

Kapitel 7

Diskussion

7.1 Ursachen der gemessenen Anisotropie

Die sich aus der Polarisationsanalyse der TRANSALP- Daten ergebenden Anisotropieparameter deuten darauf hin, daß die Ursache der seismischen Anisotropie eng mit den Alpen bzw. ihrer Entstehung verknüpft sind: Die sehr genau bestimmte Orientierung der *schnellen* Achse (mittlerer Wert $\phi = 67^\circ$) in den Ostalpen ist signifikant unterschiedlich zu den Ausrichtungen, die an verschiedenen, meist permanenten Stationen in Mitteleuropa ermittelt wurden (Abb. 7.1). Die Richtung ist ungefähr parallel zu den zentralen und östlichen Alpen. Die Abweichung beträgt ca. $10 - 20^\circ$, wobei die Ostalpen eher W-E streichen. Die Verzögerungszeiten sind vergleichsweise hoch (> 1 s) und auch aus diesem Grund nicht mit der absoluten Plattenbewegung zu erklären, die in Zentraleuropa gering ist ($v_{abs} \approx 2.4$ cm/yr, DeMets et al. [1994]). Ein derartiger Zusammenhang zwischen SKS-Anisotropie und absoluter Plattengeschwindigkeit wird z.B. von Vinnik et al. [1992] vorgeschlagen, ist hier aber wegen der in diesem Fall zu erwartenden positiven Korrelation zwischen v_{abs} und δt unwahrscheinlich (Tommasi et al. [1996]).

Eine kontinuierliche Anisotropie, wie sie entlang des über 200 km langen TRANSALP-Profiles beobachtet wird, läßt sich kaum durch Quellen in der Oberkruste erklären, sondern muß tiefere Ursachen haben (Meissner et al. [2002]). Lokal kann allerdings in den obersten Kilometern der Kruste, z.B. durch Kluftbildung, beträchtliche Anisotropie auftreten. Die Reflexionsseismik liefert für den zentralen Teil der TRANSALP- Linie starke Hinweise auf derartige Strukturen (Lüschen, pers. Mitteilung, 2002).

Komposition (mit dem Hauptmineral Olivin) und Rheologie machen den Oberen Mantel bis zu einer Tiefe von ca. 200 km zu einem wahrscheinlichen Kandidaten als wesentliche Quelle der Anisotropie (z.B. Meissner et al. [2002]). Die *schnelle Achse* (*a*-Achse) der Olivinkristalle regelt sich parallel zur Kriechrichtung (*creep direction*) ein (Nicolas & Poirier

