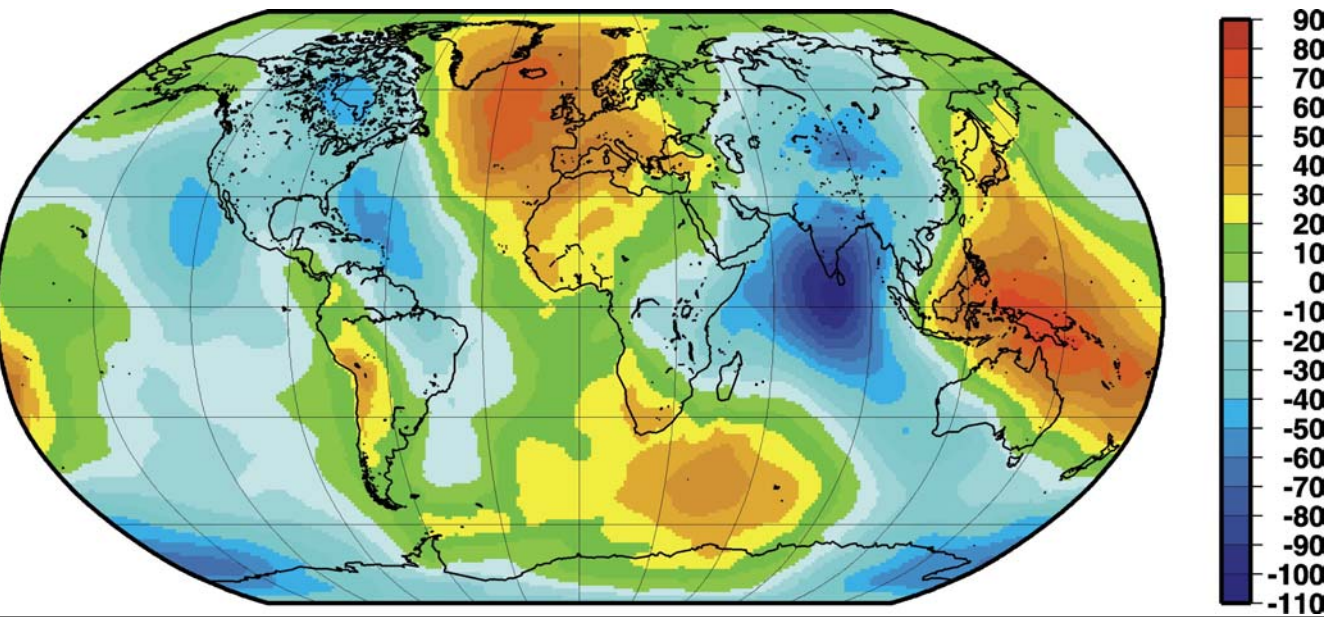
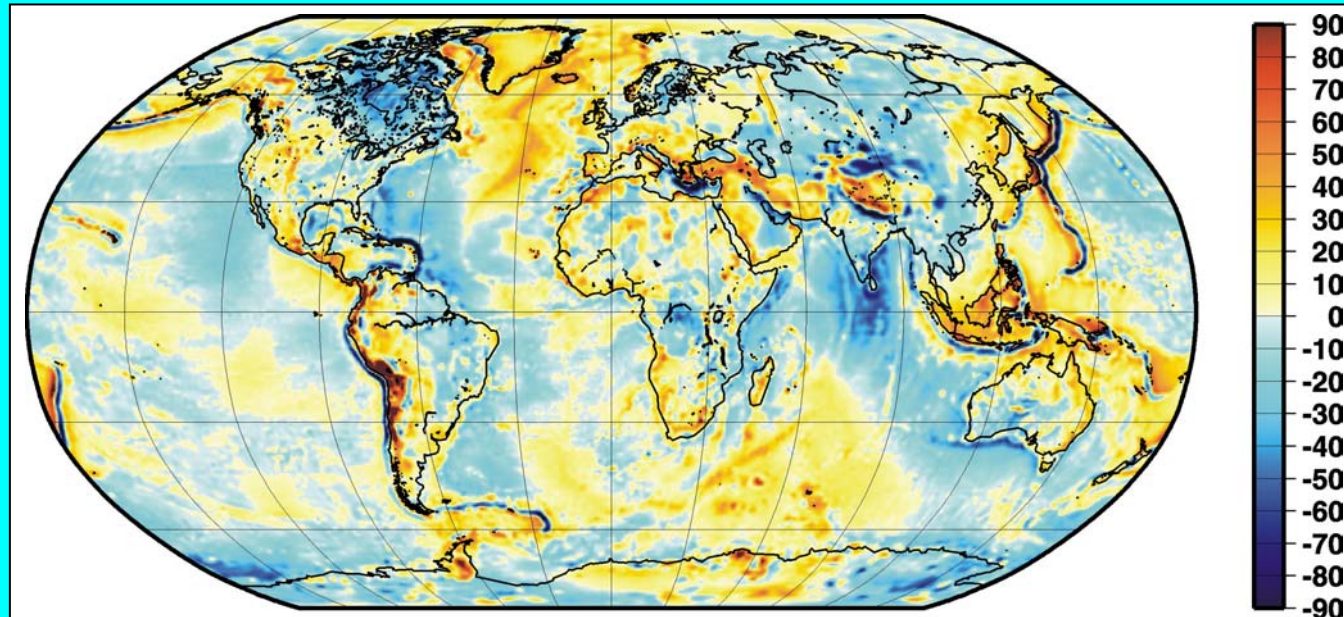


# **Geodäsie und Physik des Erdinneren**

**Peter Schwintzer, Mikhail Kaban**  
**GeoForschungsZentrum Potsdam**



Schwerefeldmodell ( $l > 100$  km): Geoidhöhen [m]



Schwerefeldmodell ( $l > 100$  km): Schwereanomalien [mGal]

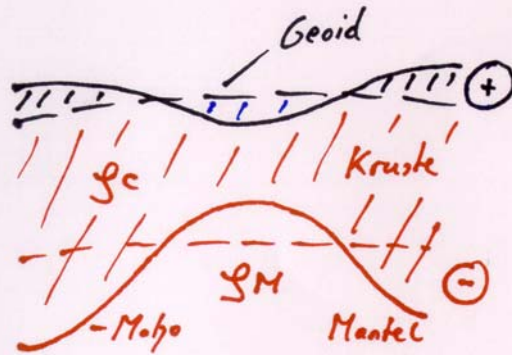
## Studien zur Modellierung des Erdinneren unter Nutzung globaler Erdschwerefeldmodelle:

- a. Lithosphäre – Isostasie
- b. ozeanischer (oberer) Mantel – Dichtestruktur (Temperatur)
- c. kontinentale Kratone – Dichtestruktur (Temperatur-Material)

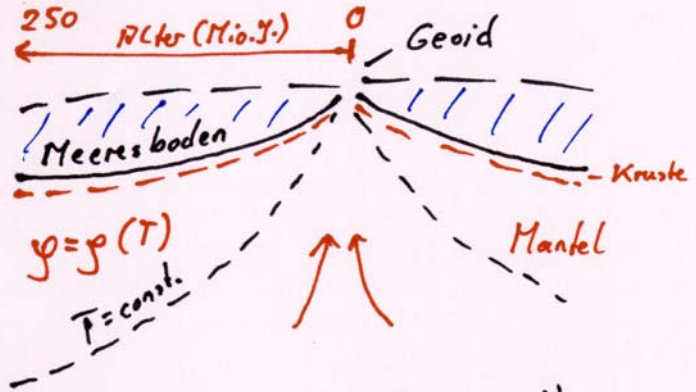
Modell, Daten: globales Erdschwerefeld -  $\Delta g$ , N  
Topographie, Bathymetrie  
Kruste – Mohotiefe, Dichtestruktur (seismisch)  
(Mooney et al. 1998, Bassin et al. 2000)  
Ozeanbodenalter (Krustenmagnetisierung)  
(Müller et al. 1973)  
tomographisches Modell (S-Wellen)  
(Ekström, Dziewonski 1998)  
Temperaturverteilung kontinentaler oberer Mantel (Wärmeflussdaten)  
(Artemieva, Mooney 2001)

