase in *P* und *S Receiver Functions* in unterschiedlichen Tiefen erklären: **(1)** Die negativen Phasen in *P* und *S Receiver Functions* bilden zwei unterschiedliche Geschwindigkeitsverringernungen ab. Eine dünne Niedriggeschwindigkeitsschicht in etwa 65 km Tiefe wird von den *P Receiver Functions* aufgelöst, während sie von *S Receiver Functions* nicht aufgelöst werden kann. Die Geschwindigkeitsverringernung, die in den *S Receiver Functions* abgebildet wird, wird dagegen als Lithosphären-Asthenosphärenengrenze interpretiert. **(2)** Die negativen Phasen in *P* und *S Receiver Functions* bilden im Prinzip die gleiche Geschwindigkeitsverringernung ab (die Lithosphären-Asthenosphärenengrenze), allerdings beeinflusst von den Eigenschaften dieser Zone und dem unterschiedlichen Frequenzgehalt von *P*- und *S*-Wellen. Auch in diesem Fall müsste es einen dünnen Bereich mit starkem negativen Geschwindigkeitsgradienten in 65 km Tiefe geben, in dem auch partielle Schmelzen auftreten könnten.

Die *P*-zu-*S* konvertierten Wellen von den Diskontinuitäten der Mantelübergangszone in 410 und 660 km Tiefe zeigen leicht erhöhte Verzögerungszeiten im Vergleich zum *IASP91* Standard-Erdmodell. Die Dicke der Mantelübergangszone ist allerdings unverändert und weist daher auf normale Temperaturen in der Mantelübergangszone und ein erhöhtes v_p/v_s Verhältnis in einer Schicht oberhalb der Mantelübergangszone hin. Weiterhin wurden Anzeichen für die Existenz einer Diskontinuität in 520 km Tiefe beobachtet.

Contents

1	Geological and tectonic setting	1
1.1	Regional overview	1
1.2	Geological setting of the western Bohemian Massif	3
1.2.1	Variscan structural units	3
1.2.2	Tectonomagmatic structures	5
2	Results of previous geophysical, geochemical and petrological research	7
2.1	Seismicity of the Vogtland/NW-Bohemia swarm earthquake region	7
2.2	The crust and crust-mantle boundary in seismic studies	10
2.3	Lithospheric and upper mantle structure	12
2.4	CO ₂ emanations and fluid investigations	15
2.5	Xenolith investigations	16
2.6	Thermal structure	16
2.7	Further models of the investigation area	17
3	Data	19
3.1	The passive seismic experiment BOHEMA	19
3.2	Data set for <i>P</i> receiver function analysis	21
3.3	Data set for <i>S</i> receiver function analysis	22
4	Methods	23
4.1	<i>P</i> receiver function method	23
4.2	<i>S</i> receiver function method	25
5	Moho depths and crustal v_p/v_s ratios	29
5.1	Nature of the Moho	29
5.2	Data examples	29
5.3	Observations	29
5.3.1	<i>Ps</i> delay times of the Moho discontinuity	29
5.3.2	Crustal v_p/v_s ratios	36

5.4	Discussion	38
5.4.1	Map of crustal v_p/v_s ratios	38
5.4.2	Depth map of the Moho discontinuity	42
5.4.3	Comparison with seismic refraction profile CEL09	45
6	Structure and thickness of the lithospheric mantle	47
6.1	Nature of the lithosphere and lithosphere-asthenosphere transition	47
6.2	Additional phases observed in P receiver function data	49
6.3	Discussion: Structures within the lithospheric mantle	50
6.4	Observations in S receiver function data	54
6.4.1	S receiver functions obtained at the seismic stations	54
6.4.2	Dividing the data into local “boxes”	56
6.5	Discussion	60
6.5.1	Lithospheric thickness beneath the western Bohemian Massif	60
6.5.2	N-S and E-W profiles	63
7	Discontinuities of the mantle transition zone	71
7.1	Nature of the mantle transition zone	71
7.2	Observation of the upper mantle discontinuities in the study area	73
7.3	Discussion	78
8	Summary and Conclusions	85
8.1	Moho depths and crustal v_p/v_s ratios beneath the western Bohemian Massif	85
8.2	Structure and thickness of the lithospheric mantle	88
8.3	Upper mantle discontinuities at 410 and 660 km depth	90
8.4	Model of the lithosphere and upper mantle beneath the western Bohemian Massif	91
8.5	Open questions/ Outlook	93
	Acknowledgements	97
	References	99

Appendices	111
A.1 Station parameters of the BOHEMA experiment	111
A.2 Station parameters of the experiment by <i>Geissler et al.</i>	114
A.3 Members of the BOHEMA working group	115
B.1 Teleseismic events used for <i>P</i> receiver function analysis (BOHEMA stations)	116
B.2 Teleseismic events used for <i>P</i> receiver function analysis (stations by <i>Geissler et al.</i> , 2005)	121
B.3 Teleseismic events used for <i>S</i> receiver function analysis	135
C.1 Moho depths and v_p/v_s ratios (<i>Zhu and Kanamori</i> method)	140
C.2 Moho depths and v_p/v_s ratios from <i>Ps</i> and <i>PpPs</i>	146