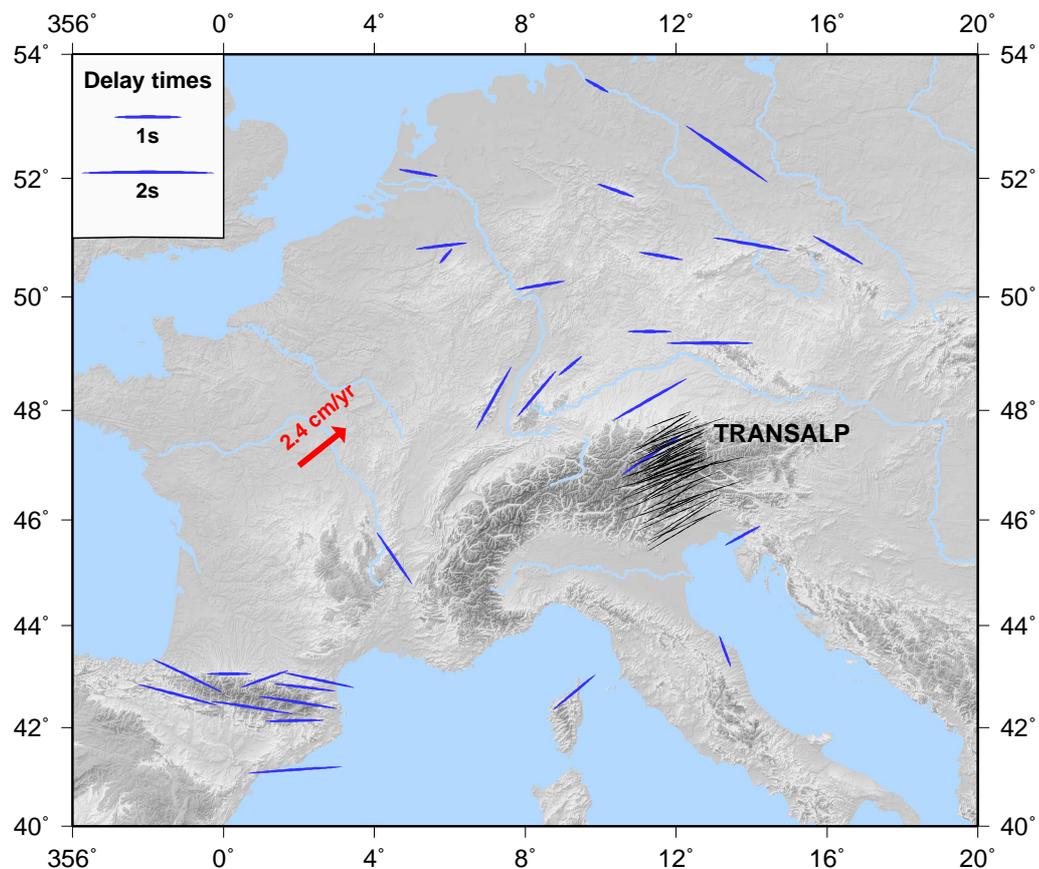


Abbildung 7.1: Orientierung der *schnellen* Achse an den TRANSALP- Stationen und einigen permanenten und temporären Stationen in Mitteleuropa. Die Länge der Symbole ist proportional zur Verzögerungszeit δt . Quellen: Bormann et al. [1993], Vinnik et al. [1994], Alsina & Snieder [1995], Barruol & Souriau [1995], Amato et al. [1998], Barruol et al. [1998], Brechner et al. [1998], Granet et al. [1998], Wylegalla et al. [1999]. Der Geschwindigkeitsvektor der absoluten Plattenbewegung bezieht sich auf das *NUVEL-1A NNR*- Modell von DeMets et al. [1994] ($v_{abs} \approx 2.4 \text{ cm/yr}$, $\phi \approx 51^\circ$).

[1976], Tommasi et al. [1999]). *SKS*- und P_n - Untersuchungen in verschiedenen Orogenen ergaben vorzugsweise eine Orientierung der *schnellen* Achse parallel zur Strukturachse und somit auch eine Kriechbewegung entlang des Streichens (z.B. Vauchez & Nicolas [1991], Silver [1996]). Gute Beispiele sind für *SKS*- Studien die Pyrenäen (Barruol et al. [1998], s. a. Abb. 7.1) und Tibet (Huang et al. [2000]), und für P_n der Kaukasus und die Südan den (Smith & Ekström [1999]). P_n - Phasen dringen dabei nur bis ca. 50 – 100 km in den Mantel ein, so daß ihr Auflösungsvermögen auf den obersten Teil des Mantels begrenzt ist. Im Alpenraum ist die bisherige Datenbasis, ohne Berücksichtigung der TRANSALP-Daten, gering. Die wenigen aus P_n bestimmten *schnellen* Achsen sind alpenparallel (W-E in den zentralen und östlichen Alpen, Smith & Ekström [1999]).

Es existieren verschiedene Ansätze, um den Mechanismus zu beschreiben, der die bevorzugte Ausrichtung von Olivin (*LPO*, **L**attice **P**referred **O**rientation) verursacht. Vauchez

