

3-D Dichteverteilung und isostatisches Verhalten der Lithosphäre in den Ostalpen

Dissertation zur Erlangung des Grades
eines Doktors der Naturwissenschaften

vorgelegt
von
Dipl. Geophys. Jörg Ebbing
aus
Düsseldorf

am Fachbereich Geowissenschaften
der Freien Universität Berlin
im Juni 2002

1. Gutachter: Prof. Dr. H.-J. Götze
2. Gutachter: Prof. Dr. V. Haak
Tag der Disputation: 16. Juli 2002

Meinen Eltern

Zusammenfassung

Das Schwerfeld der Ostalpen wird in dieser Arbeit mittels verschiedenster Methoden analysiert, um Erkenntnisse über Struktur und Aufbau der Lithosphäre zu gewinnen. Insbesondere sollen die durch den Kollisionsprozess zwischen europäischer und adriatischer Platte verursachten Charakteristika der Struktur der Lithosphären bestimmt werden.

Mit den verwendeten direkten Interpretationsverfahren, wie Tiefenabschätzung, Wellenlängenfilterung, Parker-Algorithmus oder Euler-Dekonvolution, ist eine erste Bestimmung der Hauptquellen des Schwerfeldes möglich. Im Fall der Ostalpen zeigt sich, dass die Dichteverteilung an der Krusten-Mantel-Grenze und in der Oberkruste die Hauptquellen des Schwerfeldes bilden. Die Euler-Dekonvolution erlaubt eine erste Abgrenzung unterschiedlicher Bereiche in der Oberkruste und zeigt eine gute Korrelation zwischen den Grenzen der Dichteinhomogenitäten und tektonischen Karten. In der Natur der direkten Verfahren liegt es, dass Randbedingungen aus Geologie und Seismik nur zur Interpretation der Ergebnisse herangezogen werden können, nicht aber zu ihrer Berechnung. Eine direkte Berücksichtigung der Ergebnisse aus anderen Disziplinen bietet die 3D-Vorwärtsmodellierung.

Für die Ostalpen ergeben sich, unter Verwendung der Ergebnisse der Reflektionsseismik, der Receiver-Function-Analysis, sowie aus seismischen Geschwindigkeitsmodellen und geologischen Modellvorstellungen, zwei alternative Modelle für die 3D-Dichtestruktur der Lithosphäre. Gemeinsam ist den beiden Modellen die Struktur in den oberen 10 Kilometer der Kruste, die sehr gut aus den Randbedingungen ableitbar ist und stark mit den an der Oberfläche sichtbaren tektonischen Einheiten zusammenhängt. Es zeigt sich, dass die Dichteinhomogenitäten in der Oberkruste bis zu einem Drittel der gesamten Bougueranomalie verursachen. Die Struktur und Dichteverteilung in der Lithosphäre unterhalb der Oberkruste ist dagegen je nach Gewichtung der Randbedingungen deutlich unterschiedlich.

Das Modell **Eschen-38** basiert auf dem Geschwindigkeitsmodell Eschen-38 und zeigt hauptsächlich Dichteunterschiede in vertikaler Richtung. Der Übergang von europäischer zu adriatischer Kruste ist nicht explizit dargestellt, sondern wird durch einen zentralen Übergangsbereich berücksichtigt, der sich durch leicht erhöhte Dichten gegenüber den nördlichen und südlichen Krustenbereichen auszeichnet. Die Krusten-Mantel-Grenze unter dem bayrischen Molassebecken liegt bei etwa 30 km. Von hier sinkt die Moho nach Süden kontinuierlich ab bis sie unter den Dolomiten eine maximale Tiefe von 60 km Tiefe erlangt. Im Bereich der adriatischen Platte erfolgt ein steiler Anstieg aus dieser Tiefenlage auf 30 km unterhalb des Po-Beckens.