## • Isostasie - Modelle (ideal)

### • Kontinente: Airy-Modell



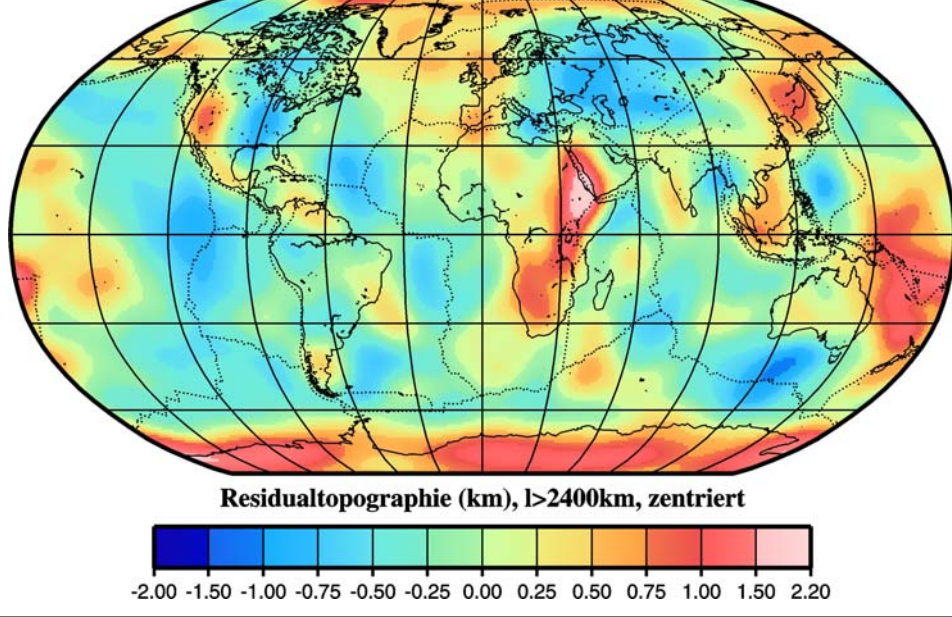
### • Ozeane: Hager- (Pratt-) Modell



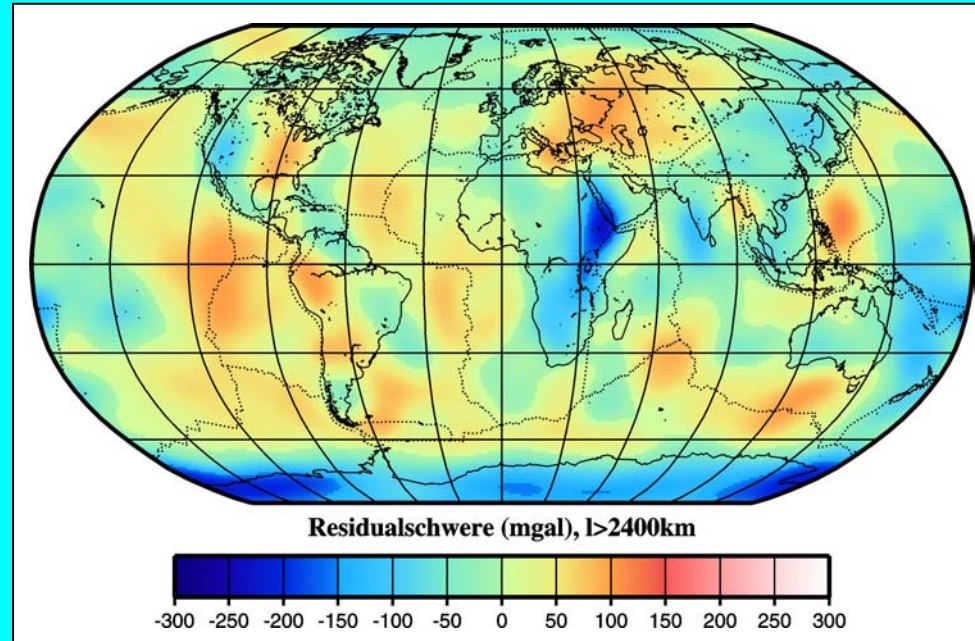
### • Dynamische Topographie (nicht isostatisch kompensiert)



# Lithosphäre: Isostasie



Residualtopographie/~schwere nach Reduktion der Topographie, Variationen der Krustendichte (einschließlich Litho) und im oberen Mantel unter den Ozeanen



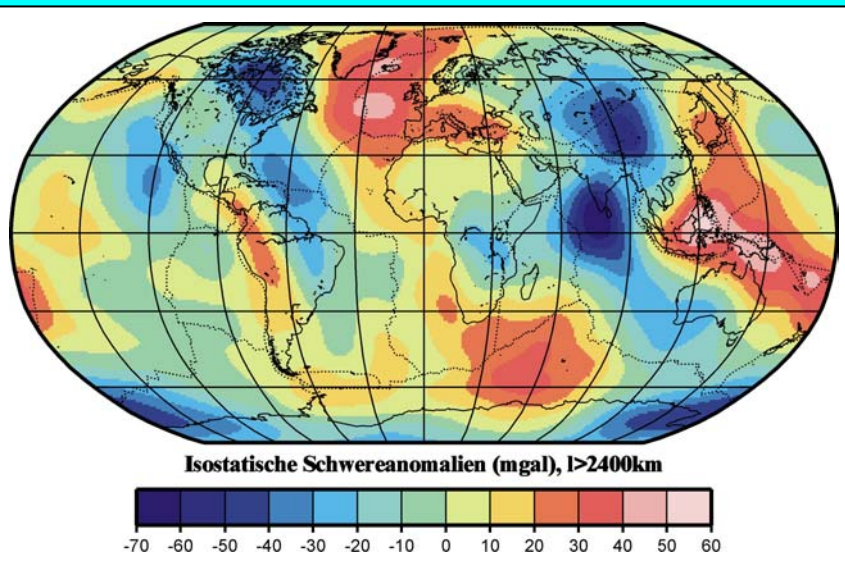
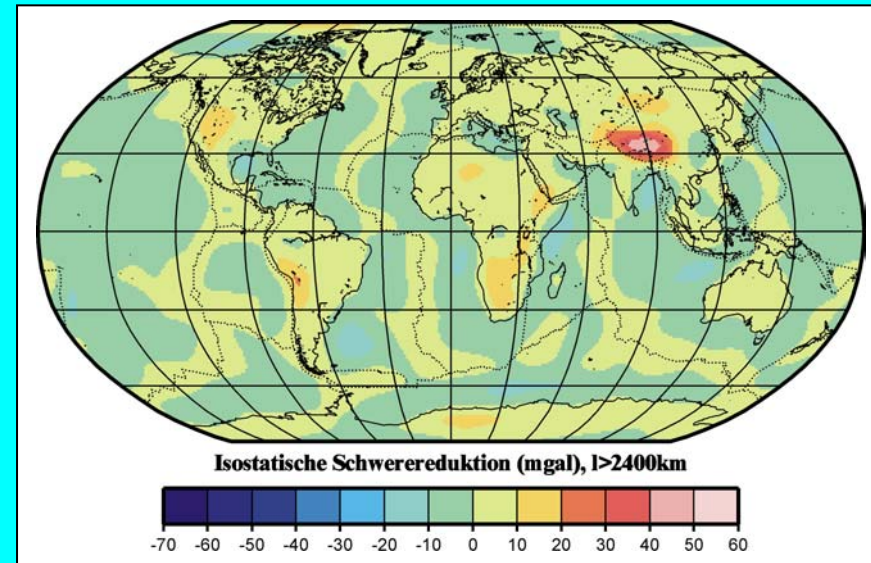
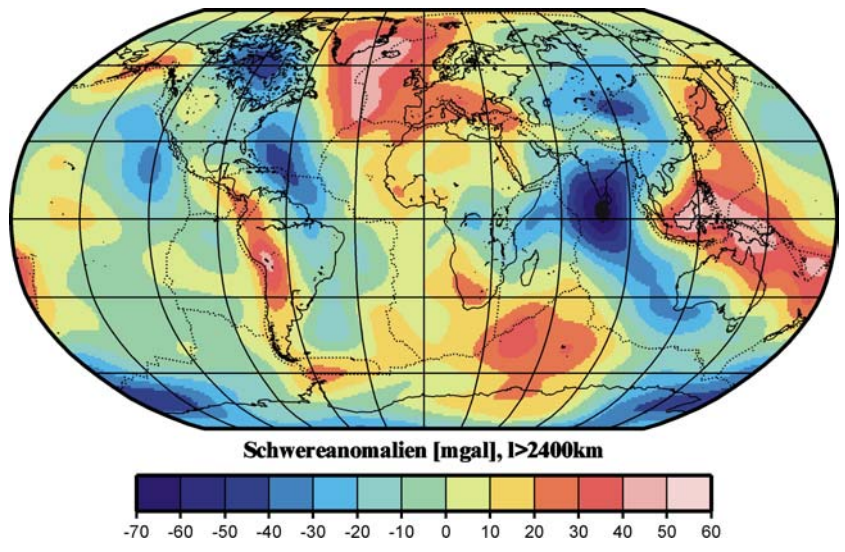
**Least squares adjustment:**

$$\Delta \mathbf{g}_{\text{res}}^i = \sum_j \sum_k \mathbf{f}(\Delta \rho_k^j) + \varepsilon^i, \quad \mathbf{p}^i = \cos \varphi^i$$

