

Kapitel 3

Tibet

3.1 Geologie

Das Hochland von Tibet ist das größte und höchste Plateau der Erde. Es wird im Süden durch den Himalaya begrenzt und im Norden durch das Tarim-Becken und das Kunlun-Gebirge (s. Abb. 3.1). Tibet ist durch Anlagerung mehrerer krustaler Blöcke von Süden an Eurasien entstanden, dessen ursprünglicher südlicher Rand entlang der heutigen Kunlun-Störung verlief. Zwischen dem Himalaya im Süden und dem Kunlun-Gebirge im Norden besteht Tibet im wesentlichen aus zwei großen, kontinent-artigen Blöcken: dem Lhasa-Block und dem nördlich daran anschließenden Qiangtang-Block. Die Grenzen zwischen diesen Blöcken sowie zu den umgebenden Regionen werden durch mehrere lange, ungefähr in Ost-West-Richtung verlaufende Suturen definiert. Da sich die Blöcke von Süden an die eurasische Platte angelagert haben, nimmt das Alter der Suturen von Norden nach Süden ab. Die Jinsha-Sutur trennt den Qiangtang-Block vom nördlich angrenzenden Songpan-Ganze-Terrain, welches den einzigen nicht aus einem kontinent-artigen Block hervorgegangenen Teil des Tibet-Plateaus bildet. Es entstand durch das Schließen eines ehemals zwischen dem Qiangtang und dem Kunlun befindlichen triassischen Ozeans und ist aus bis zu 15 km mächtigen Flysch-Ablagerungen aufgebaut, welche ursprünglich vom Qiangtang und dem Kunlun abgetragen wurden (Bruguier et al., 1997).

Die nächst jüngere und südlichere der großen Suturen ist die Banggong-Nujiang-Sutur (BNS), welche die Grenze zwischen dem Qiangtang-Block im Norden und dem südlich daran angrenzenden Lhasa Block darstellt. Die Bedeutung der BNS ist allerdings umstritten. Sie stellt keine scharfe, klar definierte Blockgrenze dar, sondern ist die nördliche Grenze eines breiten, diffusen Bandes von an der Erdoberfläche anstehenden Ophiolithen. Dieses erstreckt sich über die nördlichsten ca. 150 km des Lhasa-Blockes, wobei jedoch der überwiegende Teil der Ophiolithvorkommen auf ein schmales Band entlang der BNS konzentriert ist. Bei den Ophiolithen handelt es sich wahrscheinlich um die Reste einer dort ehemals befindlichen und vor dem Schließen der Sutur im mittleren Jura subduzierten ozeanischen Kruste. Ungeklärt ist jedoch, warum Ophiolith-Fragmente in einer solch breiten Zone angetroffen werden. Aeromagnetische Messungen (Liu,

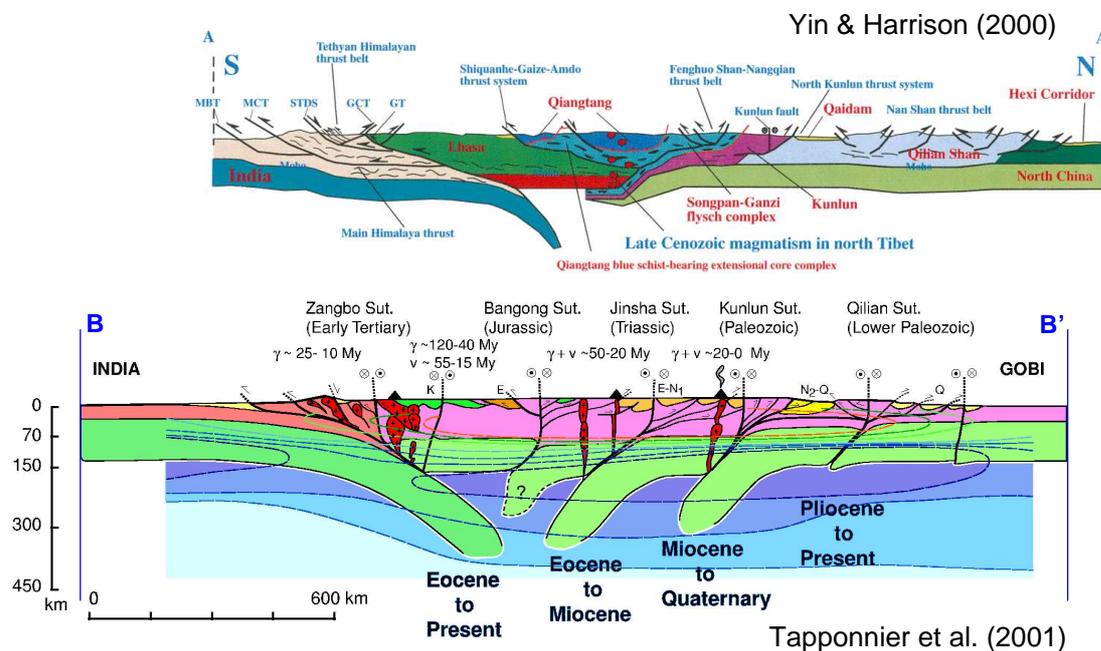
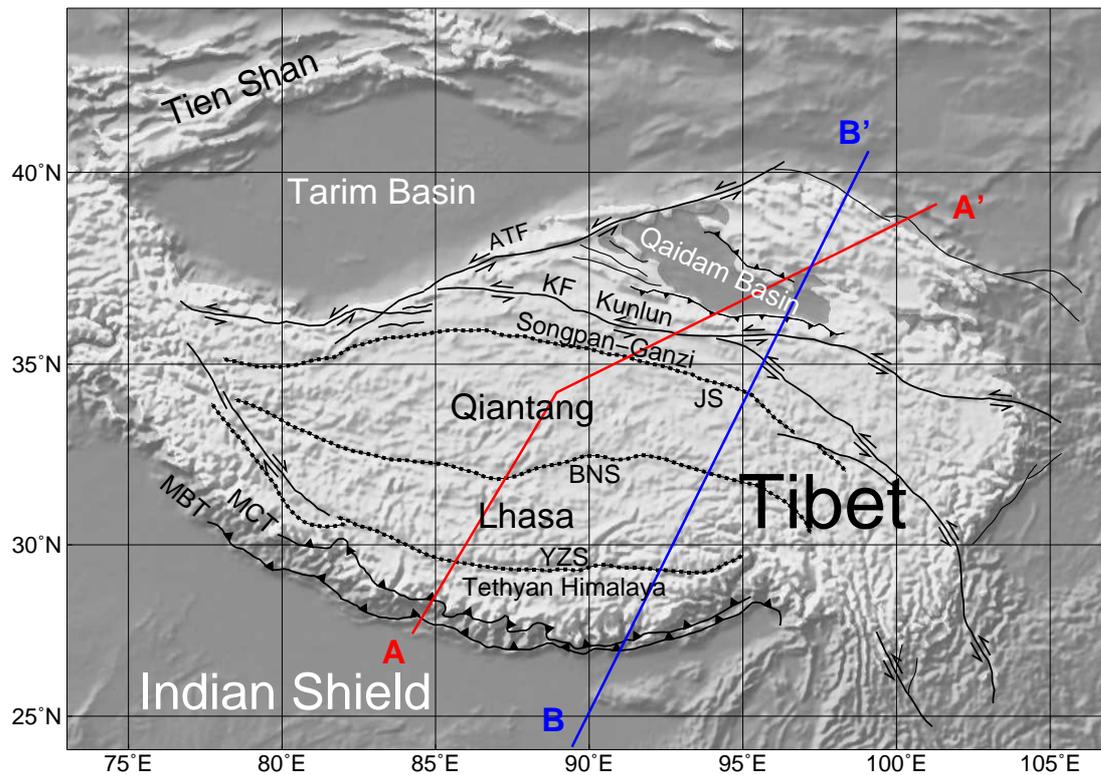


Abbildung 3.1: Oben: Karte von Tibet mit den wichtigsten geologischen Einheiten. Regionen über 3000 m Höhe sind durch einen helleren Grauton angedeutet. Die Profile entsprechen den unten abgebildeten schematischen Sektionen von Yin und Harrison (2000, rot) bzw. Tapponnier et al. (2001, blau). Die Sektionen wurden ungefähr zueinander ausgerichtet, was aber wegen der nicht ganz parallelen Profile und Strukturen nur näherungsweise möglich ist. Abkürzungen: MBT: Main boundary thrust, MCT: Main central thrust, YZS: Yarlung-Zangpo-Sutur, BNS: Banggong-Nujiang-Sutur, JS: Jinsha-Sutur, KF: Kunlun-Fault, ATF: Altyn-Tagh-Fault

1989) haben ergeben, dass die BNS -im krassen Gegensatz zur Yarlung-Zangpo-Sutur (YZS) (Makovsky et al., 1999)- kaum als magnetische Anomalie hervortritt. Dies lässt sich dahingehend interpretieren, dass sich im Bereich der BNS kein größerer Ophiolith-Körper befindet und die Ophiolith-Vorkommen zwar über eine große Fläche verteilt sind, aber nur geringes Volumen aufweisen. Nördlich der Ophiolithe schließt sich eine mehrere zehn Kilometer breite Zone aus mächtigen Flysch-Ablagerungen an. Wie breit das ehemalige Meer zwischen Lhasa und Qiangtang-Block war, ist ebenso ungeklärt wie Art und Richtung der Subduktion der ozeanischen Kruste vor dem Schließen der BNS. Yin und Harrison (2000) favorisieren Subduktion nach Norden, während diese bei Tapponnier et al. (2001) nach Süden gerichtet ist (s. Abb. 3.1). Auch Reaktivierung und Umkehr der Subduktionsrichtung werden diskutiert. Das Fehlen eines ausgeprägten magmatischen Bogens sowie die Ähnlichkeit des nördlichen Lhasa- und südlichen Qiangtang-Blockes aus geologischer Sicht und auf Grundlage seismischer Messungen (Zhao et al., 2001) werden z.B. von Haines et al. (2003) als Indiz dafür angesehen, dass Lhasa- und Qiangtang-Block während einer kurzen Rifting-Periode zunächst entlang der heutigen BNS getrennt wurden. Später sind diese Blöcke dann wieder kollidiert, ohne dass der entstandene Ozean eine Ausdehnung erreicht hätte, die für die Entstehung einer Subduktionszone andinen Typs und insbesondere eines magmatischen Bogens nötig gewesen wäre.

