

# 4 Datenbasis

Nachdem in den ersten Abschnitten die methodischen Verfahren und das Untersuchungsgebiet vorgestellt wurden, folgt nun die Präsentation der Datenbasis, ohne die eine Untersuchung der Lithosphärenstruktur nicht durchführbar gewesen wäre. Die Untersuchungen zur Lithosphärenstruktur der Ostalpen wurden unter Verwendung einer Reihe unterschiedlichster Informationen durchgeführt. Während die direkten Interpretationsmethoden die Bougueranomalie analysieren, nutzt die 3D-Modellierung der Dichtestruktur die Bougueranomalie und das Geoid. Als Randbedingungen werden eine Reihe von Datensätze aus geologischen Untersuchungen und anderer geophysikalischen Disziplinen verwendet.

## 4.1 Topographische Daten

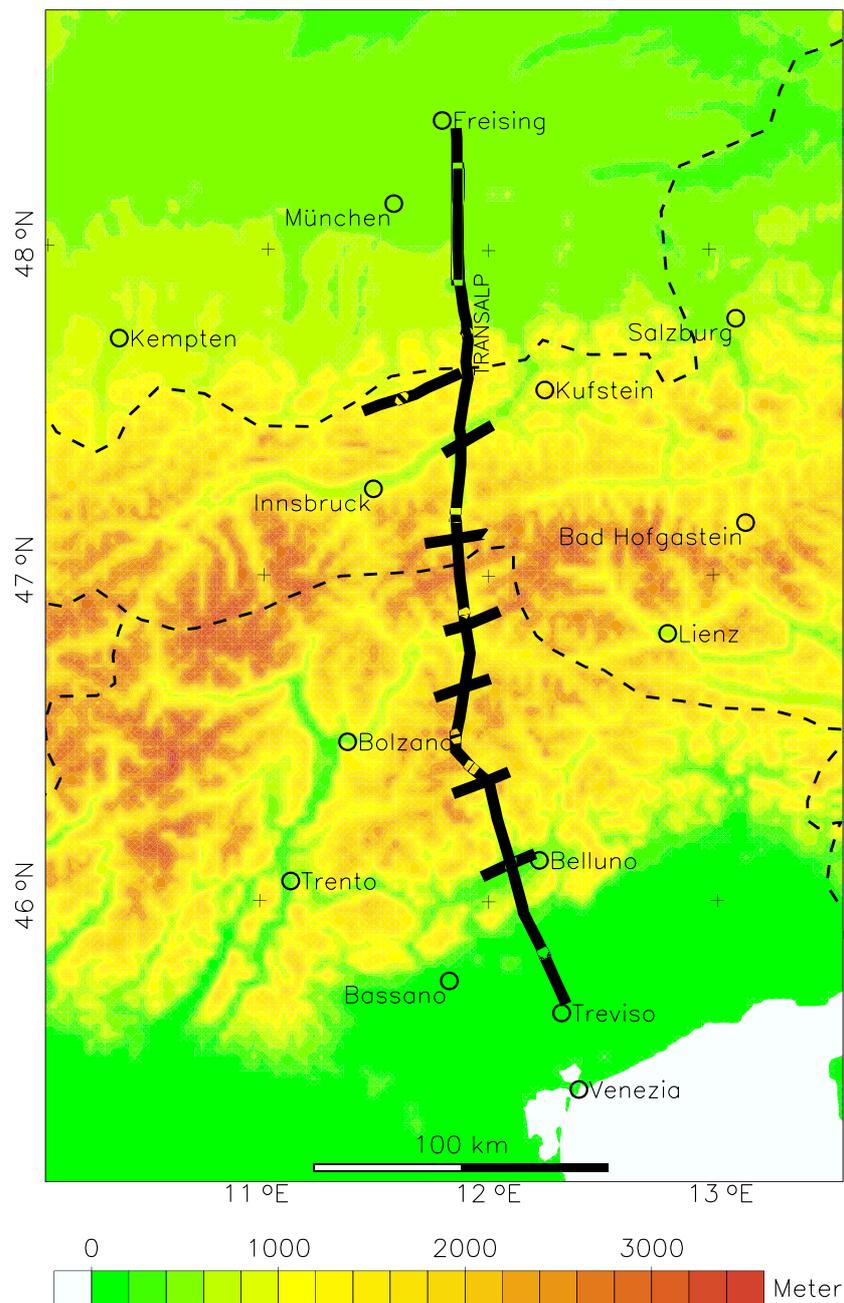
Die Topographie (Abb.4.1) der Alpen ist das hervorstechendste Merkmal der Kollision der europäischen und adriatische Platten. An topographischen Daten stand der GTOPO30-Datensatz vom U.S.Geological Survey (USGS) mit ca. 530 m Punktabstand zur Verfügung, der für die marinen Gebiete mit dem Sandwell-Datensatz ergänzt wurde. Des weiteren stellte B. Meurers (Universität Wien) für den österreichischen Teil ein Datensatz vor mit einem Punktabstand von einigen hundert Metern zur Verfügung gestellt wurde. Diese Datensätze dienen im weiteren zur Analyse und Bearbeitung der Potentialfelder.

## 4.2 Potentialfelder

### 4.2.1 Die Bougueranomalie

Die Datensätze der Bougueranomalie wurden von B. Meurers (Inst. für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien), dem Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA, Hannover), ENI/AGIP-Division Italien (Mailand) und dem Bureau Gravimetrique International (BGI, Toulouse) zur Verfügung gestellt. Entlang des TRANSALP-Profiles wurde im Rahmen des TRANSALP-Projekts von den italienischen Partnern (OGS, Triest) ergänzende Messungen vorgenommen.

Der Datensatz des BGI besteht aus den gesammelten Daten einer Reihe früherer Messkampagnen, deren Dokumentation bezüglich den Methoden der Koordinaten- und Höhenbestimmung, sowie des Messfehler, oftmals nur unzureichend ist. So existieren Datenpunkte mit verschiedenen



**Abbildung 4.1: Topographie der Ostalpen.** Diese Karte entstand aus Kombination des GTOPO30-Datensatzes vom U.S. Geological Survey (2001) mit dem Datensatz von Sandwell *et al.* (2001). Die gestrichelte Linie markiert die Ländergrenzen.

Höhen (bis zu einigen hundert Metern) für die selbe Ortskoordinate. Dies und der Bezug auf ein Basislevel auf Meeresspiegelhöhe (NN) der adriatischen See bzw. die Verwendung verschiedener Referenzellipsoide erschwerte die Homogenisierung dieses Datensatzes erheblich.

Nur ein Teil der Datensätze war mit einer Bouguerplattendichte (Reduktionsdichte) von  $2670 \text{ kg/m}^3$  reduziert, teilweise lagen nur absolute Schwerewerte vor, so dass die Bouguerreduktion noch durchgeführt werden musste. Die topographische Reduktion musste für alle Datensätze berechnet werden, was für einen Radius bis zu 167 km (Hayfordzone  $O_2$ ) um die Messstationen mit Hilfe des Programms TOPR (Müller, 1999) durchgeführt wurde. Nach dieser Bearbeitung und einer notwendigen Homogenisierung ergab sich für den Bearbeitungsraum ein statistischer Fehler in der Bougueranomalie von  $\leq 5 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$ .