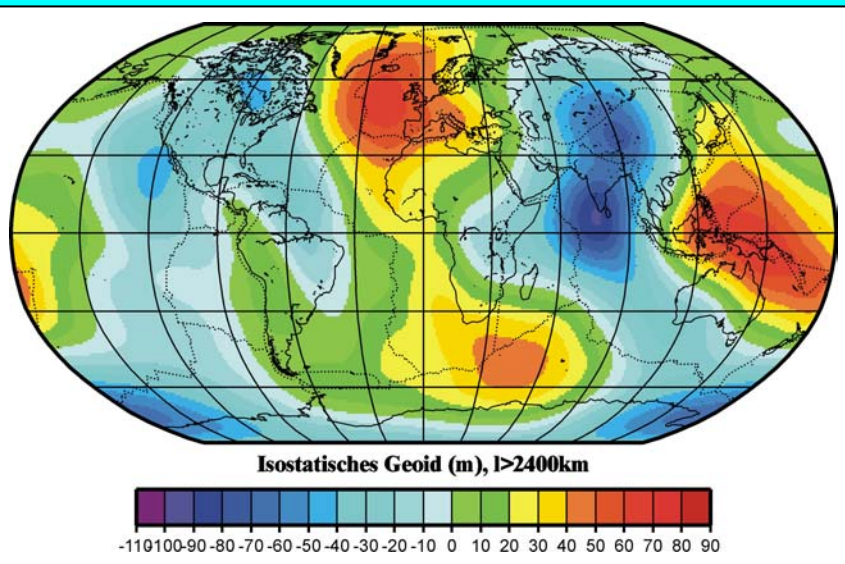
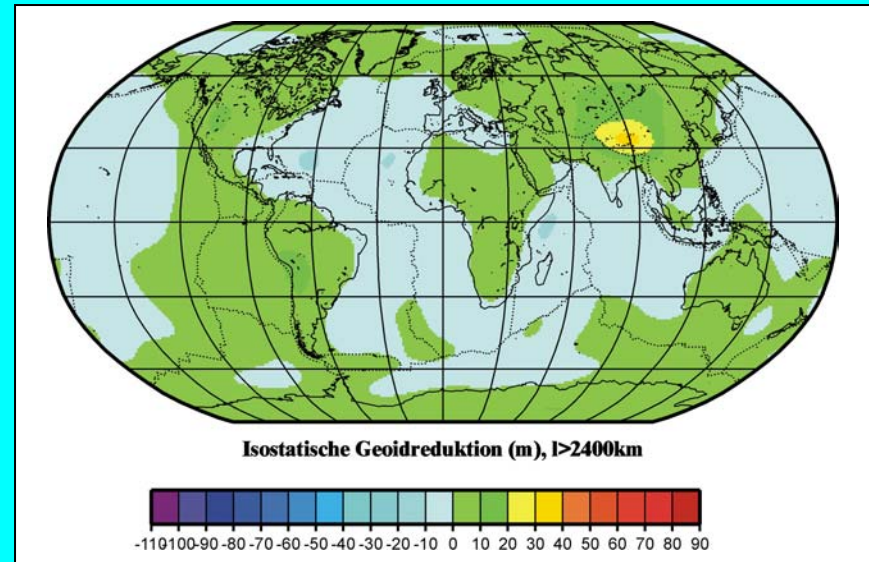
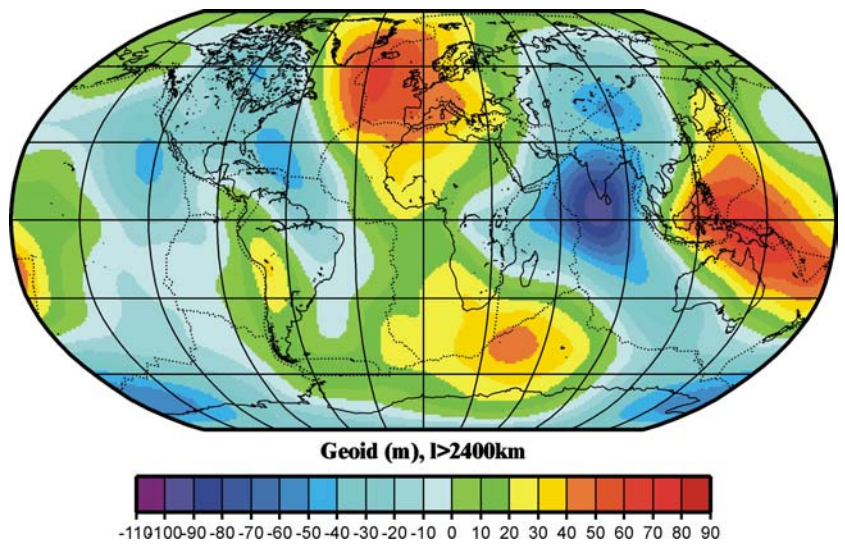
**With isostatic condition:**

$$\int_{-t}^D \Delta \rho(h) \left( \frac{R-h}{R} \right)^2 dh = 0$$

# Lithosphäre: Isostasie



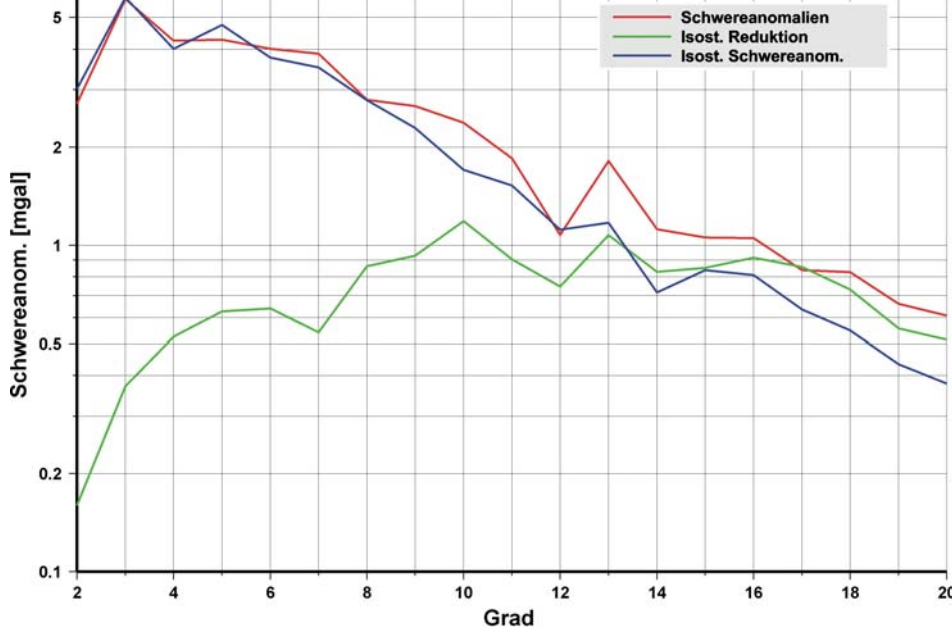
# Lithosphäre: Isostasi



Berechnung Isostatisches Geoid  
(Residualtopographie  $\rightarrow$  0, Ausgleich im oberen Mantel)