Eine große, in der Westhälfte des Qiangtang-Blockes an der Erdoberfläche aufgeschlossene Aufwölbung des Grundgebirges ist das Qiangtang-Antiklinorium (auch "Qiangtang *metamorphic belt*"). Hierbei handelt es sich um eine ungefähr in Ost-West Richtung verlaufende und in flachem Winkel nach Osten abtauchende Flexur der Kruste. Der Grünschiefergehalt der dort anstehenden Metamorphite deutet auf eine Bildung bei hohen Drücken im Bereich von 0,6-1,8 GPa (d.h. in Tiefen von ca. 20-60 km) bei gleichzeitig relativ niedrigen Temperaturen von 200-500°C hin. Dieses sind Bedingungen, wie sie besonders in Subduktionszonen auftreten, wo die subduzierte Platte relativ schnell in große Tiefen transportiert wird, also schnell höheren Drücken, aber erst allmählich höheren Temperaturen ausgesetzt ist. Die im Qiangtang anstehenden Metasedimente werden z.B. von Kapp et al. (2000) als Ablagerungen auf der ehemals entlang der Jinsha-Sutur nach Süden subduzierten Platte angesehen, die anschließend einen Teil der Kruste des Qiangtang-Blockes geformt haben (siehe auch das Modell von Yin und Harrison (2000) in Abb. 3.1). Mit dem späteren Schließen der BNS bildete sich dann durch andauernde Kompression in Nord-Süd-Richtung das Qiangtang-Antiklinorium heraus, wodurch die Metasedimente stellenweise an die Erdoberfläche befördert wurden.

Die Südgrenze des Lhasa-Blockes ist die Yarlung-Zangpo-Sutur (YZS), welche als heutige Grenze zwischen der indischen Platte und Tibet angesehen wird. Sie ist durch das fast kontinuierliche Auftreten von Ophiolith-Decken definiert und kann über eine Länge von über 2000 km von Ladakh bis Ost-Tibet verfolgt werden; sie ist damit die längste kontinentale Sutur der Welt. Sie entspricht der Zone, entlang welcher der ehemalige tethysche Ozean zwischen Indien und Eurasien in Richtung Norden subduziert wurde. Daher finden sich nördlich der Sutur Reste des

ehemaligen magmatischen Bogens in Form eines Pluton-Gürtels ("Transhimalaya-Batholith"), während südlich der YZS der sog. "tethysche Himalaya" aus 10 bis 17 km mächtigen Sedimenten der Tethys aufgebaut ist (Gansser, 1980; Hodges, 2000).

Die überwiegend in Ost-West-Richtung streichenden, großräumigen Strukturen werden durch eine Serie jüngerer, ungefähr nord-süd-streichender Grabenbrüche überlagert, welche etwa ab dem Miozän als Folge der dann einsetzenden Ausdehnung Tibets in Richtung Osten entstanden sind. Diese Grabenbrüche sind seismisch aktiv und zeichnen sich durch *normal faulting*-Herdmechanismen aus.

Es lassen sich also zusammenfassend zwei Hauptphasen der Plateaubildung unterscheiden. Zunächst wurde nach Beginn der Kollision die Verkürzung von der sich verdickenden Lithosphäre (einschließlich Kruste) aufgenommen. Dies wird allgemein akzeptiert, wenngleich der genaue Mechanismus der Verdoppelung der Krustenmächtigkeit umstritten ist. Seit Erreichen einer gravitativ bedingten Maximal-Höhe erfolgt jedoch keine weitere Verdickung der Lithosphäre (vertikale Ausdehnung) mehr, sondern horizontale Ausdehnung. Dabei wird durch die anhaltende Konvergenz zwischen der indischen und eurasischen Platte Material in Richtung Osten heraus gedrückt. Diese heute beobachtete Ost-West-Ausdehnung äußert sich z.B. in den erwähnten nord-süd-streichenden Grabenbrüchen, aber auch geophysikalisch in Form starker seismischer Anisotropie (Huang et al., 2000). Die Datierung dieser Grabenbrüche bietet wichtige Anhaltspunkte darüber, wann das Plateau seine heutige Höhe erreicht hat. Messungen von Blisniuk et al. (2001) im Rahmen von INDEPTH-3 haben beispielsweise das Alter des im zentralen Qiangtang gelegenen Shuang-Hu-Grabens auf mindestens 13,5 Millionen Jahre bestimmt, während entsprechende Messungen im Lhasa-Block Altersschätzungen um 8 Millionen Jahre ergeben haben (Coleman und Hodges, 1995).

In Abb. 3.2 ist der zeitliche Ablauf der Entstehung des Tibet-Plateaus seit dem Paläozoikum skizziert. Vor der Kollision mit Eurasien waren Indien sowie der Lhasa- und der Qiangtang-Block ursprünglich Teile des Ur-Kontinentes Gondwana. Während mehrerer Rifting-Episoden vom Paläozoikum bis in die Kreidezeit wurden sie von dessen nördlichem Rand abgetrennt (Bond et al., 1984), wanderten nach Norden und kollidierten schließlich mit der eurasischen Platte. Die Kollision des Qiangtang mit Eurasien erfolgte bereits in der Trias entlang der Jinsha-Sutur. Zuvor wurde der zwischen Qiangtang und Eurasien befindliche Ozean nach Süden unter den Qiangtang subduziert; die Flysch-Ablagerungen des dabei geschlossenen Ozeans bilden heute das Songpan-Ganze-Terrain. Nicht gesichert dagegen ist, ob Lhasa- und Qiangtang-Block unabhängig voneinander von Gondwana getrennt wurden (Allegre et al., 1984; Yin und Harrison, 2000), oder ob sie, wie von Haines et al. (2003) postuliert, zunächst einen einzigen kontinentalen Block bildeten. Dieser wäre dann erst kurz vor der Kollision mit Eurasien während einer kurzen Backarc-Rifting-Episode in Lhasa- und Qiangtang-Block aufgespalten worden, die dann im oberen Jura entlang der heutigen BNS wieder kollidierten. Zuletzt wurde in der Kreidezeit die indische Platte von Gondwana abgetrennt. Durch die Konvergenz zwischen Indien und Eurasien

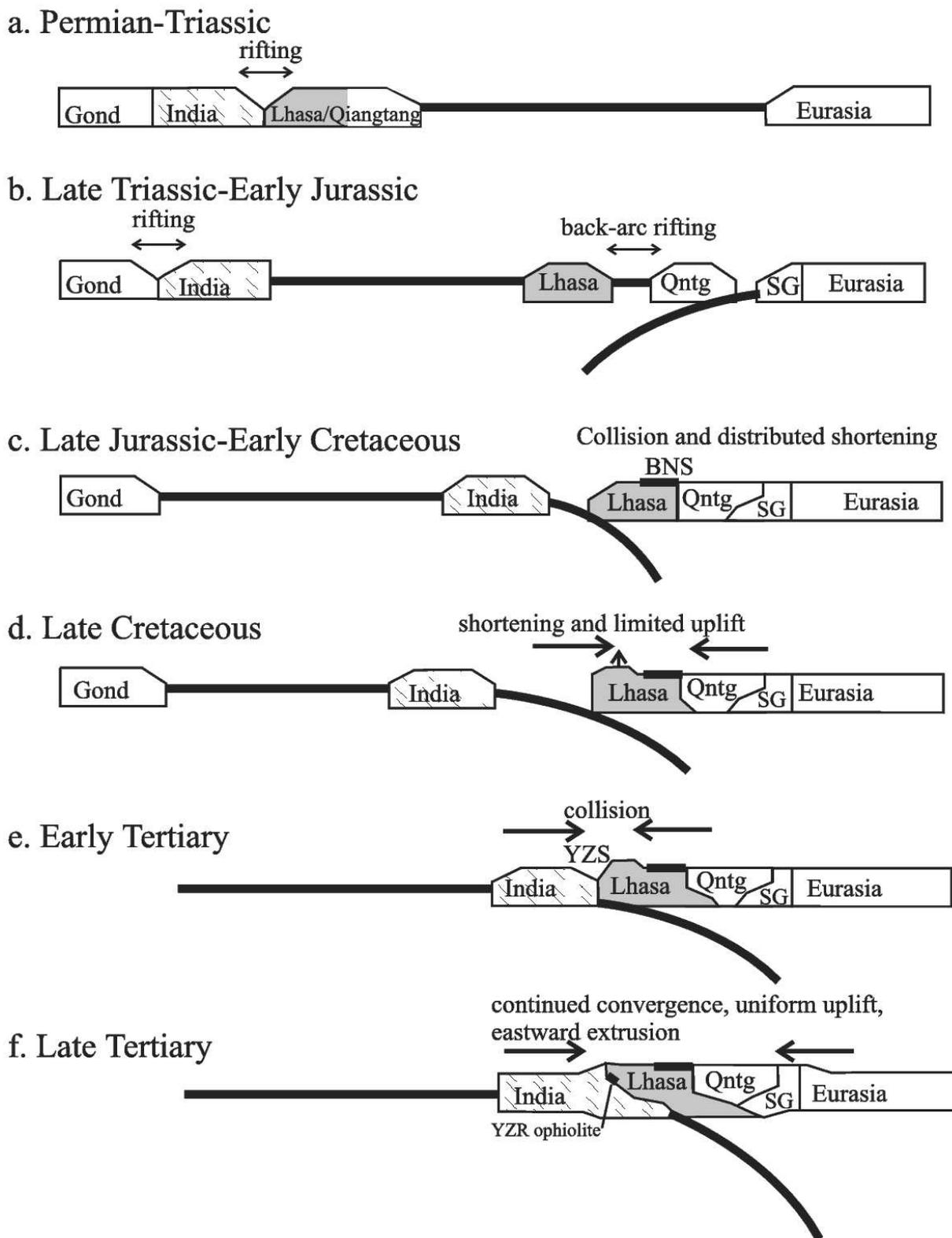


Abbildung 3.2: Schematische Sektion zur Illustration des zeitlichen Ablaufs der Entstehung des Tibet-Plateaus aus Haines et al. (2003), basierend auf Allegre et al. (1984) und Yin und Harrison (2000).

wurden mehrere tausend Kilometer ozeanischer Kruste des damaligen Tethys-Meeres subduziert. Auf der Grundlage magnetischer Anomalien wurde eine enorme Geschwindigkeit der Indischen Platte von zeitweise bis zu 15-25 cm/Jahr gegen Ende der Kreidezeit ermittelt (Molnar und Tapponnier, 1975; Patriat und Achache, 1984). Bereits vor der Kollision mit Eurasien verlangsamte sich Indien auf ca. 10 cm/Jahr, um bei der Kollision im Eozän nochmals auf ca. 5 cm/Jahr abgebremst zu werden, was auch der heutigen Geschwindigkeit entspricht.