Das Modell **TRANSALP** berücksichtigt stärker die Ergebnisse der Reflektionsseismik und der Receiver-Function-Analysis, die im Rahmen des TRANSALP-Experiments gewonnen wurden. Unter Berücksichtigung dieser Ergebnisse ergibt sich eine veränderte Geometrie der Krusten-Mantel-Grenze innerhalb der adriatischen Platte. Aus der maximalen Tiefenlage von 60 km steigt die Moho in der adriatischen Platte nur auf etwa 40 km an. Als Konsequenz der großen Mächtigkeit der adriatischen Kruste ergibt sich eine 10 km mächtige Unterkruste mit einer hohen Dichte von $3100\text{kg}/\text{m}^3$. Die für Unterkrustenmaterial relativ hohe Dichte deutet auf Verunreinigung der Un-

terkruste durch Mantelmaterial oder auf eine Krustenverdopplung hin. Ein weiterer Unterschied zum ersten Modell besteht darin, dass die Kollisionsfront nach geologischen Modellvorstellungen modelliert wurde, die im Laufe des TRANSALP-Projekts entwickelt wurden. Somit ergeben sich stärkere horizontale Dichtekontraste entlang der Kollisionsfront zusätzlich zu den Dichtekontrasten in vertikaler Richtung.

Die 3D-Vorwärtsmodellierung werden unter Berücksichtigung der Bougueranomalie und der Geoid- und undulationen durchgeführt, so dass eine starke Absicherung der Modellierung in verschiedenen spektralen Fenstern des Schwerfeldes gegeben ist. Die Residuen in der Modellierung der Geoid- und undulationen zeigen deutlich einen regionalen Trend großer Wellenlänge, welche über die Größe des Untersuchungsgebiets hinausgeht. Folglich muss für eine vollständige Modellierung der Geoid- und undulationen die Berücksichtigung von Masseninhomogenitäten unterhalb der Lithosphäre gefordert werden.

Die 3D-Dichtemodelle liefern die interne Lastenverteilungen der ostalpinen Lithosphäre, die für die Betrachtung des isostatischen Ausgleichs und die Bestimmung der flexurellen Rigidität der Lithosphärenplatte benötigt werden. Bereits eine Untersuchung des lokalen isostatischen Verhaltens im Sinne des Modells von Airy zeigt den starken Einfluss innerkrustaler Lasten auf die isostatischen Verhältnisse. So korreliert das isostatische Residualfeld stark mit den an der Oberfläche beobachtbaren tektonischen Einheiten bzw. der Schwerewirkung der oberen 10 km der Kruste.

Berücksichtigt man die gesamten innerkrustalen Masseninhomogenitäten gegenüber einer homogenen Kruste konstanter Dichte, erhält man, abhängig vom verwendeten Dichtemodell, starke Auflasten der Unterkruste, welche auf die Ausgleichsfläche wirken. Die innerkrustalen Auflasten korrelieren stark mit der Geometrie der Krusten-Mantel-Grenze, mit der Konsequenz, dass im Modell TRANSALP starke Auflasten in der adriatischen Platte wirken und die isostatischen Ausgleichsbewegungen beeinflussen. Dagegen korrelieren im Modell Eschen-38 die innerkrustalen Lasten gut mit den topographischen Auflasten, auch wenn das Maximum leicht nach Süden verschoben ist.

Für die Analyse der regionalen Isostasie nach Vening-Meinesz werden Flexurmodelle verwendet und die flexurelle Rigidität mittels der Konvolutions-Methode berechnet. Hierbei handelt es sich um eine Weiterentwicklung klassischer Analysemethoden, die den Vorteil einer hohen räumlichen Auflösung (90 km x 90 km) für die Bestimmung der Rigiditätswerte bietet. Die Lithosphäre der Ostalpen ist in weiten Teilen durch niedrige Werte der flexurellen Rigidität ($D < 10 \cdot 10^{21} Nm$) ausgezeichnet. Diese niedrigen Werte deuten auf rezente tektonische Bewegungen hin, welche die Abweichungen vom lokalen isostatischen Ausgleich verursachen. Im Modell TRANSALP werden im Bereich der Südalpen für die flexurelle Rigidität Werte $D > 100 \cdot 10^{21} Nm$ bestimmt. Werte dieser Größenordnung stehen für eine kalte, starre Lithosphärenplatte, wie sie normalerweise nicht in tektonisch rezent aktiven Gebieten angetroffen wird. Die hohen Werte der flexurellen Rigidität stehen in direktem Zusammenhang mit den sehr großen innerkrustalen Auflasten, die durch die mächtige adriatische Unterkruste und ihre hohe Dichte verursacht werden. Die Ergebnisse zeigen, dass im Modell **Eschen-38** die flexurelle Rigidität der Platte sehr gering ist und die Auflasten hauptsächlich in vertikaler Richtung kompensiert werden, während im Modell **TRANSALP** ein größerer Anteil der Auflasten in horizontaler Richtung durch die hohe flexurelle Rigidität der Lithosphärenplatte kompensiert wird.