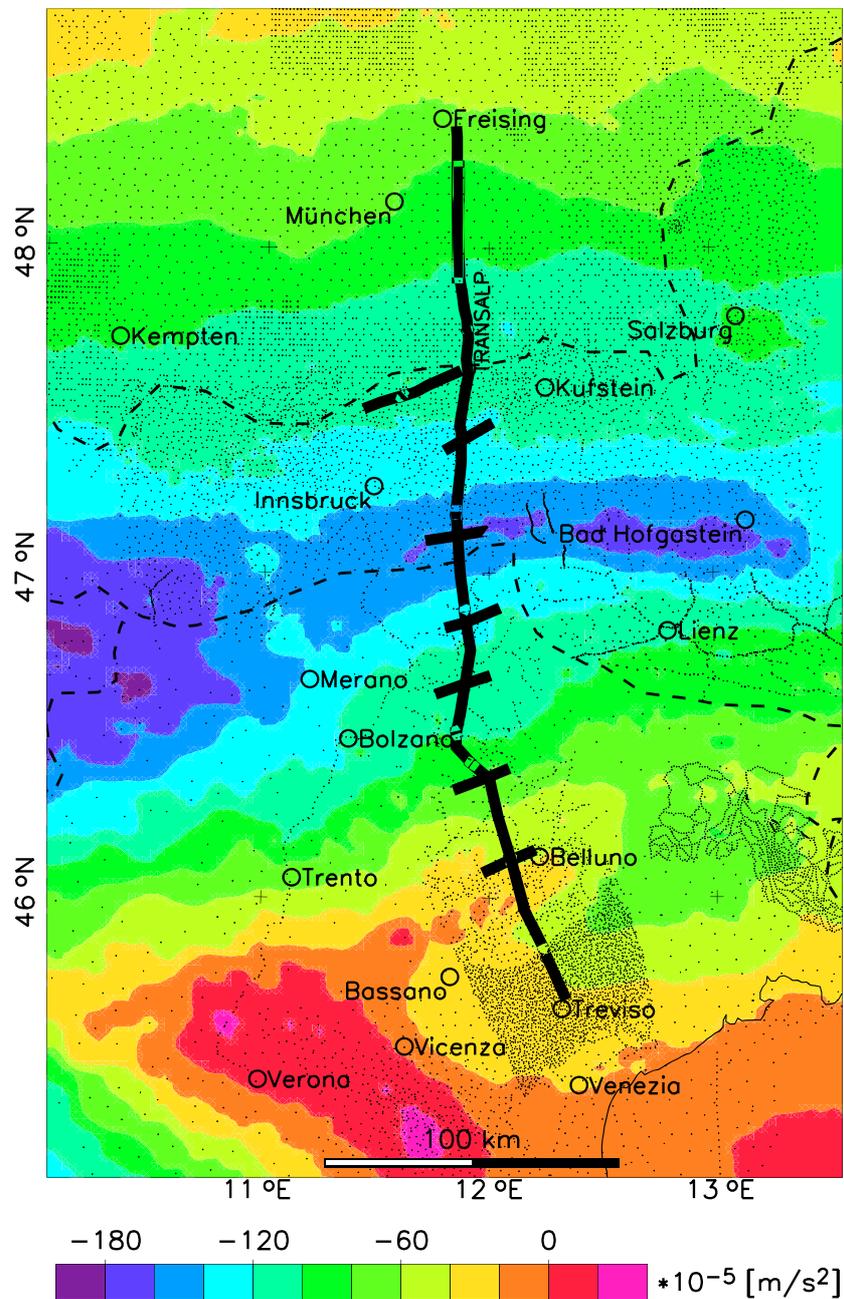
Im deutschen und österreichischen Teil ist die Dichte des Messnetzes sehr hoch (Abstände von 1-2 km). In Italien beträgt der Abstand der Messpunkte im Norden teilweise einige 10 km, während entlang des TRANSALP-Profiles und im Süden ebenfalls eine sehr hohe Punktdichte besteht (Abb.4.2). Die Bougueranomalie, die sich aus der Homogenisierung ergibt, zeigt Abbildung 4.2. Sie zeigt einen stetigen Abfall vom süddeutschen Bereich zum Zentralbereich der Alpen. Dabei ist der Gradient des Schwerfeldes in nord-südlicher Richtung orientiert. Im nördlichen alpinen Vorland, im Bereich der Voralpenmolasse, besitzt das Schwerfeld Werte von  $-20 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$ . Im Zentralteil der Alpen erstreckt sich das Schwereminimum in west-östlicher Richtung entlang des Alpen-Hauptkamms. Hierbei ist seine Nord-Süd-Ausdehnung im westlichen Teil mit um die 100 km deutlich größer als im östlichen (weniger als 50 km). Westlich des 11 Längengrades liegt mit fast  $-190 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$  das absolute Schwereminima im Untersuchungsgebiet, während im Osten nur Werte bis  $-160 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$  erreicht werden. Zum Süden steigen die Werte der Bougueranomalie wieder an, wobei der Gradient des Anstiegs weitaus unregelmäßiger als im Norden ist. Westlich der Traverse befindet sich ein Schweremaximum mit Werten bis zu  $+30 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$ , das Vicenza-Schwerhoch. Ein Vergleich mit der tektonischen Karte (Abb. 3.2) zeigt, dass dieser Übergang vom Schwereminimum zum südlichen Vorland starke Ähnlichkeit mit dem Übergang vom Ostalpin zum Südalpin, und dem Verlauf der Periadriatischen Linie, besitzt.

Für die 3D-Dichtemodellierung wurde die Anzahl der Messpunkte reduziert, so dass nur Punkte mit einem minimalen Abstand von 2000 m berücksichtigt wurden, da die Auflösung des Modells keine größere Genauigkeit benötigt und um unnötigen Rechenaufwand zu vermeiden.

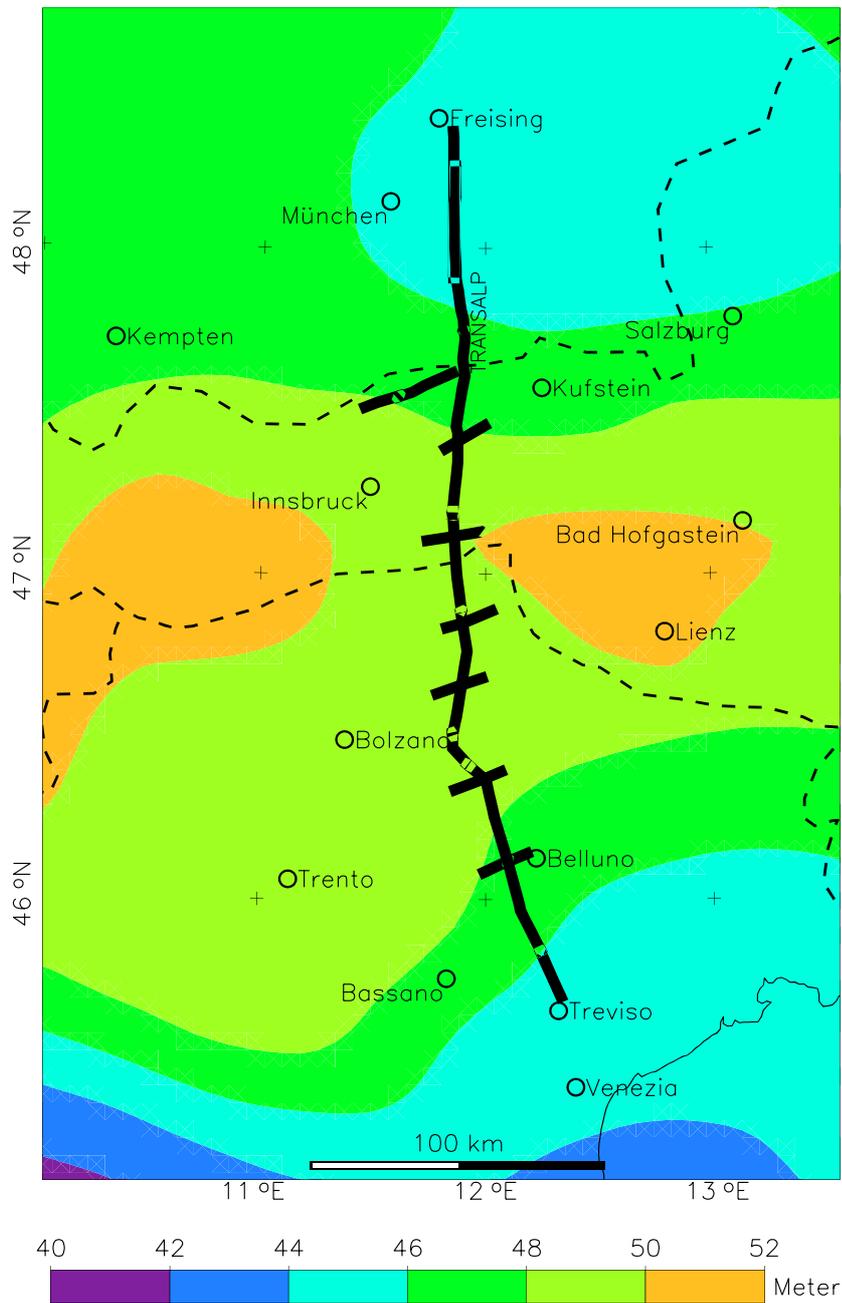
## 4.2.2 Das Geoid

Zusätzlich zu den Datenstzen der Bougueranomalie werden auch die Geoidundulationen verwendet. Da das Schwerepotential und damit die Geoidundulationen mit dem reziproken Abstand von der Dichteinhomogenität abnehmen, wird der Einfluss tieferliegender Strukturen deutlicher sichtbar als bei der Schwere, deren Werte sich quadratisch mit dem Abstand ändern.

