

7 Isostasie und flexurelle Rigidität der Lithosphäre

Die Ergebnisse der 3D-Modellierung liefern die Basis für eine umfassende Untersuchung des isostatischen Verhaltens der Lithosphäre in den Ostalpen. Die Kenntnis des isostatischen Verhaltens ist ein wichtiger Anhaltspunkt, um Aussagen über den Stand und die Prozesse der Gebirgsbildung treffen zu können. Insbesondere in Kombination mit Ergebnissen anderer Disziplinen (Magnetotellurik, Seismik) können wichtige strukturelle Lithosphäreinheiten unterschieden werden. Watts *et al.* (1995) oder Kösters (1999) zeigen Möglichkeiten auf, mit isostatischen Untersuchungen über die Modellierung der Dichteverteilung hinausgehende, strukturelle Informationen zu gewinnen, mit denen das Untersuchungsgebiet in tektonische Provinzen unterteilt werden kann.

7.1 Modelle der lokalen und regionalen Isostasie

Es werden zunächst die methodischen Grundlagen beschrieben, die eine Untersuchung des isostatischen Zustands der Lithosphäre erlauben, und diese auf das Untersuchungsgebiet der Ostalpen angewandt. Für die Betrachtung der Isostasie unterscheidet man generell zwischen zwei klassischen, konträren Modellvorstellungen, den Modellen zur Isostasie nach Pratt (1855) und Airy (1855).

Isostasie nach Pratt

Das Modell von Pratt (1855) basiert auf der lokalen Kompensation der topographischen Massen durch Auftriebskräfte, die durch laterale Dichteveränderungen im Untergrund verursacht werden. Dabei wird die Annahme zugrunde gelegt, dass die topographischen Massen in einer konstanten Tiefe kompensiert werden, so dass sich innerhalb der Kruste die Dichten entsprechend ändern. Hierbei wird in Gebirgsregionen eine geringere Krustendichte angenommen als in Flachländern. Eine Anwendung findet dieses Modell im Bereich von Ozean-Kontinent-Übergängen an passiven Kontinentalrändern. Für Gebirgsregionen ist jedoch das folgende Modell realistischer.

Isostasie nach Airy

Airy (1855, oder auch Airy-Heiskanen)-Isostasie bedeutet, dass die Kruste sich in einem statischen Gleichgewicht befindet und die Topographie durch Auftriebskräfte im Untergrund lokal kompen-

siert wird. Dabei wird eine konstanten Krustendichte vorausgesetzt und die Krustenmächtigkeit t_i variiert, um die isostatische Kompensation zu erzeugen:

$$t_i(x, y) = -T_0 - \frac{\rho_c}{\rho_m - \rho_c} h_i(x, y) \quad (7.1)$$

Als Parameter gehen neben der Topographie h_i , die Dichten von Kruste ρ_c und Mantel ρ_m bzw. der Dichtekontrast an der Krusten-Mantel-Grenze und die normale Mächtigkeit T_0 der Kruste in die Berechnung ein, die über die inverse Korrelation zwischen Topographie und Geometrie der Krusten-Mantel-Grenze erfolgt (Abb. 7.1).

Beide Modelle gehen von einem lokalen Ausgleich der Auflasten aus. Seit langem ist allerdings bekannt, dass ein Teil der Auflasten regional kompensiert werden (z. B. Barrell, 1914; Vening-Meinesz, 1939; Gunn, 1943). Das Prinzip regionaler Kompensation führte zu Weiterentwicklungen der beschriebenen isostatischen Modelle. Am bekanntesten ist die Modellvorstellung von Vening-Meinesz (1939).

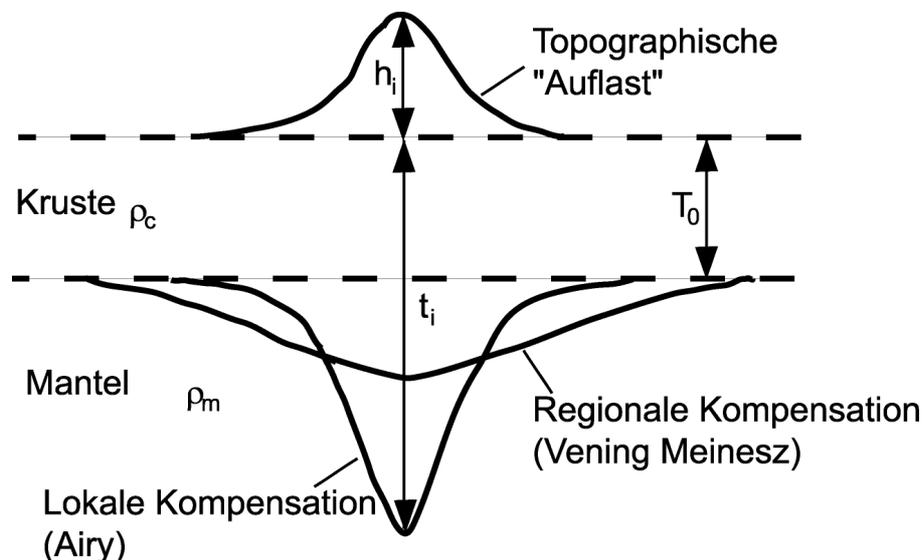


Abbildung 7.1: Lokale und regionale Isostasie. Schematische Darstellung des lokalen (nach dem Modell von Airy) und regionalen (nach dem Modell von Vening-Meinesz) isostatischen Ausgleichs.

Vening-Meinesz-Modell

Die Berechnung der Isostasie nach Vening-Meinesz (1939) basiert im Prinzip auf dem Modell von Airy. Zusätzlich wird jedoch die Biegesteifigkeit der Lithosphärenplatte, die die topographische Auflast trägt und somit einen regionalen isostatischen Ausgleich liefert, berücksichtigt. Bezüglich der Schwerewirkung wirkt der regionale Ausgleich an der Krusten-Mantel-Grenze wie ein Tiefpassfilter (Abb. 7.1).

Die Deflektion w einer dünnen, elastischen Schicht, an welcher eine horizontale Kraft P anliegen kann, lässt sich durch eine partielle Differentialgleichung vierter Ordnung beschreiben (z. B. Turcotte und Schubert, 1982):

$$D \frac{d^4 w(x)}{dx^4} + P \frac{d^2 w(x)}{dx^2} = q(x) \quad (7.2)$$

Bei D handelt es sich um die Biegesteifigkeit (Flexurelle Rigidität), die eine physikalische Materialeigenschaft, der durch die Last q belasteten Lithosphärenplatte, beschreibt. Im Falle einer Lithosphärenplatte der Biegesteifigkeit von $D = 0$ erfolgt die isostatische Kompensation wie im Airy-Modell.

Im Fall der kontinentalen Lithosphäre (Abb. 7.2) resultiert die auf die Platte wirkende Last q aus der topographischen Auflast q_a und der Auftriebskraft an der Basis der Lithosphäre q_r . Durch Verdrängung des Mantelmaterials durch das leichtere Krustenmaterial entsteht eine Rückstellkraft, die der topographischen Last entgegengerichtet ist. Die Rückstellkraft in einer vertikalen Säule, deren Ausdehnung von der Deflektion w am Ort x abhängt, berechnet sich mit $(\rho_m - \rho_c)gw(x) = q_r(x)$. Somit ergibt sich für die Last q im Punkt x :

$$q(x) = q_a - q_r = \rho_c gh(x) - (\rho_m - \rho_c)gw(x) \quad (7.3)$$

Hierbei ist g die Schwerebeschleunigung, h die Topographie und ρ_m, ρ_c sind die Dichten des Mantels bzw. der Kruste. Unter Verwendung der Gl. 7.3 und Umformung wird Gl. 7.2 zu:

$$\begin{aligned} D \frac{d^4 w(x)}{dx^4} + P \frac{d^2 w(x)}{dx^2} + (\rho_m - \rho_c)gw(x) &= \rho_c gh(x) \\ &= q_a(x) \end{aligned} \quad (7.4)$$

Unter der Annahme, dass die horizontale Kraft $P=0$ bzw. vernachlässigbar klein gegen die topographischen Kräfte ist, wird Gl. (7.4) zu:

$$D \frac{d^4 w(x)}{dx^4} + (\rho_m - \rho_c)gw = \rho_c gh(x) \quad (7.5)$$

Aus Gl. (7.5) lässt sich nach Banks *et al.* (1977) die Deflektion einer homogenen, elastischen Platte ähnlich zu Gl. 7.1 berechnen. Hierbei wird die elastische Platte nun in x und y -Richtung betrachtet und die Deflektion an einem Punkt $P(|\vec{r}|)$ beschrieben. Mit $|\vec{r}| = r = \sqrt{x^2 + y^2}$ und unter Verwendung der 2D-Fourier-Transformation (FT) der Topographie $h(r)$ ($dS = dx dy$):

$$H(k) = \int_S h(r) \exp(i2\pi k \cdot r) dS \quad (7.6)$$

und der Deflektion $w(r)$:

$$W(k) = \int_S w(r) \exp(i2\pi k \cdot r) dS \quad (7.7)$$

ergibt sich die zweidimensionale Fourier-Transformierte der Gl. (7.5):

$$(2\pi k)^4 D W(k) + (\rho_m - \rho_c)gW(k) = \rho_c g H(k) \quad (7.8)$$

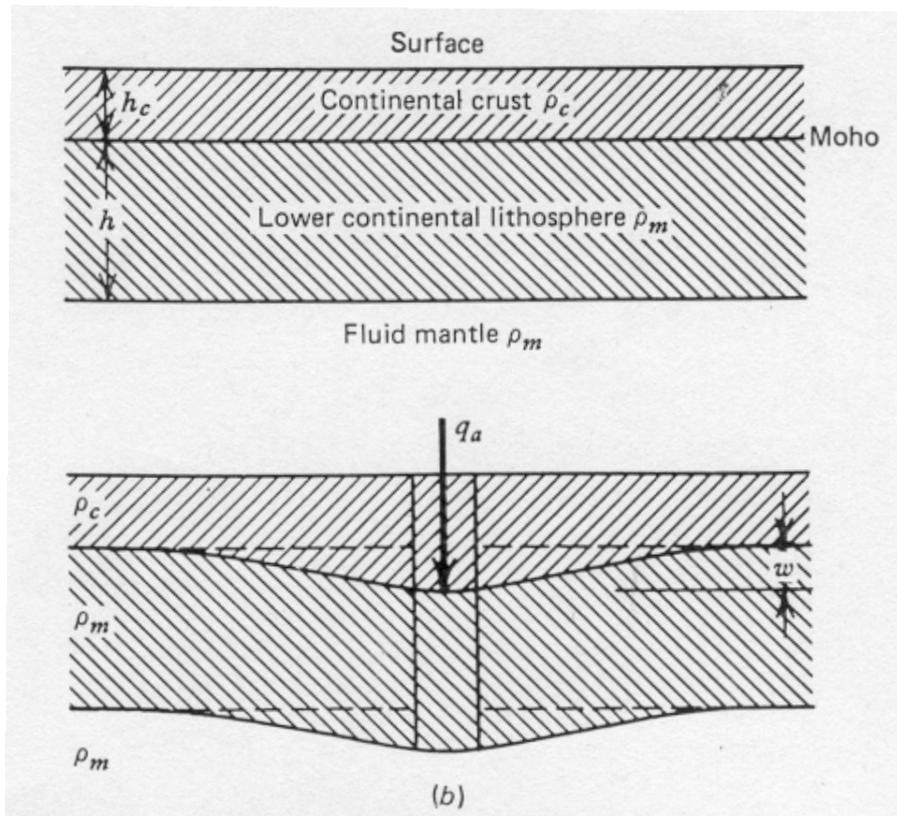


Abbildung 7.2: Regionale Isostasie kontinentaler Lithosphäre. Modell zur Berechnung der hydrostatischen Rückstellkraft der kontinentalen Lithosphärenplatte bei einer Biegung durch eine angreifende Auflast q_a (nach Turcotte und Schubert, 1982).

Durch Umformung erhält man die Beziehung zwischen der Deflektion der **dünnen, elastischen Platte** $W(k)$ und der Topographie $H(k)$ im Wellenzahlbereich

$$W(k) = -\frac{\rho_c}{\rho_m - \rho_c} \left(1 + \frac{16\pi^4 k^4 D}{(\rho_m - \rho_c)g} \right)^{-1} H(k) \quad (7.9)$$

Gl. (7.9) wird auch als die Transferfunktion der Deflektion bezeichnet und ist die Grundgleichung für die Bestimmung der flexurellen Rigidity D .

7.2 Flexurelle Rigidity der Lithosphärenplatte

Wie die Erläuterung des isostatischen Modells nach Vening-Meinesz gezeigt hat, ist die flexurelle Rigidity ein wichtiger Parameter in der Untersuchung regionaler Isostasie, zu deren Betrachtung die Flexurmodelle dienen, die im folgenden noch einmal genauer beschrieben werden, bevor die Methoden zur Berechnung der flexurellen Rigidity vorgestellt werden.

Modelle der dünnen, elastischen Platte setzen voraus, dass eine elastische Lithosphäre auf einer nicht-viskosen Asthenosphäre liegt (Abb. 7.3). Die Lithosphäre wird hierbei als dünne Platte betrachtet, die unendlich ausgedehnt, homogen und elastisch ist. Auf die Platte wirken topographische und innerkrustale Auflasten, die zu einer Flexur (Biegung) der Platte führen und durch deren Biegespannung, die der Auflast entgegenwirkt, eine regionale isostatische Kompensation erfolgt (Armstrong und Watts, 2001).

Die Flexurmodelle, oder Modelle der dünnen, elastischen Platte, sind gültig unter der Annahme, dass sich Kruste und oberer Mantel während einer Belastung (loading) oder Entlastung (unloading) vollständig elastisch verhalten. Für relativ niedrige Temperaturen und Drücke, gilt das für alle Gesteine. In der Realität zeigen Gesteine bei diesen Bedingungen teilweise schon sprödes Verhalten und hohe Auflasten können zu Brüchen führen. Bei höheren Temperaturen und Drücken nehmen viele Gesteine plastisches Verhalten an, das ebenfalls von Flexurmodellen unberücksichtigt bleibt (Watts, 2001). Trotz dieser Vereinfachungen liefern Flexurmodelle befriedigende Lösungen für die Betrachtung regionaler isostatischer Kompensation.

Die Biegesteifigkeit oder flexurelle Rigidität D ist der bestimmende Faktor in der Betrachtung des regionalen, isostatischen Verhaltens der Lithosphärenplatte. Unter Vorgabe eines rheologischen Modells für die Lithosphärenplatte kann D durch die effektive elastische Dicke T_e der Platte (Abb. 7.3) und den elastischen Materialparameter auf folgende Weise dargestellt werden:

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1 - \nu^2)} \quad (7.10)$$

mit E =Elastizitätsmodul und ν =Poisson-Zahl (z. B. Turcotte und Schubert, 1982).

Hierbei ist zu beachten, dass T_e keine physikalische Länge ausdrückt, sondern lediglich ein äquivalenter Ausdruck für die Biegespannung (bending stress) ist. Die elastische effektive Dicke kann nicht auf einfache Weise mit anderen Beobachtungen und Eigenschaften (wie z. B. die thermische Struktur oder die Krümmung der Lithosphärenplatte) in Verbindung gesetzt werden. T_e repräsentiert vielmehr die komplexe Wechselwirkung zwischen dem thermotektonischen Alter der Lithosphäre, der Abnahme der Festigkeit durch eine Entkopplung von Kruste und Mantel, sowie der Biegespannung verursacht durch topographische und innerkrustale Lasten und der resultierenden Flexur in der Untersuchungsregion (Burov und Diament, 1995). Da anelastisches Verhalten nicht berücksichtigt wird, unterschätzen die Werte von T_e meist die wahre Dicke der elastisch deformierten Schicht und können so bis zu 100 % von der wahren Dicke abweichen (Lowry und Smith, 1995). Die effektive, elastische Dicke der Platte wird in einer Reihe von Untersuchungen äquivalent zur flexurellen Rigidität benutzt, wobei ein einfaches rheologisches Modell verwendet wird.