Erste Berechnungen der Normalspannung anhand der Krümmung von Grenzschichten bestätigen

diese Ergebnisse nur teilweise. Die berechneten Spannungswerte an der Krusten-Mantel-Grenze korrelieren stark mit ihrer Geometrie. Für eine quantitative Beurteilung der Ergebnisse und einen Vergleich zwischen den beiden Modellen bedarf es der Kalibrierung durch Verfahren wie der Finite-Elemente-Modellierung. Es wird ein erstes FE-Modell präsentiert, das die Vorteile einer kombinierten 3D-Modellierung von Dichten und elastischen Parametern verdeutlicht. Das FE-Modell besitzt die Geometrie des Modells TRANSALP und zeigt, dass sich insbesondere an der Krusten-Mantel-Grenze und am Übergang zur Oberkruste hohe Drücke und Spannungen ausbilden. Dagegen sind an der Kollisionsfront innerhalb der Kruste keine ausgeprägten Spannungen zu beobachten.

Insgesamt deuten die Ergebnisse der unterschiedlichen Analyseverfahren darauf hin, dass das Modell **Eschen-38** das realistischere ist. Die sehr hohen Dichten in der adriatischen Unterkruste im Modell **TRANSALP**, und die damit verbundenen großen innerkrustalen Auflasten und resultierenden Werte der flexuellen Rigidität, deuten drauf hin, dass die modellierte Moho nicht der Grenze zwischen Kruste und Mantel entspricht, sondern dem Übergang zwischen unterschobener europäischer Kruste und adriatischem Mantel oder einem Übergang im oberen Mantel. Daraus folgt, dass ein Verlauf der Krusten-Mantel-Grenze wie im Modell Eschen-38 dargestellt, wahrscheinlicher ist. Die FE-Modellierung zeigt auch, dass eine genaue Modellierung des Verlaufs der Kollisionsfront wie sie für das Modell TRANSALP angestrebt wurde, nicht entscheidend für die Qualität des Modells ist, da die Spannungen, ähnlich wie die Quellen der Schwerefelder, an der Krusten-Mantel-Grenze und in der Oberkruste konzentriert sind.

Abstract

The aim of this study is to investigate the structure of the Eastern Alpine lithosphere using different techniques to analyze the gravity field. Of particular interest are the lithospheric characteristics caused by the collision of the Adriatic and European plate.

Direct interpretation techniques, like power spectra, wave length filtering, Parker algorithm, or Euler deconvolution, allow only a first estimate of the main sources of the gravity field. In the case of the Eastern Alps the main sources are the density distribution at the crust-mantle boundary and density variations within the uppermost crust. Euler deconvolution enables an initial separation of the upper crust into different domains. The results show a good correlation between the boundaries of density domains and tectonic maps. It is an inherent limitation of these direct methods that constraining information from geology or seismology can only be used during interpretation, but not during the analysis. This disadvantage is overcome by 3D forward modeling.

Consideration of the constraining information from reflection seismic data, receiver function analysis, seismic velocity models and geological models, has resulted in two alternative models for the 3D density structure of the Eastern Alps. Both of these models feature the same structure within the uppermost 10 km of the crust, which is well constrained and directly related to the tectonic formations visible at the surface. The uppercrustal density distribution contributes up to one third to the total Bouguer gravity field of the Eastern Alps. The structure and geometry of the lithosphere beneath the upper crust shows significant differences between the two models.

The first model is based on the velocity model **Eschen-38** and features mainly density contrasts in the vertical direction. The boundary between the European and the Adriatic crust is represented as a transition zone, with slightly higher crustal densities than in the north and south of this zone. The crust-mantle boundary deepens towards the south from 30 km depth beneath the Bavarian molasse basin, to 60 km depth beneath the Dolomites. Within the Adriatic plate the crust-mantle boundary shallows rapidly to 30 km depth beneath the Po basin.