Der Datensatz für die Geoidundulationen wurde aus dem EGT-Datenatlas (Lelgemann und Kuckuck, 1992) entnommen (Abb. 4.3). Dieser Datensatz wurde in einem geographischen Gitter von  $12' \times 20'$  berechnet und bezieht sich auf das Geodätische Referenzsystem von 1980, mit dem mittleren Erdradius  $a=6378,137 \text{ km}$  und der Elliptizität  $f=1/298.25722$  (Moritz, 1980). Die Geoidundulationen zeigen positive Werte, die stark mit der Topographie korrelieren. Im Bereich des Minimums der Bougueranomalie befindet sich ein Maximum in den Geoidundulationen mit bis zu  $+52 \text{ m}$ . Dieses Maximum erstreckt sich entlang den Zentralalpen, wird jedoch im Bereich des TRANSALP-Profiles von einem Niveau von  $+48-50 \text{ m}$  unterbrochen. Zu den südlichen und nördlichen Voralpenbecken fallen die Geoidundulationen ab und zeigen im Süden ähnliche Gradienten



**Abbildung 4.2: Bougueranomalie der Ostalpen.** Die schwarzen Punkte zeigen die Verteilung der Schweresstations, die von B. Meurers (Universität Wien), der GGA (Han-nover), dem BGI (Toulouse), ENI/AGIP-Division Italien (Mailand) und dem TRANSALP-Projekt zur Verfügung gestellt worden.



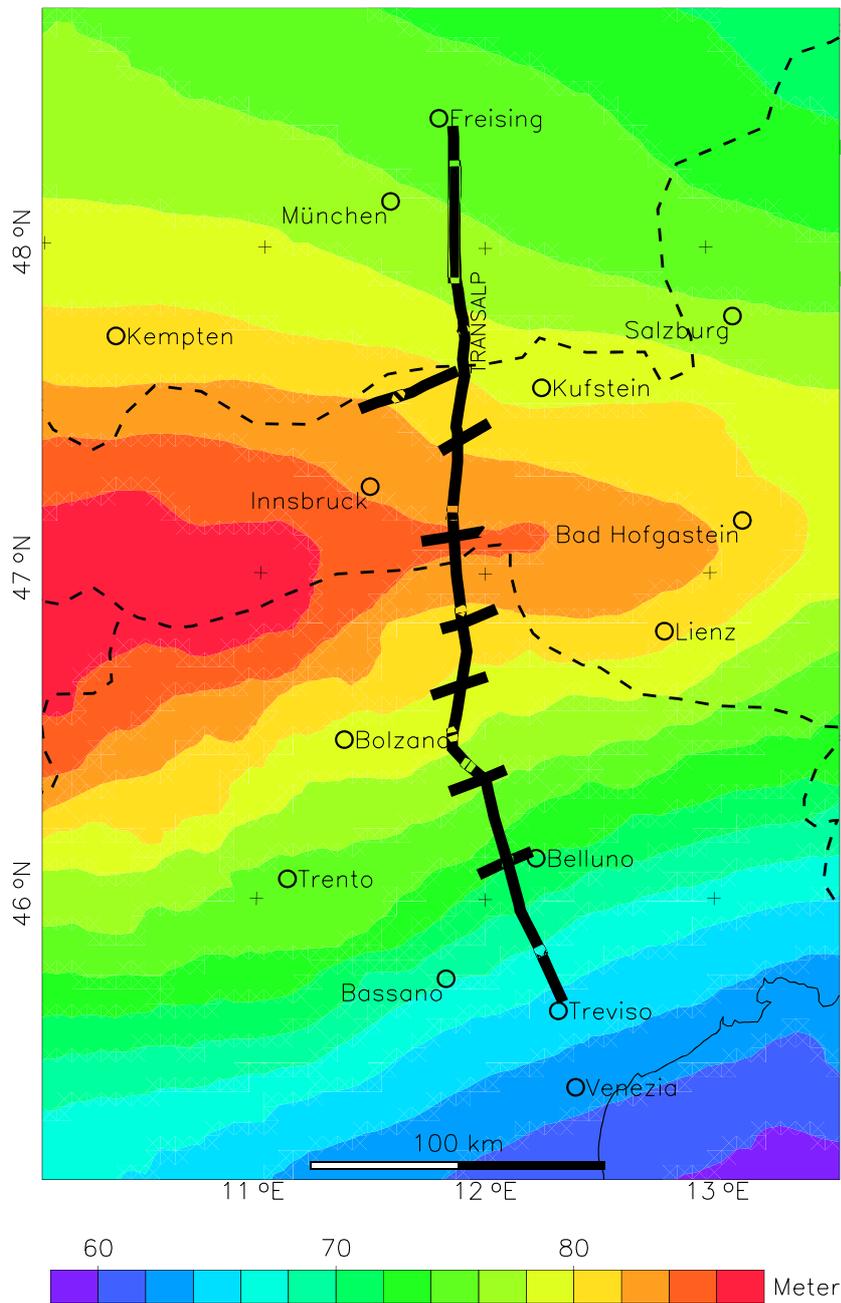
**Abbildung 4.3: Geoidundulationen** Die Karte zeigt die Undulationen des Geoid im Bereich der Ostalpen. Der Datensatz der Geoidundulationen wurde aus dem EGT-Datenkatalog entnommen (nach Lelgemann und Kuckuck, 1992).

wie in der Schwere, jedoch ohne einer dem Schwerehochs von Vicenza vergleichbaren Anomalie. Der Abfall zum Norden hin ist weniger regelmäßig als in der Bougueranomalie, vielmehr bildet sich ein Tief im Nordosten heraus. Insgesamt liegt das Niveau der Geoidundulationen im Süden mit +40-46 m tiefer als im Norden (+44-48 m).