3.2 Mögliche Mechanismen der Plateaubildung

Zahlreiche Modelle zur Bildung des Tibet-Plateaus sind in den letzten Jahrzehnten diskutiert worden. Eine Auswahl ist in Abb. 3.3 skizziert. Allen Modellen gemeinsam ist die Annahme, dass sich die Krustenmächtigkeit als Folge der Kontinent-Kontinent-Kollision etwa verdoppelt. Die genauen Mechanismen, die zu dieser Verdopplung führen, sind jedoch umstritten. Die Modelle lassen sich im wesentlichen in zwei Klassen unterteilen.

In der einen Klasse von Modellen erfolgt die Verkürzung durch Verschiebung fester Platten entlang weniger Subduktions- oder anderer Scherzonen, die bis weit in die Mantellithosphäre hinein reichen können. Hierzu gehören die Modelle von Argand (1924) und Barazangi und Ni (1982), die eine praktisch horizontale Unterschiebung der indischen Platte unter das Plateau postulieren. Willett und Beaumont (1994) dagegen gehen von einer Subduktion des eurasischen lithosphärischen Mantels ähnlich der Subduktion ozeanischer Lithosphäre aus. Yin und Harrison (2000) wiederum verbinden diese Konzepte und schlagen die Subduktion sowohl der indischen als auch der eurasischen Platte vor, was mit der Interpretation von Kosarev et al. (1999) und Kind et al. (2002) in Einklang steht, die mit *receiver functions* die nach Süden subduzierte asiatische Mantellithosphäre abbilden konnten. Eine ähnliches Modell wird auch von Tapponnier et al. (2001) favorisiert (s. Abb. 3.1), die jedoch südwärts gerichtete Subduktion entlang gleich mehrerer Suturen vorschlagen (intracontinentale Subduktion). In dem Modell von Zhao und Morgan (1987) wird die indische Mantellithosphäre subduziert, während leichte granitische Schmelzen aus der erhitzten indischen Kruste in die darüber liegende eurasische Kruste quasi "injiziert" werden und dabei das Tibet-Plateau gleichsam "hydraulisch aufgepumpt" wird. In der Tat wurden durch seismische Messungen Hinweise auf partielles Schmelzen in weiten Teilen Süd-Tibets gefunden (Kind et al., 1996; Brown et al., 1996; Yuan et al., 1997) und eine der Schlüsselfragen des INDEPTH-3-Experimentes ist daher, ob Schmelzen auch in Zentral-Tibet auftreten.

Bei einer anderen Klasse von Modellen, welche auf der Annahme beruht, dass die Auftriebskraft eines Kontinents größere Unterschiebungen oder Subduktion verhindert (z.B. Dewey und Bird, 1970; Dewey und Burke, 1973; England und Houseman, 1986), drückt Indien wie ein fester "Stempel", in ein heißes, duktileres Eurasien, welches dadurch horizontal verkürzt und entsprechend verdickt wird. Von dieser Vorstellung der "homogenen Verdickung" wurden wie-

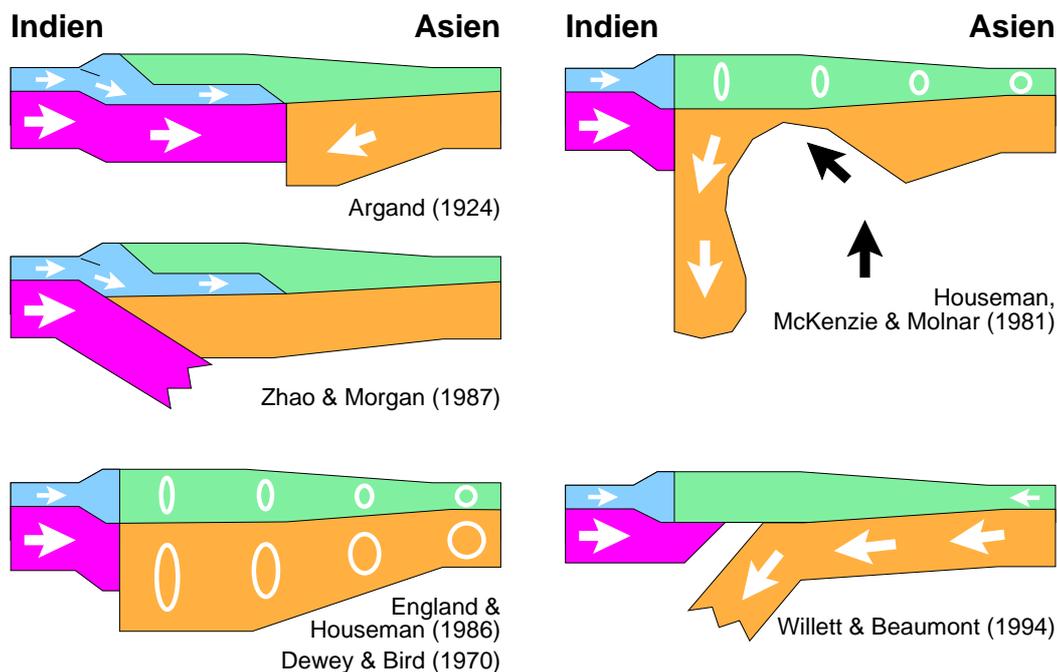


Abbildung 3.3: Illustration einiger von verschiedenen Autoren vorgeschlagener Modelle zur Bildung des Tibet-Plateaus (nach Willett und Beaumont, 1994).

derum Varianten wie die von Houseman et al. (1981) vorgeschlagen, bei welcher der verdickte Mantel durch Konvektion entfernt und damit die Kruste dem Einfluss der Asthenosphäre ausgesetzt wird.

Aus der Vielfalt der sich z.T. gegenseitig ausschließenden Modelle wird deutlich, dass die geologischen und geophysikalischen Daten, die bis heute zur Verfügung stehen, noch bei weitem nicht ausreichen, um eine eindeutige Aussage zur Entstehung Tibets zu treffen. Gerade der Erkundung der tiefen Struktur Tibets kommt eine Schlüsselrolle bei der Bewertung verschiedener Modelle zu.

3.3 Das Tibet-Plateau aus seismologischer Sicht

Die ersten seismischen Messungen der Krustenmächtigkeit in Tibet beruhten auf der Dispersionsanalyse von Oberflächenwellen (z.B. Gupta und Narain, 1967; Bird und Toksöz, 1977; Romanowicz, 1982), welche jedoch nicht in Tibet selbst registriert wurden, sondern in umliegenden Regionen, und von denen nur ein Teil des Laufwegs im Bereich des Tibet-Plateaus lag. Wegen der geringen lateralen Auflösung solcher Messungen war es jedoch schwierig, die hieraus ermittelten seismischen Strukturen in einen Zusammenhang mit geologischen Einheiten zu bringen, obwohl die Resultate einiger damaliger Studien durchaus auch heute noch aktuell sind (z.B. Barazangi und Ni, 1982; Ni und Barazangi, 1983).

Aufgrund seiner Unzugänglichkeit können in Tibet selbst erst seit etwa zwanzig Jahren seismologische Messungen durchgeführt werden. Solche Experimente haben aufgrund der Nähe zu den zu untersuchenden Strukturen eine naturgemäß wesentlich höhere vor allem laterale Auflösung. Gerade Steilwinkelverfahren wie Reflexionsseismik und die inzwischen immer populärer gewordene *receiver function*-Methode haben eine vorher nicht erreichbare Auflösung kleinräumiger Strukturen ermöglicht (Zhao et al., 1993; Kind et al., 1996; Brown et al., 1996; Yuan et al., 1997; Makovsky und Klemperer, 1999; Saul et al., 2000a).

Die erste internationale seismologische Meßkampagne wurde 1981 in chinesisch-französischer Zusammenarbeit durchgeführt (Hirn et al., 1984; Allegre et al., 1984). 1991-92 und 1992 fanden weitere seismologische Feldexperimente statt. Dies waren die erste Etappe des Projektes INDEPTH (Zhao et al., 1993), welche aus einem aktiven seismischen Experiment im äußersten Süden Tibets bestand, das teleseismische PASSCAL-Experiment vorwiegend entlang der Straße Lhasa-Golmud in chinesisch-US-amerikanischer Zusammenarbeit (McNamara et al., 1994), sowie die erste Etappe des chinesisch-französischen LITHOSCOPE-Experimentes von Süd-Tibet ebenfalls entlang der Straße Lhasa-Golmud bis knapp nördlich der BNS. Im Sommer 1994 wurde dann erstmals unter umfangreicher deutscher Beteiligung die bis dato größte geophysikalische Messkampagne INDEPTH-2/GEDEPTH in Süd-Tibet unternommen (Nelson et al., 1996), deren Ziel es war, die seismische Struktur in der Umgebung der Yarlung-Zangpo-Sutur zu untersuchen. 1995 wurden im Rahmen des chinesisch-französischen LITHOSCOPE-Experimentes entlang der Straße Lhasa-Golmud in Nord-Tibet kurzperiodische Seismometer betrieben. Die teleseismischen Daten des PASSCAL-Experimentes sowie der beiden LITHOSCOPE-Experimente wurden u.a. von Kind et al. (2002) mit verwendet. Im Rahmen einer weiteren Etappe des chinesisch-französischen LITHOSCOPE-Experimentes wurden im Sommer 1998 24 Stationen entlang eines 550 km langen Profils zwischen Gonghe und Yushu im Nordosten Tibets betrieben, d.h. im Bereich der Kunlun-Störung und der Jinsha-Sutur, jedoch ca. 500 km östlich der Straße Lhasa-Golmud.