The second model is based on the results of reflection seismic and receiver function analysis by the **TRANSALP** experiments. Based on these results the geometry of the crust-mantle boundary within the Adriatic plate is very different. The crust-mantle boundary in this model shallows from the maximum depth of 60 km up to a level of only 40 km depth. As a consequence of the high thickness of the Adriatic crust, the thickness of the lower crust is 10 km and it has a density of $3100\text{kg}/\text{m}^3$. This is an unusually high value for crustal material and points to contamination of the lower crust by mantle material or to crustal doubling. Another difference to the first model is that the collision front is included according to geological models that have been constructed within the framework of the TRANSALP project. In addition to the vertical contrasts this geometry of the transitional crust leads to stronger horizontal density contrasts in addition to the vertical contrasts.

3D forward modeling conducted to match the observed and calculated Bouguer anomaly and geoidal undulations. The use of the different potential fields confirms the modeling results in different spectral windows. The differences between the modeled and observed geoidal undulations

show a regional trend of a wavelength bigger than the study area. For a complete fit between modeled and observed geoidal undulations, density inhomogeneities beneath the lithosphere must be considered.

From the 3D models of density structure the internal loads of the Eastern alpine lithosphere can be calculated. These loads are necessary to investigate isostatic compensation and to estimate the flexural rigidity of the lithospheric plate. An investigation of isostasy in the sense of an Airy isostatic model shows that the internal loads strongly influence the isostatic compensation. The isostatic residual field correlates with geological formations, visible at the surface and structures within the the uppermost 10 km of the crust.

The total internal mass distribution of the crust with respect to a homogeneous crust of constant density, shows strong internal loading from the lower crust. The amount of lower crustal loading is dependent on the density model used. The internal loading strongly correlates with the geometry of the crust-mantle boundary and, in the case of the TRANSALP model, this leads strong loads within the Adriatic plate which influence the isostatic compensation. In the case of the Eschen-38 model the internal loads correlate with the topography, despite a small shift of the maximum load to the south.

Regional compensation is analyzed using a convolution method based on flexural models, i.e. Vening-Meinesz isostatic model. The convolution method used is a development of classic methods and has the advantage that the flexural rigidity can be calculated with a high resolution (90 km x 90 km). Over broad areas the lithosphere of the Eastern Alps features small values of flexural rigidity ($D < 10 \cdot 10^{21} Nm$), which suggest that recent tectonic movements have caused the deviations from local isostatic equilibrium. Within the lithosphere of the TRANSALP model high values of flexural rigidity ($D > 100 \cdot 10^{21} Nm$) are detected in the southern Alps. Values of this magnitude are mostly calculated for cold, rigid lithospheric plates, that have not recently been tectonically active environments. The high values are connected to the strong internal loading of the plate caused by the thick Adriatic lower crust and its high density. The results show that, in case of the **Eschen-38** model, the flexural rigidity of the lithospheric plate is rather low and the loads are mainly compensated in the vertical direction. The opposite is the case for the **TRANSALP** model. Due to the higher flexural rigidity of the plate, a larger part of the loading is compensated in the horizontal direction.

Initial calculations of normal stresses from the curvature of bent layers, only partly confirm these results. The estimated values of stress at the crust-mantle boundary strongly correlates with its geometry. For a quantitative evaluation and a comparison between the two models, a calibration is necessary. This calibration can be done using methods like finite-element-modeling. An initial FE-model is presented to illustrate the advantages of combined 3D modeling of densities and elastic parameters. The FE-model possesses the geometry of the density TRANSALP model and shows, as a first result, that the main stresses are located at the crust-mantle boundary and in the upper crust. At the transition between the Adriatic and European plates no significant stresses are found.