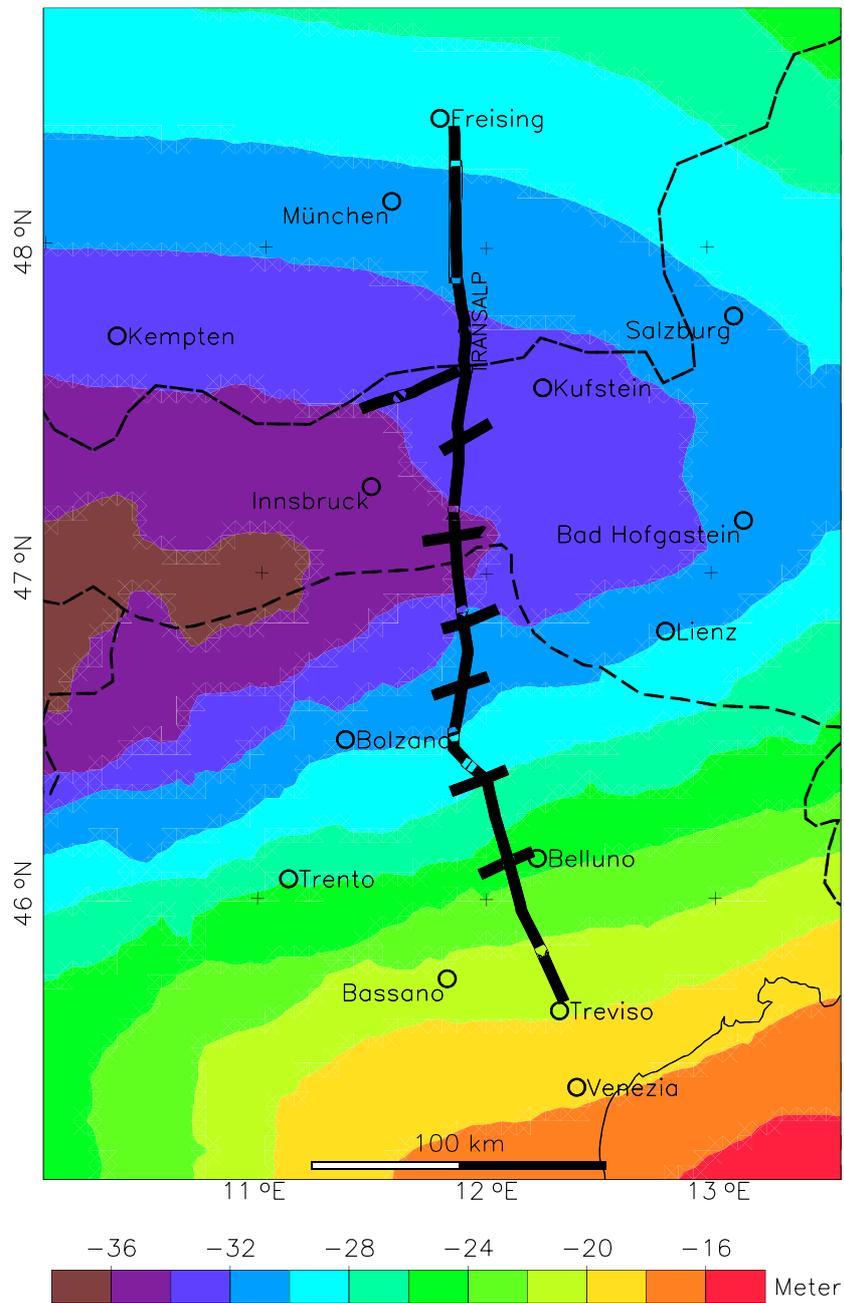
Damit die Geoidundulationen mit dem Datensatz der Bougueranomalie vergleichbar werden, musste der Datensatz topographisch korrigiert werden, da in der Bougueranomalie nur die Massenhomogenitäten unterhalb des Reduktionsniveaus (NN) enthalten sind. Die der Bouguerreduktion äquivalente Reduktion der Geoidundulationen wurde mit dem Programm IGMAS (s. Kapitel 2.3.3) berechnet. Hiermit wurde der Einfluss der topographischen Massen über NN modelliert und diese im Anschluss von den Geoidundulation subtrahiert, um so die topographisch reduzierten Geoidundulationen zu erhalten.

Die Geoidundulationen, die von den topographischen Massen erzeugt werden (Abb. 4.4), zeigen naturgemäß eine starke Korrelation mit der Topographie. In umgekehrter Proportionalität zur Bougueranomalie gibt es ein breites Maximum im zentralen Bereich der Ostalpen, das sich von West nach Osten ausdünnert. Gegenüber der Bougueranomalie ist dieses Maximum (bis zu +88 m) jedoch etwa +50 km nach Norden verschoben. Von hier aus fällt das Feld kontinuierlich nach Norden (auf +70 m) und Süden (auf +60 m) ab.

Das Feld der topographisch reduzierten Geoidundulationen (im folgenden als TRGeoid bezeichnet, Abb.4.5), zeigt nun einige ähnliche Charakteristiken wie die Bougueranomalie. Im Westen des Untersuchungsgebietes liegt ein Minimum (-36 m), das sich nach Osten hin ausdünnert. Der Bereich des absoluten Minimums erstreckt sich im Vergleich zur Bougueranomalie jedoch weiter nach Norden. Weiterhin steigt die Anomalie auf bis zu -22 m an, zeigt dabei aber einen leichten Gradienten nach Nord-Osten. Nach Süden hin ist dieser Anstieg rapider und geht bis zu -14 m im Bereich der Adriatischen See. Eine Korrelation mit der Oberflächengeologie ist nicht zu erkennen, vielmehr wird ersichtlich, dass das TRGeoid stärker von großen Wellenlängen abhängig ist als die Bougueranomalie.



**Abbildung 4.4: Beitrag der Topographie zu den Geoidundulationen** aus Abbildung 4.3. Die Karte zeigt die Geoidundulationen, die rein von den Massen zwischen dem Ausgleichsniveau (NN) und der topographischen Oberfläche erzeugt werden.



**Abbildung 4.5: Topographisch reduzierten Geoidundulationen.** Das TRGEoid entstand durch Subtraktion des des topographisch erzeugten Geoidundulationen (Abb.4.4) von den berechneten Geoidundulationen (Abb. 4.3).

## 4.3 Datensätze zu Geologie, Dichteverteilung und zum Wärmefluss

Neben den angeführten Datensätzen der Potentialfelder und geographischen Informationen standen eine Reihe von Informationen aus geologischen und geophysikalischen Projekten zur Verfügung, die wertvolle Randbedingungen zur Erstellung der Dichtemodelle liefern. Insbesondere die Ergebnisse der Seismik und Seismologie lieferten Randbedingungen für den nicht an der Oberfläche beobachtbaren Teil des Modells.

### 4.3.1 Geologische/tektonische Informationen

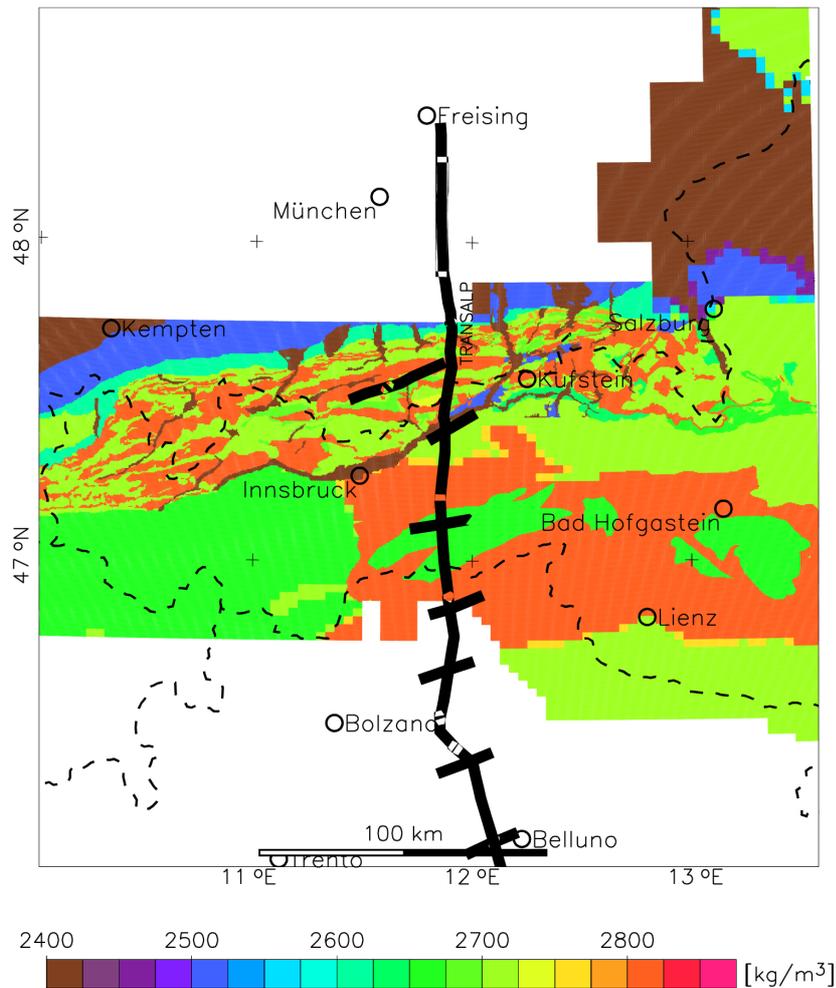
Die tektonische Karte von Berthelsen *et al.* (1992) (siehe auch Kapitel 3) war eine Hauptquelle für die Konstruktion geologischer Einheiten im Dichtemodell. Aus dieser Karte konnte auch die Mächtigkeit der Molasse-Becken gewonnen werden. Ergänzend hierzu liegen entlang der TRANSALP-Traversal geologische Kartierungen und Modellierungen (z.B. Lammerer und Weger, 1998; Lammerer, 1998) vor, die wichtige Indizien für die Geometrie der geologischen Einheiten enthalten. Diese Informationen dienten als Hauptrandbedingungen für die Modellierung der oberen 10 Krustenkilometer.