Um eine Abschätzung der flexurellen Rigidität vornehmen zu können, muss ein Modell vorgegeben werden, das die Belastung der elastischen Schicht beschreibt. Dazu werden die Auflasten im Modell bestimmt und dann mittels des Vergleichs von Höhen- und Schweredaten die Biegesteifigkeit der Platte berechnet (Lowry und Smith, 1994). Hierbei werden meist spektrale Techniken angewendet, wie die Admittanz- (Dorman und Lewis, 1970) oder Kohärenzmethode (Forsyth, 1985), die die Beziehung zwischen Bougueranomalie und Topographie in Abhängigkeit von der Wellenlänge ausnutzen.

Die Werte für die elastische Lithosphärendicken können hierbei für kontinentale Lithosphäre zwi-

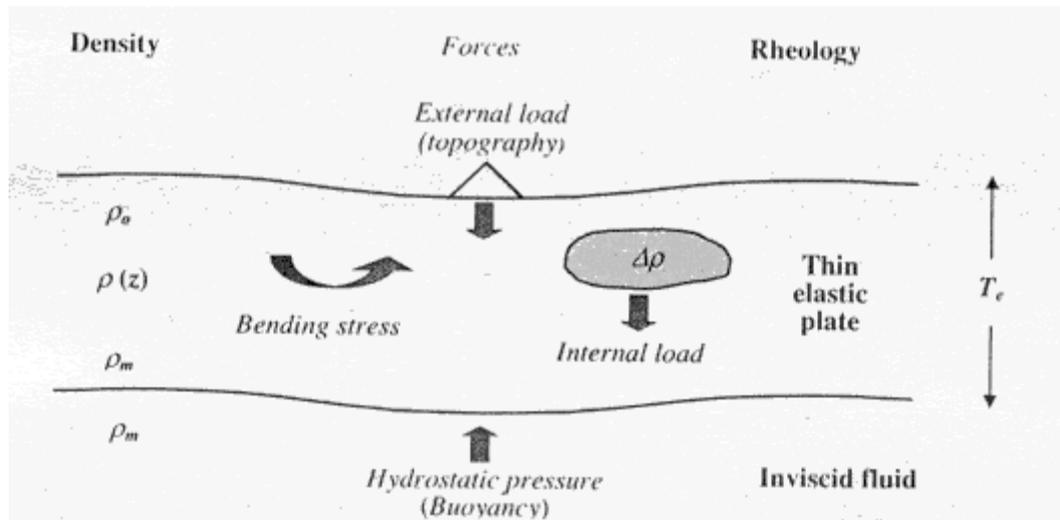


Abbildung 7.3: Mechanisches Modell von Lithosphäre und Asthenosphäre zur Erklärung des Modells der dünnen, elastischen Platte (nach Banks *et al.*, 2001). Auf die dünne, elastische Platte (Lithosphäre) wirken die externen (topographischen) und internen (innerkrustalen) Lasten. Der so ausgeübten Kraft wirkt die hydrostatische Auftriebskraft und die Biegespannung der Platte entgegen. T_e bestimmt die Mächtigkeit der elastischen Schicht.

schen 5 km (Po-Becken, Tang *et al.*, 1992) und 126 km (Grenville Front, Canada, Pilkington, 1990) je nach Untersuchungsgebiet liegen. Auch innerhalb einer Region sind Variationen wie im Bereich der Anden von 10 bis 60 km nicht untypisch (Kösters, 1999). Einige typische Werte für die Alpen und angrenzende Gebiete, sowie einige andere Gebirge sind in Tabelle 7.1 zusammengestellt (nach Watts, 2001).

7.2.1 Methoden zur Berechnung der flexurellen Rigidity

Die klassischen Methoden zur Bestimmung der flexurellen Rigidity sind die Admittanz- und die Kohärenzmethode, die bereits in einer Reihe von Studien mit unterschiedlichen tektonischen Verhältnissen angewendet wurden (z. B. Karner und Watts, 1983; Forsyth, 1985; Lyon-Caen *et al.*, 1985; Lowry und Smith, 1995; Watts *et al.*, 1995; McKenzie und Fairhead, 1997; Kösters, 1999; Armstrong und Watts, 2001).

Eine Weiterentwicklung der Admittanzmethode ist die Konvolutionsmethode, die einige Nachteile der klassischen Methoden (bzgl. Auflösung, Instabilität der Lösungen) beseitigen soll (Braitenberg *et al.*, 2002) und in dieser Arbeit zur Berechnung der flexurellen Rigidity verwendet wird.

Admittanz-Methode

Die Admittanz $Q(k)$ ist eine Funktion im Wellenzahlbereich, die ein Maß für den Zusammenhang zwischen der Schwerewirkung $G(k)$ und der Topographie $H(k)$ darstellt.

Gebiet	T_e in km	D in 10^{21} Nm	Referenz
Himalaja	90.0	6700	Karner und Watts (1983)
Appalachen	105.0	10600	Karner und Watts (1983)
Bolivianische Anden	45.0	835	Lyon-Caen <i>et al.</i> (1985)
Anden (24.8 °S)	30.0	245	Kösters (1999)
Ural	75.0	385	McNutt <i>et al.</i> (1988)
Ostalpen	50.0	1145	Karner und Watts (1983)
Westalpen	25.0	143	Karner und Watts (1983)
Westalpen	10.0	9	Sinclair <i>et al.</i> (1991)
Ostalpen	40.0	586	Royden (1993)
Westalpen	50.0	1145	Royden (1993)
Südalpen	15.0-20.0	30-75	Royden (1993)
Ostalpen	25.0	143	Stewart und Watts (1997)
Westalpen	10.0	9	Stewart und Watts (1997)
Bayrische Molasse	25.0	143	Andewegh und Cloetingh (1998)
Po-Becken	5.0	1	Tang <i>et al.</i> (1992)
Apenninen	11.5	14	Royden und Karner (1984)

Tabelle 7.1: Untersuchungen zur effektiven elastische Lithosphären Dicke einiger Orogene, der Alpen und benachbarter Gebiete. Die flexurelle Rigidität wurde mit Gl. 7.10 und einer Poisson-Zahl von 0.25 und einem E-Modul von $1 \cdot 10^{11}$ berechnet.

Allgemein wird sie definiert als (nach Watts, 2001):

$$Q(k) = \frac{G(k)}{H(k)} \quad (7.11)$$

$G(k)$ und $H(k)$ sind die Fourier-Transformierten der Bougueranomalie und der Topographie für eine Wellenzahl k ($k = |\vec{k}| = \lambda^{-1}$, mit λ , Wellenlänge).

Die Admittanz-Methode ist die ursprüngliche Methode für die Berechnung der flexurellen Rigidität der Lithosphäre (z. B. Banks *et al.*, 1977). Die ersten Versuche zur Bestimmung der flexurellen Rigidität berücksichtigten lediglich die topographischen Auflasten und ignorierten den Beitrag von Auflasten innerhalb der Lithosphäre. Die Schwerewirkung der internen Auflasten G_N wurde dabei als Rauschen (Noise) der Schwerewirkung G betrachtet. Die Berechnung der Admittanz erfolgt in zwei Schritten.

Zunächst wird die real vorliegende Admittanz berechnet und im zweiten Schritt wird ein lineares Modell an die beobachtete Bougueranomalie und die Topographie im Wellenzahlbereich angepasst. Die isostatische Admittanz-Funktion $Q(k)$ wird abschliessend durch die Anpassung der Modell- an die Messwerten mittels der Näherung nach kleinsten Quadraten abgeschätzt (Banks *et al.*, 2001).

Das lineare Modelle, das den Zusammenhang zwischen Topographie und Schwere beschreibt, wird beschrieben durch (Dorman und Lewis, 1970):

$$G(\vec{k}) = Q(|\vec{k}|)H(\vec{k}) + G_N(\vec{k}) \quad (7.12)$$

G_N ist der Teil der Schwerewirkung der nicht durch das Modell beschrieben wird, also der Beitrag interner Dichteinhomogenitäten.

Die Admittanzmethode setzt weiter voraus, dass innerhalb der Platte nur Dichteveränderungen in vertikaler Richtung vorliegen und für die Biegung der Platte nur topographischen Auflasten verantwortlich sind. Dann nimmt die Admittanz-Funktion folgende Form an (Banks *et al.*, 1977, s. a. Gl. B.8 in Anhang B):

$$Q(|\vec{k}|) = -2\pi f \rho_c B(|\vec{k}|) R(|\vec{k}|) \quad (7.13)$$

mit f der Gravitationskonstante und ρ_c, ρ_m der Krusten- und Manteldichte, sowie der Plattenkrümmungsfunktion (plate bending function):

$$B(|\vec{k}|) = \left\{ 1 + \frac{D(2\pi|\vec{k}|)^4}{(\rho_m - \rho_c)g} \right\}^{-1} \quad (7.14)$$

und der Dichteverteilungsfunktion $R(|\vec{k}|)$:

$$R(|\vec{k}|) = \frac{1}{\rho_m - \rho_c} \int \frac{\partial \rho}{\partial z} \exp(-2\pi|\vec{k}|z) dz \quad (7.15)$$

Die Plattenkrümmungsfunktion $B(|\vec{k}|)$ beschreibt die Biegung der Lithosphärenplatte unter der Auflast und ist direkt abhängig von der Biegesteifigkeit der Platte. Je größer D ist, desto weniger verbiegt sich die Platte bzw. für $D = 0$ erfolgt isostatischer Ausgleich nach Airy und die Platte reagiert vollkommen elastisch auf die Auflast. Unter der Annahme, dass vollständiger regionaler, isostatischer Ausgleich vorliegt, lässt sich aus der Plattenkrümmungsfunktion die flexurelle Rigidity bestimmen.

Die Dichteverteilungsfunktion $R(|\vec{k}|)$ kompliziert die Interpretation von Q . Sie beschreibt den Schwereeffekt des in einer Tiefe z liegende Dichtekontrastes in der gebogenen Platte. Häufig wird vorausgesetzt, dass nur der Dichtekontrast an der Moho signifikant ist und sein Wert $\Delta\rho$ und die Mohotiefe z_m bekannt sind. Für kontinentale Lithosphäre liefert diese Methode meist sehr kleine Werte, die Zweifel an der Richtigkeit aufkommen ließen (Banks *et al.*, 2001).

Für die Berechnung wird weiter Richtungs-Isotropie der Admittanz-Funktionen vorausgesetzt, so dass für jede Wellenzahl die Spektralwerte über alle Azimuthe gemittelt werden. Nachteile dieses Ansatzes bei der Bestimmung der flexurellen Rigidity liegen unter anderem darin, dass über das gesamte Gebiet, das für die Spektralanalyse verwendet werden muss, gemittelt wird. In Fällen, wo die flexurelle Rigidity sich lokal ändert, kann diese also nur bedingt aufgelöst werden, da die Auflösung der Rigidityverteilung abhängig von der spektralen Auflösung ist. Zum anderen wird die Admittanz instabil, wenn die Spektralwerte der Topographie klein werden (z. B. Nordostdeutsches Becken, Kuder, pers. com.).

Kohärenz-Methode

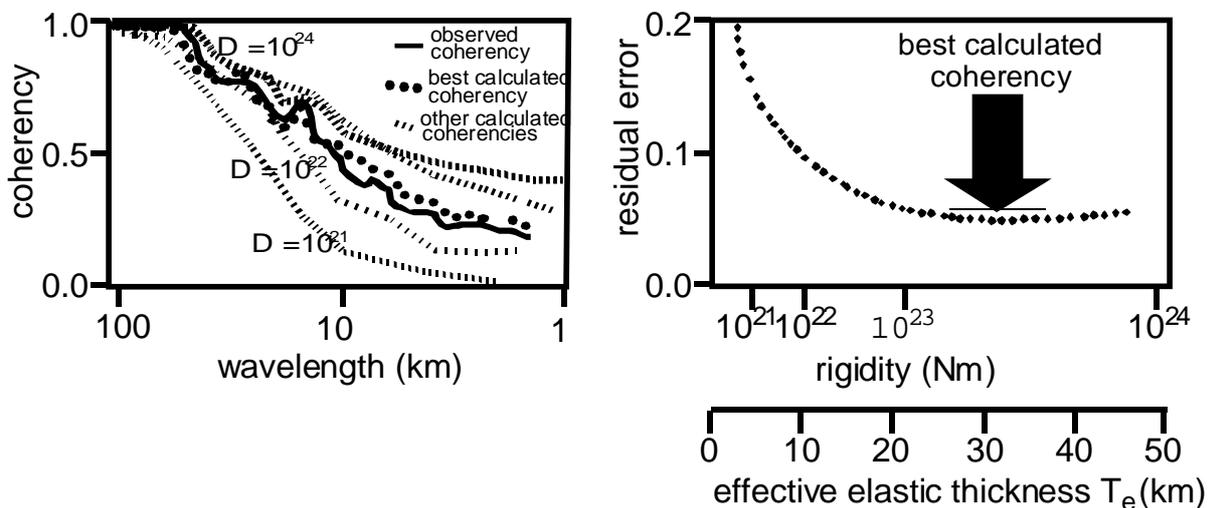
Das zweite klassische Verfahren zur Bestimmung der flexurellen Rigidity bedient sich der Kohärenz zwischen Schwere und Topographie (bzw. Auflasten). Mit Kohärenz wird die Ähnlichkeit zwischen

dem Schweresignal und der Topographie im Wellenzahlbereich bezeichnet, die über:

$$\gamma^2(|\vec{k}|) = \frac{\langle G(\vec{k})H^*(\vec{k}) \rangle \langle G^*(\vec{k})H(\vec{k}) \rangle}{\langle G(\vec{k})G^*(\vec{k}) \rangle \langle H(\vec{k})H^*(\vec{k}) \rangle} \quad (7.16)$$

berechnet wird[†].

Abb. 7.4 zeigt ein Beispiel für die Berechnung der flexurellen Rigidität der Lithosphäre mittels der Kohärenzmethode. Zunächst werden in Abhängigkeit von D und modellierten Auflasten verschiedene Krusten-Mantel-Grenzen („Modell-Moho“) bestimmt und dann mit Hilfe des Parker-Algorithmus die Normalschwerewirkung der undulierenden Fläche berechnet. Mittels Gl. (7.16) wird dann die Kohärenz zwischen der Topographie und den Schwerewirkungen berechnet. Durch Least-Square-Verfahren wird im Anschluss die Abweichungen der Modell-Kohärenzen von der natürlichen Kohärenz berechnet, und diejenige ermittelt, die mit der natürlichen am optimalsten übereinstimmt. Der zu dieser Kurve gehörende Wert der flexurellen Rigidität D wird als flexureller Rigiditätsparameter für die Lithosphäre angesehen.



Location: 67°W, 24.8°S (San Antonio)

Abbildung 7.4: Beispiel der Kohärenzmethode zur Berechnung der flexurellen Rigidität der zentralen Anden. Die für verschiedenen D berechneten Kohärenzkurven zwischen Topographie und Bougueranomalie werden mit der realen Kohärenz verglichen. Das „beste“ D besitzt den kleinsten Abweichungsfehler von der Realität (nach Kösters, 1999; Lowry und Smith, 1994).