& Nicolas [1991] postulieren, daß bei der Orogenese die vorrangige tektonische Transportrichtung parallel zum Gebirge verläuft und die *LPO* eine Folge von *strike slip*-Bewegung ist. Tommasi et al. [1999] modellieren die Auswirkung unterschiedlicher Deformationstypen auf die bevorzugte Ausrichtung der Minerale und finden, daß die Parallelität von *LPO* und Orogen durch *simple shear* und Transpression in vertikalen Strukturen oder uniaxiale horizontale Verkürzung erklärt werden kann. Andere Szenarien, in denen die Einregelung der *a*-Achse nicht horizontal ist (z.B. *pure shear* mit horizontaler Verkürzung und Verdickung), sind mit den gemessenen hohen δt -Werten nicht vereinbar (s. a. Mainprice & Silver [1993]). Meissner et al. [2002] bringen die Korrelation mit dem Konzept der seitlichen Ausweichbewegung (*lateral escape*) in Verbindung, das sie auf den Bereich des Oberen Mantels erweitern. Die niedrigviskosen Tiefenbereiche Unterkruste und Oberer Mantel (beginnend einige 10er km unterhalb der Moho und sich bis ca. 200 km Tiefe erstreckend) sind besonders geeignet dafür, daß bei einwirkendem Druck, ähnlich wie Zahnpasta aus der Tube seitlich herausgedrückt wird, eine orogenparallele, horizontale Fließbewegung entsteht. In den Alpen wirkt die Adriatische Platte als rheologisch fester Indenter, der die östlichen Alpen nach Osten in Richtung des dünneren Pannonischen Beckens drückt. Hinweise für diese *lateral escape* Bewegung gibt es auch oberflächennah durch *strike slip faults* (z.B. Ratschbacher et al. [1989], Frisch et al. [1998]). Abb. 7.2 veranschaulicht diese Vorstellung zur Entstehung der Anisotropie.

Die Ausrichtung der *schnellen Achse* mit ca. $65^\circ - 70^\circ N$ deutet darauf hin, daß im

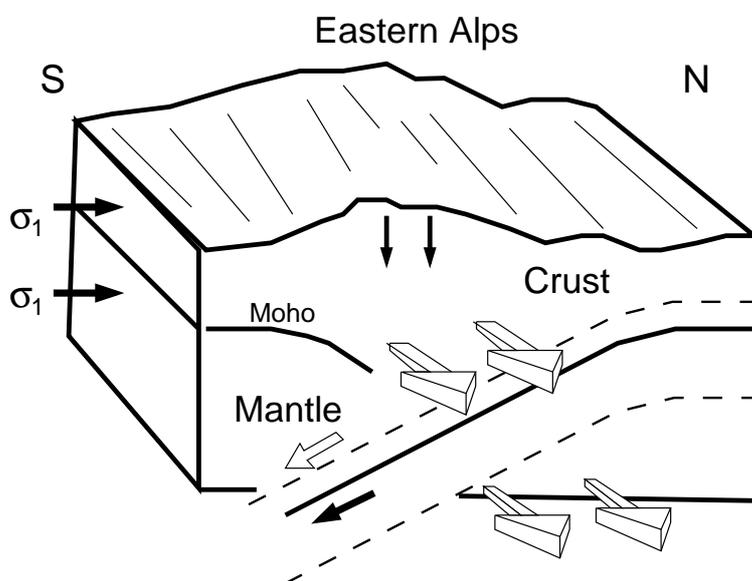


Abbildung 7.2: Modell zur Entstehung der Anisotropie in den Ostalpen. Leicht modifiziert nach Meissner et al. [2002].

Untersuchungsgebiet die Bewegungsrichtung eher ENE als rein E verläuft. *SKS*-Anisotropieuntersuchungen östlich von TRANSALP gibt es nicht. Sie könnten Aufschluß darüber

geben, ob sich die Orientierung der *schnellen Achse* wie das Streichen der Alpen verstärkt in Ostrichtung fortsetzt.

Die Hypothese von Vauchez & Nicolas [1991], die Anisotropie auf in den Oberen Mantel reichende Scherzonen zurückzuführen, impliziert, daß die Anisotropie in einem schmalen Bereich ausgeprägt ist und mit der Entfernung von der Scherzone stark abnimmt. Dies wird in den TRANSALP- Daten nicht beobachtet. Die gemessenen Daten lassen vielmehr auf eine in Nordsüdrichtung mindestens 200 km breite anisotrope Region schließen.

7.2 Die seismische Struktur der Ostalpen

Die *Receiver Functions*- Analyse der von TRANSALP aufgezeichneten teleseismischen Daten liefert unabhängige Informationen über die Struktur von Kruste und Oberem Mantel unter den Ostalpen.