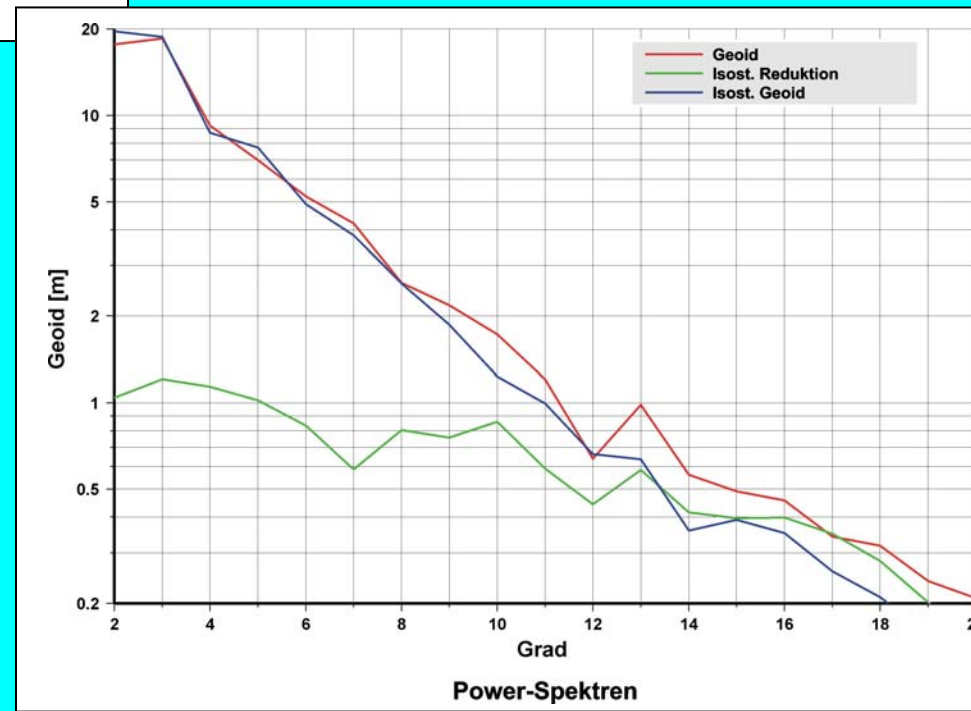
# Lithosphäre: Isostasie



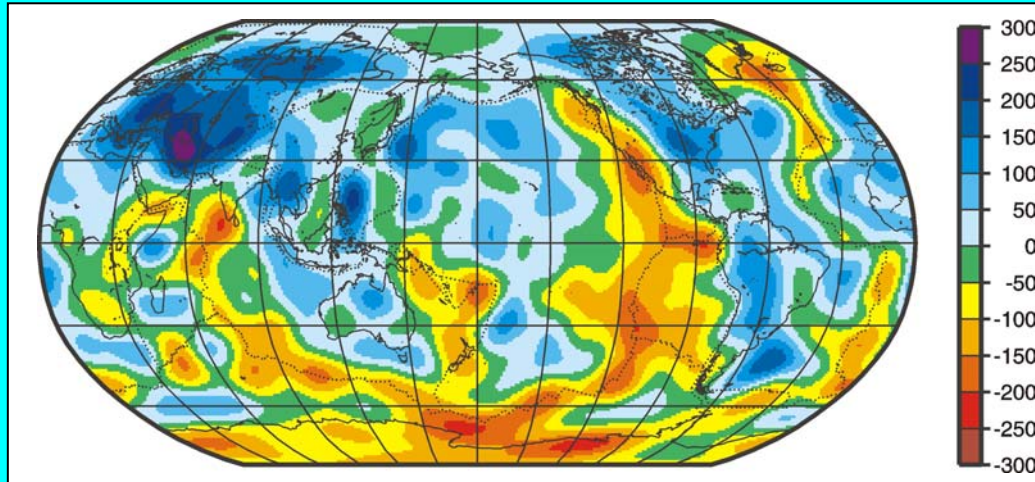
Powerspektren

Geoid

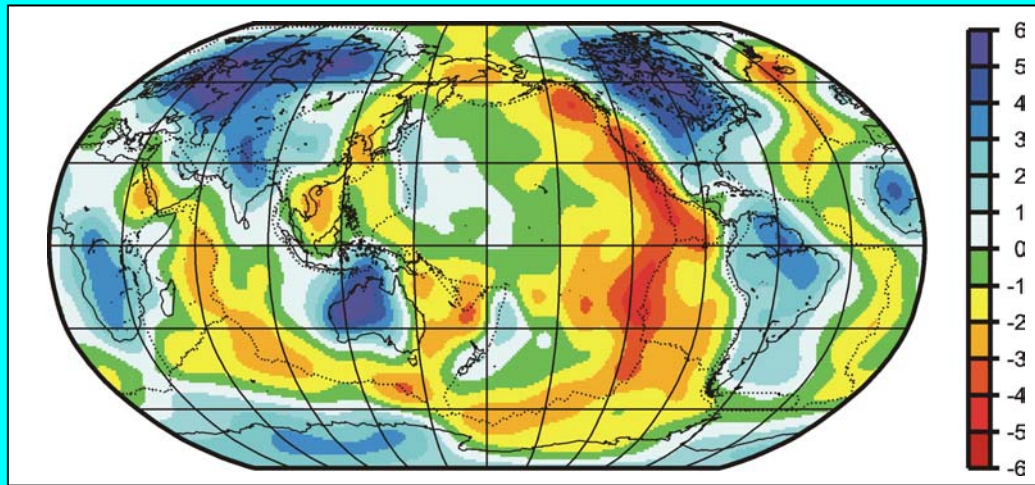
Schwere



Power-Spektren

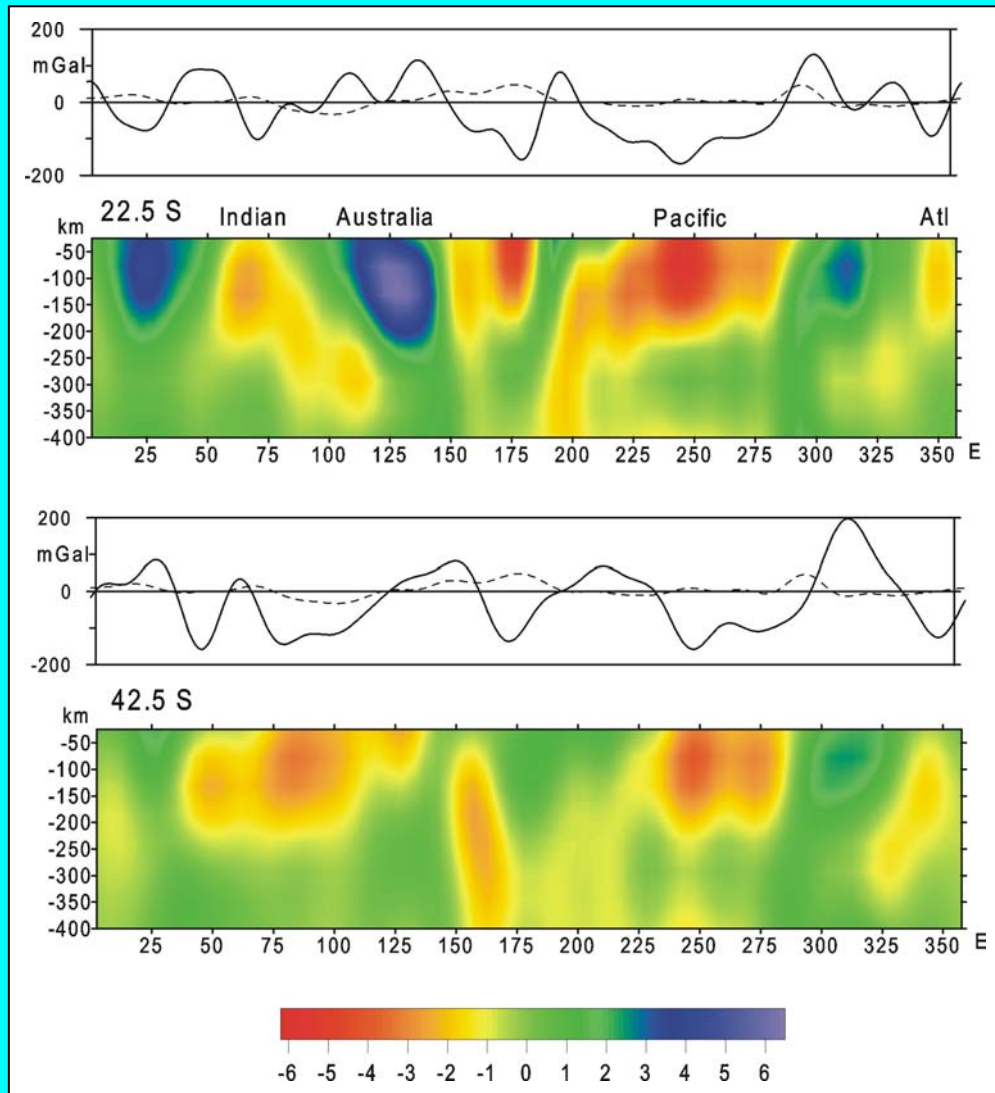


Residual (krustenfreie) Schwereanomalien [mgal],  
zentriert,  $I_{\max} = 20$



Geschwindigkeitsanomalien [%] im  $V_s$  Tomographiemodell S20  
(Ekström und Dziewonski, 1998),  
gemittelt zwischen 75 km und 225 km Tiefe (oberer Mantel)