Um interpretierbare Ergebnisse zu erhalten und eine Verschiebung der Werte der flexurellen Rigidität hin zu größeren Werten zu vermeiden, benötigt diese Methode Untersuchungsfenster von

[†] $G(k)$ und $H(k)$ sind die zweidimensionalen Fourier-Transformierten der Schwere und der Topographie im Wellenzahlbereich und die Sternchen bezeichneten die komplex, konjugierten Funktionen. Die eckigen Klammern stehen für die Mittelung über die Kreuzkorrelations- und die Spektraldichtefunktion über Kreisinge des Radius k im Wellenzahlbereich.

mindestens 375 km x 375 km (Macario *et al.*, 1995). So wurden mit der Kohärenz-Methode gute Ergebnisse in Gebieten mit einer deutlich größeren Ausdehnung als der Größe des Untersuchungs-fensters erzielt (z. B. in den USA oder den Anden Lowry und Smith, 1994; Kösters, 1999). In den Anden liegt eine gute Korrelation der Ergebnisse der Rigiditätsanalyse mit denen der elektrischen Leitfähigkeitsanalyse der Magnetotellurik oder auch der Analyse des seismischen Q-Faktors vor. Eine Unterteilung in unterschiedliche Bereiche kann zu einer Zuordnung der rheologischen Eigen-schaften der Lithosphärenplatte führen (Kösters, 1999). Das Kohärenz-Verfahren ist aufgrund der erforderlichen Größe des Untersuchungs-fensters jedoch nicht auf die Ostalpen anwendbar.

Konvolutions-Methode

In dieser Arbeit wird für die Berechnung der flexurellen Rigidität der Lithosphärenplatte die Konvolutions-Methode nach Braitenberg *et al.* (2002) verwendet. Bei ihr handelt es sich um eine Weiterentwicklung der klassischen Admittanz-Methode. Statt jedoch die Admittanz-Funktion durch eine Spektralanalyse zu bestimmen, wird ein Konvolutionsfilter angewendet, um so die „optimalen“ Flexurparameter zu erhalten. Die Methode arbeitet, anders als die Admittanz-Methode, im Ortsbereich und beinhaltet die Konvolution der Topographie mit der flexurellen Antwort auf eine punktuelle topographische Auflast (Abb. 7.5).

Dabei wird vorausgesetzt, dass die Lithosphäre elastisch auf die Auflasten antwortet, wie im Modell der dünnen elastischen Platte gefordert. Jedoch kann sich die flexurelle Rigidität der Lithosphärenplatte räumlich ändern und die dünne Platte interne Dichteveriationen besitzen.

Die Antwortfunktion der Auflast wird mittels der zweidimensionalen, inversen Fourier-Transformation der Flexur-Filterfunktion (Gl. 7.9) berechnet. Die so bestimmte Deflektion wird dann mit der beobachteten Biegung, welche mit der Deflektion der Krusten-Mantel-Grenze gleichgesetzt wird, verglichen. Die beobachtete Biegung wird aus der Inversion des Schwerefeldes oder wie in dieser Arbeit, mittels der 3D-Vorwärtsmodellierung bestimmt.

Die Filterfunktion der Deflektion (Gl. 7.9) ist, wie auch die Impulsantwort, radialsymmetrisch. Die Impulsantworten werden numerisch durch die inverse Fourier-Transformation der Filterfunktion auf einem regelmäßigen, quadratischen Gitter mit N Elementen pro Seitenlänge berechnet. Die Wahl der Gitterabstände hängt entscheidend davon ab, dass auch für hohe Frequenzen der Undulationen die Filterfunktion eine befriedigende Auflösung dieser Frequenzen (df) gewährleistet. Zudem sollte die Impuls-Antwortfunktion auf einem Gitter berechnet werden, dass eine ähnliche Dimensionierung wie die Topographie aufweist (Braitenberg *et al.*, 2002).

Da das diskrete Gitterspektrum durch das verwendete Gitter begrenzt ist, muss die Transferfunktion der Deflektion mit einer Grenzfrequenz f_0 abgeschnitten werden, die ausreichend klein sein sollte. Unterschiedliche flexurelle Rigiditäten D erfordern andere Werte für N und df , wobei $df = 1/N dx$ ist. Die Konvolution der Auflasten erfordert die Berechnung der Filterfunktion bis zu einem maximalen Abstand R_{max} . Der maximale Abstand bestimmt das Gebiet in dem der Filter mit der Topographie gefaltet wird und hat Einfluss auf die Fehler bei der Bestimmung der flexurellen Rigidität. Eine Übersicht über das Zusammenspiel der verwendeten Parameter zur Durchführung der Konvolution enthält Tabelle 7.2.

Gegenüber den klassischen Methoden zur Berechnung der flexurellen Rigidität bietet die Konvolutions-Methode den Vorteil einer verhältnismäßig hohen Auflösung der flexurellen Rigiditäts-

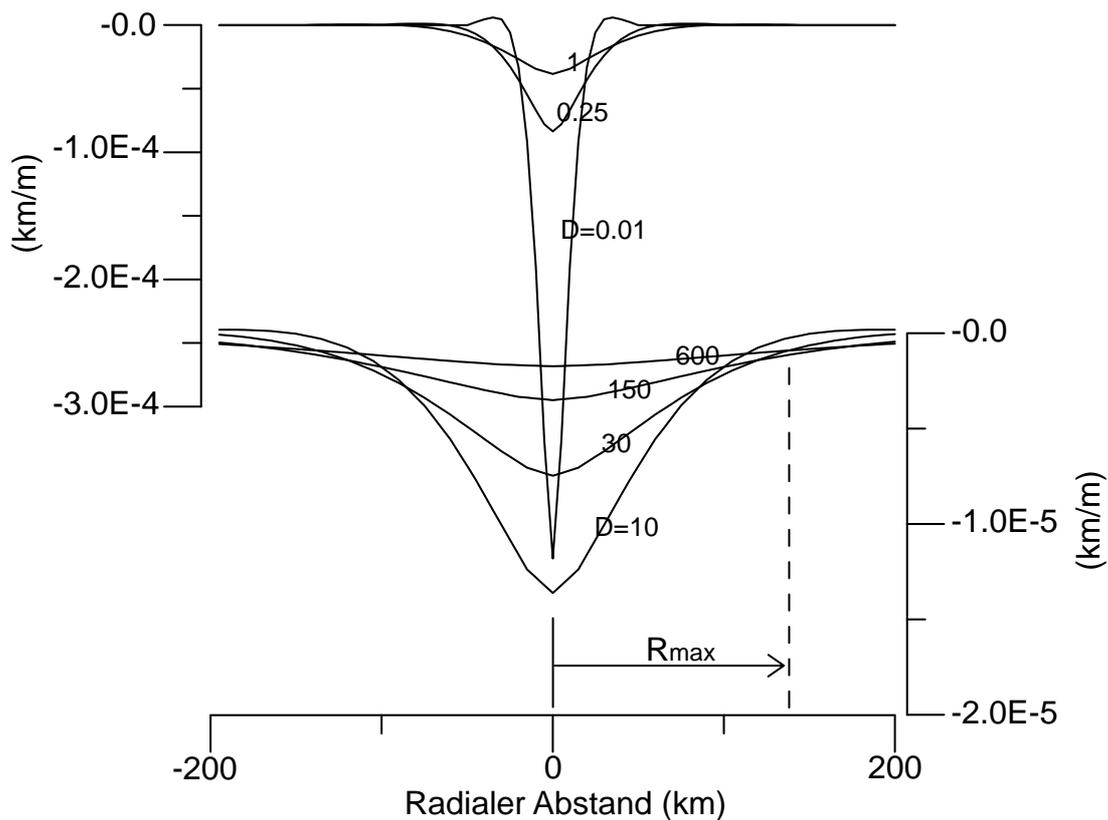


Abbildung 7.5: Impulsantwortfunktion auf eine punktuelle Auflast für verschiedene Werte der flexurellen Rigidität D (in 10^{21} Nm). Die Skala auf der linken Seite gilt für Werte der flexurellen Rigidität $D=0.01, 0.25$ und 1 , die Skala auf der rechten Seite für $D=10, 30, 150$ und 600 .

werte. Besitzen die für die Analyse verwendeten Gitter der Topographie und des Moho-Modells einen Gitterpunktabstand von $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$, kann die flexurelle Rigidität in Untersuchungsfenstern der Dimension $90 \text{ km} \times 90 \text{ km}$ berechnet werden. Im Gegensatz dazu kann mit der Admittanzmethode meist nur ein Wert pro Untersuchungsgebiet geliefert werden und die Kohärenzmethode erfordert weitaus größere Untersuchungsfenster ($375 \text{ km} \times 375 \text{ km}$).

In den bisherigen Formeln wurde nur auf die topographische Auflast eingegangen und innerkrustale Dichteinhomogenitäten vernachlässigt. In verschiedensten Studien (Forsyth, 1985; McKenzie und Fairhead, 1997; Banks *et al.*, 2001) wurde allerdings gezeigt, dass die innerkrustalen Lasten nicht unerheblich für den berechneten Wert der flexurellen Rigidität sind. Im Falle der Kohärenzmethode bedeutet die Vernachlässigung der internen Lasten beispielsweise, dass die Platte schwächer und dünner erscheint als sie in Wahrheit ist (Forsyth, 1985). Die Berücksichtigung der innerkrustalen Lasten ist Thema des folgenden Abschnitts.

D in 10^{21} Nm	f_0 in $10^{-2} km^{-1}$	N	R_{max} in km für 10% Prozent	R_{max} in km für 1% Prozent
1	1.20	836	65	135
9	0.71	938	105	230
75	0.42	1183	180	400
600	0.25	1326	310	650
1000	0.21	1568	360	760
2000	0.19	1798	400	870

Tabelle 7.2: Filter-Parameter für die Durchführung des Konvolutions-Verfahrens.

Unterschiedliche Werte der flexurellen Rigidität D erfordern unterschiedliche Werte für die Grenzfrequenz f_0 und der Anzahl der Elemente pro Seitenlänge des Gitters N . R_{max} ist der Radius bis zu dem die Impulsantwortfunktion auf 10 bzw. 1 % der maximalen Antwort zurückgegangen ist.

7.2.2 Topographie und innerkrustale Lasten

Neben den topographischen Lasten existieren auch Lasten innerhalb der elastischen Platte, die Einfluss auf die Flexur haben. Sowohl Massendefizite als auch Massenüberschüsse verstärken oder vermindern im Vergleich zu einer homogenen elastischen Platte die Wirkung der topographischen Lasten. In Abb. 7.6 ist die Belastung einer elastischen Platte durch die topographische und interne Lasten dargestellt. Die beobachtbare Topographie und der Verlauf der Krusten-Mantel-Grenze (unter der Annahme, dass an dieser der isostatische Ausgleich erfolgt) sind das Ergebnis der Überlagerung der topographischen und internen Lasten und den durch die Belastung resultierenden isostatischen Ausgleichsbewegungen.

Bei internen oder innerkrustalen Lasten handelt es sich z. B. um mafische Intrusionen, thermisch-induzierte Dichte-Anomalien oder auch kompositorisch bedingte Variationen innerhalb der Kruste, deren Berücksichtigung den entscheidenden Unterschied zu den Zweikörpermodellen und -methoden darstellt. Sie können aber auch Prozesse widerspiegeln, die unterhalb der Kruste liegen wie z. B. die dichteinduzierte Konvektion in der unterliegenden Asthenosphäre, die Normalspannungen auf der Basis der Lithosphäre verursacht (Watts, 2001). Der Ausdruck „innerkrustale Lasten“ ist somit irreführend, da er alle Lasten umfasst, die nicht zu den topographischen Auflasten gehören, inklusive den bekannten Auflasten in Mantel und Asthenosphäre.

Die Verteilung der innerkrustalen Lasten ist meist nur sehr ungenau bekannt. Die Verwendung eines mit vielen Zusatzinformationen gestützten Dichtemodells, das die reale Dichteverteilung in der Lithosphäre ersetzt, ermöglicht jedoch die Berücksichtigung von innerkrustalen Lasten. Die für die 3D-Modellrechnung verwendete IGMAS-Software erlaubt die Berechnung dieser innerkrustalen Lasten aus den Dichtemodellen. Dabei werden innerhalb von vertikalen Säulen die Dichten ρ_i sukzessive addiert. Gibt man eine „normale“ Krustendichte ρ_c vor, kann man so die „anormale“ Lastenverteilung der Lithosphäre bestimmen (Abb. 7.7). Zusammen mit der topographischen Auflast $h_T \rho_T$ ergibt sich dann die gesamte Auflast der Platte in einem Punkt.

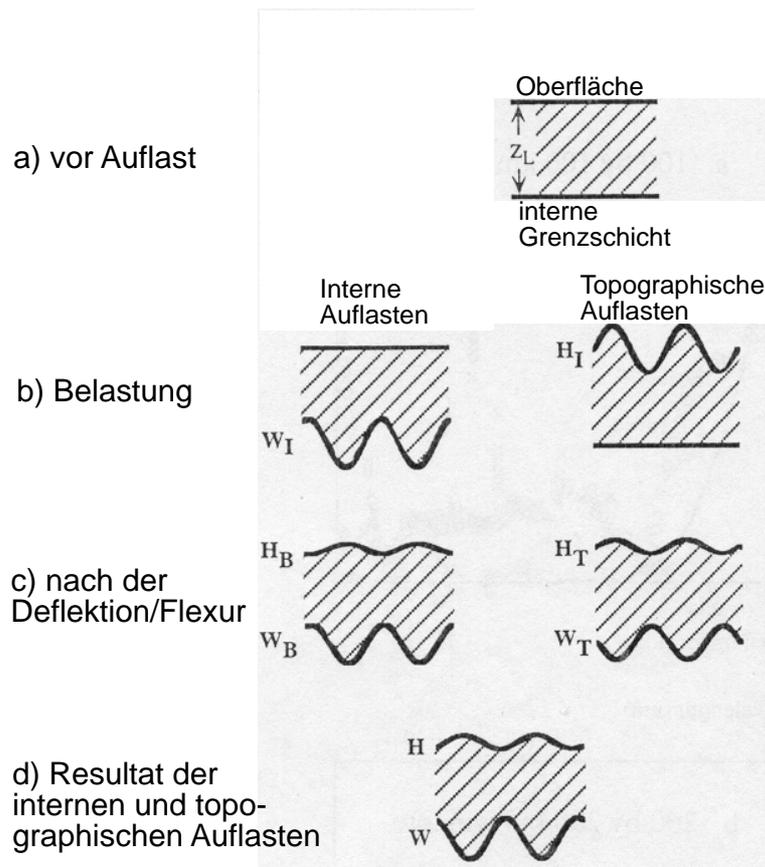


Abbildung 7.6: Antwort einer elastischen Platte auf topographische und innerkrustale Auflasten (nach Lowry und Smith, 1994). a) Eine elastische Schicht besitzt ohne Auflasten eine konstante Mächtigkeit Z_L . b) Die Schicht wird durch eine sinusförmige topographische Auflast der Amplitude H_I bzw. innerkrustale Auflast der Amplitude W_I belastet. c) Die Flexur der Platte führt zur Ausbildung der Topographie H_B im Falle der innerkrustalen Lasten bzw. zur Ausbildung der Topographie H_T durch die topographischen Lasten. W_B und W_T sind die Amplituden der Deflektionen der inneren Grenze durch innerkrustale bzw. topographische Auflasten. d) Die beobachtete Topographie H und die interne Deflektion W sind das Ergebnis der Überlagerung der topographischen und innerkrustalen Auflasten.

$$L = h_T \rho_T + \sum_{i=1}^N h_i (\rho_i - \rho_c) \quad (7.17)$$

In die Konvolutionsmethode gehen topographische und innerkrustale Lasten gemeinsam ein. Hierfür werden aus dem Dichtemodell die bekannten innerkrustalen Lasten in eine Pseudotopographie h_{PT} oder kompensierte Topographie umgerechnet. Dies bezeichnet eine Topographie, die sämtliche anomalen Lasten der Kruste mit beinhaltet, so dass die zugehörige Lithosphärenplatte als homogen betrachtet werden kann (pers. Mitt. Götze, 2001; Abb. 7.8).

$$h_{PT} = L/\rho_T = h_T + \frac{\sum_{i=1}^N h_i \rho_i - h_c \rho_c}{\rho_c} \quad (7.18)$$

Für ρ_T wird üblicherweise 2670 kg/m^3 gewählt.