Es gelingt, die Moho kontinuierlich entlang des Profils abzubilden und die Tiefenlage, deren Ungenauigkeit von wenigen Kilometern vor allem durch die kleine Bandbreite der Signale verursacht wird, zu bestimmen (Abb. 5.13). Die Berücksichtigung bzw. die höhere Gewichtung kleinerer Perioden bis ca. 1 s ermöglicht zusätzlich die Auflösung großer innerkrustaler Diskontinuitäten (Abb. 5.14). Der Vergleich mit den Ergebnissen der parallel vermessenen reflexionsseismischen TRANSALP- Traverse (Abb. 5.14b) zeigt eine insgesamt gute Übereinstimmung in der Geometrie der Moho: Die Europäische Moho taucht von ca. 36 km unter der Molasse nach Süden ab und erreicht eine maximale Tiefe von ca. 55 km. Das südliche Ende der Europäischen Moho ist bis 46.6°/46.5° N zu verfolgen. Die Adriatische Kruste hat eine Mächtigkeit von gut 40 km, die durch ein steilwinkelseismisches Reflexionsband und die maximale Amplitude der an der Moho verursachten *Ps*-Konversionen bei den *RF*en definiert ist.

Vergleicht man diese neuen Ergebnisse mit den Resultaten der in den vergangenen Jahrzehnten vermessenen weitwinkelseismischen Experimente in den Ostalpen, speziell den erstellten Mohokarten (z.B. Scarascia & Cassinis [1997], Waldhauser et al. [1998]), so ergeben sich z.T. scheinbar signifikante Unterschiede entlang der TRANSALP- Linie (12. Längengrad). Die Studie von Scarascia & Cassinis [1997] (s. Abb. 2.4) berücksichtigt die wichtigsten seismischen Profile durch die Ostalpen und präsentiert auch die der Modellierung zugrundeliegenden Seismogrammsektionen, so daß sie sich am besten zur Diskussion eignet. Während der Verlauf der Europäischen Moho bis ca. 46.6° N gut korreliert, ist die Tiefenlage der Adriatischen Moho mit Werten von ca. 28–30 km weitaus niedriger als von TRANSALP bestimmt (mindestens 40 km). Die südliche Erstreckung der Europäischen Moho ist bei Scarascia & Cassinis [1997] kaum zu bestimmen, da sie eine deutliche Änderung in E-W Richtung postulieren. In jedem Fall aber reicht die Europäische Kruste bis

mehrere 10er Kilometer südlich der *Periadriatischen Linie*, im Unterschied z.B. zur Arbeit von Waldhauser et al. [1998].

Ein Ansatz, diese Diskrepanz aufzulösen, ist es, den Horizont in 28 – 30 km Tiefe als den tiefen Bereich der -vermutlich intrakrustalen- Grenzfläche zu interpretieren, die auch reflexionsseismisch und durch die *RF*en abgebildet wird (Abb. 5.14). Betrachtet man detaillierter die Einzelschußmontagen in Scarascia & Cassinis [1997], so lassen sich einige Hinweise auf die zusätzliche, aber in der Mohokarte (Abb. 2.4) nicht verzeichnete Existenz einer tieferen Grenzfläche finden. So ist die in ihrer Abb. 2.10 anhand der $P_M P$ - Phase modellierte Moho beim Schnittpunkt mit dem TRANSALP- Profil bei ca. $46.1^\circ N$ ebenfalls gut 40 km tief. Darüberhinaus ist im in ihrer Abb. 2.18 dargestellten Nordsüdprofil ein kohärentes späteres Signal nicht berücksichtigt, das, wenn man es als $P_M P$ - Phase interpretiert, mit der Z_{max} - Methode und nach Projektion auf die TRANSALP- Linie bei ca. $45.9^\circ N$ eine Tiefe von etwa 43 km ergibt (Giese, persönl. Mitteilung, 2002).

Die beiden aus den $P_M P$ - Phasen bestimmten Werte sind im Rahmen eines Fehlers von ca. 3 km mit den TRANSALP- Ergebnissen vereinbar. Die mit 40 km etwas flacheren Mohotiefen bei TRANSALP sind zum Teil auch darauf zurückzuführen, daß die mittlere Krustengeschwindigkeit in der Adriatischen Platte mit ca. $6.2 - 6.3 \frac{km}{s}$ statt $6.0 \frac{km}{s}$ möglicherweise höher ist als bei der Migration angenommen (Giese, persönl. Mitteilung, 2002). Es ergibt sich damit ein konsistentes Bild der drei Methoden Weitwinkelseismik, Steilwinkelseismik und *Receiver Functions*, wenn man die tiefere Grenzfläche in ca. 40 km Tiefe als Moho interpretiert und eine weitere, flachere, nach NW einfallende Diskontinuität in ca. 20 – 30 km Tiefe zuläßt (hier als *Adriatic Crustal Interface, ACI*, bezeichnet).