### 4.3.2 Das österreichische Modell der Oberflächendichten

In den 80er und 90er Jahren wurde in Österreich unter Federführung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungskunde eine Reihe von Dichtebestimmungen an Gesteinsproben vorgenommen, die es ermöglichten eine Karte der oberflächennahen Dichteverteilung zu erstellen (Abb. 4.6, Datensatz von B. Meurers, Universität Wien, zur Verfügung gestellt). Aus der sehr detaillierten Karte können die Dichten, der später in das Modell eingehenden oberflächennahen Körper, bestimmt werden, wobei das Detailreichtum und die hohe Auflösung der Dichtewerte nur bedingt bei der Modellierung übernommen werden können, da die 3D-Modelle ein regionales Abbild der Ostalpen liefern.

### 4.3.3 Wärmefluss und Temperaturverteilung

Für den Bereich der Ostalpen stehen verschiedene Karten und Profile für die Wärmeflussverteilung zur Verfügung (z. B. Čermak *et al.*, 1992; Sachsenhofer, 2001; Della Vedova *et al.*, 2001). Die Wärmeflussverteilung und die daraus ermittelbare Temperaturverteilung in der Kruste ist ein wichtiger Parameter in der Umrechnung von seismischen Geschwindigkeiten in Dichten (s. Kapitel 2.3.1). Zwischen den einzelnen Untersuchungen gibt es Unterschiede in der Genauigkeit und der Auflösung. Hier wurden hauptsächlich die Ergebnisse der Arbeit von Čermak *et al.* (1992) verwendet, die Werte für die kompletten Ostalpen und nicht nur für Teilbereiche liefert.



**Abbildung 4.6: Verteilung der Oberflächendichte in Österreich.** Der sehr hochauflösende Datensatz wurde von B. Meurers (Universität Wien) zur Verfügung gestellt.

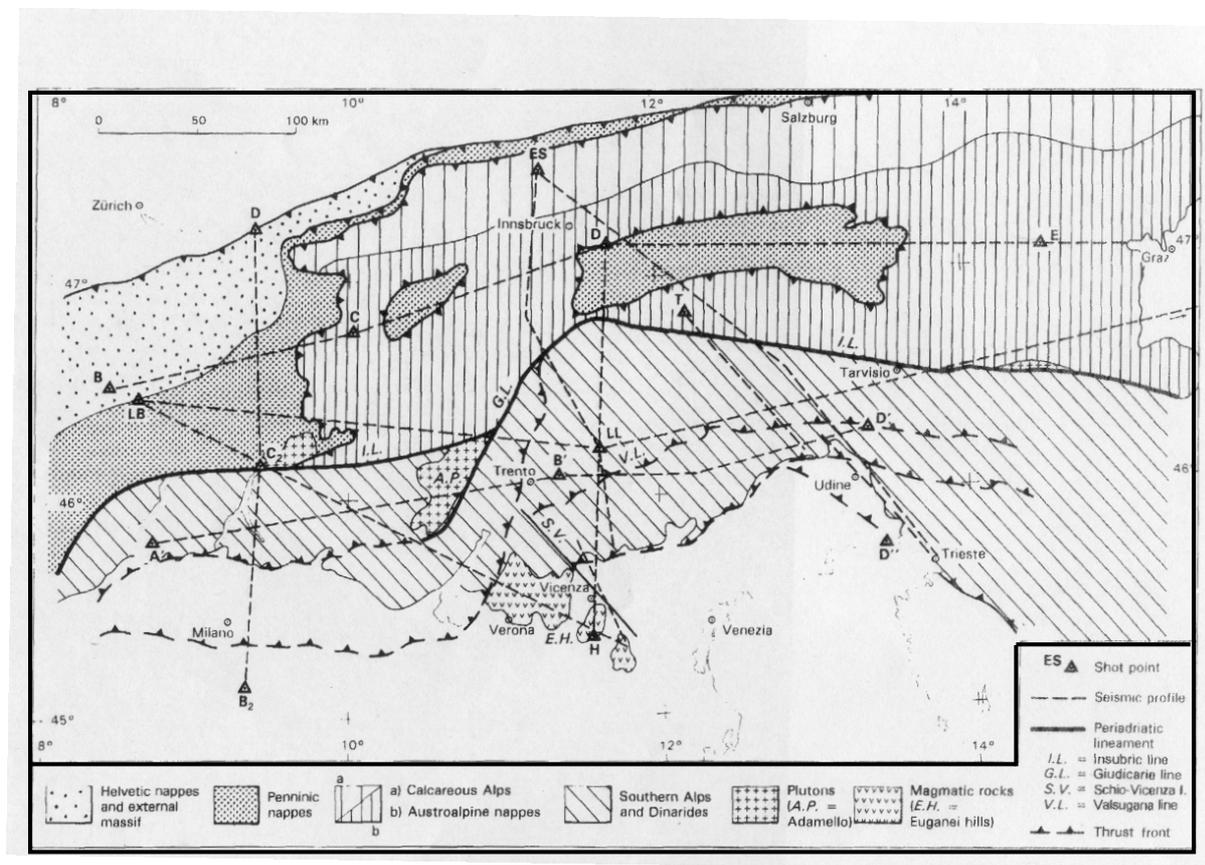
## 4.4 Seismische Ergebnisse vor TRANSALP

Die wichtigsten Randbedingungen für die Modellierung der Dichteverhältnisse liefert die Seismik. Neben den direkten Ergebnissen der Reflexions- und Refraktionsseismik liefert auch die Tomographie wichtige Hinweise über die tiefere Lithosphäre und die Geometrie der Moho-Diskontinuität. Bereits vor dem TRANSALP-Experiment gab es eine Reihe von seismischen Experimenten, die wertvolle Anhaltspunkte gaben.

### 4.4.1 Profillinien vor TRANSALP

Die Abb. 4.7 zeigt die Profillinien der wichtigsten seismischen Experimente, die seit den 60er Jahren in verschiedenen Kampagnen in den Ost- und Südalpen durchgeführt wurden. Diese Daten wurden von einer Reihe von Autoren interpretiert und ergaben Schlüsselresultate entlang der

Profile und erste Strukturmodelle (Giese, 1976; Alpine Explosion Seismology Group, Reporter: H. Miller, 1976; Italian Explor. Seismol. Group, 1978; Italian Explor. Seismol. Group and Inst. of Geophys. (ETH) Zurich, 1981; Deichmann *et al.*, 1986; Yan und Mechie, 1989; Bunes, 1992).

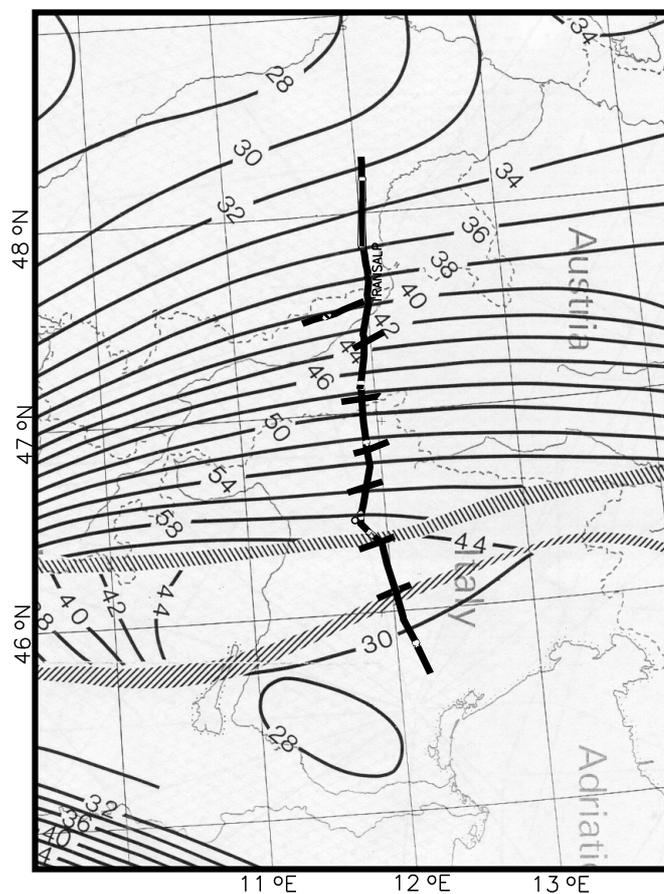


**Abbildung 4.7: Seismische Profillinien Ostalpen vor TRANSALP.** Die Karte zeigt die Profillinien der wichtigsten seismischen Experimente, die vor Beginn des TRANSALP-Experiments im Bereich der Ostalpen durchgeführt wurden (nach Scarascia und Cassinis, 1997).