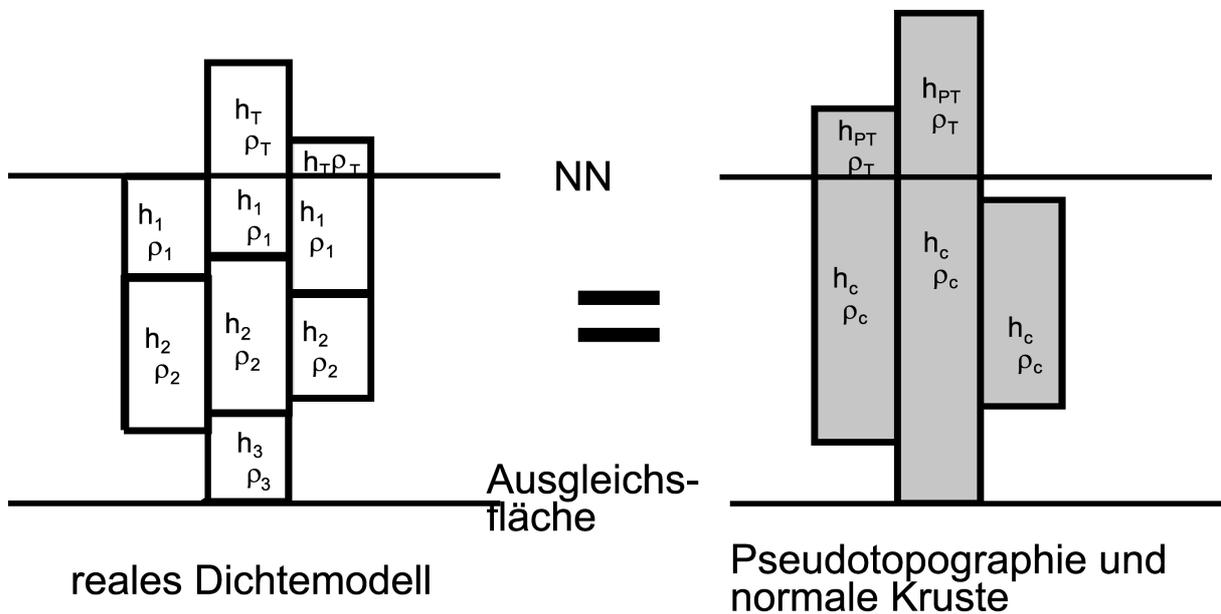


Abbildung 7.7: Berechnung der innerkrustalen Lasten und Berechnung der Pseudotopographie. Die Auflast auf der Ausgleichsfläche im realen Dichtemodell (links) ist genauso groß wie im Modell mit der Pseudotopographie (rechts).

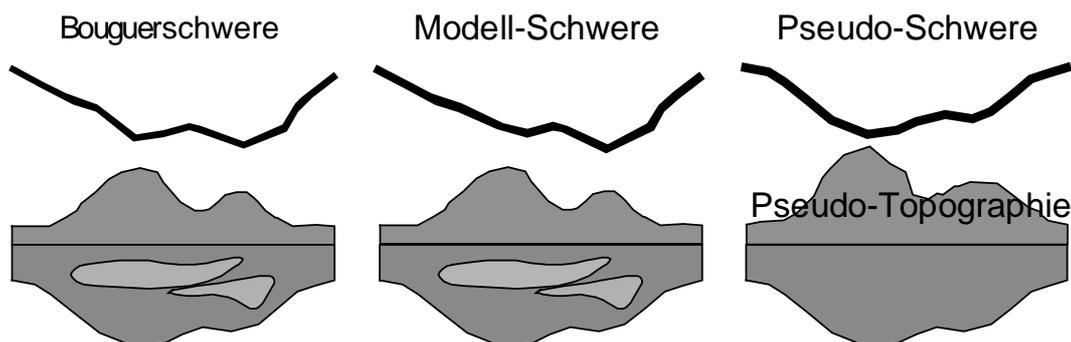


Abbildung 7.8: Konzept der Pseudotopographie. Die reale Dichteverteilung und zugehörige Schwere (links) wird durch das Dichtemodell nachgebildet (Mitte). Die Massenhomogenitäten innerhalb der Kruste werden zur Topographie addiert, so dass die Krustendichte homogen ist, aber die Auflast auf der Ausgleichsfläche (Moho) wie in der Realität (rechts). Die Schwerewirkung der homogenen Krustenwurzel korreliert direkt mit ihrer Geometrie.

Hierbei wird vorausgesetzt, dass die Krusten-Mantel-Grenze korrekt modelliert wurde. Zum einen sind hiervon die Beträge der innerkrustalen Auflasten abhängig, die bis zu dieser Grenze berechnet werden, zum anderen dient sie als Vergleichsparameter bei der Durchführung der Konvolution.

Die Berechnung der flexurellen Rigidität mittels der Konvolutionsmethode wird in dieser Arbeit auf folgende Weise durchgeführt (s. auch Abb. 7.9):

1. Erstellung eines 3D-Dichtemodells, mit 3D-Geometrie und Dichteverteilung angepasst an gemessene Schwerefelder unter Berücksichtigung von Randbedingungen
2. Bestimmung der Krusten-Mantel-Grenze und der innerkrustalen Auflasten aus dem Dichtemodell, relativ zu einer Kruste mit homogener Referenzdichte
3. Berechnung der Pseudotopographie aus innerkrustalen Auflasten und Topographie
4. Berechnung einer elastischen Moho für variable flexurelle Rigidität mit Wahl der Parameter: Analysefenster, Schrittweite, Referenztiefe der Moho, Dichtekontrast zwischen Kruste und Mantel
5. Vergleich elastischer Moho und Moho des Dichtemodells
6. Bestimmung der "besten" flexurellen Rigidität D bzw. effektiven elastischen Plattendicke T_e

Somit sind die Grundlagen vorhanden, um das isostatische Verhalten der Lithosphäre in den Ostalpen zu untersuchen. Zunächst wird eine Analyse im Sinne eines Airy-Modells durchgeführt, bevor im Anschluss mittels der Konvolutionsmethode die flexurelle Rigidität der ostalpinen Lithosphäre bestimmt werden soll.

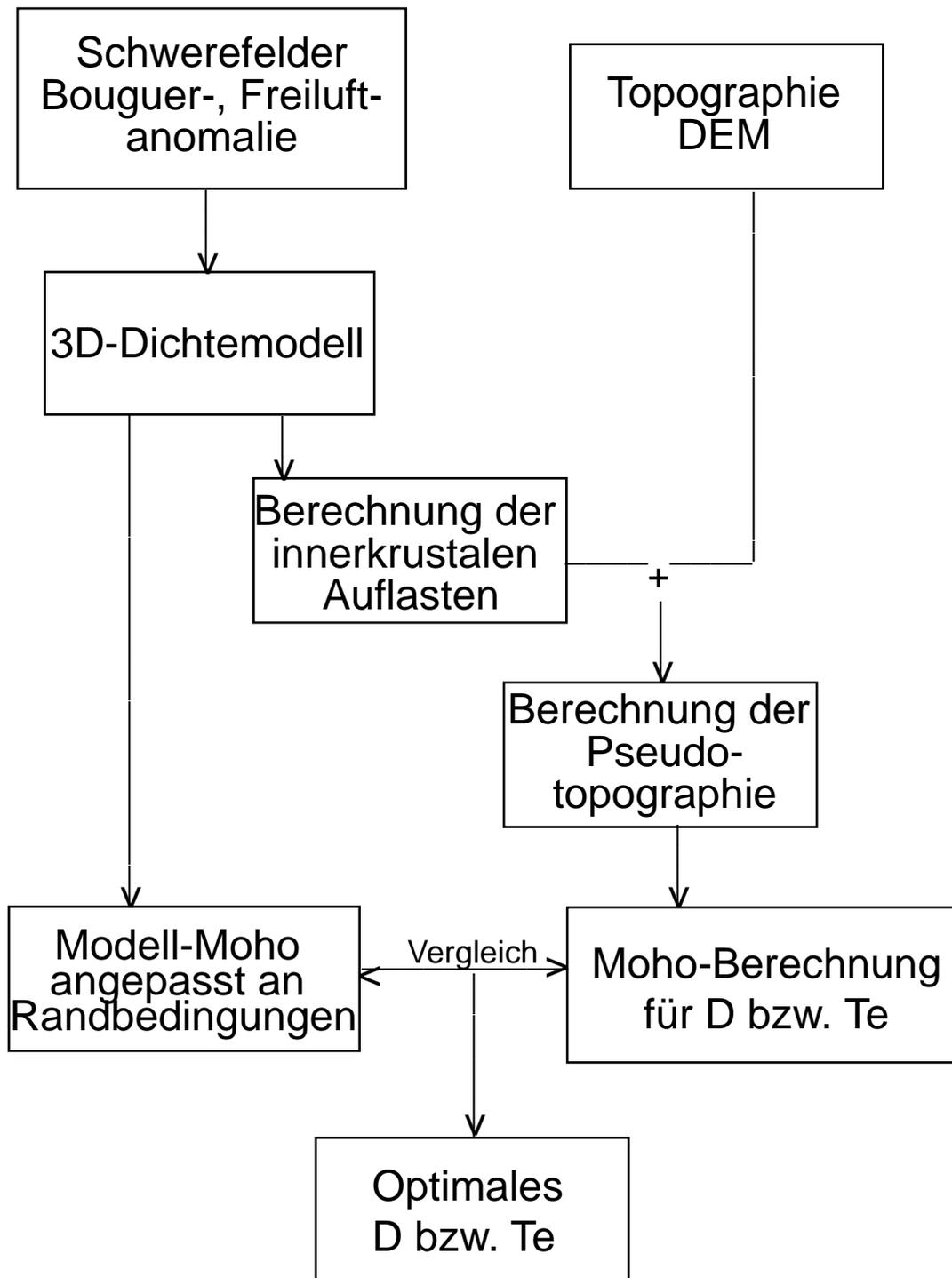


Abbildung 7.9: Flowchart der flexurellen Rigiditätsberechnung mittels der Konvolutionsmethode unter Verwendung eines 3D-Dichtemodells.

7.3 Lokales isostatisches Verhalten der Ostalpen

Die Alpen befinden sich nicht im isostatischen Gleichgewicht im Sinne einer Isostasie nach Airy, wie bereits in früheren Arbeiten (Wagini *et al.*, 1988; Granser *et al.*, 1988; Götze *et al.*, 1991; Lillie *et al.*, 1994) festgestellt wurde. So können bereits aus der isostatischen Schwere und insbesondere aus dem isostatischen Residualfeld wichtige Aussagen über die Struktur und mögliche Ausgleichsbewegungen in der Region gewonnen werden.

Isostatische Schwere

Berechnet man unter Annahme einer Isostasie nach Airy aus der Topographie der Ostalpen mit Hilfe des Parker-Algorithmus (siehe Kap. 2.2.4) das zugehörige Schwerefeld, erhält man das Ergebnis in der Abbildung 7.10. Als Parameter wurde hierbei eine Krustendichte von 2670 kg/m^3 , ein Dichtekontrast an der Krusten-Mantel-Grenze von 400 kg/m^3 und eine durchschnittliche Krustenmächtigkeit von 30 km gewählt. Die Werte sind damit konsistent mit denen, die in älteren Arbeiten in den Ostalpen (Götze *et al.*, 1991; Wagini *et al.*, 1988) und in den Schweizer Westalpen (Klingele und Kissling, 1982) verwendet wurden.

Abbildung 7.10 zeigt Gemeinsamkeiten und zugleich auch Unterschiede zur Bougueranomalie (Abb. 4.2, Seite 27). Das Minimum des Schwerefeldes erstreckt sich entlang des zentralen Teiles der Ostalpen in west-östlicher Richtung mit seinem Hauptminimum von $-160 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$ im Westen des Untersuchungsgebietes. Nach Norden und Süden hin besitzt es einen sehr kontinuierlichen Anstieg aus diesem Minimum auf $-30 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$ im Norden und $-10 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$ im Süden. Die Berechnung liefert Beträge, die maximal 70% der Amplituden der Bougueranomalie liefern. Die kleinräumigeren Variationen der Bougueranomalie können allerdings mit dieser Methode nicht reproduziert werden, da diese von lokalen Effekten beeinflusst sind.

Isostatisches Residualfeld

Betrachtet man die Karte des isostatischen Residualfeldes (Abb. 7.10, rechts), die durch Subtraktion der isostatischen Schwere von der Bougueranomalie erzeugt wurde, dann erkennt man zunächst Anomalien von -50 bis $+50 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$. Nur in den Randbereichen treten höhere Werte auf, die nicht mit den tektonischen Prozessen des Untersuchungsgebietes in Zusammenhang stehen.

Besonders starke positive Anomalien zeigen sich im Bereich des Hochs von Vicenza, was bereits aus einem Vergleich der geringen Topographie mit der starken Bougueranomalie abgeleitet werden kann. Dagegen treten im Bereich des zentralalpineren Schwereminimums negative Anomalien von bis zu $-50 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$ auf, die mit dem isostatischen Modell nach Airy nicht erklärbar sind. Interpretiert man das isostatische Restfeld im Sinne von Hebungs- und Senkungsprozessen, stehen die negativen Amplituden für eine Anhebung der Ostalpen im Zentralteil und ein lokales Absinken im Bereich von Vicenza, um den isostatischen Ausgleichszustand herbeizuführen. Im Norden liegt dagegen fast vollständige isostatische Kompensation vor. Eine weitere Auffälligkeit der Anomalien im isostatischen Restfeld ist die Ähnlichkeit mit der Schwerewirkung der oberen 10 km der Kruste (Abb. 6.2) bzw. der tektonischen Karte der Ostalpen (Abb. 3.2). Diese