Auch Weitwinkelmessungen im Plateau spielen weiterhin eine wichtige Rolle, ermöglichen sie doch eine verglichen mit den Steilwinkelverfahren genauere Bestimmung der durchschnitt-

lichen Geschwindigkeiten über längere Distanzen und sind daher weniger anfällig für lokale Abweichungen. So konnten Rodgers und Schwartz (1997, 1998) durch Analyse von Pnl-Wellenformen regionaler Erdbeben durchschnittliche P- und S-Geschwindigkeiten sowie Krustenmächtigkeiten in Süd-Tibet und dem Qiangtang-Block bestimmen. Sie ermittelten P-Geschwindigkeiten von 6,0 und 6,2 km/s für den Lhasa- bzw. den Qiangtang-Block, während das krustale Poisson-Verhältnis bei 0,25 bzw. 0,29 liegt. Die Krustenmächtigkeit liegt bei 72 km im Lhasa- sowie 65 km in Qiangtang-Block. Damit unterscheiden sich die beiden Blöcke deutlich in ihrer Krustenstruktur. Zhao et al. (2001) maßen im Rahmen des INDEPTH-3 aktiven Experimentes Krustenmächtigkeiten von 67 km im Lhasa-Block und 64 km im Qiangtang-Block.

Messungen mit *receiver functions* auf Grundlage der Daten des INDEPTH-2-Experimentes ergaben in Süd-Tibet Moho-Tiefen von bis zu 78 km (Kind et al., 1996; Yuan et al., 1997). Dabei konnte eine ca. 20 km mächtige Schicht relativ hoher Geschwindigkeit an der Basis der Kruste nachgewiesen werden, die als indische Unterkruste interpretiert wurde. Außerdem konnten Yuan et al. (1997) im Bereich des Yangbajin-Grabens (nördlicher Teil des Yagong-Gulu-Rifts) eine ausgedehnte Zone niedriger Geschwindigkeit in 10-20 km Tiefe nachweisen, welche als Hinweis auf partielles Schmelzen in dieser Tiefe interpretiert wurde. Diese Beobachtungen decken sich mit den Ergebnissen der Reflexionsseimik von Brown et al. (1996), die dort in der gleichen Tiefe beobachtete "bright spots" ebenfalls auf partielles Schmelzen zurückgeführt haben.

Weite Teile Tibets zeichnen sich durch einen seismisch "schnellen" oberen Mantel aus, mit Pn-Geschwindigkeiten im Bereich 8,4 km/s, was denen des indischen Schildes ähnelt (Kaila und Krishna, 1992). Dies wird seit langem als Indiz für die Unterschiebung der indischen Platte unter weite Teile des Plateaus, zumindest bis zur Banggong-Sutur, gewertet (Barazangi und Ni, 1982; Ni und Barazangi, 1983). Im Mantel etwa unterhalb des Qiangtang-Blockes gibt es jedoch offenbar eine Zone, welche sich in mehrfacher Hinsicht von den umliegenden Regionen unterscheidet. Bereits Barazangi und Ni (1982) und Ni und Barazangi (1983), sowie später u.a. McNamara et al. (1997) haben anhand von Pn- und Sn-Registrierungen eine Zone verringerter Pn-Geschwindigkeit im oberen Mantel beobachtet, die ungefähr mit dem Gebiet des Qiangtang-Blockes zusammenfällt. Sn-Wellen werden in dieser Zone so stark gedämpft, dass sie praktisch nicht beobachtet werden. Beide Phänomene werten die Autoren als Anzeichen für anomal hohe Manteltemperaturen unter Zentral- und Nord-Tibet, was wiederum auf fehlende Lithosphäre in diesem Gebiet zurückgeführt wird. Diese Region fällt etwa zusammen mit einer Zone, in der sich erhebliche azimuthale Anisotropie in Splitting von SKS-Wellen bemerkbar macht (McNamara et al., 1994; Hirn, 1995; Sandvol et al., 1997; Huang et al., 2000), während die umliegenden Regionen und speziell Süd-Tibet höchstens geringe Anisotropie aufweisen. Diese Beobachtung wird mit der Extension Tibets in Ost-West-Richtung in Zusammenhang gebracht und der teilweise recht abrupte Anstieg nahe der BNS als Übergang seismisch isotroper indischer Mantellithosphäre zu heißer, fließender und daher stark anisotroper Asthenosphäre weiter nördlich interpretiert, welche in direktem Kontakt zur Unterkruste stehen könnte.

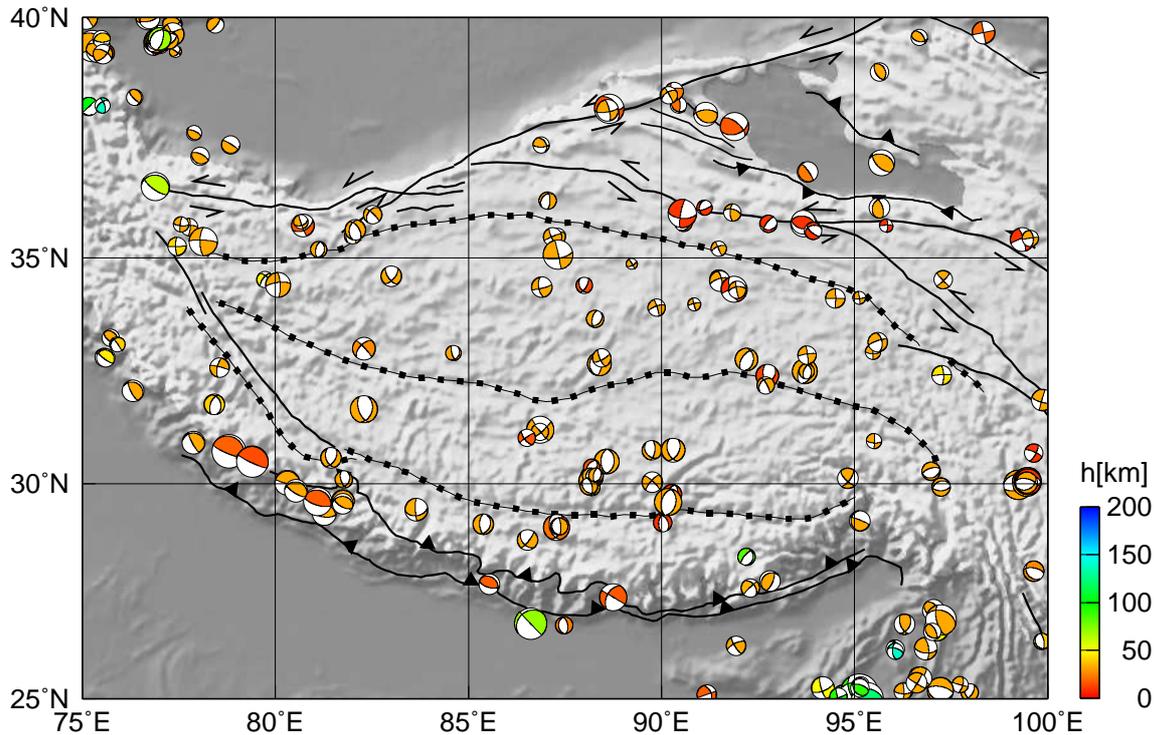


Abbildung 3.4: Die Seismizität des Tibet-Plateaus aus dem CMT-Katalog seit 1977. Die Herddtiefen h sind farblich codiert, was jedoch bei den fast ausschließlich flachen Beben in Tibet wenig aussagekräftig ist, da diesen meist die Standardtiefe von 33 km zugeordnet wurde.

Owens und Zandt (1997) analysierten S-Wellen eines einzelnen, von den Stationen des 1991-92er PASSCAL-Experimentes registrierten Tiefherdbebens und ermittelten Werte für das mittlere krustale Poisson-Verhältnis, die von 0.27 im Lhasa-Block auf 0.33 in Nord-Tibet ansteigen. Die hohen Werte für das Poisson-Verhältnis wurden als partielles Schmelzen großer Teile der Unterkruste in Nord-Tibet interpretiert. Diese Ergebnisse sind jedoch heute mit der Verfügbarkeit zahlreicher auf *P-receiver functions* beruhender Messungen überholt (Saul et al., 2000a; Kind et al., 2002; Vergne et al., 2002).

Seismizität

Das Tibet-Plateau und seine Ränder sind eine seismisch sehr aktive Region, in der Erdbeben der Magnitude 8 nicht selten sind. Daher bieten Verteilung und Mechanismen der Seismizität wichtige Anhaltspunkte für die Art der bis heute anhaltenden Verformungen (Ni und Barazangi, 1984). Abb. 3.4 zeigt eine Karte der Seismizität in Tibet seit 1977 auf der Grundlage des CMT-Katalogs der Harvard-Universität (Dziewonski et al., 1981). Die Tiefe der Erdbeben ist im Bereich des Tibet-Plateaus praktisch überall auf die obersten 20 km der Kruste begrenzt. Lediglich aus Süd-Tibet sind auch Beben aus der Unterkruste bekannt (s.u.). An den Rändern des Plateaus

sowohl im Norden als auch im Süden überwiegen deutlich die Überschiebungsmechanismen mit in flachem Winkel abtauchenden Herdflächen, während auf dem Plateau selbst *normal faulting*-Extensionsmechanismen im Bereich der nord-süd-streichenden Gräben sowie *strike-slip*-Mechanismen vorherrschen. Dabei fällt die Ausrichtung der T-Achsen stets in Richtung Ost-West bzw. im Osten des Plateaus auch in Südost-Richtung auf, was auf den Zusammenhang zwischen der Erdbebenaktivität und rezenter krustaler Extension in Ost-West-Richtung hinweist. Entsprechend treten die *normal faulting*-Mechanismen vorwiegend entlang der zahlreichen, in Nord-Süd-Richtung streichenden Gräben auf, in Süd- ebenso wie Nord-Tibet.