Zusätzliche Randbedingungen liefert die gravimetrische Modellierung entlang der TRANSALP Linie (Abb. 7.3). Das von Ebbing [2002] erstellte krustale Dichteprofil TRANSALP berücksichtigt die durch die seismischen *line drawings* gegebenen Informationen und hinsichtlich der Mohotopographie auch die in die Tiefe projizierten *RF*en. Um das gemessene *Bouquerschwerefeld* anpassen zu können, muß im Bereich der Adriatischen Unterkruste eine ungewöhnlich hohe Dichte von $3100 \frac{kg}{m^3}$ angenommen werden. Die gut 10 km mächtige, sehr dichte Unterkruste könnte die beobachteten starken *Ps*- Konversionen an ihrer Oberkante und die schwächeren Amplituden beim Übergang zum Mantel erklären.

Der Aufbau der Adriatischen Unterkruste und die Beschaffenheit der Grenzfläche *ACI* bleiben dennoch spekulativ. So ist nicht eindeutig zu klären, ob der starke Geschwindigkeitskontrast an *ACI* durch ungewöhnlich hohe Geschwindigkeit in der Unterkruste hervorgerufen wird (z.B. Eklogitisierung oder *Magmatic Underplating*) oder durch eine Scherzone bedingt ist. Hinweise für die letztere These liefert die Seismizität in der etwa 70 km westlich vom südlichen TRANSALP- Abschnitt gelegenen *Trient-Schio- Region*. Slejko et al. [1989] vermuten dort große Hypozentertiefen von bis > 20 km. Die Analyse von zwei der stärksten Beben mithilfe von Tiefenphasen, die am *Graefenberg Array*

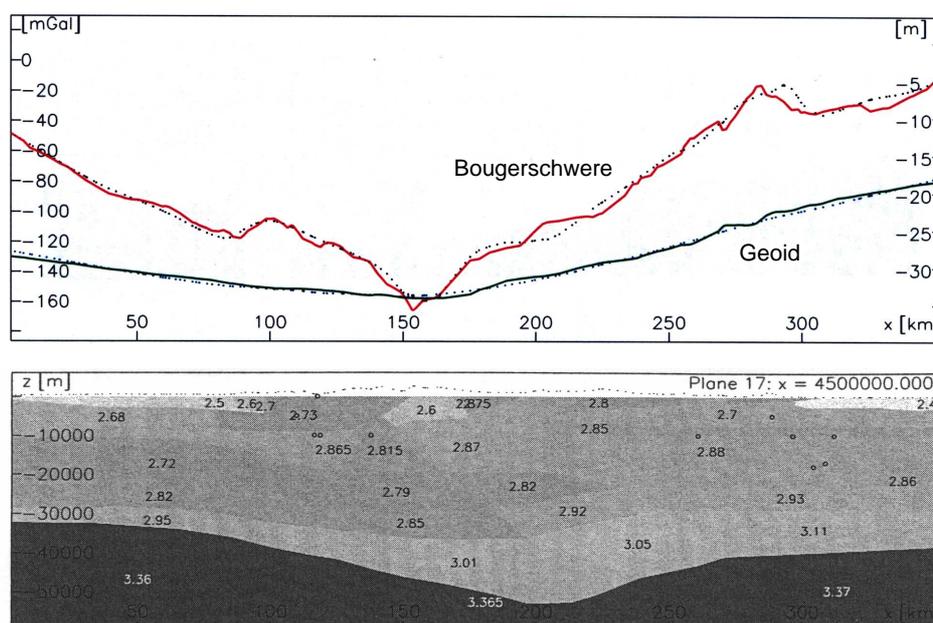


Abbildung 7.3: Dichteprofil entlang des 12. Längengrades parallel zur TRANSALP-Linie (Ebbling [2002]). Modelliert sind *Bougerschwere* und *Geoid*. Das Dichtemodell basiert auf weitwinkelseismischen und reflexionsseismischen Informationen sowie bzgl. der Mohogeometrie auch auf den *Receiver Funktionen*. Die Dichtewerte sind in $\frac{g}{cm^3}$ angegeben.

aufgezeichnet wurden, bestätigt dies mit bestimmten Tiefenwerten von 18 km und 23 km (Abb. 7.4b). Projiziert man die Hypozentren parallel zum Streichen auf die TRANSALP-Linie, so fallen sie mit der *ACI* zusammen (Abb. 7.4c). Die für eines der Ereignisse durchgeführte Herdflächenlösung ist eine nach Norden einfallende Aufschubung (Slejko et al. [1989]).