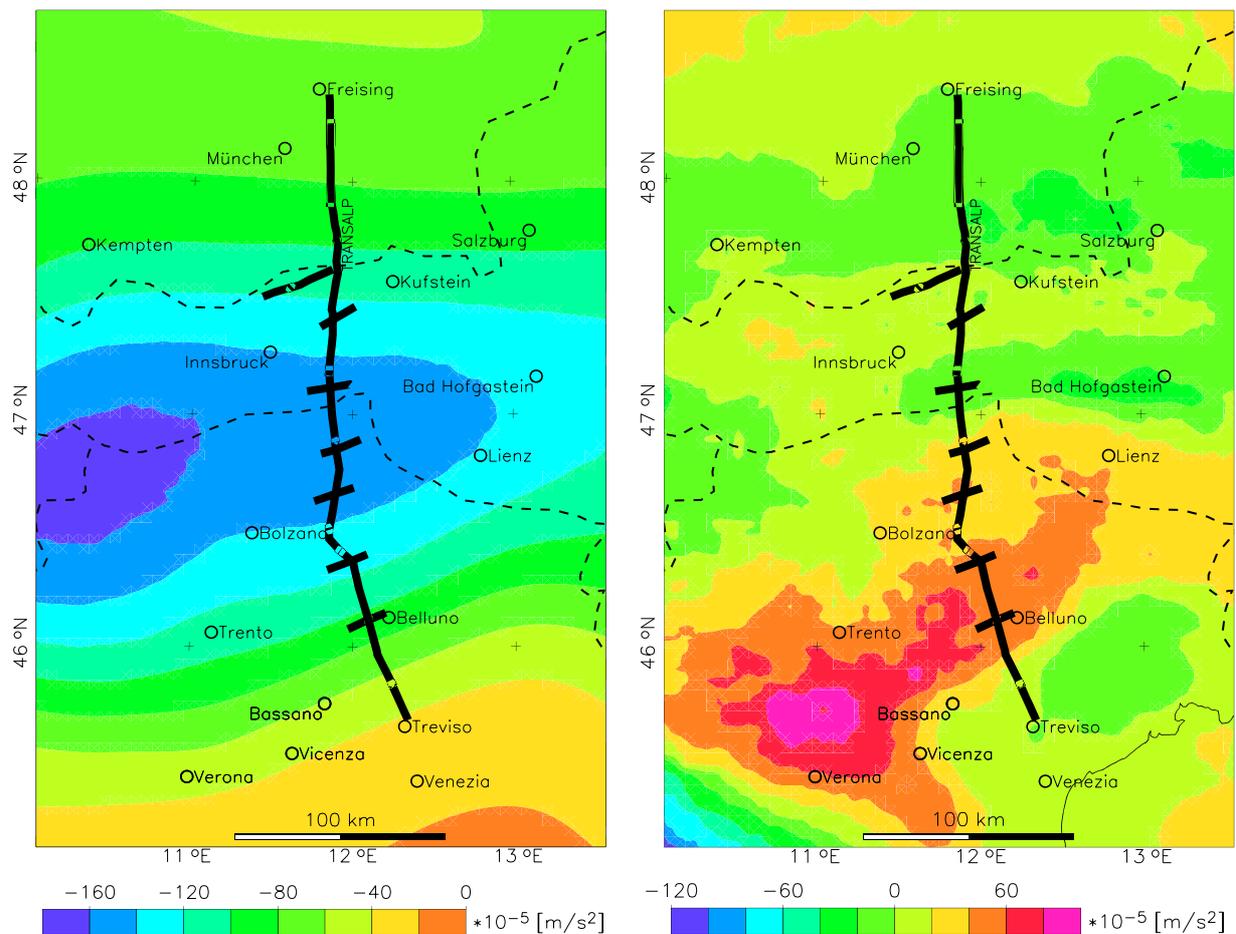


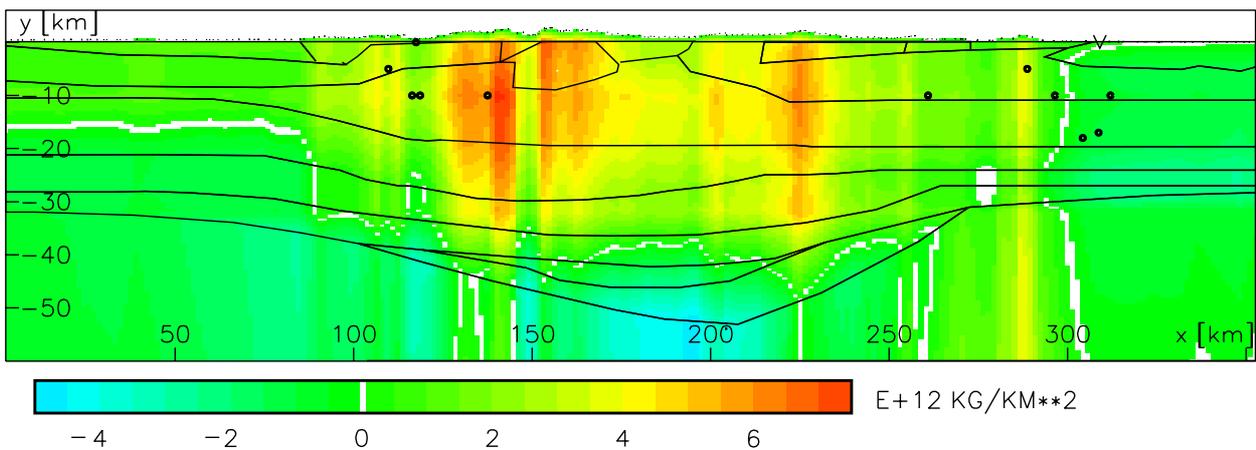
Abbildung 7.10: Isostatisches Schwere- und Restfeld nach Airy. (Links) Aus topographischen Modellen berechnete isostatisches Schwere unter Annahme einer Airy-Isostasie. Verwendete Parameter: Normalkrustendichte: $2670\text{kg}/\text{m}^3$, Dichtekontrast an Mo-ho: $400\text{kg}/\text{m}^3$, Normalkrustenmächtigkeit: 30 km. (Rechts) Isostatisches Residualfeld, das sich aus Subtraktion der isostatischen Schwere von der Bougueranomalie (Abb. 4.2) ergibt.

Korrelation zwischen Oberflächenstruktur/-schwerewirkung und isostatischem Residualfeld deutet darauf hin, dass insbesondere in den oberen Krustenstockwerken Massen vorhanden sind, die einer vollständigen isostatischen Kompensation entgegenwirken. Diese Beobachtung kann durch Hebungs-/Senkungsprozesse, aber auch durch horizontale, tektonische Bewegungen verursacht sein.

Die Amplituden der Anomalien im Restfeld, die fast doppelt so groß sind wie für die Schwerewirkung der oberen 10 Krustenkilometer, sprechen für eine Überlagerung dieser Effekte mit weiteren in der Kruste, an der Krusten-Mantel-Grenze sowie im oberen Mantel. Die gewonnenen Ergebnisse deuten darauf hin, dass die Verteilung der innerkrustalen Dichten und die damit gekoppelten Auflasten eine wichtige Rolle für die isostatische Kompensation spielen.

Die Ostalpen befinden sich somit nicht im isostatischen Gleichgewicht im Sinne des Modells von Airy, da das Airy-Modell keine geeignete Beschreibung für die Verformung der Kruste unter horizontaler Kompression darstellt. Es berücksichtigt die Veränderungen erster Ordnung in der Bougueranomalie und der Krustenverdickung in Orogenen, vernachlässigt aber den Einfluss von Inhomogenitäten in der Festigkeit von Kruste und Mantel (Watts, 2001). Setzt man einen regionalen isostatischen Ausgleich im Sinne von Vening Meinesz voraus, der diese Abweichungen erklären soll, sind weitergehende Erkenntnisse über die Struktur der Lithosphäre zu gewinnen.

ESCHEN-38



TRANSALP

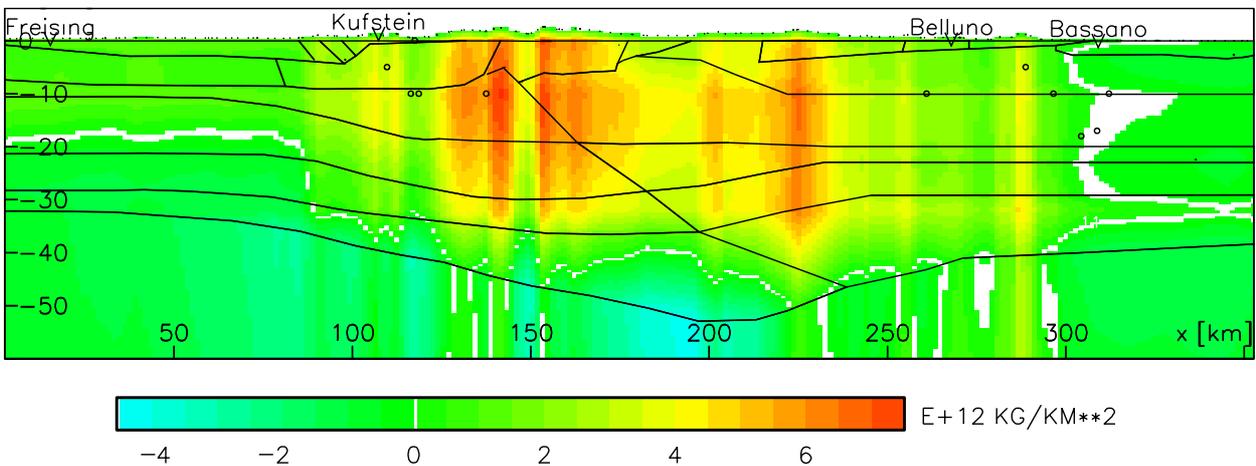


Abbildung 7.11: Lastenverteilung entlang von Profilen. N-S-Profile der Lastenverteilung entlang des 12. Längengrades durch die 3D-Dichtemodelle: (Oben) Eschen-38, (unten) TRANSALP. Die Lasten wurden mit einer Dichte der Topographie von 2670 kg/m^3 und den Dichten der Modelle aus Abb. 6.5 und 6.10 berechnet.

7.4 Flexurelle Rigidität der Ostalpen

Das im Diagramm auf Seite 91 dargestellte und im Vorlauf erläuterte Konzept zur Bestimmung der flexurellen Rigidität mittels der Konvolutions-Methode wird nun auf das Untersuchungsgebiet der Ostalpen angewandt. Als Startfelder gehen die Topographie (Abb. 4.1) und die Bougueranomalie (Abb. 4.2) bzw. die 3D-Dichtemodelle Eschen-38 (Abschnitt 6.2.1) und TRANSALP (Abschnitt 6.2.2) in die Berechnung ein.

7.4.1 Lastenverteilung der Ostalpen

Aus den Dichtemodellen wird zunächst die Verteilung der innerkrustale Lasten bestimmt. Hierzu werden die absoluten Lasten bis zur Krusten-Mantel-Grenze berechnet und im Anschluss die Lasten einer homogenen „Idealkruste“ subtrahiert. So erhält man den anormalen Anteil der innerkrustalen Auflastverteilung der auf die Krusten-Mantel-Grenze wirkt (Abb. 7.12 und 7.13). Hierbei geht als Parameter die Dichte der „Idealkruste“ ein. Gewählt wurden die Werte 2800 und 2850 kg/m^3 , die im Bereich der globalen Bestimmungen von Krustendichten liegen (z.B. Crust 5.1: Mooney *et al.*, 1998). Die beiden Werte wurden gewählt, um eine Abschätzung des Einflusses der Dichte der Idealkruste auf das Untersuchungsergebnis zu gewinnen. Eine Bestimmung der „realen“ Durchschnittsdichte der Dichtemodelle ergibt Werte, die sich innerhalb des Wertebereichs bewegen.

Die Verteilung der anormalen Lasten erlaubt eine erste Interpretation in Kombination mit den Ergebnissen der Untersuchung zur Isostasie nach Airy.

Für das Modell Eschen-38 und der Referenzdichte 2800 kg/m^3 liegen insbesondere im Bereich der Krustenwurzel große Massenüberschüsse vor (bis zu $8 \cdot 10^{12} kg/km^2$), die sich durch größere Dichten der Krustenschichten in mittlerer und unterer Krustentiefe erklären. Gut sichtbar ist der Bereich des Tauern-Fensters, in dem nur geringe Massenüberschüsse auftreten, was in den geringen Dichte der Einheiten des Tauern-Fensters begründet ist. Im nördlichen und südlichen Bereich der Alpen liegen nur geringe Massenüberschüsse bzw. -defizite vor, da hier die gewählte Referenzdichte der mittleren Krustendichte entspricht. Für die Referenzdichte 2850 kg/m^3 werden die Werte hauptsächlich in eine negative Richtung verschoben. Ebenfalls zeichnet sich der Bereich der Krustenwurzel durch einen Massenüberschuss heraus, allerdings nur bis zu einem Wert von $4 \cdot 10^{12} kg/km^2$. Das Tauern-Fenster ist undeutlicher zu erkennen, dafür zeichnen sich die Randbereiche durch große Massendefizite (bis zu $8 \cdot 10^{12} kg/km^2$) aus.

Für das Modell TRANSALP ergeben sich ähnliche Ergebnisse im zentralen und nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Nur im südlichen Teil, dort wo die Krusten-Mantel-Grenze etwa 10 km tiefer als im Modell Eschen-38 liegt, zeigen sich deutlich andere Ergebnisse. Hier treten im Fall der Referenzdichte 2800 kg/m^3 Massenüberschüsse bis zu $4 \cdot 10^{12} kg/km^2$ auf. Im Fall der Referenzdichte 2850 kg/m^3 liegen die Werte dafür um Null und es treten geringere Massendefizite auf als im Fall des Modells Eschen-38.

Korreliert man die Massenüberschüsse und -defizite mit der isostatischen Residualanomalie, erkennt man, dass für den Bereich des Tauern-Fensters die negativen Residuen mit einem leichten Massendefizit einhergehen. Beide Effekte deuten darauf, dass es im Bereich des Tauern-Fensters zu Hebungen kommt, um das entsprechende Massendefizit isostatisch auszugleichen. Schon ältere

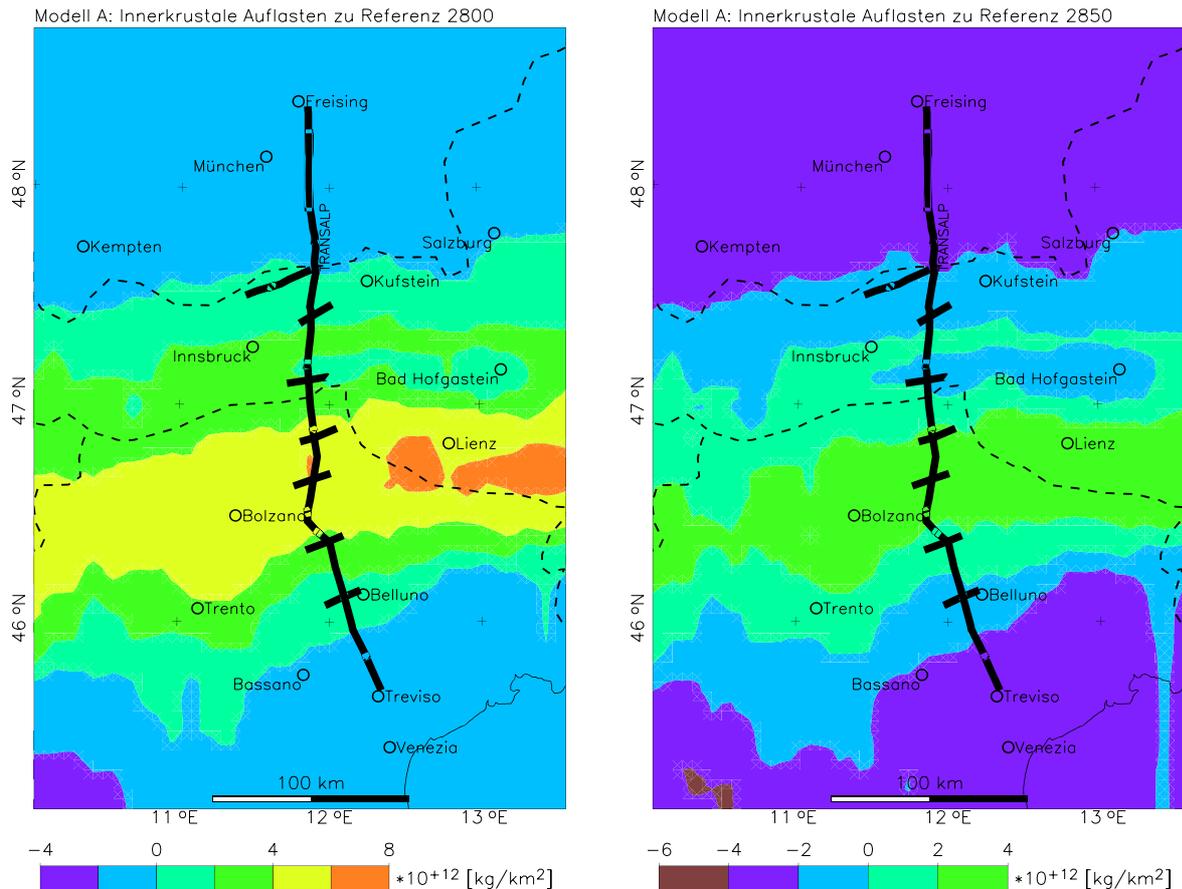


Abbildung 7.12: Innerkrustale Lasten für das Modell Eschen-38. relativ zu einer homogenen Kruste der Dichte 2800 (links) und 2850 kg/m^3 (rechts).

geodätische Nivellement-Ergebnisse zeigen die Hebung des Tauern-Fensters (Senftl und Exner, 1973; Steinhauser und Gutdeutsch, 1976).