Im Bereich des Tibet-Plateaus ist das Auftreten von Erdbeben nach neuesten Erkenntnissen ausschließlich auf die Kruste beschränkt. Einzelne, vorher vermeintlich im indischen Mantel gelegene Hypozentren von Beben in Süd-Tibet wurden von Maggi et al. (2000) relokalisiert und werden auf Grundlage neuerer Messungen der Moho-Tiefen von Yuan et al. (1997) heute der Unterkruste zugeschrieben (Jackson, 2002). Das bedeutet, dass sich vorherige Vorstellungen von einer kalten, schwer verformbaren Lithosphäre (z.B. Chen und Molnar, 1983), die auf eben solchen vermeintlichen Mantel-Beben beruhen, als hinfällig herausstellen könnten. Es besteht damit die Möglichkeit, dass die indische Lithosphäre verformbarer ist als bisher angenommen, was auch Konsequenzen für zukünftige Modelle zur Entwicklung Tibets haben dürfte.

3.4 Das Projekt INDEPTH-3

Das Projekt INDEPTH – International DEep Profiling of Tibet and the Himalaya – ist ein multidisziplinäres Unterfangen von Geowissenschaftlern aus mehreren Ländern, die sich zur Erforschung des Tibet-Plateaus zusammengeschlossen haben. Das GeoForschungsZentrum Potsdam ist seit 1994 im Rahmen des deutschen Teilprojektes GEDEPTH an INDEPTH beteiligt. Im Projekt INDEPTH kooperierende Institutionen sind u.a.

- Chinese Academy of Geological Sciences, Ministry of Land and Resources
- Syracuse University
- Cornell University
- New Mexico State University
- Geological Survey of Canada
- Universität Kiel
- Technische Universität Freiberg

Nachdem die erste Etappe von INDEPTH noch ohne deutsche Beteiligung aus einem rein aktiven seismischen Experiment bestand, nimmt seit 1994 die Tiefensondierung mit passiven seismologischen Methoden einen breiten Raum ein. Hieran ist besonders das GeoForschungsZentrum Potsdam beteiligt, welches 1994 im Rahmen von INDEPTH-2/GEDEPTH-1 u.a. die ersten 15 Stationen für das Experiment zur Verfügung stellte. Die darauf beruhenden Untersuchungen (Kind et al., 1996; Yuan et al., 1997) haben eine solche Fülle neuer Erkenntnisse über die seismische Struktur Süd-Tibets ergeben, dass in der dritten Etappe von INDEPTH die Zahl der Stationen noch einmal deutlich auf 57 erhöht wurde.

Während INDEPTH-2/GEDEPTH-1 auf die Umgebung der Yarlung-Zangpo-Sutur (YZS) in Süd-Tibet beschränkt war, sollte die nächste Etappe die seismische Erkundung des im Norden anschließenden nördlichen Lhasa-Blockes bis in die Südhälfte des Qiangtang-Blockes in bisher unerreichter Auflösung fortsetzen. Insbesondere sollte die Struktur in der Umgebung einer weiteren großen Block-Grenze, der Banggong-Nujiang-Sutur (BNS), untersucht werden. Sicher eine der wichtigsten Fragen, die dabei geklärt werden sollten, war die der Mächtigkeit der Kruste unter Zentral-Tibet. In diesem Zusammenhang sollte auch die mögliche Existenz eines ca. 20 km hohen vertikalen Versatzes der Moho entlang der BNS, wie er von Hirn et al. (1984) aus Weitwinkel-Reflexionen der Moho interpretiert wurde, überprüft werden. Eine weitere wichtige, bisher nicht geklärte Frage ist die nach dem Verbleib der wahrscheinlich subduzierten indischen kontinentalen Lithosphäre und die Rolle einer postulierten Subduktion Eurasiens von Norden unter Tibet (Kosarev et al., 1999). Auch die seismische Ausprägung der BNS selbst galt es zu untersuchen.

Obwohl diese Nahtstelle zwischen dem Qiangtang- und dem Lhasa-Block eine ausgeprägte Oberflächenstruktur darstellt, welche sich praktisch über die gesamte Ost-West-Ausdehnung Tibets hinweg verfolgen lässt, so ist doch ihre Rolle in der Entstehungsgeschichte Tibets weitgehend ungeklärt. Die Anwesenheit von Ophiolithen an der Erdoberfläche zeigt zwar an, dass sich zwischen dem heutigen Qiangtang- und dem Lhasa-Block einst ein Meer befunden haben muss. Über dessen Ausmaße und die Art der Subduktion vor dem Schließen der BNS gibt es jedoch keine gesicherten Erkenntnisse. Auch die Frage, ob –wie im südlichen Lhasa-Block– auch in Zentral-Tibet Teile der Kruste geschmolzen sind, war eine der Motivationen zur Erweiterung von INDEPTH in Richtung Norden.

Dieses jüngste und bisher umfangreichste seismologische Experiment in Tibet, INDEPTH-3/GEDEPTH-2, fand von Juli 1998 bis Mai 1999 statt, wobei sich drei Test-Stationen bereits seit Juli 1997 im Einsatz befunden hatten. Die hierbei gewonnenen teleseismischen Daten bilden die Grundlage für die vorliegende Arbeit. Neben dem fast ein Jahr dauernden passiven Experiment mit 57 Stationen wurden im Sommer 1998 auch aktive, weitwinkelseismische Messungen durchgeführt (Zhao et al., 2001), sowie darüber hinaus an einigen Punkten Steilwinkel-Reflexionsseismik. Magnetotellurische Messungen wurden im Sommer 1998 ungefähr entlang des seismischen Nord-Süd-Profiles sowie im Sommer 1999 entlang der Straße Lhasa-Golmud durchgeführt (Wei et al., 2001; Solon et al., 2003).

Durchführung des seismologischen Experimentes

Der seismologische Teil des Experimentes INDEPTH-3 bestand aus einem aktiven und einem passiven Telexperiment. Der Aufbau der Stationen erfolgte im Sommer 1998. Im Rahmen einer Vorerkundung waren jedoch bereits im Sommer 1997 drei mit Güralp 40T-Seismometern ausgestattete, vollkommen autonome Stationen in Betrieb genommen worden, von denen zwei erfolgreich über den gesamten Winter hinweg operierten, während die dritte dem Diebstahl ihrer Solar-Paneele zum Opfer fiel. Im Juli 1998 erfolgte der Aufbau der übrigen seismischen Stationen, die alle bis zum Sommer 1999 in Tibet verbleiben sollten. Die meisten Stationen wurden entlang eines linearen Profils (“Nord-Süd-Profil”) aufgebaut, welches den logistischen Gegebenheiten angepasst war und daher entlang der Straße Deqen - Banggong - Doima - Shuang Hu - Longwei Tso ungefähr in SSO-NNW-Richtung und damit quer zur Streichrichtung der meisten geologischen Strukturen verlief (siehe Abb. 3.5). Zusätzlich wurden einige wenige Stationen in ca. 100 km Abstand entlang der Straße Nyma-Amdo als eine Art “Ost-West-Profil” aufgebaut, von denen leider die beiden westlichsten bereits nach kurzer Zeit gestohlen bzw. zerstört wurden. Alle Stationen waren mit RefTek-Datenloggern ausgestattet, allerdings mit verschiedenen Seismometer-Typen. 29 Streckeisen STS-2, 10 Güralp 40-T und 3 Güralp 3-T Breitband-Seismometer wurden im Abstand von ca. 10 km installiert. Zur Verdichtung des Arrays wurden im mittleren Teil, also in der Nähe der BNS, zusätzlich ungefähr zwischen je zwei Breitband-Seismometern insgesamt 15 kurzperiodische Seismometer vom Typ Mark-L4 aufgebaut. Die Installation eines Seismome-