# Ozeanischer (oberer) Mantel: Dicht



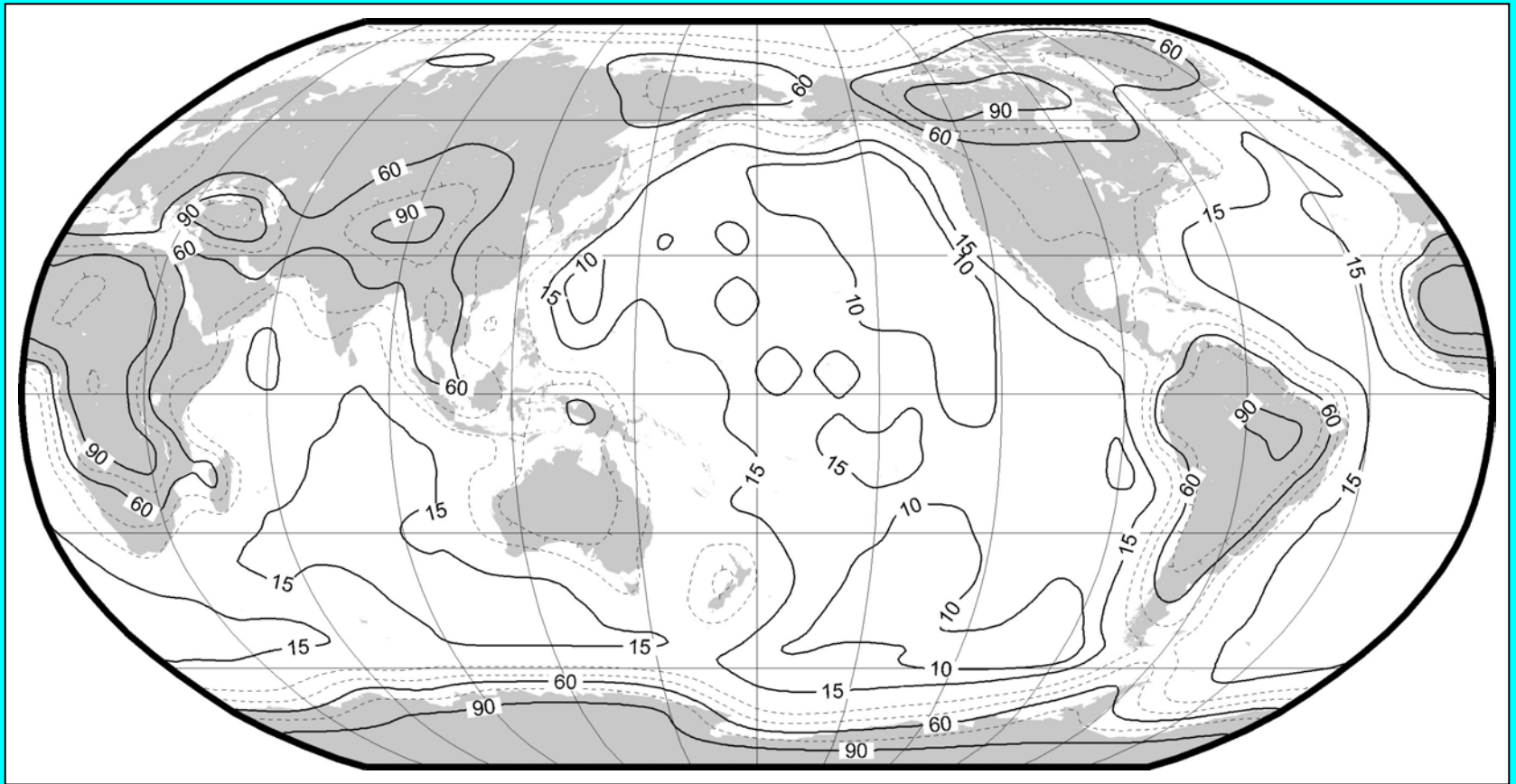
Zwei Profile des oberen Mantels entlang der Breitenkreise 22.5°S und 42.5°S mit der Verteilung von Anomalien im seismischen Geschwindigkeitsfeld [%], beobachteten Schwereanomalien (gestrichelte Linie) und Residualschwereanomalien nach der Krustenreduktion (durchgezogene Linie),  $I_{\max}=20$

**Least squares adjustment:**

$$dg_{\text{res}}^i = \sum_j \mathbf{a}_j dg_j^i + \varepsilon^i, \quad p^i = \cos \varphi^i$$

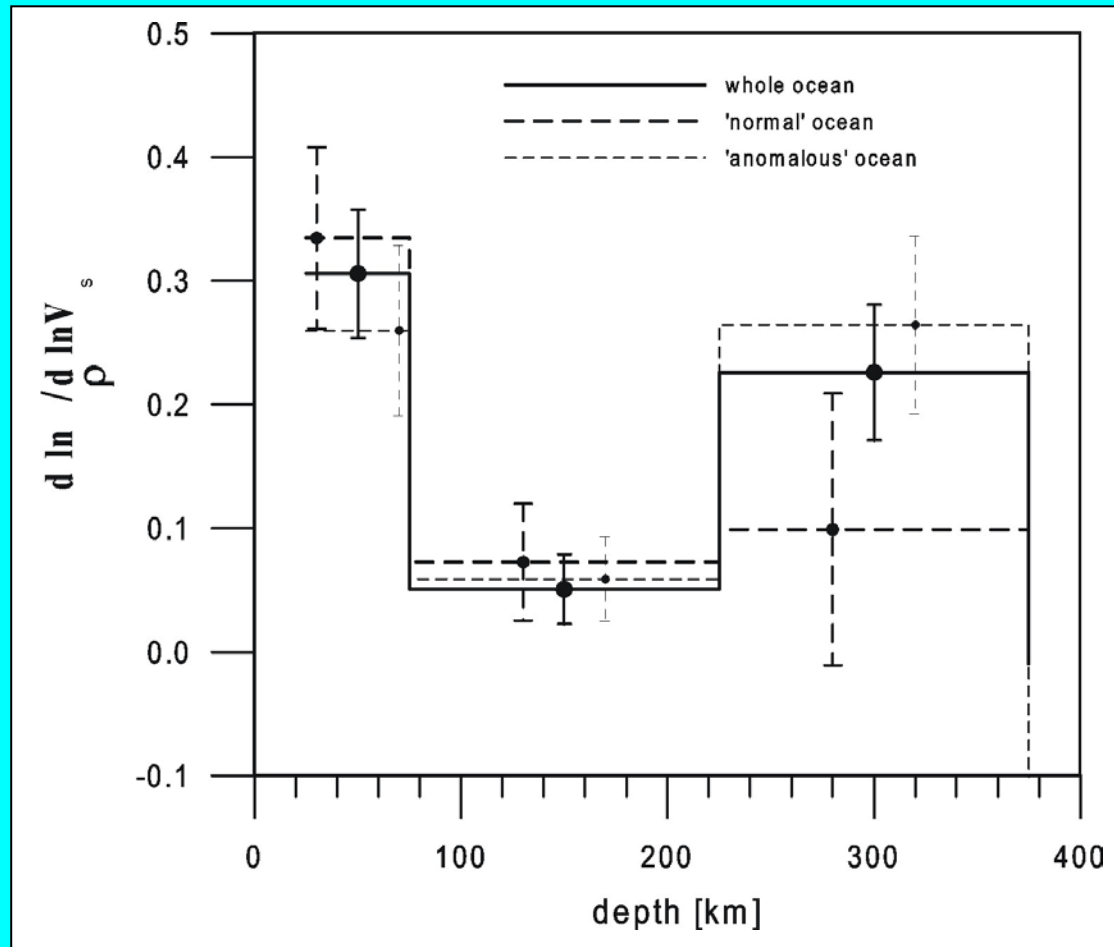
**$a_j$ : f (velocity/density relation)**