Together, the results suggest that the **Eschen-38** model is more realistic. The high densities within the Adriatic lower crust of the **TRANSALP** model and the related large internal loads and high flexural rigidity indicate that the modeled crust-mantle boundary is not the Adriatic Moho. Instead this boundary is likely to be the boundary between subducted European crust

and Adriatic crust, or a boundary within the upper mantle. Therefore, the geometry of the crust-mantle boundary as featured in the Eschen-38 model seems to be more reliable. The FE-modeling shows that exact modeling of the collision front is not crucial. This is because the main stresses are located at the crust-mantle boundary and within the upper crust, as are the main sources of the gravity field.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	i
Abstract	iv
1 Einführung	1
2 Methoden der Interpretation	4
2.1 Potentialfelder	4
2.2 Direkte Methoden	5
2.2.1 Tiefenabschätzung	5
2.2.2 Feldfortsetzung	6
2.2.3 Wellenlängenfilterung	7
2.2.4 Inversion	7
2.2.5 Euler-Dekonvolution	8
2.3 Indirekte Methoden	10
2.3.1 Material-Parameter	10
2.3.2 Referenzmodell	14
2.3.3 Modellierungssoftware und Geoinformationssysteme	15
3 Geologie und Tektonik der Ostalpen	17
3.1 Der Prozess der Alpenen Gebirgsbildung	18
3.2 Die geologischen Einheiten der Ostalpen	19
3.3 Geologische Szenarien	21
4 Datenbasis	24
4.1 Topographische Daten	24
4.2 Potentialfelder	24

4.2.1	Die Bougueranomalie	24
4.2.2	Das Geoid	26
4.3	Weitere Datensätze	32
4.3.1	Geologische/tektonische Informationen	32
4.3.2	Das österreichische Modell der Oberflächendichten	32
4.3.3	Wärmefluss und Temperaturverteilung	32
4.4	Seismische Ergebnisse vor TRANSALP	33
4.4.1	Profillinien vor TRANSALP	33
4.4.2	Krusten-Mantel-Grenze (Moho)	35
4.4.3	Erdbeben-Verteilung in den Ostalpen	36
4.4.4	Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (LAG)	36
4.5	Ergebnisse des seismischen Experiments TRANSALP	37
4.5.1	Geschwindigkeitsmodelle der Ostalpen	37
4.5.2	TRANSALP-Ergebnisse der Vibroseis- und Schusseexperimente	39
4.5.3	Seismische Tomographie und Receiver-Functions-Analysis	39
5	Direkte Auswerteverfahren	42
5.1	Tiefenabschätzung	42
5.2	Wellenlängenfilterung	42
5.3	Feldfortsetzung	43
5.4	Krusten-Mantel-Grenze durch Inversion	47
5.5	Euler-Dekonvolution	49
5.6	Diskussion und Beurteilung	51
6	Die 3D-Dichtestruktur der Ostalpen	53
6.1	Oberflächennahe Dichteverteilung	53
6.2	Dichtemodelle der Kruste	59
6.2.1	Das 3D-Modell Eschen-38	59
6.2.2	Das 3D-Modell TRANSALP	66
6.3	Dichtemodelle der Lithosphäre	72
6.4	Allgemeine Einordnung der Modelle	74
7	Isostasie und flexurelle Rigidität	76
7.1	Modelle der lokalen und regionalen Isostasie	76

7.2	Flexurelle Rigidität	79
7.2.1	Methoden zur Berechnung der flexurellen Rigidität	81
7.2.2	Topographie und innerkrustale Lasten	87
7.3	Lokales isostatisches Verhalten der Ostalpen	92
7.4	Flexurelle Rigidität der Ostalpen	95
7.4.1	Lastenverteilung der Ostalpen	95
7.4.2	Pseudotopographie der Ostalpen	97
7.4.3	Bestimmung der flexurellen Rigidität der Ostalpen	99
7.4.4	Bewertung der Ergebnisse	101
8	Lithosphärenspannung und dynamische Betrachtungen	107
8.1	Spannungsberechnung mit Hilfe der Krümmung	107
8.1.1	Eschen-38	112
8.1.2	TRANSALP	113
8.1.3	Bewertung der Krümmungsanalyse	113
8.2	Finite Elemente	115
9	Interpretation und Ausblick	118
	Literaturverzeichnis	123
A	Euler-Dekonvolution von Modelldaten	133
B	Admittanzfunktion der dünnen, elastischen Platte	138
	Danksagung	141
	Curriculum Vitae	143