Durch die Bearbeitung der seismischen Profillinien in verschiedenen Projekten und von verschiedenen Autoren, war eine Homogenisierung der unterschiedlichen Ergebnisse nötig, die in Arbeiten von Rosner (1994) und Scarascia und Cassinis (1997) durchgeführt wurde. In den Schweizer Alpen gab es in jüngster Zeit eine Reihe solcher übergreifender Analysen, die auf die im Rahmen der European Geotraverse (EGT), des Schweizer Forschungsprogramms NFP 20 und des italienischen CROP-Programm gewonnenen Daten zurückgreifen konnten, und so detaillierte Bilder der Krustenstruktur liefern konnten (Valasek *et al.*, 1991; Holliger und Kissling, 1992; Laubscher, 1994; Ye *et al.*, 1995; Hitz, 1995). Diese Arbeiten dienen zum Vergleich der gewonnenen Erkenntnisse für die Ostalpen mit denen der Westalpen.

### 4.4.2 Krusten-Mantel-Grenze (Moho)

Im Rahmen der EGT wurde eine Moho-Tiefenkarte für den Bereich der gesamten Alpen und angrenzenden Gebiete zusammengestellt (Giese und Bunes, 1992), die unter Verwendung der in Abb. 4.7 gezeigten Profillinien erstellt wurde. Generell wird die seismische Moho als die Grenzschicht definiert, an der die P-Wellengeschwindigkeit in einem Bereich zwischen 7.6 und 8.3 km/s springt. Im Falle einer nicht stark ausgebildeten Grenze wird der Bereich genommen, an dem die Geschwindigkeit 7.6 km/s übersteigt. Die von Giese und Bunes (1992) detektierte Krusten-Mantel-Grenze bietet gegenüber den Ergebnissen der einzelnen Profile den Vorteil, dass sie das gesamte Untersuchungsgebiete abdeckt und somit nicht zwischen den Profilen interpoliert werden muss. Als Grundlage in die Berechnung der Moho-Karte gingen hierbei neben den Ergebnissen der seismischen Profile auch Werte der Bougueranomalie ein (Giese und Bunes, 1992).



**Abbildung 4.8: Tiefenkarte der Krusten-Mantel-Grenze nach Giese und Bunes (1992).** Dargestellt sind die Isolinien der Tiefenlage der Krusten-Mantel-Grenze. Die gestrichelten, breiten Linien zeigen Diskontinuitäten in der Moho-Tiefenlage an.

Die Karte (Abb.4.8) zeigt die nach Süden einfallende europäische Moho, die von ca. 35 km Tiefe unter dem nördlichen Molasse-Becken auf bis zu 58 km Tiefe im Westen des zentralen Teils der Ostalpen absinkt. Hieran schließt sich eine Zone an, in der die Konturlinien Ost-West orientiert

sind. Diese Zone liegt im Bereich der Periadriatischen Linie. Weiter nach Süden gehend steigt die Krusten-Mantel-Grenze leicht bis zu einer Tiefe von 30 km an und zeigt im Bereich des Vicenza-Hochs eine Hochlage mit nur 28 km Tiefe. Ein Vergleich der Tiefenlage der Moho-Diskontinuität mit der Topographie (Abb. 4.1) und der Bougueranomalie (Abb. 4.2) zeigt, dass die maximale Tiefe einige Kilometer nach Süden verschoben ist. Dies findet sich auch in der Geoidundulation wieder, die gut mit der Krusten-Mantel-Grenze korreliert (Abb. 4.3).

### 4.4.3 Erdbeben-Verteilung in den Ostalpen

Über die Verteilung von Erdbeben standen ebenfalls umfangreiche Datenkataloge zur Verfügung, die im Rahmen der EGT (Pavoni *et al.*, 1992) oder im World Wide Web (USGS Data Catalogue) publiziert worden sind. Allgemein sind die Alpen kein sehr aktives seismisches Gebiet. Bis auf wenige Beben größerer Magnitude und stärkerer Wirkung (wie Friaul 1976 mit einer Magnitude 6.4 und 1.000 Toten), kommt es meist zu Beben, die flach (5-15 km) und von geringer Magnitude sind ( $\leq 5$  auf der Richterskala).

Somit kann die Erdbebenverteilung keine Hinweise auf Strukturen der Unterkruste liefern und nicht als Randbedingung für die Modellierung der tieferen Kruste dienen. Die Verteilung von Erdbeben dient nicht als Randbedingung für die Modellierung, sondern wird zum Vergleich mit der modellierten Geometrie genutzt, um zu überprüfen, ob die seismischen Herde mit dem Dichtemodell in Verbindung gebracht werden können. Da die Beben allgemein nur eine geringe Magnitude haben ist eine Verbindung mit den regionalen Ergebnissen des Dichtemodells nicht unbedingt zu erwarten.

### 4.4.4 Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (LAG)

Für die Tiefe des Übergangs vom lithosphärischen zum asthenosphärischen Mantel standen zwei verschiedene Modelle zur Verfügung. Das erste, ein Modell von Suhadolc *et al.* (1990), das auf der Untersuchung der Dispersion von Oberflächenwellen beruht, zeigt die LAG zwischen 70 und 140 km Tiefe. Das Modell von Babuška *et al.* (1990) wurde erstellt, indem für die seismologischen Stationen der Region die 'repräsentativen Durchschnittsresiduen' der teleseismischen Laufzeiten in 'direkte Proportionalität zu Veränderungen der Lithosphärenmächtigkeit' gestellt wurden. Damit ergab sich eine LAG, die im Bereich der Ostalpen zwischen 160 und 220 km Tiefe anzutreffen ist. Die beiden Modelle werden von Kissling (1993) ausgiebig diskutiert, wobei das Modell von Suhadolc *et al.* (1990) als das Modell mit den geringeren Fehlern angesehen wird. Wie im weiteren Verlauf gezeigt wird, bereitet auch der Einbau dieser Ergebnisse Probleme bei der Modellierung (s. Abschnitt 6.3).

Eine Reihe von Arbeiten über die an die Alpen angrenzenden Karpathen zeigt, dass die LAG nicht vernachlässigt werden darf (z. B. Lillie *et al.*, 1994). Die Fehlerhaftigkeit der modellierten Grenzen macht ihre Benutzung als feste Randbedingung jedoch schwierig.

## 4.5 Ergebnisse des seismischen Experiments TRANSALP

Die neuesten Ergebnisse über die Struktur der Alpen stammen aus den Arbeiten des TRANSALP-Experiment. Die Profillinie führt von Freising im Norden über eine Strecke von ca. 340 km nach Treviso im Süden. Das seismische Steilwinkel-Experiment lieferte Ergebnisse zur Struktur der Krusten-Mantel-Grenze und der internen Struktur der Kruste. Mit den neuen Ergebnissen von TRANSALP wurden auch ältere Geschwindigkeitsmodelle der Ostalpen modifiziert. Die Modifikationen lieferten die folgenden Geschwindigkeitsmodelle.