# Ozeanischer (oberer) Mantel: Dicht



Abschätzung der Fehler (Standardabweichungen) [mgal]  
der Residualschwereanomalien nach der Krustenreduktion

# Ozeanischer (oberer) Mantel: Dicht



Ausgeglichene Geschwindigkeits-Dichte-Relationen  
für den oberen ozeanischen Mantel

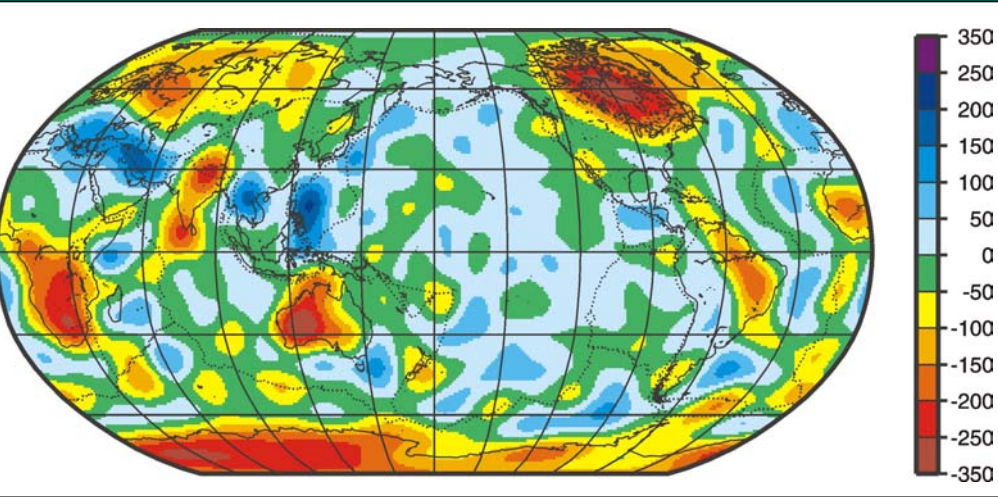
# Ozeanischer (oberer) Mantel: Dichte

Layer No.	1	2	3	4a	4b	5a	5b	6a	6b
depth [km]	Moho-75	75-225	225-375	375-525	525-775	775-1075	1075-1625	1625-2225	2225-2875
dlnp/dlnVs	0.306	non-linear: 0...0.13 (o) 0.266 (c)	0.226	-0.102	0.083	-0.014	0.018	0.179	0.062
min, max and (rms) of gravity field [mgal]	-226- +143 (67.1) (o) -209- +312 (97.0) (c)			-28- +41 (15.6) (o) -32- +32 (11.5) (c)		-35- +27 (11.6) (o) -37- +22 (13.8) (c)			

o – ocean, c – continent

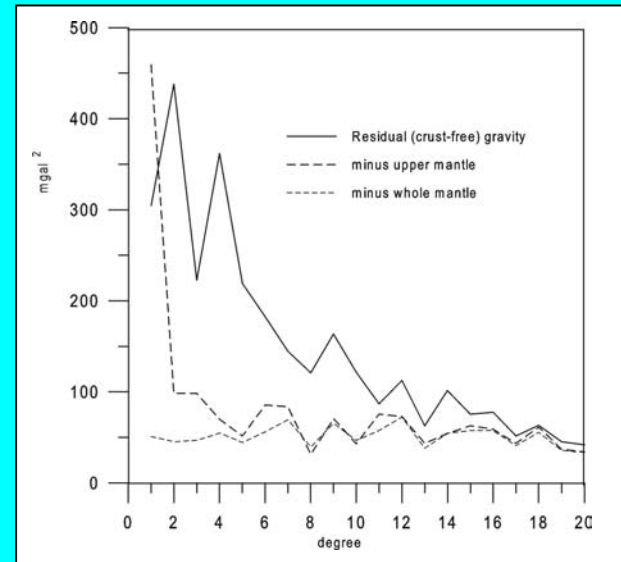
Geschätzte Geschwindigkeits-Dichte-Relationen und Statistik nach Transformation in Schwereeffekt

# Ozeanischer (oberer) Mantel: Dichte

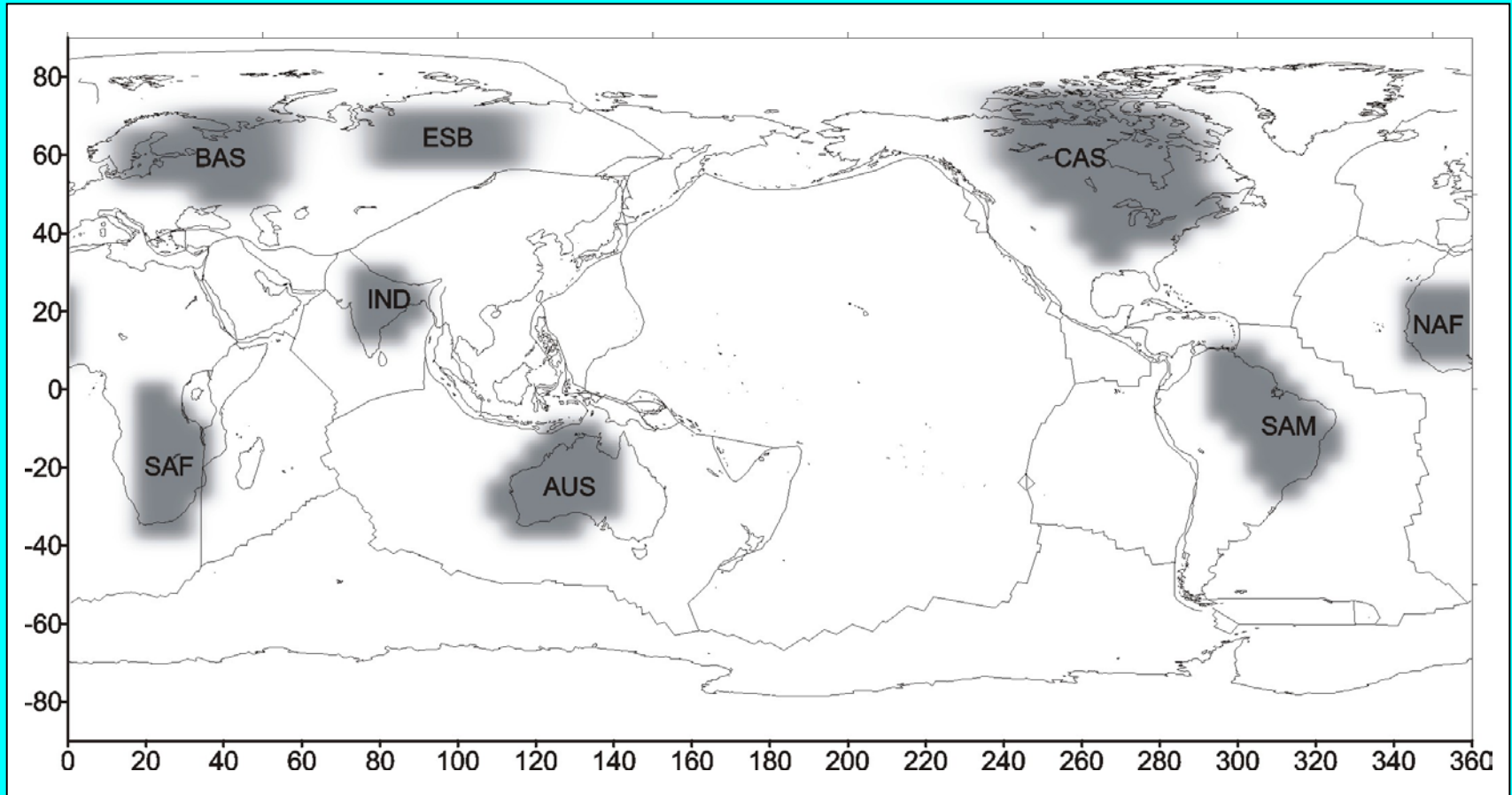


Residualschwereanomalien nach Reduktion des Mantel-Schwereeffekt. Abgeleitet aus dem Tomographiemodell S20 (Ekström und Dziewonski, 1998) nach Anwendung der empirisch abgeleiteten Geschwindigkeits-Dichte Relationen