Im Norden zeigt sich eine gute Korrelation der Residualanomalie mit den Massenverteilungen. Hieraus ergibt sich, dass in diesen Bereichen eine Verbindung zwischen der Abweichung vom isostatischen Gleichgewichtszustand und der anormalen innerkrustalen Massenverteilung vorliegt.

Die große positive Residualanomalie, die sich vom Bereich des Schwerehochs von Vicenza nach Nord-Osten zieht, findet dagegen keine direkte Entsprechung in der Verteilung der innerkrustalen Lasten. Nur der Bereich um Lienz und Bolzano ist ebenfalls auffällig. Die Verbindung zwischen Massenverteilung und isostatischem Residualfeld ist allerdings nicht, wie im nördlichen Teil, eindeutig. Das spricht dafür, dass zusätzliche Effekte wie z. B. Horizontalspannungen einen Einfluss auf die Ausbildung der Isostasie haben bzw. dass eine regionale Komponente des isostatischen Ausgleichs zu berücksichtigen ist, oder durch die dynamischen Prozesse der Orogenbildung keine isostatischer Ausgleich vorliegt.

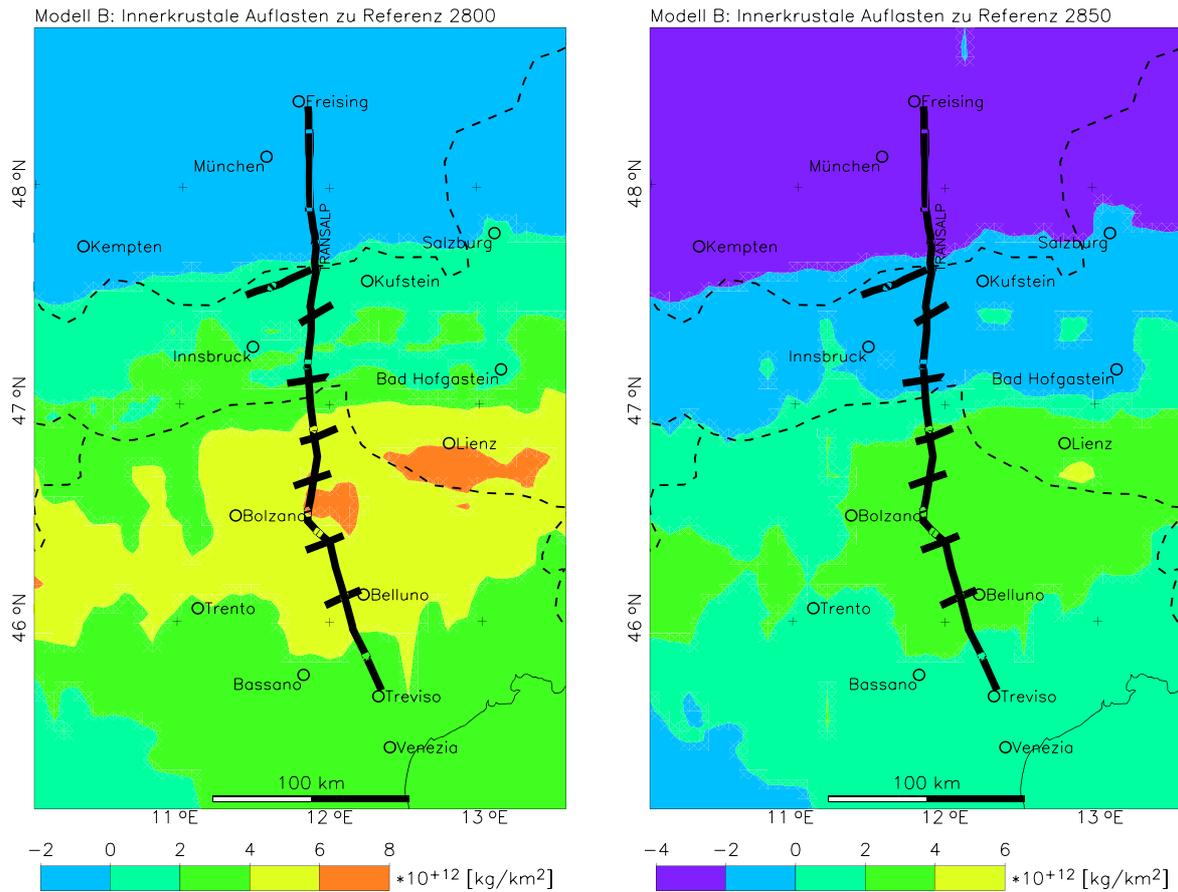


Abbildung 7.13: Innerkrustale Lasten für das Modell TRANSALP. relativ zu einer homogenen Kruste der Dichte 2800 (links) und 2850 kg/m^3 (rechts).

7.4.2 Pseudotopographie der Ostalpen

Für die Eingabe in das Konvolutions-Programm wird eine sogenannte Pseudotopographie benötigt. Mit einer „normalen“ Topographiedichte von $2670 kg/m^3$ und der Relation aus Gleichung 7.18 erhält man die modifizierte oder „kompensierte“ Topographie, die die „sichtbaren“ und innerkrustalen Anteile der Auflasten umfasst (Abb. 7.14 und 7.15), sodass die Lithosphäre eine homogene Schicht darstellt. Das Gitter der Pseudotopographie wird so groß gewählt, dass für jede flexurelle Rigiditätsberechnung ausreichend viele Werte vorhanden sind (vgl. Abschnitt 7.2.1. Für ein D von $2 \cdot 10^{24}$ Nm (ca. T_e 60 km) wird an jedem Punkt der Berechnung ein Radius von 400 km benötigt, damit der Fehler $< 10\%$ wird ($< 1\%$, Radius: 870 km). Für ein D von $1 \cdot 10^{21}$ Nm (ca. T_e 5 km) reicht dagegen ein Radius von 65 km um diese Fehlergrenze zu erreichen ($< 1\%$, Radius: 135 km). Deshalb wird die Pseudotopographie mit dem Program IGMAS in einem Gitter von 1200 km x 1400 km berechnet (Braitenberg *et al.*, 2002). Jedoch bleibt zu beachten, dass nur im zentralen Gitterbereich gesicherte Erkenntnisse in die Berechnung einfließen. Der Abstand der Gitterpunkte beträgt 5 km, was für eine regionale Betrachtung hinreichend genau ist.

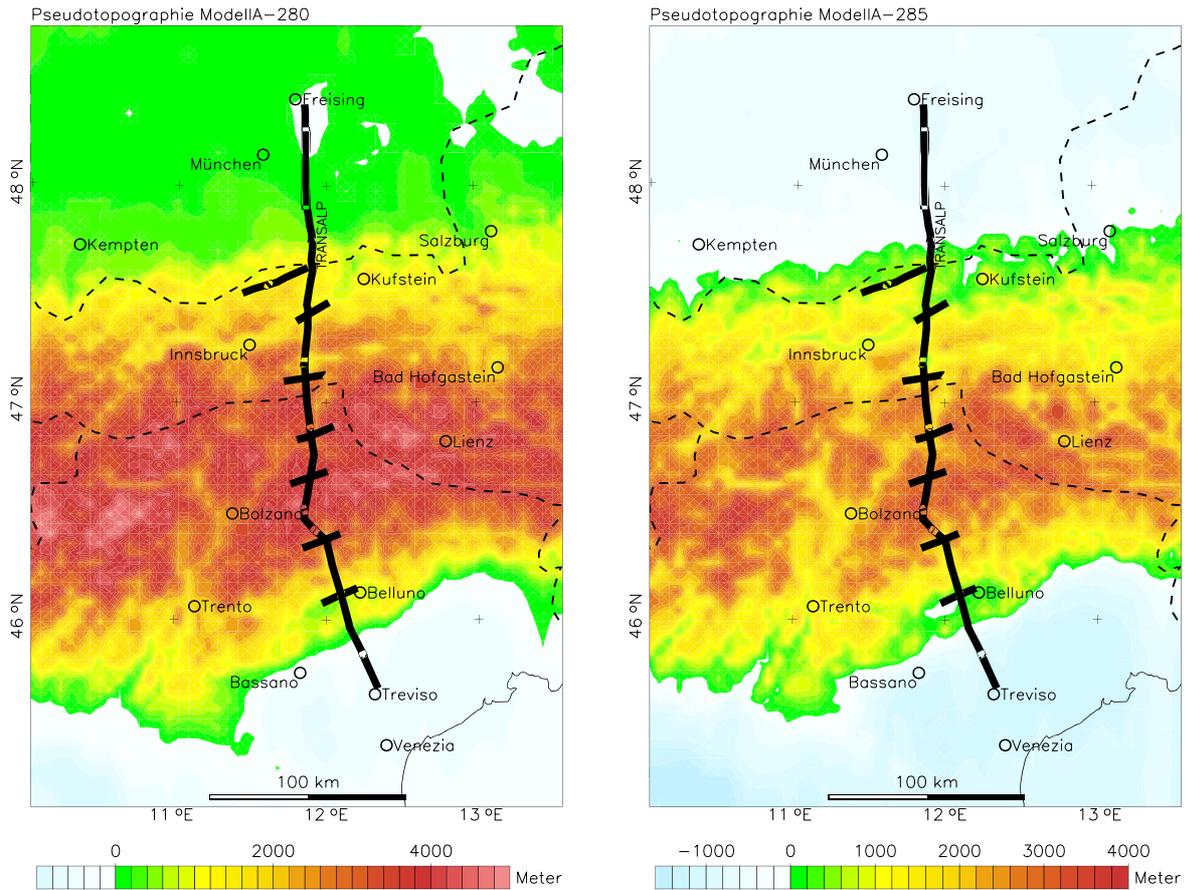


Abbildung 7.14: Die Pseudotopographie der Ostalpen für das Modell Eschen-38. Die Pseudotopographie wurden durch Addition (Gl. 7.18) der Topographie mit dem innerkrustalen Anteil relativ zu einer Normalkruste der Dichte 2800 kg/m^3 (links) bzw. 2850 kg/m^3 (rechts) berechnet.

Für die Analyse mit dem Konvolutionsprogramm werden folgende Parameter fest gewählt: das Analysefenster von $90 \text{ km} \times 90 \text{ km}$ und eine Schrittweite von 15 km . Daneben muss die normale Krustenmächtigkeit und -dichte vorgegeben werden. Hierzu wurden nach Abschluss einer Reihe von Sensitivitätsstudien folgende Wertepaare gewählt:

Fall 1: 2800 kg/m^3 und 30 km und *Fall 2:* 2850 kg/m^3 und 35 km .

Wie bereits für den Fall der Dichte beschrieben, stimmen diese Werte mit globalen Werten für die Kruste überein.

Die Analyse wird mit diesen Parametern für verschiedene flexurelle Rigiditäten durchgeführt, wobei als Referenz zur Bestimmung der Güte der Rigiditätsberechnung die Krusten-Mantel-Grenzen der Modelle (Abb. 6.9 und 6.12) dienen.

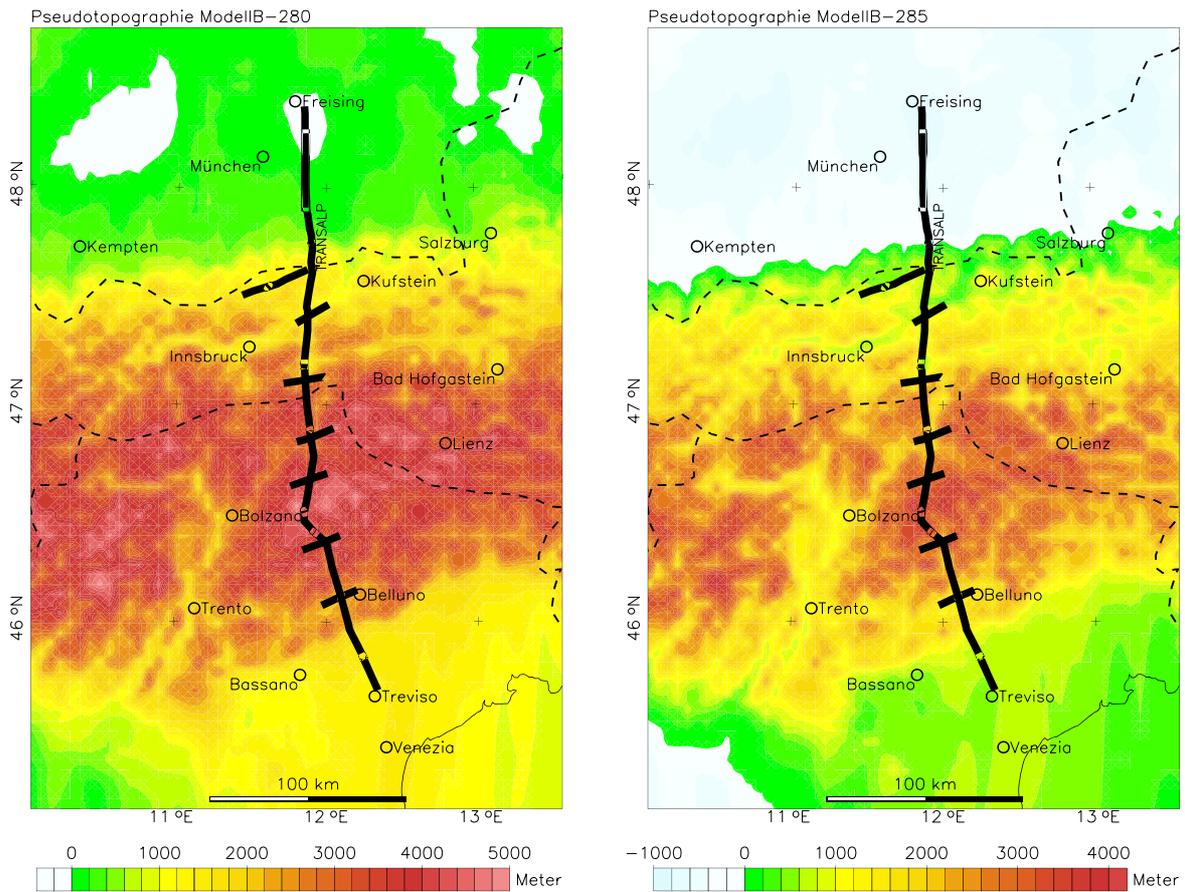


Abbildung 7.15: Die Pseudotopographie der Ostalpen für das Modell TRANSALP. Die Pseudotopographie wurden durch Addition (Gl. 7.18) der Topographie mit dem innerkrustalen Anteil relativ zu einer Normalkruste der Dichte 2800 kg/m^3 (links) bzw. 2850 kg/m^3 (rechts) berechnet.

7.4.3 Bestimmung der flexurellen Rigidität der Ostalpen

In den Abbildung 7.16 bis 7.21 sind die Ergebnisse der durchgeführten Studie zusammengestellt. Die Ergebnisse für das Modell Eschen-38 zeigen, dass unabhängig von der Wahl der Normaldichte und -mächtigkeit ähnliche Ergebnisse berechnet werden. Die Krusten-Mantel-Grenze liegt im ersten Fall im südlichen Bereich des Untersuchungsgebietes wenige Kilometer höher als im zweiten (Abb. 7.16). Desweiteren zeigt sich im zweiten Fall ein in West-Ost-Richtung ausgedehnteres Maximum der Moho-Tiefe. Der Bereich über 52 km Tiefe erstreckt sich bis zur Breite und Höhe von Lienz während sich im ersten Fall das Maximum nur bis zur italienisch-österreichischen Grenze ausdehnt. Dabei handelt es sich um minimale Unterschiede und aus diesem Grunde ergibt sich eine ähnliche Verteilung der flexurellen Rigidität (Abb. 7.20).