Es bleibt bei der Interpretation von Seismik and Gravimetrie auf jeden Fall zu berücksichtigen, daß der Aufbau der Adriatischen Unterkruste in der Umgebung des TRANSALP-Profiles komplex ist und beträchtliche Variationen der Mohotiefe auch in west-östlicher Richtung einzubeziehen sind (siehe Abb. 2.4).

Gestützt vor allem auf die von den *RFen* abgebildeten Strukturen, wird in Abb. 7.5 ein alternatives Modell zu TRANSALP Working Group [2002] (Abb. 5.15) vorgeschlagen. Der wesentliche Unterschied im zentralen Teil ist, daß die Adriatische Unterkruste weiter nach Norden vordringt. Ihr nördliches Ende wird demnach von der -reflexionsseismisch allerdings nicht abgebildeten- Struktur (V) markiert. Das breite Band positiver Amplitude bei $47.4^\circ - 47.2^\circ N$ und $30 - 40\text{ km}$ Tiefe und die reflexionsseismischen Signale an ihrer Oberkante (Abb. 5.14b) werden hier als verdickte Europäische Unterkruste interpretiert, die möglicherweise zum Teil rückaufgeschoben wurde. Die *Sub Tauern Ramp* (II) reicht dann nicht bis tief in die Gebirgswurzel, stattdessen werden im präsentierten Modell die