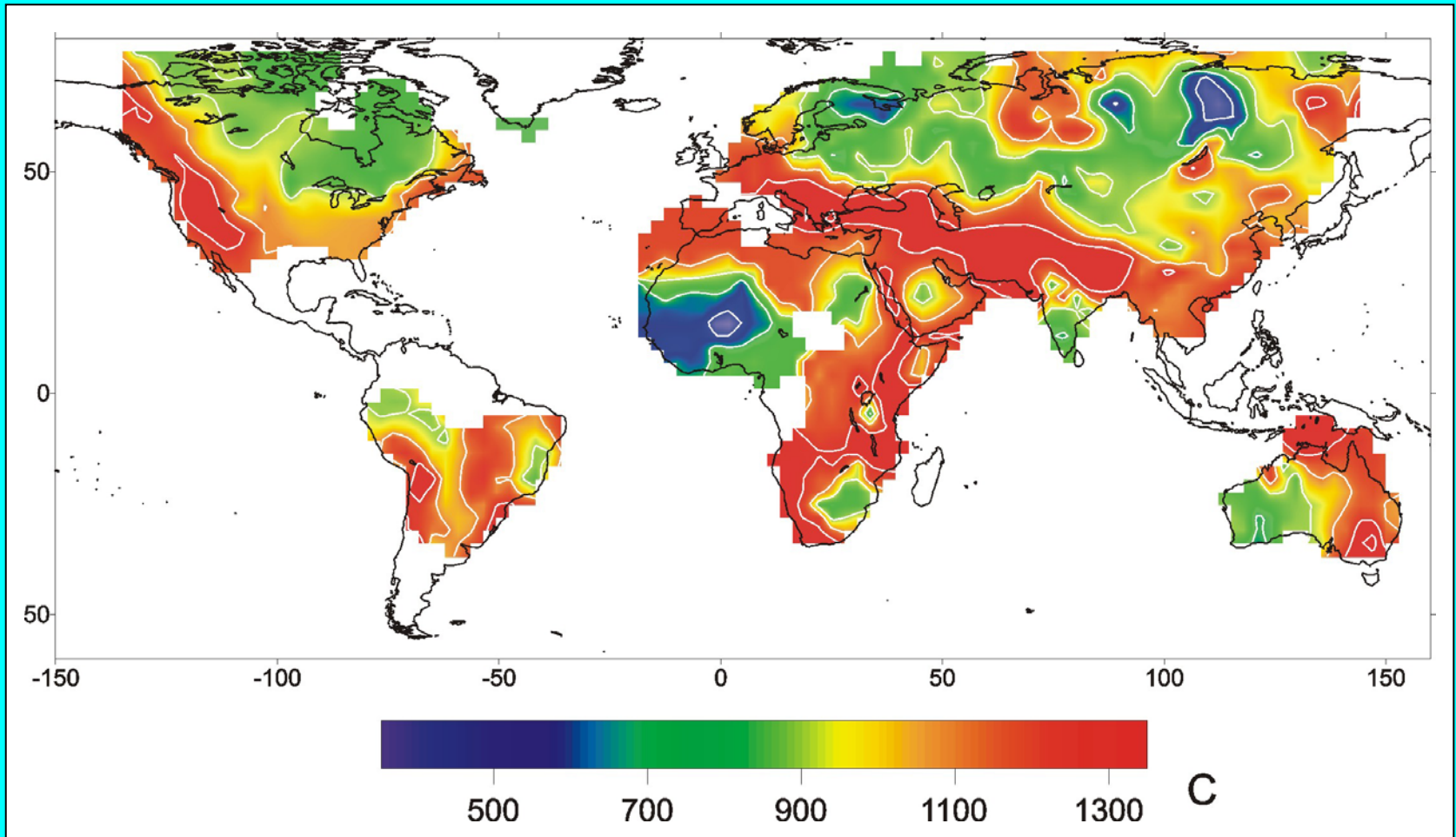
Signalgradvarianzen (Power-Spektrum) der sphärischen harmonischen Entwicklung von Residualschwereanomalien für die verschiedene Reduktionsschritte (nur für Ozeangebiete)