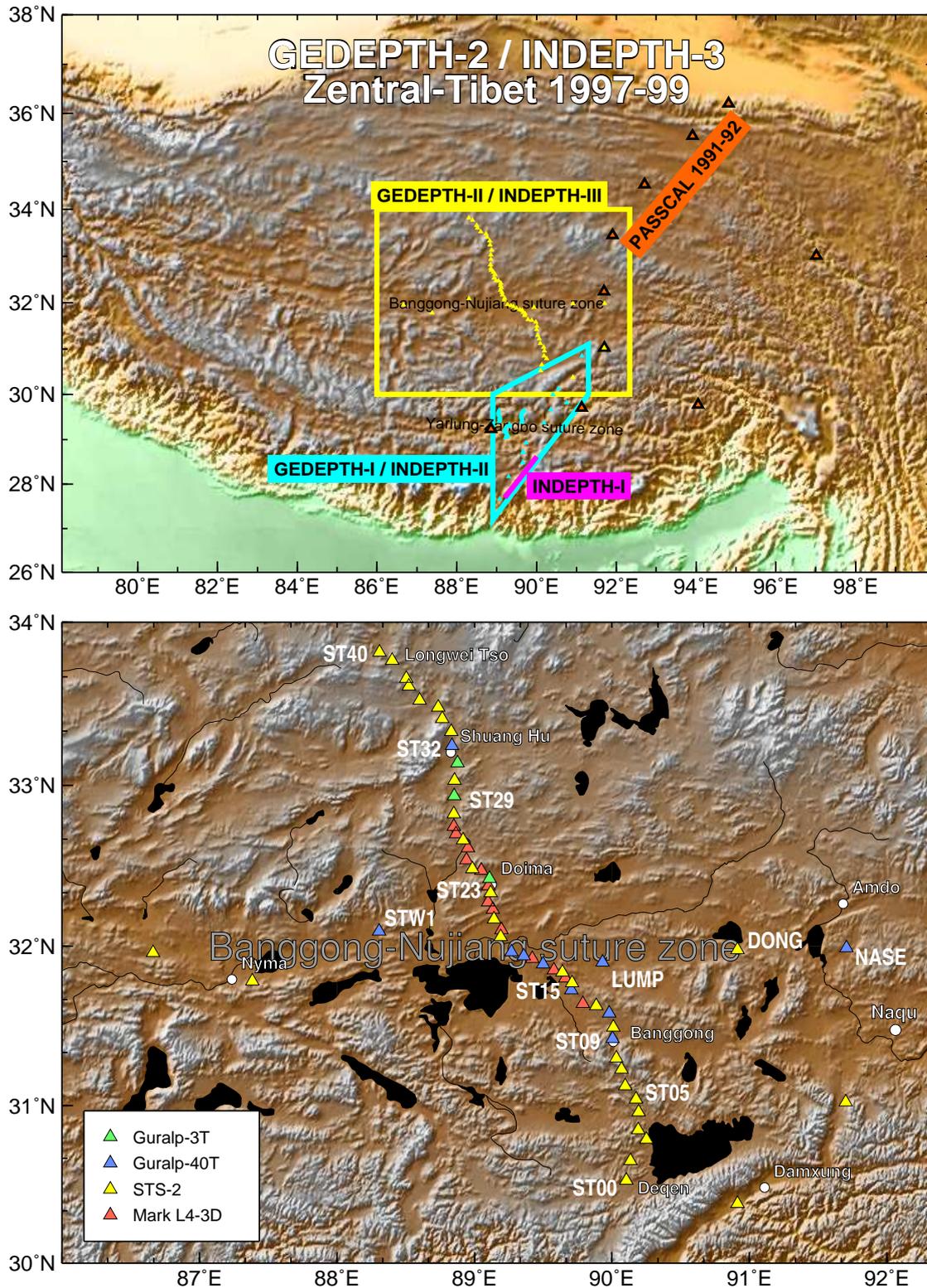


Abbildung 3.5: Karte der INDEPTH-3 Stationen. Oben: Übersicht über Tibet, in der die Lage der Vorgänger-Experimente INDEPTH-1, INDEPTH-2 sowie des PASSCAL-Experimentes von 1991-92 eingezeichnet sind. Unten: Detailansicht des Zielgebietes von INDEPTH-3. Die Stationen sind entsprechend ihrer Seismometer-Typen in unterschiedlichen Farben dargestellt. Zur Orientierung sind einige Stationen mit ihren Namen beschriftet.



Abbildung 3.6: Fotos von der Installation der INDEPTH-3-Stationen. Oben links: Ein Seismometer vom Typ STS-2. Die Breitband-Seismometer wurden auf einbetonierte Granitplatten gestellt, "über die zunächst eine Styropor-Box zur thermischen Isolierung und anschließend eine robuste Hartplastik-Box mit entfernbarer Abdeckung gestülpt wurden. Vor dem endgültigen Eingraben wurde die "äußere Box mit einer Plastikplane eingehüllt. Oben rechts: Installation eines Mark-L4 Seismometers. Hier wurde das Seismometer neben dem RefTek-Datenlogger mit Gips auf dem Boden fixiert; darüber wurde ein Eimer gestülpt. Unten links: Ein Polizist aus Shuang-Hu hilft beim Anbringen der Informationsschilder an den Solar-Panelen von Station ST23. Unten rechts: Informationsschild im Detail.

ters vom Typ STS-2 bzw. Mark-L4 ist in Abb. 3.6 dargestellt. Da alle Stationen für fast ein Jahr ohne jede Wartung in Tibet verbleiben sollten, erfolgte die Stromversorgung über je zwei Solar-Panäle pro Station.

Das aktive Experiment wurde nach Aufbau der meisten Stationen im Sommer 1998 durchgeführt. Elf große Schüsse von 180 bis 1160 kg wurden hierzu mit den Stationen des Nord-Süd-Profiles registriert, deren Sampling-Frequenz dafür auf 100 Hz eingestellt wurde. Die Ergebnisse der Weitwinkelmessungen sind von Zhao et al. (2001) und Haines et al. (2003) bereits veröffentlicht. Nach der Beendigung des aktiven Experimentes wurden alle Stationen einmal gewartet, ihre Sampling-Frequenz auf 20 Hz eingestellt und dann für knapp ein Jahr in Tibet belassen. Sie mussten dabei während der gesamten Zeit unter zeitweise extremen klimatischen Bedingungen autonom arbeiten, da eine Wartung während des Winters nicht möglich gewesen wäre. Der Abbau der Stationen erfolgte Anfang Juni 1999. Erfreulicherweise waren 43 der insgesamt 57 Stationen über den gesamten Zeitraum in Betrieb geblieben und bei denjenigen Stationen, die ausgefallen waren, war dies überwiegend im Winter geschehen. Dies ist

wahrscheinlich auf extrem niedrige Temperaturen oder Ausfall der Solar-Panels durch Bedeckung mit Schnee zurückzuführen. Daher haben auch die meisten der ausgefallenen Stationen immerhin über mehrere Monate registriert. Diebstahl spielte dagegen kaum eine Rolle und lediglich zwei Stationen waren vollständig gestohlen bzw. mutwillig zerstört worden, neben einem entwendeten Solar-Panel und einem durchgeschnittenen Seismometer-Kabel. Dieser Verlust erscheint bei einer Gesamtzahl von 57 Stationen jedoch gering und ist zweifellos auch auf eine gute Zusammenarbeit mit der örtlichen Polizei zurückzuführen. Interessant ist zu erwähnen, dass die beiden entwendeten bzw. zerstörten Stationen die einzigen waren, bei denen es aufgrund ihrer Abgelegenheit am westlichsten Ende des Ost-West-Profiles nicht mehr möglich war, Informationsschilder auf tibetisch und chinesisch anzubringen, wie sie nach zwei Diebstählen ganz zu Anfang des Experimentes angefertigt worden waren (siehe Fotos in Abb. 3.6).

3.5 Analyse von *receiver functions* für Tibet

In diesem Kapitel werden die aus dem INDEPTH-3-Datensatz gewonnenen *P-receiver functions* ausgewertet. Zunächst werden einleitend die wichtigsten Schritte der Datenverarbeitung resümiert. Danach werden einige typische Datenbeispiele für an den Stationen des INDEPTH-3-Arrays registrierte Erdbeben gezeigt, um eine Vorstellung der hohen Qualität der gewonnenen Daten zu vermitteln. Anschließend werden die Daten zunächst im Hinblick auf die groben Charakteristika wie Tiefe der Moho und durchschnittliches krustales Poisson-Verhältnis hin untersucht. Später wird zur Anwendung der Methoden übergegangen, die eine detaillierte Auflösung immer kleinräumiger Strukturen ermöglichen. Dabei wird der Schwerpunkt auf CDP-Stacking-Verfahren sowie Migration liegen.

3.5.1 Verwendeter Datensatz

Zur Berechnung von *P-receiver functions* werden teleseismische P-Wellen im Entfernungsbereich zwischen 30 und etwa 100° verwendet. Diese Grenzen sind durch die Struktur der Erde fest vorgegeben. Bei Entfernungen unter 30° wird das Wellenfeld an der Mantel-Diskontinuität in 660 km (bei noch kleineren Entfernungen auch an der in 410 km) Tiefe sowohl refraktiert als auch effizient reflektiert, wodurch es zu störenden “*multipathing*-Effekten” durch Überlagerung mehrerer P-Phasen mit unterschiedlichem Strahlparameter kommt. Die der *receiver function*-Methode zugrunde liegende Annahme eines ebenen einfallenden Wellenfeldes kann dann nicht mehr aufrecht erhalten werden. Epizentralentfernungen über ca. 95° liegen im Schatten des Erdkerns, wobei manchmal hochfrequente Pdiff-Phasen durchaus noch verwendet werden können.

Die Verteilung der zur Berechnung von *P-receiver functions* verwendeten Beben ist in Abb. 3.7 dargestellt. Während der Epizentralentfernungsbereich noch relativ gleichmäßig abgedeckt wird, ist die azimutale Verteilung ausgesprochen ungleichmäßig. Die überwiegende Anzahl der Beben liegt von Zentral-Tibet aus gesehen in Richtung Ost-Südost und auch aus den übrigen östlichen Azimuten wurde ausreichend Seismizität registriert. Die azimutale Überdeckung aus Richtung Westen ist jedoch äußerst ungünstig und nur wenige Beben, überwiegend im Iran und Umgebung, tragen zum Datensatz bei. Leider war bei den meisten dieser Beben auch das Signal-Rausch-Verhältnis eher am unteren Ende des akzeptablen Bereichs angesiedelt. Auch der Versuch, die Zahl der Beben aus westlichen Azimuten durch Verwendung von PP-Phasen besonders von Beben entlang des mittelatlantischen Rückens zu erhöhen, war aufgrund der zu langperiodischen Signale nicht erfolgreich. Die ungleichmäßige Verteilung der Seismizität stellt eine Randbedingung dar, über die der Mensch leider keinen Einfluss hat. Sie beeinträchtigt jedoch stark die Aussagekraft besonders solcher Studien, die auf eine dichte azimutale Verteilung der Beben angewiesen sind. Diese Problematik wird in den nachfolgenden Kapiteln mehrfach deutlich werden.