Bis auf den Bereich der Adriatischen See im Fall 1 liegen die Werte von D unter $20 \cdot 10^{21} \text{ Nm}$. Gemeinsam ist den beiden Fällen der Nordteil, der im Osten Werte um die $10 \cdot 10^{21} \text{ Nm}$ und nach

Westen hin um die $1 \cdot 10^{21}$ Nm zeigt. Im Zentralteil der Ostalpen liefert Fall 1 Werte zwischen $3 \cdot 10^{21}$ und $10 \cdot 10^{21}$ Nm, während Fall 2 Werte kleiner $5 \cdot 10^{21}$ Nm zeigt. In beiden Fällen treten kleinen Werte der flexurellen Rigidität auf, die darauf hindeuten, dass die Lithosphäre sehr elastisch und jung ist.

Die Werte sprechen für eine geringe regionale Komponente des isostatischen Ausgleichs, so dass man geneigt ist zu der Betrachtungsweise der Isostasie nach Airy zurückzukehren ($D = 0$ entspricht dem Airy-Modell). Das Airy-isostatische Residualfeld lässt sich dann mit der Nichtberücksichtigung der anormalen Lasten in der insbesondere oberen Kruste begründen, die mit den durch den Kollisionsprozess verursachten horizontalen Massenverlagerungen dem isostatischen Ausgleich entgegenwirken.

Im Süden zeichnet sich der Übergang von den Zentralalpen zu den Südalpen deutlich heraus, jedoch zeigen die Differenzen-Karten hier die größten Unterschiede zwischen der Krusten-Mantel-Grenze des 3D-Dichtemodells und aus der Berechnung der flexurellen Rigidität (Abb. 7.17). Der steile Anstieg der Krusten-Mantel-Grenze im 3D-Modell kann von den Filtermethoden, die in der Berechnung der flexurellen Rigidität zum Einsatz kommen, nicht aufgelöst werden, so dass die Ergebnisse der Analyse nur eingeschränkt interpretierbar sind. Die Charakteristik des eingesetzten Filters führt zu einem sanfteren, geglätteten Verlauf der Krusten-Mantel-Grenze im Übergangsbereich der beiden unterschiedlichen Krusten.

Für das Modell TRANSALP (Abb. 7.18, 7.19, 7.21) zeigen sich ähnliche Ergebnisse. Der Bereich der Krustenwurzel ist insgesamt breiter als im Modell Eschen-38, aber nicht nicht so ausgeprägt. Dafür tritt ein breiterer Gürtel großer Differenzen im Übergang europäische-adriatische Platte auf. Für den Bereich nördlich der großen Differenzen, den Bereich der europäischen Platte liegen die D -Werte zwischen $0.1 \cdot 10^{21}$ und $30 \cdot 10^{21}$ Nm. Im Fall 1 liegt das Niveau hierbei um $10 \cdot 10^{21}$ und im Fall 2 um die $5 \cdot 10^{21}$ Nm. Dies sind sehr niedrige D -Werte, die einer jungen, elastischen Lithosphäre entsprechen, wie sie in einem Kollisionsgebiet zu erwarten sind.

Die Werte sprechen insgesamt für einen stärkeren regionalen Charakter des isostatischen Ausgleichs als im Modell Eschen-38, da sich die Abweichungen vom Isostasiemodell nach Airy nicht mehr ausschließlich durch anormale Massen in der Oberkruste erklären lassen. Vielmehr muss ein stärkeres Gewicht auf die horizontalen Kräfte/Spannungen gelegt werden, die eine erhöhte Biegesteifigkeit der Lithosphäre zur Folge haben.

Die sehr hohen D -Werte (über $1000 \cdot 10^{20}$ Nm) im Bereich des Übergangs Zentralalpen-Südalpen bzw. europäische-adriatische Platte sind, wie auch schon beim Modell Eschen-38, aufgrund der sehr großen Differenzen nur bedingt aussagekräftig. Ohne die Werte zu stark zu bewerten, bestärken sie den stärkeren regionalen Charakter des isostatischen Ausgleichs.

Im Vergleich zu älteren Studien sind die berechneten Werte für beide Modelle sehr klein (vergleiche mit Tabelle 7.1). Untersuchungen zur Bestimmung der flexurellen Rigidität bzw. der effektiven elastischen Plattendicke wurden von verschiedenen Autoren durchgeführt, allerdings nur entlang von Profilen (Karner und Watts, 1983; Sinclair *et al.*, 1991; Royden, 1993; Stewart und Watts, 1997; Andewegh und Cloetingh, 1998). In den Studien wurden unterschiedliche Ansätze gewählt, dabei auch die Anwendung von Flexurmodellen unter Einschluss von Modellierungen des Schwerefeldes (Karner und Watts, 1983; Royden, 1993; Stewart und Watts, 1997). Dabei wurden jedoch keine vollständigen Dichtemodelle der Lithosphäre verwendet, sondern nur Modelle der Krusten-Mantel-Grenze und tektonisch auffällige Strukturen (z. B. Tauern-Fenster, Molasse-Becken). Die

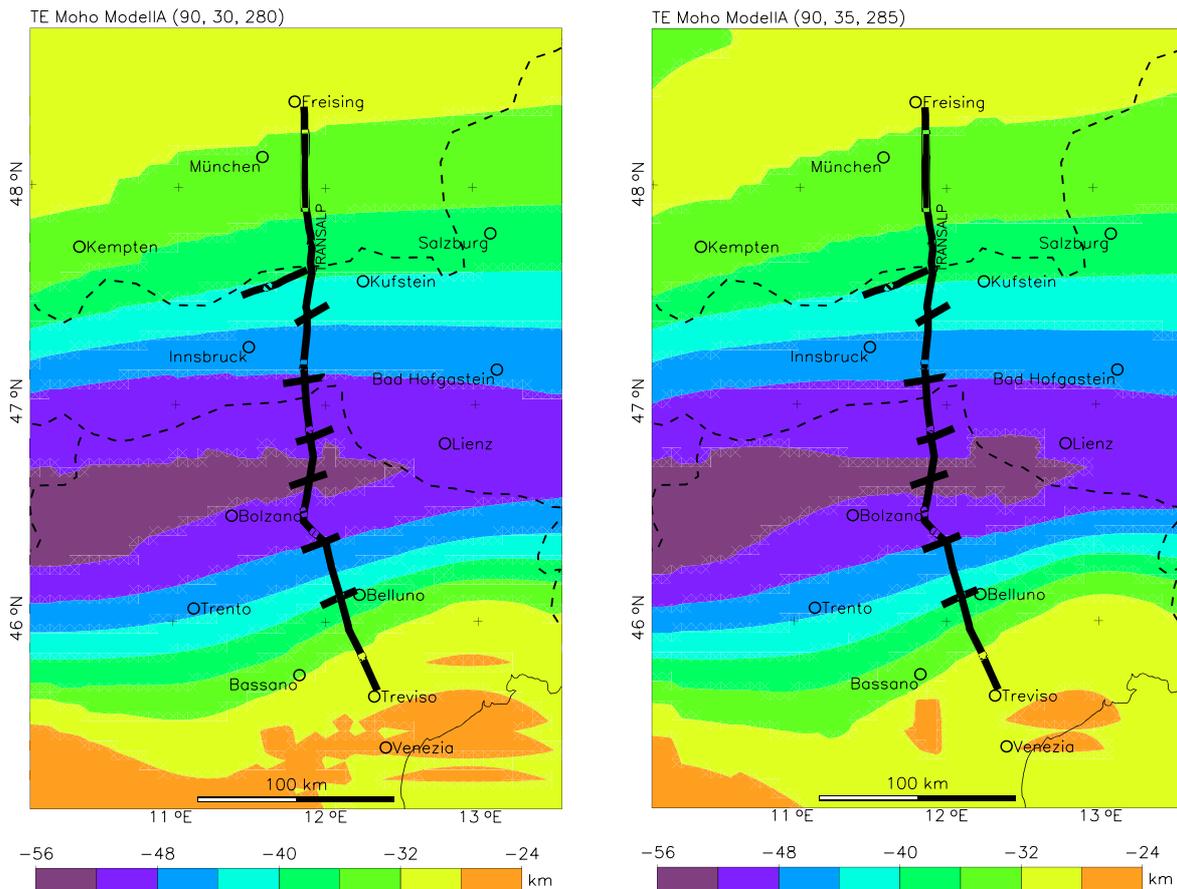


Abbildung 7.16: Die Krusten-Mantel-Grenzen aus der Berechnung der flexuellen Rigidität, Modell Eschen-38, wie sie mit der Konvolutionsmethode bestimmt wird. Links für eine Normalkruste der Dichte 2800 kg/m^3 und Dicke 30km, rechts 2850 kg/m^3 und 35 km. Analysefenster 90 km und Schrittweite 15 km.

Ergebnisse der Studien deuteten bereits auf einen starken Einfluss der innerkrustalen Lasten.

Dass die in dieser Arbeit vorgestellten Werte kleiner als in den älteren Studien sind, ist wahrscheinlich dadurch bedingt, dass hier erstmals ein vollständiges Dichtemodell zur Anwendung kam und nicht nur die innerkrustalen Lasten von Teilbereichen berücksichtigt wurden. Daran zeigt sich wie wichtig die Berücksichtigung der durch den Kollisionsprozess verursachten Massenverlagerungen innerhalb der Kruste sind, wenn man das isostatische Verhalten der Lithosphäre betrachtet. Gerade in tektonisch rezent aktiven Gebieten ist eine solche Detailanalyse notwendig.

7.4.4 Bewertung der Ergebnisse

In den Modellen der dünnen, elastischen Platte sollte der Bereich der Plattengrenze durch sehr niedrige D charakterisiert sein, da der Plattenbruch durch eine homogene, durchgehende Platte mit einer Zone niedriger D -Werte approximiert werden kann (Watts, 2001).

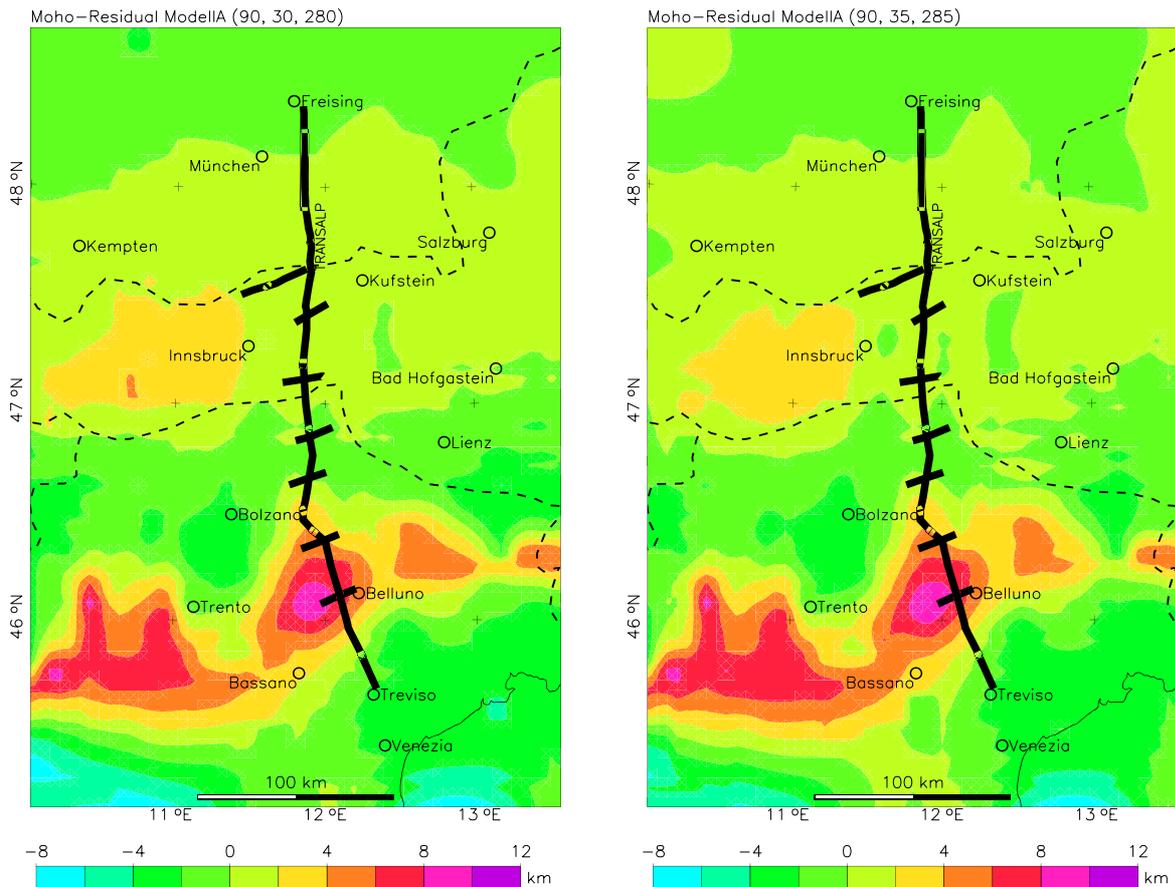


Abbildung 7.17: Differenzen zwischen den Krusten-Mantel-Grenzen aus der Berechnung der flexurellen Rigidität und dem 3D-Modell Eschen-38. Differenzen zwischen Moho aus Abb. 6.9 und Abb. 7.16. Links für eine Normalkruste der Dichte 2800 kg/m^3 und Mächtigkeit 30km, rechts 2850 kg/m^3 und 35 km.

Die Ergebnisse der Flexuranalyse des Modells Eschen-38 stimmen mit dieser Hypothese überein, wohingegen die Ergebnissen des Modells TRANSALP diesem nicht entsprechen. Eine mögliche Erklärung der Nichtübereinstimmung liegt darin, dass es sich bei dem Material des Unterkrustenbereichs um unterschobene Kruste oder sogar bereits um Mantelmaterial handeln kann. Die hierdurch erzeugte Auflast darf dann nicht mehr in die Berechnung mit einbezogen werden bzw. erlaubt nicht mehr die Annahme der homogenen, elastischen Platte.

Unter der Annahme das das Modell der dünnen elastischen Platte für beide Modelle Gültigkeit besitzt, kann folgendes geschlossen werden: Die Ergebnisse des Modells Eschen-38 deuten darauf, dass hauptsächlich die innerkrustalen Lasten für eine Abweichung von der reinen Airy-Isostasie verantwortlich sind. Durch den Kollisionsprozess der beiden Platten erfolgt eine Zonierung der Kruste in Bereiche von Massenüberschüssen und -defiziten, ohne dass diese eine starke Erhöhung der flexurellen Rigidität zur Folge hätten. Die von der Kollision verursachten Massenverlagerungen besitzen hier ein Übergewicht gegenüber den angreifenden horizontalen Kräften.