List of Figures

1.1	Structural sketch map of the Variscan Belt in central and eastern Europe	2
1.2	Structural map of the northwestern Bohemian Massif	5
2.1	Distribution of earthquakes in Western Bohemia/Vogtland	8
2.2	Depth map of the Moho discontinuity in central Europe	10
2.3	Schematic tectonic model along profile CEL09	11
2.4	Model of lithospheric thickness beneath central Europe	12
2.5	Anisotropic structures in the lithosphere of the Bohemian Massif	13
2.6	Small-scale mantle fingers beneath the European lithosphere	14
2.7	Distribution of $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in the gas escape centres of the Eger Rift	16
2.8	Model of the lithosphere beneath the western Eger Rift	17
2.9	Tectonic situation in the western Bohemian Massif	18
3.1	Distribution of seismic stations of the BOHEMA experiment	20
3.2	Enlarged detail of the central part of Figure 3.1	21
3.3	Distribution of teleseismic events used for P receiver function analysis	22
3.4	Distribution of teleseismic events used for S receiver function analysis	22
4.1	Sketch of P -to- S converted waves	23
4.2	Ray paths of S_p and P_s converted phases	25
4.3	Rotation from Z-N-E system into Z-R-T system	27
5.1	Data examples for P receiver functions	30
5.2	Sum traces of P receiver functions of all BOHEMA stations	34
5.3	Delay times of the P_s conversion from the Moho discontinuity	35
5.4	Sum traces of 34 stations used for inversion of Moho depth and v_p/v_s	36
5.5	Inversion results of Moho depth and v_p/v_s for stations BG10 and BG24	37
5.6	v_p/v_s ratios obtained with grid search method by <i>Zhu and Kanamori</i>	37
5.7	Map of v_p/v_s ratios	38
5.8	Moho depth values at each station and piercing points	43
5.9	Simplified Moho depth map	44
5.10	Receiver functions along seismic refraction profile CEL09	46
6.1	Occurrence of a negative phase near 7.5 s delay time	50
6.2	Sum traces of all boxes containing at least 10 individual traces	52
6.3	Sum traces of the boxes along two profiles	53
6.4	Test of the distance moveout of the additional phases near 6 and 7.5 s	53
6.5	Modelling of the observed additional phases	54
6.6	S receiver functions at permanent stations GRA1 and WET	55
6.7	S receiver functions at temporary stations B09 and BG04	55
6.8	Piercing points of P and S rays at 80 km depth	56
6.9	Data examples of S receiver functions obtained for six boxes	57
6.10	Comparison of stacked L and Q components for all boxes	59

6.11	Boxes with a clear negative phase	60
6.12	Map of the depth origin of the negative phase	62
6.13	N-S profiles of <i>S</i> receiver functions between 12°-13°E	64
6.14	N-S profiles of <i>S</i> receiver functions between 13°-14°E	65
6.15	N-S profiles of <i>S</i> receiver functions between 14°-15°E	65
6.16	E-W profiles of <i>S</i> receiver functions between 49.5°-50.0°N	66
6.17	E-W profiles of <i>S</i> receiver functions between 50.0°-50.5°N	66
6.18	E-W profiles of <i>S</i> receiver functions 50.5°-51.0°N	67
6.19	Location of the N-S profile between 12°-13°E	68
6.20	Comparison of <i>P</i> and <i>S</i> receiver functions along the profile	68
6.21	Superimposed traces of <i>P</i> and <i>S</i> receiver functions along the profile	69
7.1	Schematic depiction of the mantle transition zone	72
7.2	Piercing points of <i>Ps</i> rays at 410 km and 660 km depth	74
7.3	Data examples Box 19	75
7.4	Data examples Box 08	76
7.5	Stacked receiver functions sorted by piercing points at 410 km depth	76
7.6	Stacked receiver functions sorted by piercing points at 660 km depth	77
7.7	Difference between measured and theoretical delay time for the ‘410’	79
7.8	Difference between measured and theoretical delay time for the ‘660’	81
7.9	Difference of the delay times of the ‘660’ and ‘410’	82
8.1	Sum traces of <i>P</i> receiver functions of all BOHEMA stations	87
8.2	Cartoon of the seismic discontinuities beneath the western Bohemian Massif ..	92

List of Tables

5.1	Moho depths and v_p/v_s ratios obtained with method by <i>Zhu and Kanamori</i>	40
5.2	Comparison of v_p/v_s ratios obtained by <i>Geissler et al.</i> and this study	42
5.3	Moho depths obtained in previous receiver function investigations	45
6.1	Delay time of the <i>Sp</i> conversion from the LAB and corresponding depth	61
7.1	Delay times of <i>Ps</i> conversions from the ‘410’ and ‘660’	77