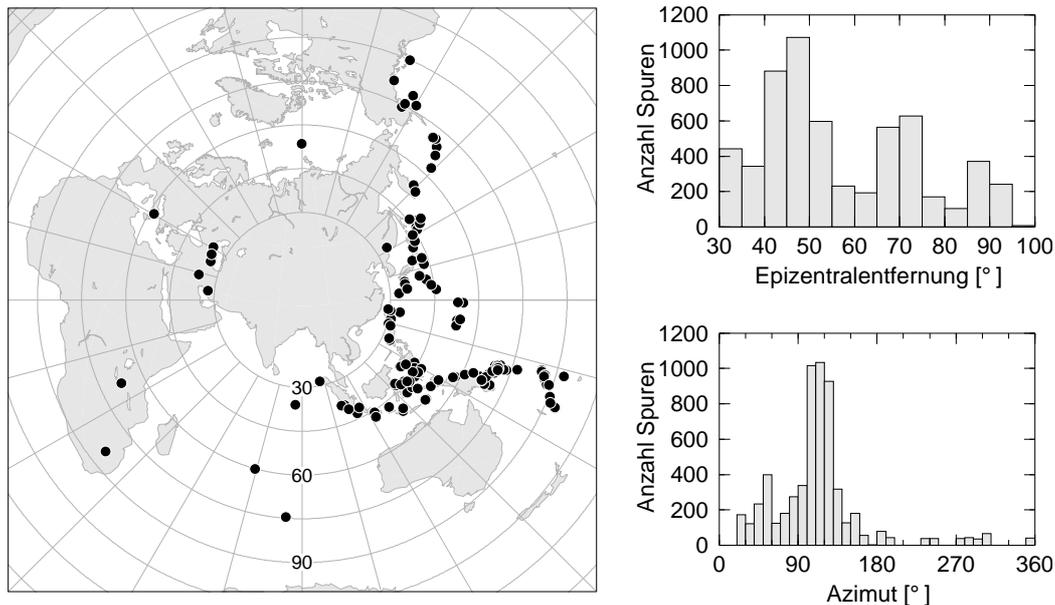


Abbildung 3.7: Verteilung der in dieser Arbeit verwendeten Beben, die mit den INDEPTH-3-Stationen aufgezeichnet wurden. Links: Auf die Mitte des INDEPTH-3-Nord-Süd-Profiles zentrierte Karte, welche die wahren Azimute und Entfernungen der Beben zum Zentrum darstellt; Rechts: Histogramme der Verteilung der verwendeten Spuren aufgeschlüsselt nach Epizentralentfernung bzw. Azimut der einfallenden Welle.

3.5.2 Ablauf der Datenverarbeitung

Die zur Berechnung von *P-receiver functions* verwendeten Erdbebenregistrierungen wurden zunächst nach dem Kriterium der Epizentralentfernung sowie einer Raumwellen-Magnitude m_b von mindestens 5,3 ausgewählt. Anschließend wurde das Signal-Rausch-Verhältnis der P-Welle auf der Vertikalkomponente im Frequenzbereich von 0,2-1 Hz bestimmt und nur diejenigen Spuren für die weitere Verarbeitung beibehalten, bei denen dieses mindestens zwei betrug. Gelegentlich war es notwendig, die P-Einsätze von Hand zu bestimmen, da die GPS-Empfänger einiger Stationen zeitweise ausgefallen waren und daher die Zeitinformationen für diese Spuren nicht genau genug waren. Die Länge der Zeitfenster zur Berechnung der *P-receiver functions* beträgt generell 140 Sekunden, beginnend 5 Sekunden vor dem P-Einsatz. So ist sichergestellt, dass auch nach der Konversionszeit der 660-km-Manteldiskontinuität noch ein ausreichend langes Zeitfenster mit in die Dekonvolution einbezogen wurde.

Die Registrierungen der kurzperiodischen Mark-L4-Seismometer wurden vor der weiteren Verarbeitung zunächst restituiert, d.h. die das aufgezeichnete Frequenz-Spektrum begrenzende Übertragungsfunktion des Seismometers so gut wie möglich entfernt. Dies funktioniert jedoch nicht bis zu beliebigen Perioden und in Versuchen wurde festgestellt, dass eine Restitution bis zu einer Periode von 16 Sekunden sinnvoll ist, da bei einer Restitution bis 20 s bereits langperiodisches Rauschen die Datenqualität stark beeinträchtigt. Auch die Daten der Breitband-Stationen

wurden restituiert, was jedoch nur bei den Guralp 40-T-Seismometern einen merklichen Vorteil brachte, da die anderen Seismometer-Typen (Guralp 3-T und Streckeisen STS-2) bereits ein sehr breites Frequenz-Spektrum aufzeichnen.

Alle Spuren wurden wie in 2.1 beschrieben in ihre P-, SV- und SH-Anteile zerlegt, wobei hierfür eine vorher aus den Daten selbst bestimmte oberflächennahe S-Geschwindigkeit von 3,2 km/s für alle Stationen angenommen wurde (siehe 2.1). Die *receiver functions* wurden schließlich durch Dekonvolution im Frequenzbereich in der in 2.2 beschriebenen Weise berechnet. Ein Beispiel für die Verarbeitung einer Einzelspur wurde dort bereits gezeigt. Es wurde jeweils ein kompletter Satz *receiver functions* für eine Reihe verschiedener Gauss-Filter berechnet (0,5, 1, 2 und 4 Hz). Die so erhaltenen Spuren wurden anschließend nach Ereignissen gruppiert und ähnlich wie in dem in Abb. 3.11 dargestellten Beispiel geplottet. Es wurden dann diejenigen Spuren aussortiert und von der weiteren Verarbeitung ausgeschlossen, bei denen zu starkes Rauschen erkennbar war. Gelegentlich wurden auch ganze Ereignisse aus dem Datensatz entfernt, bei denen keine über den gesamten Array kohärenten Signale (meist die P_m -Phase) identifiziert werden konnten.

3.5.3 Datenbeispiele

Um einen Eindruck von der Qualität des INDEPTH-3-Datensatzes zu vermitteln, sind in Abb. 3.8-3.12 einige Beispiele für *receiver function*-“Rohdaten” präsentiert, zunächst für drei einzelne Stationen mit recht unterschiedlicher Untergrundstruktur. Die Spuren für Station ST01 (Abb. 3.8) weisen eine sehr hohe Kohärenz auf. Die Moho-Konversion ist deutlich zu verfolgen, ebenso wie zwei intrakrustale Konversionen negativer Amplitude. Die wenigen kohärenten Signale auf der Transversalkomponente haben vergleichsweise kleine Amplituden. Bei Station ST23 (Abb. 3.9) treten dagegen auch auf der T-Komponente Signale großer Amplitude auf, ein erster Hinweis für lateral veränderliche Strukturen an dieser Station. Die deutlichsten Konversionen von der Moho können in den Einzelspuren von Station ST40 (Abb. 3.10) beobachtet werden. Hier fällt auch auf der T-Komponente ein kohärentes Signal auf, welches auf der SV-Komponente lediglich als kleine negative Amplitude sichtbar ist. In Abb. 3.11 und 3.12 sind die *receiver functions* für jeweils ein über den ganzen Array registriertes Beben dargestellt. Aufgrund der hohen Datenqualität ist bereits in diesen Sektionen die unterschiedliche Amplitude der Moho-Konversion zu erkennen, welche etwa ab Station ST24 stark zunimmt. Dies ist eine Eigenschaft der Moho, welche auch in den hoch aufgelösten Sektionen in den nachfolgenden Kapiteln zutage tritt.

3.5.4 Bestimmung des krustalen Poisson-Verhältnisses

Zur Bestimmung des durchschnittlichen krustalen Poisson-Verhältnisses werden in dieser Arbeit zunächst zwei Methoden angewendet, bei denen hier über mehrere Stationen gemittelt wird. Dies ist nicht immer nötig, führt aber in der Regel zu robusteren Ergebnissen besonders dort,

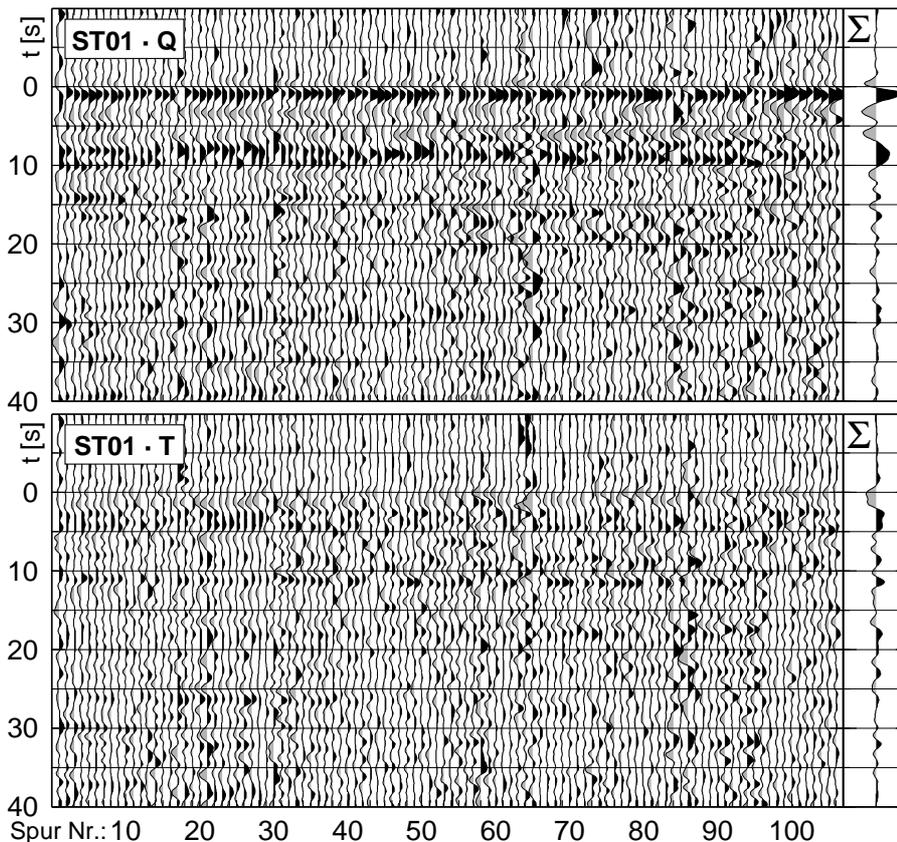


Abbildung 3.8: Beispiel für einzelne Q(SV)- und T(SH)-receiver functions für an der Station ST01 registrierte Beben. Die für Pds-Phasen *moveout*-korrigierten Spuren sind aufsteigend nach Strahlparameter (bzw. absteigend nach Epizentralentfernung) geordnet. Rechts ist die ungewichtete Summenspur dargestellt. Der Gauss-Parameter bei diesen Spuren beträgt 2 Hz, d.h. die *receiver functions* enthalten Frequenzen bis etwa 0,5 Hz.