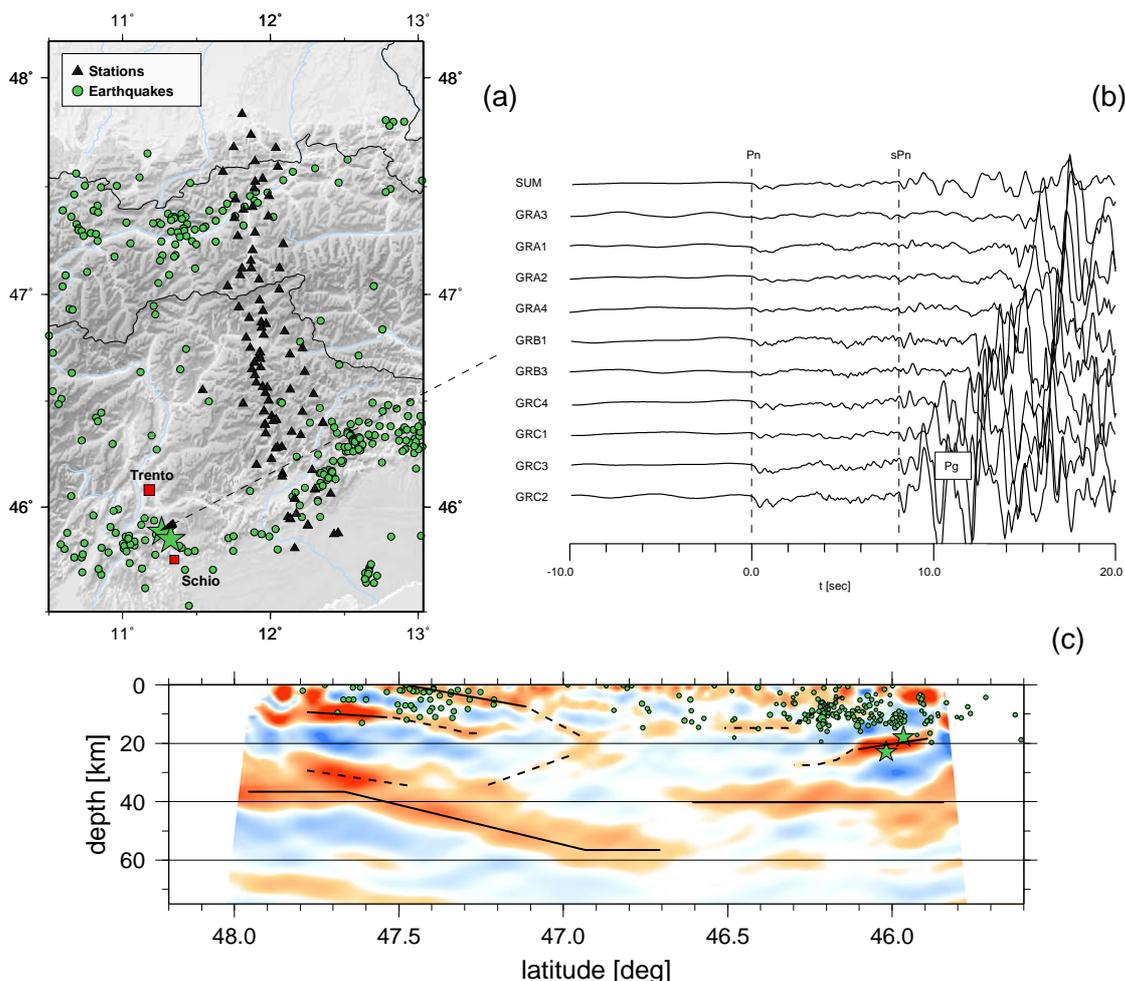


Abbildung 7.4: Lokale Erdbeben aus dem Katalog des *CRS* (Centro di Ricerche Sismologiche Trieste) seit dem Jahr 1977 (a). *Graefenberg*- Registrierungen eines Ereignisses aus der *Trient-Schio-Region* vom 13. September 1989 mit Magnitude $M_b = 5.0$. Die aus der Differenzlaufzeit $sPn - Pn$ entsprechend der Methode aus Zonno & Kind [1984] abgeschätzte Herdtiefe beträgt ca. 23 km (b). Projektion der Ereignisse auf das *TRANSALP* Profil (c).

nach Süden einfallenden Reflexionen in > 20 km Tiefe an der Oberkante der Adriatischen Unterkruste hervorgerufen. Castellarin & Cantelli [2000] schätzen die Krustenverkürzung südlich der *Periadriatischen Linie* auf mindestens 35 km. Dieser Wert entspricht etwa der geforderten N- Bewegung der abgescherten Adriatischen Unterkruste. Ob ein Teil der Europäischen Unterkruste unter die Adriatische Platte geschoben bzw. subduziert wurde, kann aus den Daten nicht geschlußfolgert werden.

Im Vergleich zu *TRANSALP* Working Group [2002] (Abb. 5.15) weist Abb. 7.5 im tiefen krustalen Aufbau des Alpenkerns mehr Ähnlichkeiten mit dem Querschnitt durch die Zentralen Alpen entlang der *EGT* auf (Abb. 2.5c).

Die Ergebnisse der Manteluntersuchungen mit der *Receiver Functions*- Methode wurden bereits in Kapitel 5.2 diskutiert.