### 4.5.1 Geschwindigkeitsmodelle der Ostalpen

In Abb. 4.9 sind die Geschwindigkeitsmodelle Eschen-38 und Ostalpen dargestellt, die von der TRANSALP Working Group zur Verfügung gestellt wurden.

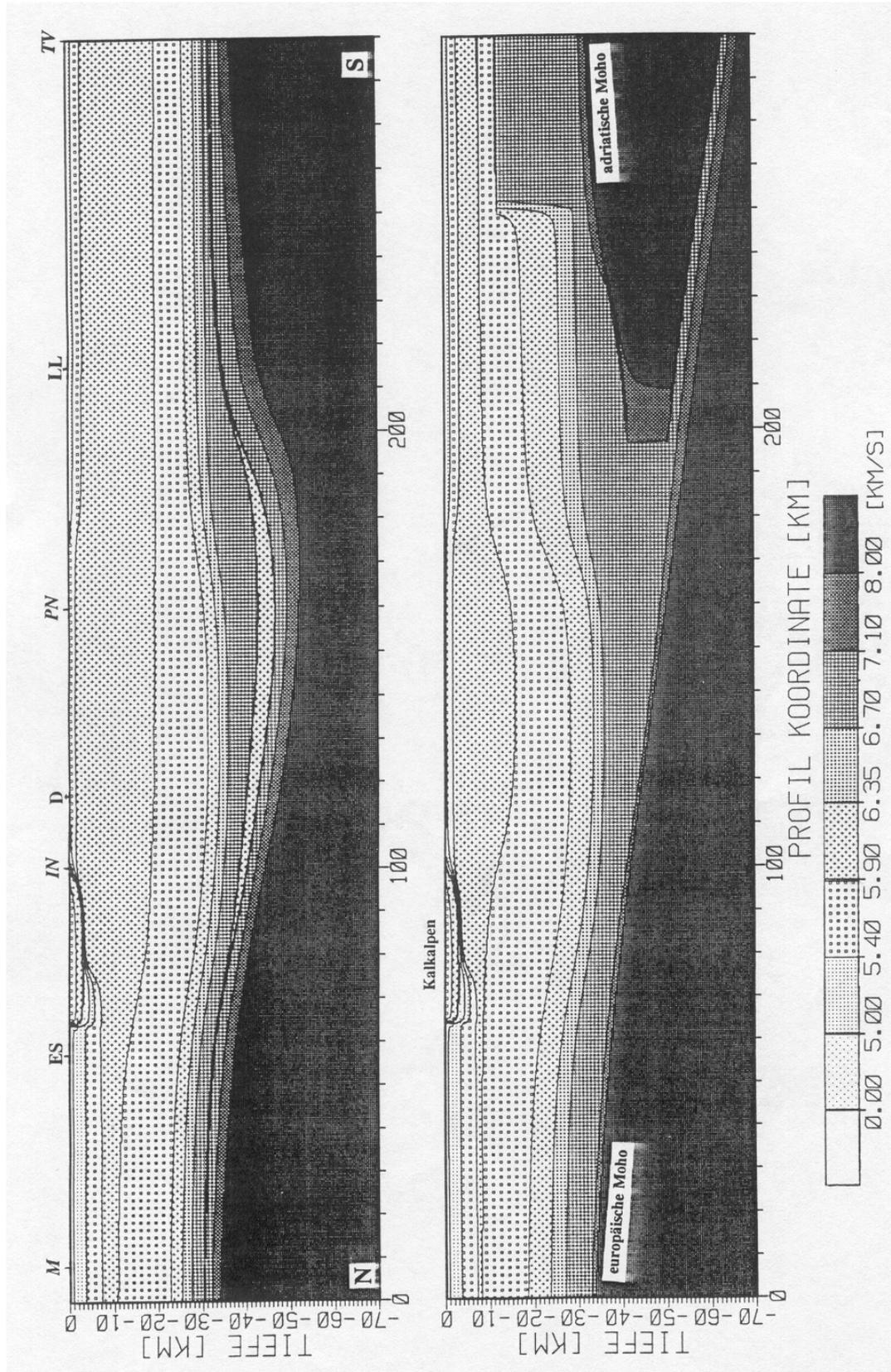
Die Grundstruktur des Geschwindigkeitsmodell Eschen-38 basiert auf Ergebnissen aus den 70er Jahren und wurde nach Miller *et al.* (1977) erstellt, jedoch im Rahmen von TRANSALP modifiziert. Das Modell zeigt einen kontinuierlichen Übergang von der europäischen zur adriatische Lithosphäre (Abb. 4.9). Weitergehende Untersuchungen in den Alpen, insbesondere in den Westalpen (Kahle *et al.*, 1980) und im Rahmen der EGT (Giese und Bunes, 1992), führten zur Erstellung des Modells OSTALPEN von Rosner (1994) (Abb. 4.9).

Neben einer unterschiedlichen innerkrustalen Struktur zeigt das Modell OSTALPEN als große Besonderheit eine Krustenverdoppelung im Bereich der Kollisionsfront von europäischer und adriatischer Kruste. Hierbei wird ein Teil der europäischen Unterkruste von der Oberkruste abgetrennt und unter die adriatische Kruste gedrückt.

Aus den seismischen Geschwindigkeitsmodellen können nun neben den Vorstellungen über die innerkrustale Geometrie auch Vorstellungen über die Dichteverteilung gewonnen werden. Hierzu werden die seismischen Geschwindigkeiten mit Hilfe der Relationen nach Sobolev und Babeyko (1994) in Dichten umgerechnet. Zur Bearbeitung der seismischen Ergebnisse wurde nur das Geschwindigkeitsmodell Eschen-38 benutzt. Dieses bietet gegenüber dem Modell OSTALPEN den Vorteil, dass, im Sinne einer geologisch-zeitlichen Interpretation, eine Bilanzierung der Massen durchführbar ist (Lüschen, pers. com.).

Besonderheiten des Geschwindigkeitsmodells Eschen-38 sind neben der in einem Orogen zu erwartenden Krustenverdickung, zwei seismische Inversionszonen. Etwa zwischen 10 und 20 km Tiefe liegt eine Zone erniedrigter seismischer Geschwindigkeit, in der diese von 6,2 auf 5,6 km/s abnimmt, und im Bereich der Krustenwurzel liegt eine zweite Inversionszone etwa 5 km oberhalb der Moho, die sich über knapp 100 km erstreckt und in der die Geschwindigkeit von 6,9 auf 6,3 km/s abnimmt.

Zusätzlich stand für den Bereich der oberen Krustenkilometer des Modells Eschen-38 eine vorläufige Detailanalyse von Bleibinhaus *et al.* (2001) der seismischen Vp-Verteilung zur Verfügung, die auf der TRANSALP-Homepage (<http://www.geophysik.uni-muenchen.de/TRANSALP>) bereitgestellt wurde.



**Abbildung 4.9: Gegenüberstellung der P-Wellengeschwindigkeiten der Modelle Eschen-38 (Miller et al., 1977, oben) und OSTALPEN (Rosner, 1994, unten) projiziert auf den Verlauf des TRANSALP-Profiles. Eingetragen sind die Projektionen der Schusspunkte Eschenlohe (ES), Schuss D des Profils ALP78 und Lago Lagorai (LL) sowie die von München (M), Innsbruck (IN), Treviso (TV) und der Periadriatischen Linie (PN).**

### 4.5.2 TRANSALP-Ergebnisse der Vibroseis- und Schusseexperimente

Das seismische Experiment TRANSALP führte zu einer Reihe von Ergebnissen, die aus den älteren seismischen Profilen nicht gefolgert werden konnten. So konnte insbesondere die Geometrie der Oberkruste in den nördlichen und südlichen Teilabschnitten gut aufgelöst werden, aber auch im zentralalpinen Teil wurden einige neue Strukturen detektiert. Weitere sehr starke Reflexionen zeigen sich in der mittleren Kruste, insbesondere südlich der Periadriatischen Linie (Gebraude und TRANSALP Working Group, 2001; Lüschen *et al.*, 2001; TRANSALP Working Group, 2001).