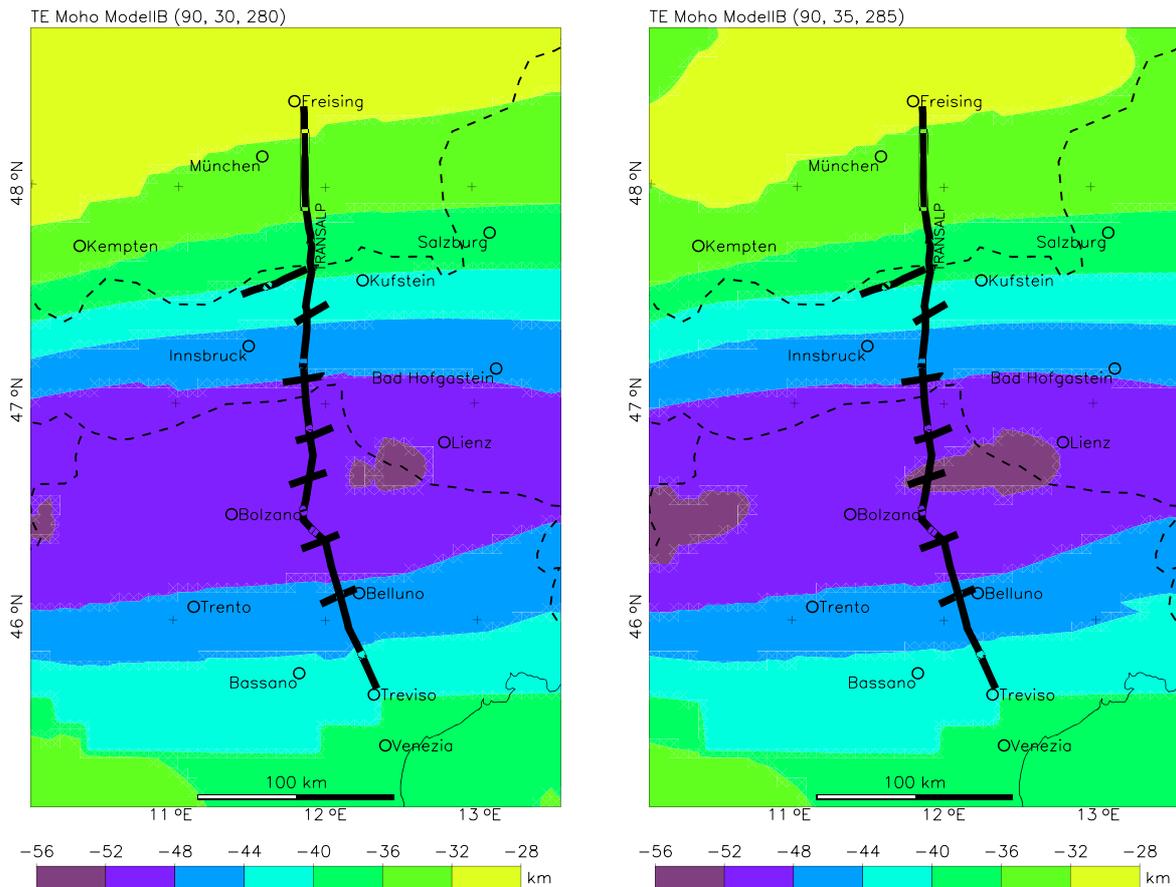


Abbildung 7.18: Die Krusten-Mantel-Grenzen aus der Berechnung der flexuellen Rigidität, Modell TRANSALP, wie sie mit der Konvolutionsmethode bestimmt wird. Links für eine Normalkruste der Dichte 2800 kg/m^3 und Dicke 30 km, rechts 2850 kg/m^3 und 35 km. Analysefenster 90 km und Schrittweite 15 km.

Dagegen induziert das Modell TRANSALP eine größere Biegesteifigkeit der Lithosphärenplatte durch horizontale Spannungen und Kräfte, die ebenso wichtig für die Betrachtung des Kollisionsprozesses sind wie die Massenverlagerungen in der Kruste. Damit wäre der Kollisionsprozess und das Aussehen der Alpen stärker von einer dynamischen Komponente geprägt und nicht so stark von lateralen isostatischen Ausgleichsbewegungen.

Der weitere Vergleich der Ergebnisse zeigt, dass die Wahl der Parameter (2800 kg/m^3 und 30 km oder 2850 kg/m^3 und 35 km) keinen großen Einfluss auf die erzielten Ergebnisse besitzt. So kann die Dichte der Idealkruste aus sehr regionalen Krustenmodell bestimmt und für die Berechnung herangezogen werden.

Wichtig ist jedoch die Berücksichtigung der gesamten anomalen Massenverteilung für die Berechnung der auf der Ausgleichsfläche wirkenden Lasten. In einem tektonisch rezenten Orogen wie den Alpen besitzen die horizontalen Massenumlagerungen entscheidender Einfluss.

Eine Verbesserung der hier vorgestellten Ergebnisse ließe sich erreichen, wenn anstatt des Fle-

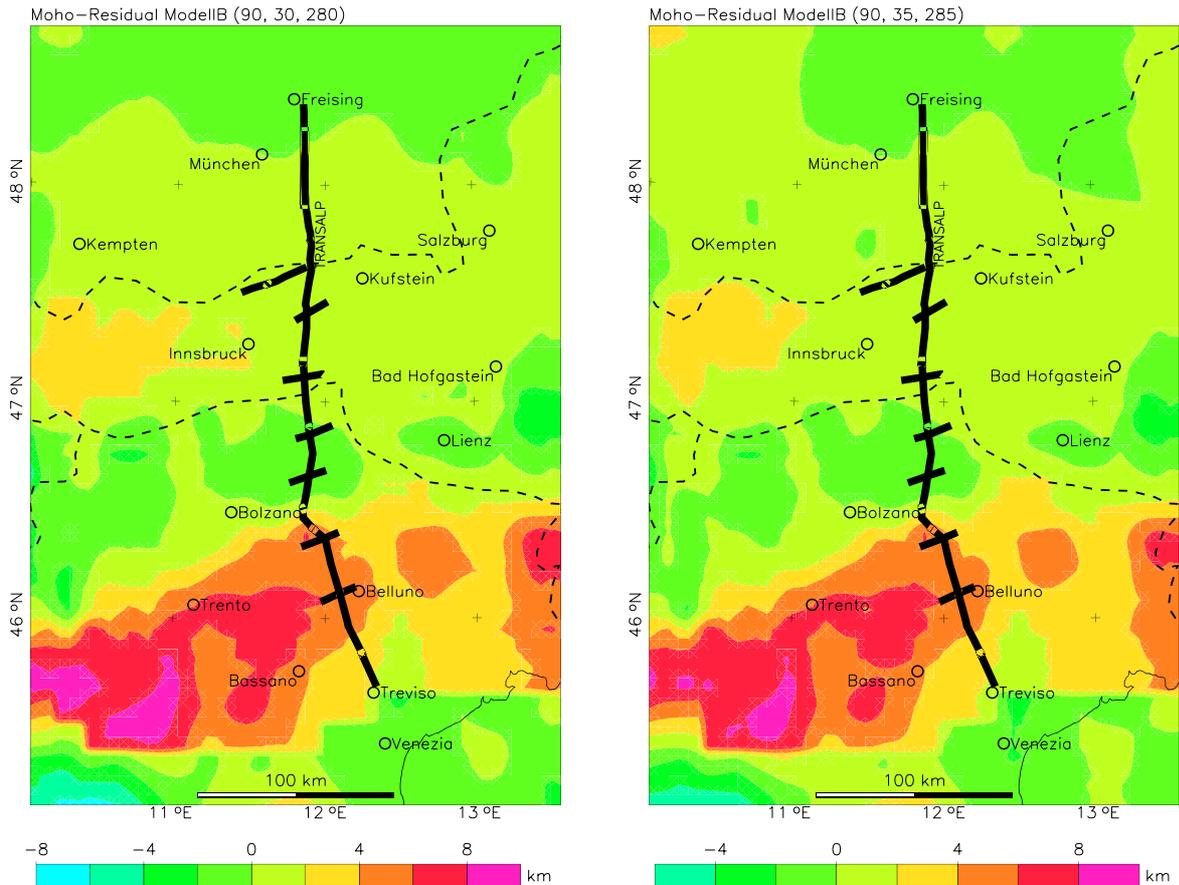


Abbildung 7.19: Differenzen zwischen den Krusten-Mantel-Grenzen aus der Berechnung der flexurellen Rigidität und dem 3D-Modell TRANSALP. Differenzen zwischen Moho aus Abb. 6.12 und Abb. 7.18. Links für eine Normalkruste der Dichte 2800 kg/m^3 und Mächtigkeit 30km, rechts 2850 kg/m^3 und 35 km.

xurmodells der dünnen, elastischen Platte ein Flexurmodell verwendet wird, das Plattengrenzen berücksichtigen kann. Hierzu bietet sich das Modell der zerbrochenen Platte (broken plate, Turcotte und Schubert, 1982). Hierzu müsste eine Modifikation der entsprechenden Formeln durchgeführt werden. Da die Werte außerhalb des Übergangsbereichs jedoch in beiden Fällen realistisch erscheinen, ist es fraglich, ob eine solche Arbeit sinnvoll ist, oder ob nicht durch die Anwendung anderer, weiterer Methoden (wie Finite-Elemente-Methoden) ein größerer Informationsgewinn erzielt werden kann.

Auf der Grundlage der diskutierten Ergebnisse der isostatischen Untersuchungen können nun weitere Untersuchungen zu den elastischen Parametern der Lithosphäre durchgeführt, sowie die dynamischen Verhältnisse genauer betrachtet werden.

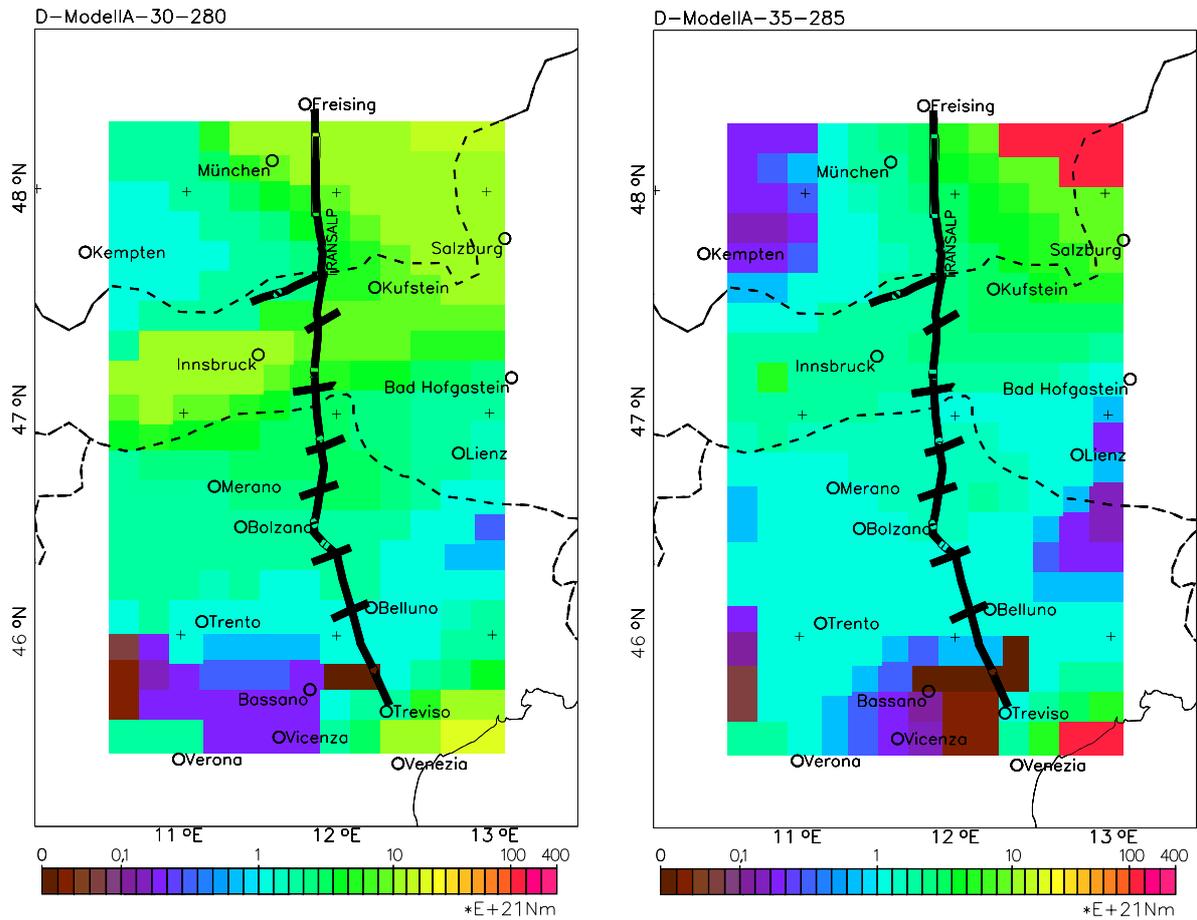


Abbildung 7.20: Flexurelle Rigidität D der Lithosphäre der Ostalpen - Modell Eschen-38. Die Werte der flexurellen Rigidität wurden mit dem in Abb. 7.9 vorgestellten Konzept in Blöcken von 90×90 km und einer Schrittweite von 15 km berechnet. Aufteilung entsprechend zu Abb. 7.16 und 7.17.

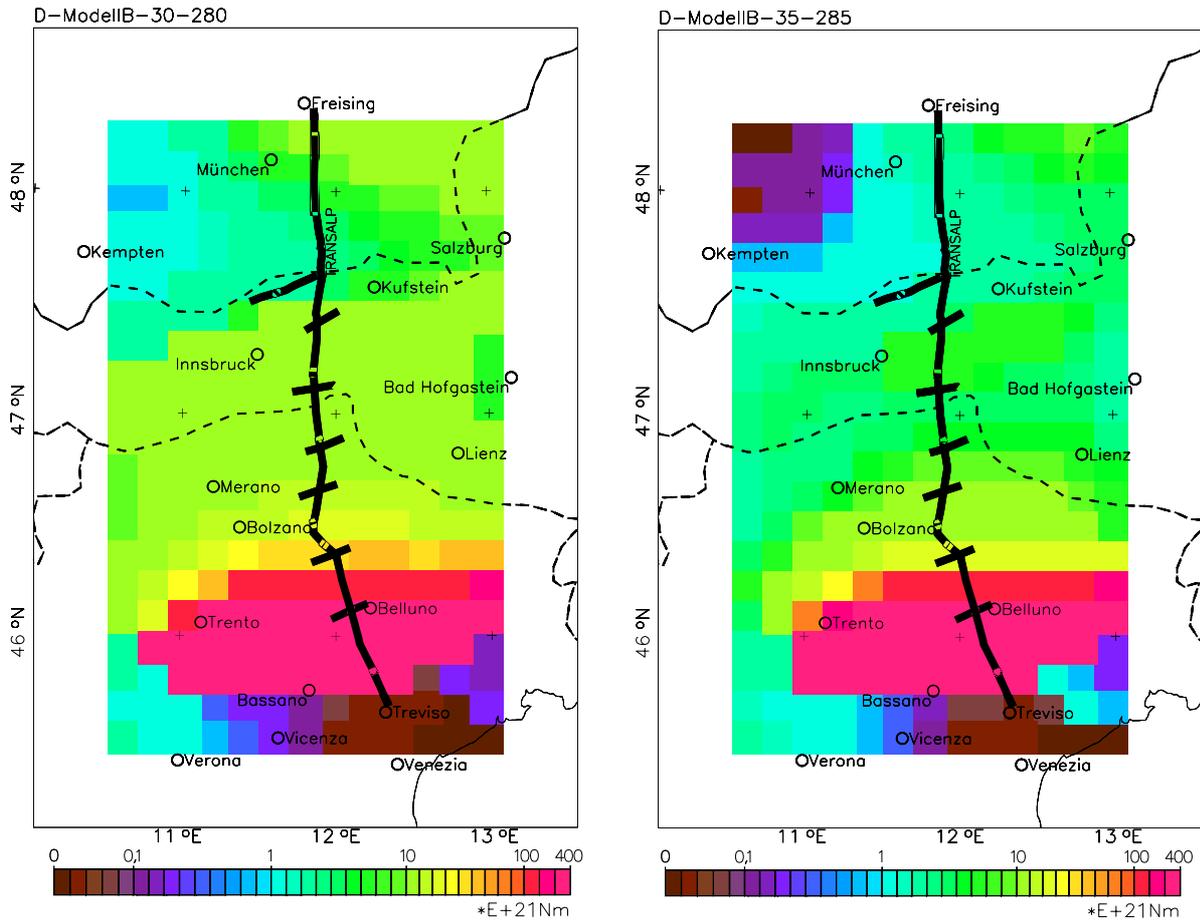


Abbildung 7.21: Flexurelle Rigidität D der Lithosphäre der Ostalpen - Modell TRANSALP. Die Werte der flexurellen Rigidität wurden mit dem in Abb. 7.9 vorgestellten Konzept in Blöcken von 90×90 km und einer Schrittweite von 15 km berechnet. Aufteilung entsprechend zu Abb. 7.18 und 7.19.