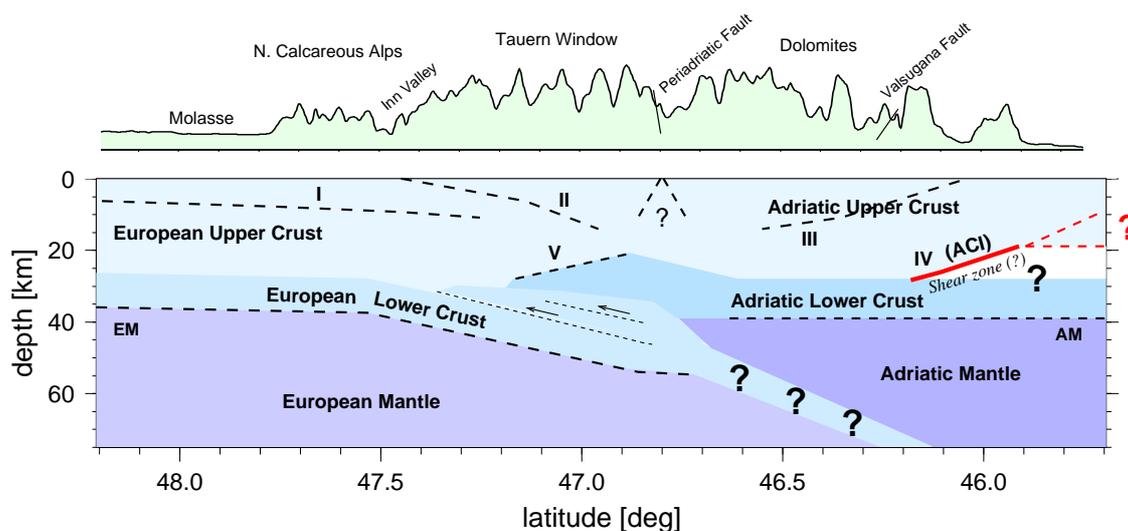


Abbildung 7.5: Schematischer Schnitt durch die Ostalpen entlang der *TRANSALP*- Traverse als Alternative zum Modell von *TRANSALP* Working Group [2002] (Abb. 5.15). Bezeichnungen entsprechend Abb. 5.14a.

7.3 Ausblick

Die Konfiguration des passiven *TRANSALP*- Experimentes mit linienförmiger Auslage, geringem und nahezu äquidistantem Abstand bei gleichzeitig hoher Anzahl von Stationen ist ähnlich der Steilwinkelseismik. Hinzu kommt eine relativ lange Registrierdauer von jeweils mehreren Monaten. Da sowohl die Empfängerabstände als auch die Wellenlängen der Signale etwa eine Größenordnung höher sind als in der Krustenseismik, ist ebenfalls eine mehrfache Überdeckung der Konversionspunkte im Untergrund mit Energie aus verschiedenen Richtungen gewährleistet (bei Berücksichtigung der *Fresnelbreite*). Aus diesem Grunde konnten bei der *Receiver Functions*- Analyse der Daten aus der Seismik übernommene Verfahren wie die Tiefenmigration erfolgreich angewandt werden. Die Migrationsverfahren erfahren zur Zeit beträchtliche Fortschritte (z.B. Bostock [2002]), so daß Verbesserungen hinsichtlich der Lagebestimmung der Grenzflächen in Zukunft zu erwarten sind. Besonders für die Manteldiskontinuitäten ist es erforderlich, detaillierte Geschwindigkeitsinformationen zu nutzen, die durch neue regionale Tomographiestudien seit kurzem zur Verfügung stehen (Lippitsch [2002]). In diesem Zusammenhang ist es sinnvoll, Daten von Stationen aus dem gesamten Alpenraum einzubeziehen, z. B. des im Aufbau befindlichen *Swiss Digital Seismic Network (SDSNet)*.

Synthetische Berechnungen, die auch die Energie auf der transversalen Komponente und damit zusätzliche Informationen berücksichtigen, sollten künftig zu weiterer Einschränkung der möglichen Modelle führen.

Ergänzende Informationen könnten aus der Analyse von *Sp- Receiver Funktionen* abgeleitet werden (z. B. Farra & Vinnik [2000]).

Es befinden sich noch 7 Breitbandstationen im Südabschnitt der TRANSALP- Linie im Feldeinsatz (Stand Dezember 2002). Die Auswertung der zusätzlichen Daten ist möglicherweise entscheidend, um die offenen Fragen hinsichtlich der Adriatischen Unterkruste und der Moho zu klären. Auch die Anisotropieeigenschaften sollten weiter untersucht werden, so daß die am südlichen Ende mit bisher vergleichsweise wenigen Daten bestimmten hohen Verzögerungszeiten von $\delta t \sim 1.5s$ besser eingegrenzt werden können. Die Auswertung der in einigen aufgezeichneten *SKKS*- Phasen enthaltenen kürzeren Perioden (1 – 5 s) könnte kleinräumigere laterale Variationen der Anisotropie auflösen.

Die Anwendung von *RF*- Methode und *SKS*- Polarisationsanalyse auf vorhandene und noch zu messende Daten aus den angrenzenden Gebieten bietet die Möglichkeit, das Verständnis des Aufbaus der Alpen und der Gebirgsbildungsprozesse zu vertiefen. Weitere Daten sind z.B. im Raum östlich der Alpen notwendig, um die existierenden Vorstellungen zur Entstehung der letztlich die Anisotropie verursachenden Kriechbewegungen im Oberen Mantel zu testen.