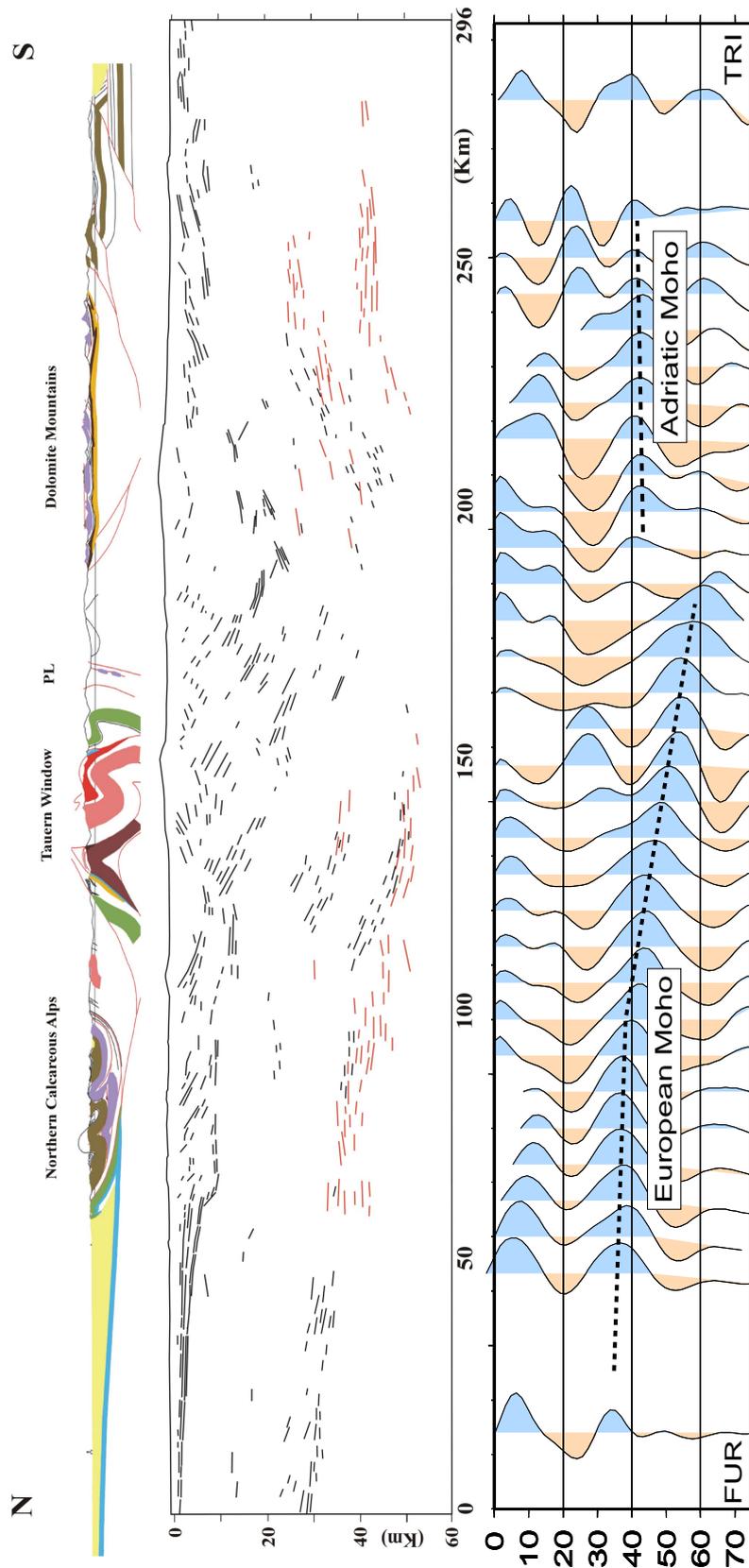
Des Weiteren wurde die Geometrie der Krusten-Mantel-Grenze ermittelt. Die nach Süden einfallende Moho stellt sich schwach in den Vibroseis-Sektionen dar, kann aber in den Daten der Explosions-Seismik im Bereich von ca. 35 km Tiefe unter dem Molasse-Becken bis zu 55 km Tiefe im Zentralbereich der Alpen verfolgt werden. Die nach Norden einfallende adriatische Unterkruste zeigt andere Reflektivitätseigenschaften als die europäische Unterkruste. Auffällig sind die tiefen Reflexionsmuster mit fast 40 km unter dem Po-Becken. Dies ist als Tiefenlage der Moho deutlich tiefer als in bisherigen Modellen (s. Abschnitt 4.4.2) angenommen und deutet auf eine Krustenverdopplung oder eine Delamination des oberen Mantels. Der Übergang zwischen den beiden unterschiedlichen Krusten stellt sich in den Interpretationen nicht eindeutig dar. So sind in den seismischen Line-Drawings keine eindeutigen Anzeichen für eine Krustenverdopplung in der Übergangszone zu finden, es kann jedoch ein von der Inntalstörung in der Tiefe nach Süden verlaufende Grenze abgeleitet werden, die der Grenze zwischen den unterschiedlichen Krusten entsprechen kann (s. hierzu auch Kapitel 3.3).

### 4.5.3 Seismische Tomographie und Receiver-Functions-Analysis

Neben dem aktiven seismischen Reflexionsprofil gab es im Rahmen des TRANSALP-Experiments auch passive seismische Experimente, die am GFZ Potsdam und an der ETH Zürich ausgewertet wurden. Die Ergebnisse dieser Experimente liefern weitere Informationen für den Bereich der Krusten-Mantel-Grenze und der subkrustalen Lithosphäre.

#### Receiver-Functions-Analysis

Die Methode der Receiver-Functions analysiert die 3-Komponenten-Aufnahmen teleseismischer Ereignisse, um die Energie von Scherwellen zu isolieren, die durch Konversion von Kompressionswellen an Diskontinuitäten in der Kruste oder im oberen Mantel entstehen. Dadurch können auf Strukturen unterhalb eines seismischen Netzes geschlossen werden (Kummerow *et al.*, 2001). Die Wellenlängen der analysierten Wellen sind hierbei recht groß, so dass nur regionale Strukturen aufgelöst werden können und die laterale Auflösung einige Kilometer beträgt. Insgesamt 30 kurzperiodische Instrumente wurden 1998 und 1999 für insgesamt 9 Monate entlang der TRANSALP-Trasse aufgestellt. Die Analyse der Receiver Function ergibt eine nach Süden abfallende europäische Moho, deren Konversionen bis 20 km südlich der Periadriatischen Linie, wo sie eine maximale Tiefe von 55-60 km erreichen, verfolgt werden können (Abb. 4.10). Unter den Dolomiten sind die Signale der Moho undeutlicher, aber es lässt sich ein schwaches, kohärentes Signal in 40 km Tiefe erkennen, das als adriatische Moho interpretiert wird (Kummerow *et al.*, 2001).



**Abbildung 4.10: Die Ergebnisse des seismischen TRANSALP-Experiments** als Line-Drawing (Gebirge und TRANSALP Working Group, 2001) und die Ergebnisse der Receiver-Function-Analyse (Kummerow *et al.*, 2001). (Mitte) Die Striche zeigen die Ergebnisse der Vibroseis- und Schusseperimente der Reflexionsseismik. (Unten) Die langezogenen schwarzen Striche zeigen die Krusten-Mantel-Grenze aus der Analyse der Receiver-Functions. Zur Orientierung im oberen Teil das geologische Profil aus Abb 3.3.

### **Tomographie**

Daneben umfasste der passive seismische Teil von TRANSALP auch eine Analyse der hochauflösenden Teleseismik. Ziel dieser Experiments war es, die Geometrie der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze aufzulösen. Erste Ergebnisse zeigen, dass sich die Kollisionsfront der europäischen und adriatischen Platte auch in Anomalien der seismischen Geschwindigkeit in der tieferen Lithosphäre widerspiegelt (Lippitsch *et al.*, 2001). Hierbei zeigen sie signifikante Unterschiede zu den Ergebnissen der LAG-Modelle von Suhadolc *et al.* (1990) und Babuška *et al.* (1990). Endergebnisse dieser Studie liegen jedoch noch nicht in einer Form vor, die in dieser Arbeit berücksichtigt werden könnten.