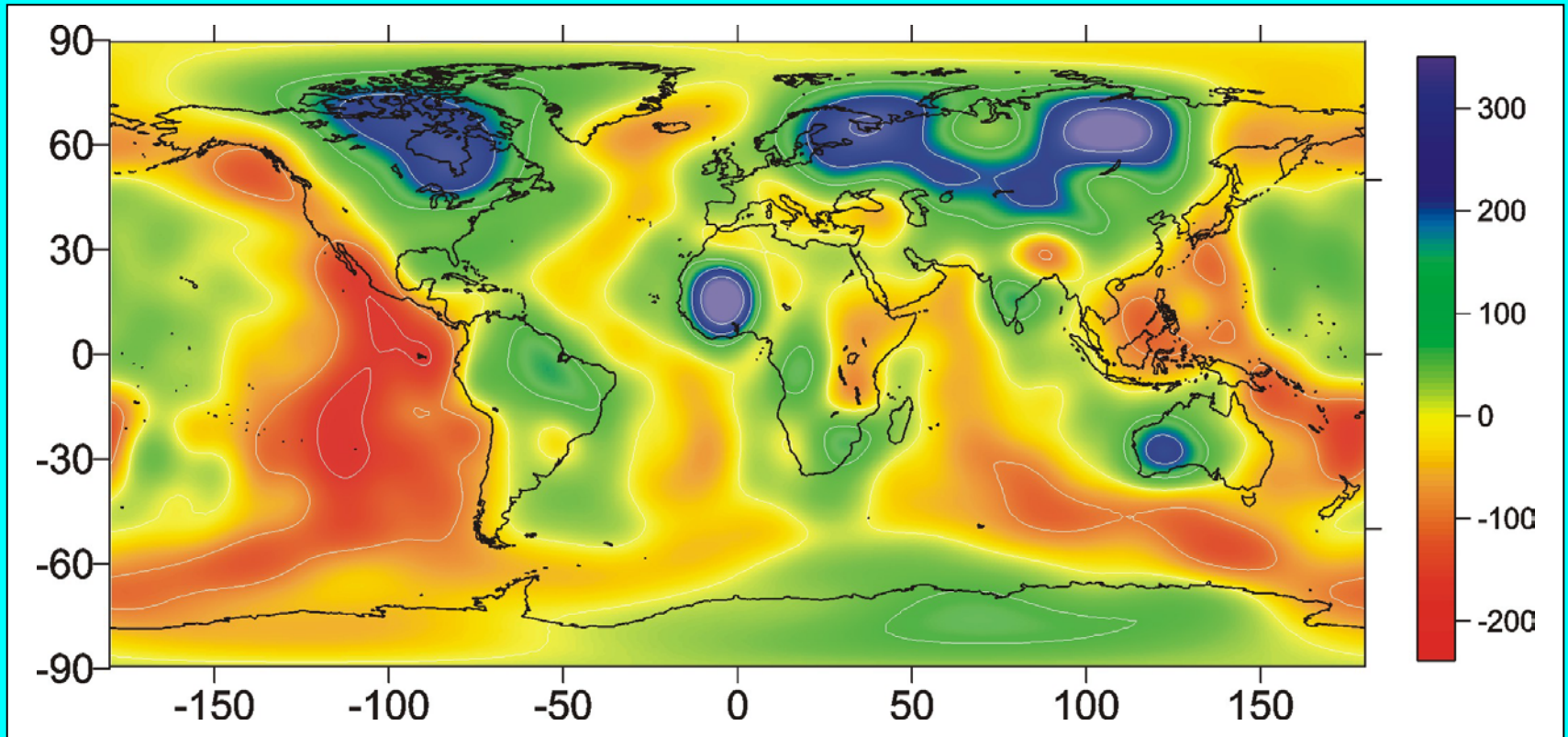




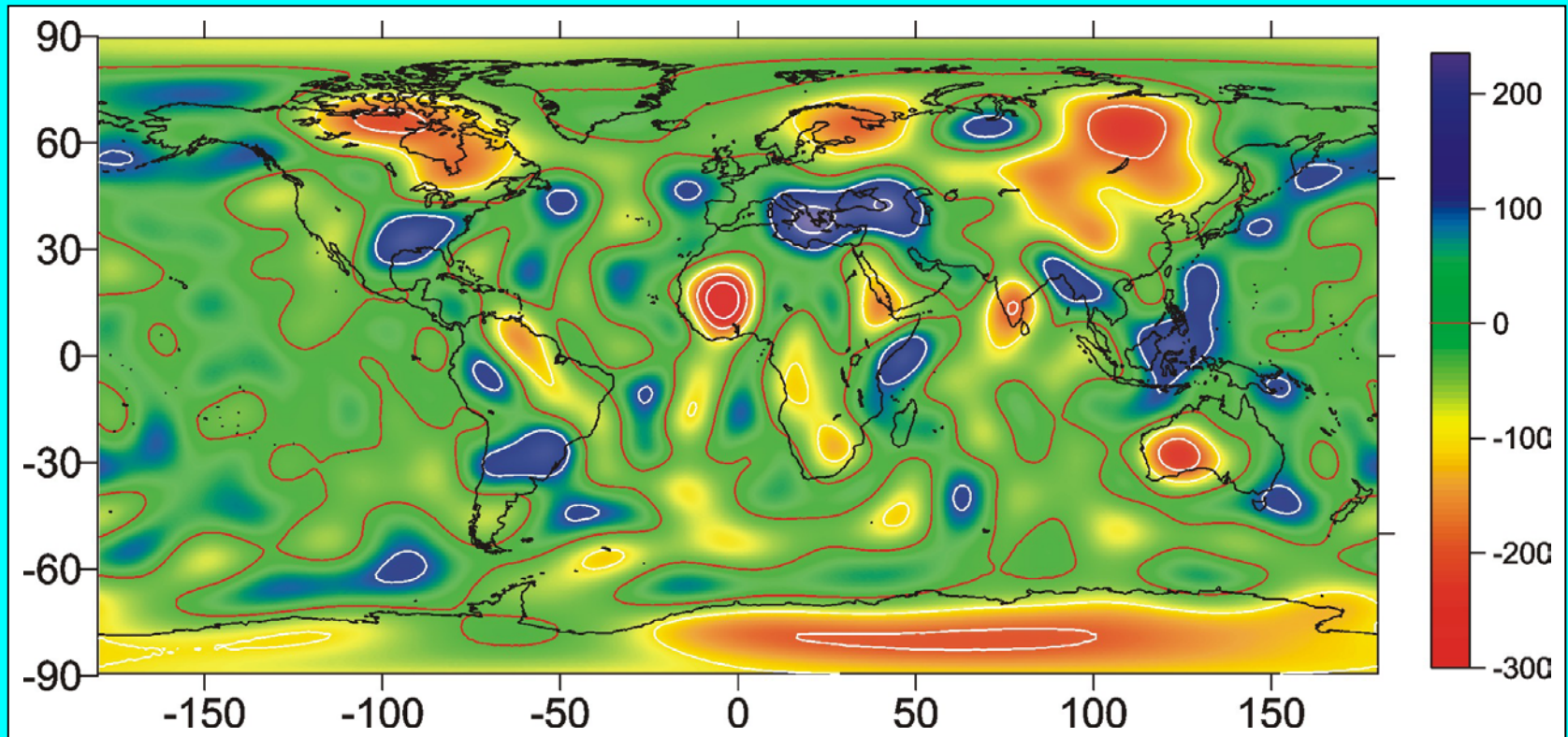
Gebiete erhöhter seismischer Geschwindigkeiten im oberen Mantel  
(gemäß Tomographiemodell S20 von Ekström und Dziewonski, 1988)



Temperaturverteilung [°C] in 150 km Tiefe aus Wärmeflussdaten  
(Artemieva, Mooney, 2001)



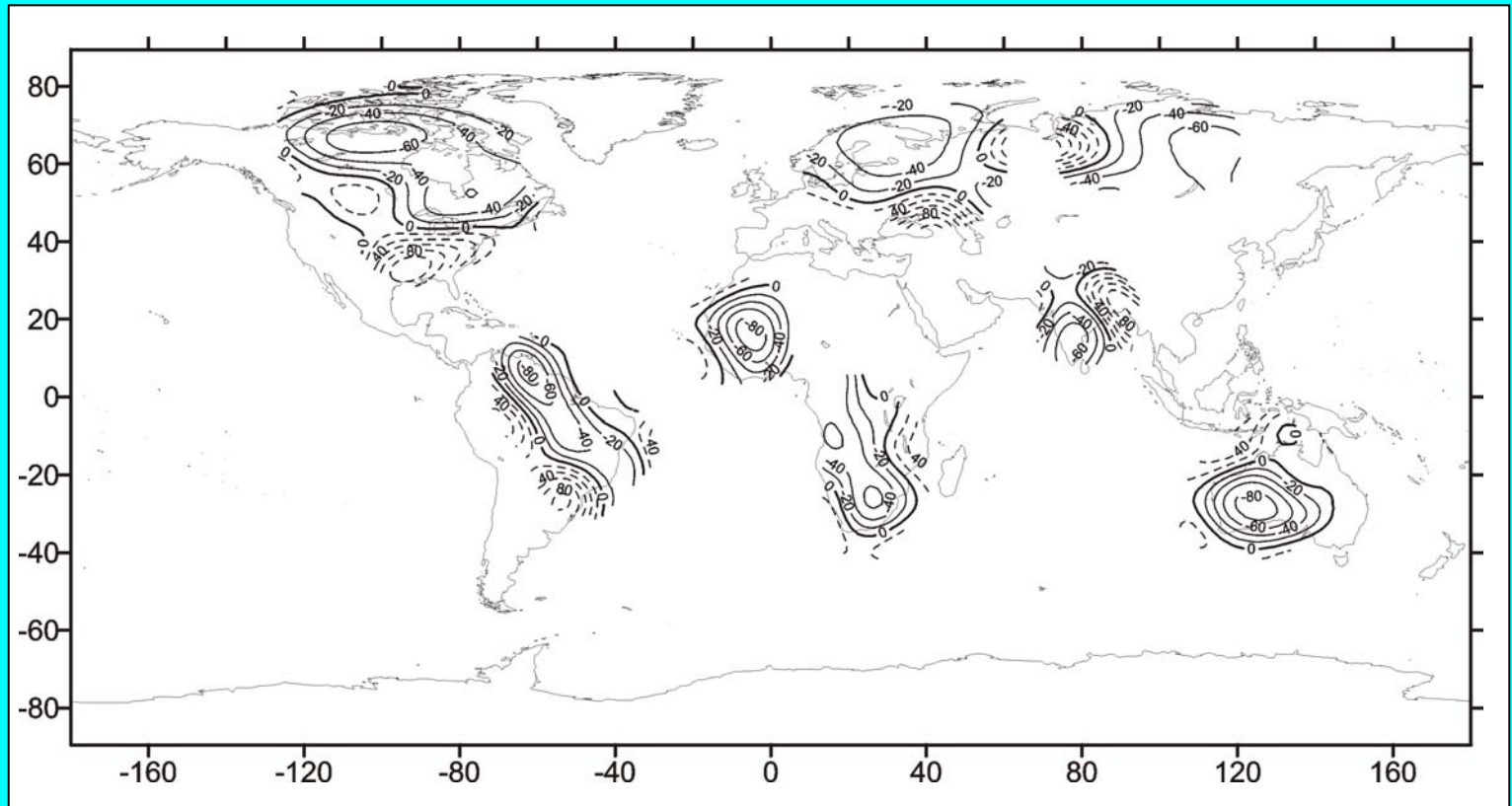
Schwereeffekt [mgal] der Temperaturverteilung in Tiefen zwischen 25 und 225 km



Mantelschwereanomalien [mgal] nach Reduktion des Temperatureffekts  
(Wärmeflussdaten, seismische Tomographie)

**Inversion for  $\Delta\rho_{\text{mineral}}$ :**

$$\Delta\mathbf{g}_{\text{mineral}}^i = \mathbf{f} \left[ \Delta\rho_{\text{mineral}} \left( \mathbf{1} - \frac{\mathbf{d}}{\mathbf{D}} \right) \right]$$



Dichteanomalien [ $\text{kg/m}^3$ ] im oberen Teil kratonischer Wurzeln aufgrund der mineralogischen Materialzusammensetzung

## Schlussfolgerungen

- Das Erdschwerefeld setzt wichtige Randbedingungen bei der globalen Erkundung des Erdinnern.  
(Konzept der Isostasie, Dichte-Geschwindigkeits-Relationen, Inversion)
- Kombination seismische Tomographie und Schwerefeld (und Wärmefluss, ...) lassen das Fenster in das Erdinnere durchsichtiger werden.
- Das Schweresignal der Erdkruste dominiert das beobachtete Gesamtsignal.  
(große Fehler bei Reduktion mittels vorhandenen Krustenmodell  
→ Krustenmodell muss besser werden, um Schwerefeldmodellgenauigkeit ausnutzen zu können)