wo die Moho-Multiplen nur schwach ausgebildet sind. Das eine Verfahren beruht auf dem Vergleich von in die Tiefe projizierten *receiver functions*. Diese Transformation erfolgt getrennt für die P_{ds} , PpP_{ds} und PpS_{ds} -Phasen und ist sehr empfindlich gegenüber dem Poisson-Verhältnis oberhalb der Konversionstiefe d . Durch visuellen Vergleich der Übereinstimmung der für verschiedene Poisson-Verhältnisse in die Tiefe migrierten P_{ds} , PpP_{ds} und PpS_{ds} -Wellenformen lässt sich das Poisson-Verhältnis bestimmen, und falls die richtige P-Geschwindigkeit angenommen wurde, auch die Moho-Tiefe. Zu beachten ist, dass die *receiver functions* entsprechend dem in die Tiefe abgebildeten Typ der Welle unterschiedlich gefiltert wurden, und zwar mit einem Gauss-Parameter von 2 Hz (P_{ds}) bzw. 0,5 (PpP_{ds} und PpS_{ds}), was die Abbildung der Multiplen verbessert (siehe Kap. 2.5). Abb. 3.13 zeigt Messungen mit der hier vorgestellten Methode. Die Stationen sind wie oben beschrieben in vier Gruppen unterteilt, jeweils zwei im Lhasa- und Qiangtang-Block. Die gemessenen Werte für das Poisson-Verhältnis variieren stark. Sie steigen von Süden nach Norden kontinuierlich von 0.24 auf einen signifikant höheren Wert von 0.29 an, wobei die Moho-Tiefe von 68 auf 62 km abnimmt. Besonders gute Übereinstimmung der in die

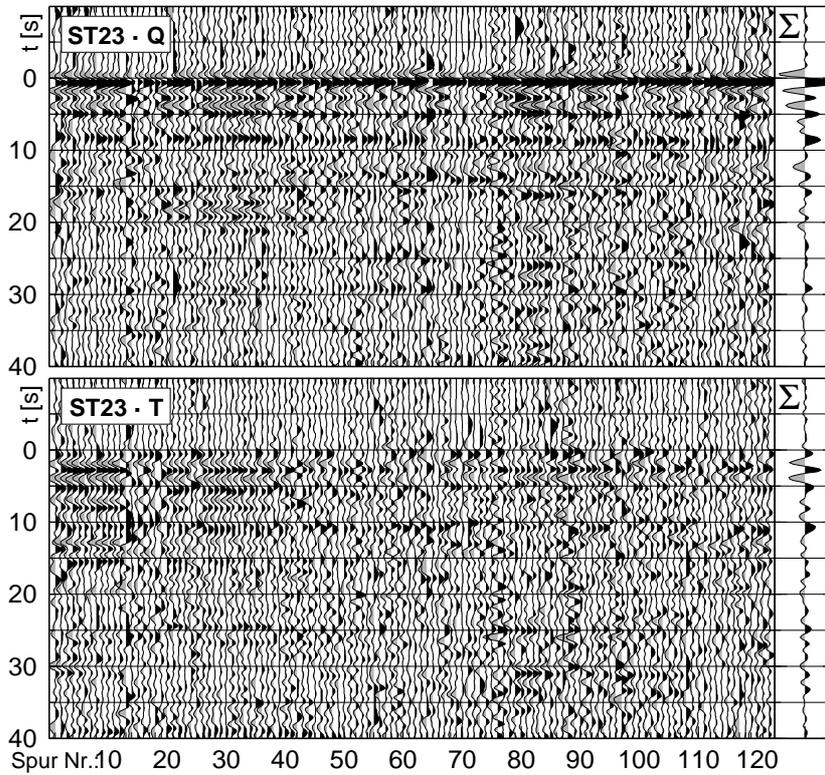


Abbildung 3.9: Wie Abb. 3.8, jedoch für Station ST23.

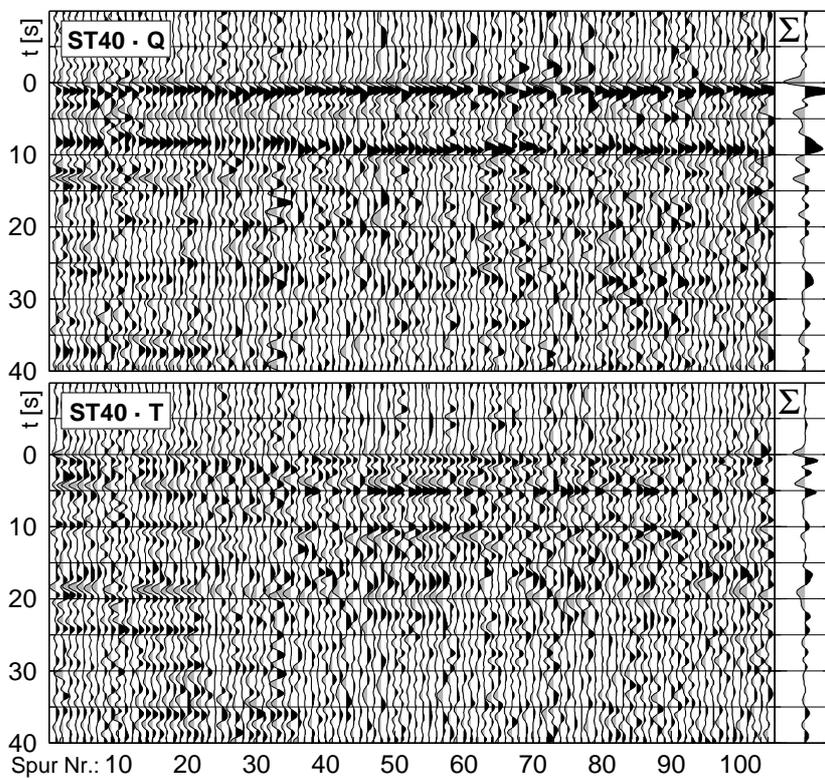


Abbildung 3.10: Wie Abb. 3.8, jedoch für Station ST40.

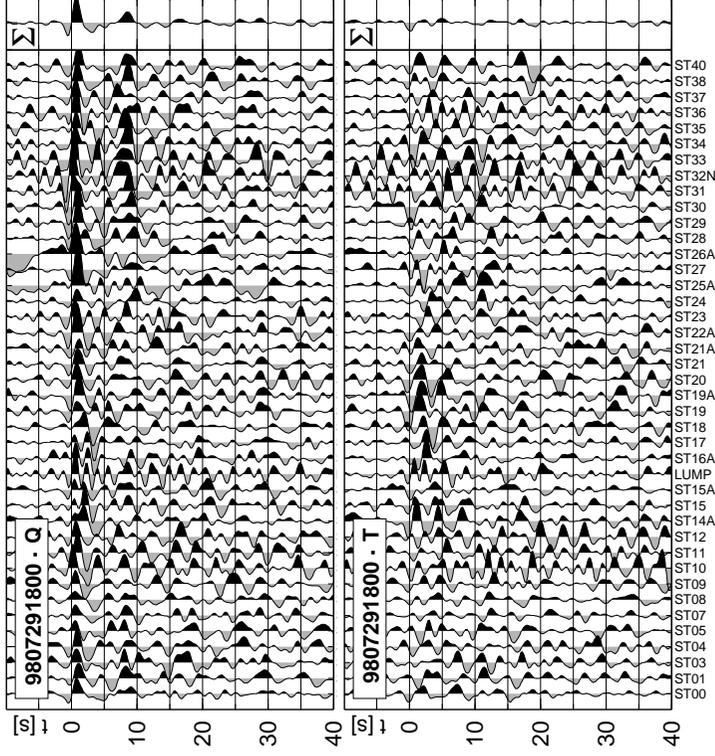


Abbildung 3.11: Beispiel für Q(SV)- und T(SH)-receiver functions für ein einzelnes mit dem INDEPTH-3-Array registriertes Beben am 29. Juli 1998 in der Region West Iran. Die für Pds-Phasen *moveout*-korrigierten Spuren sind nach geographischer Breite der Stationen geordnet. Rechts ist wieder die ungewichtete Summenspur dargestellt; unten sind die einzelnen Spuren mit dem zugehörigen Station-*scode* beschriftet.

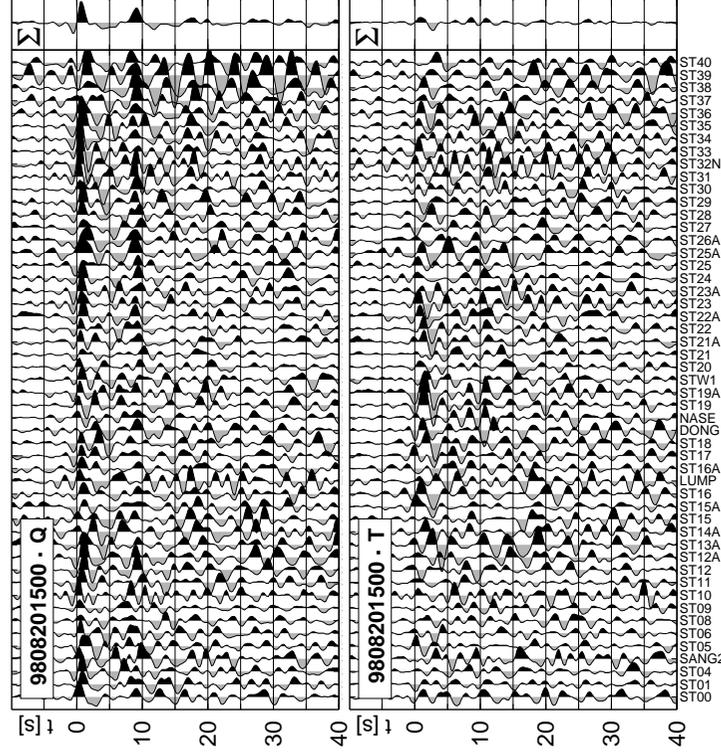


Abbildung 3.12: Wie Abb. 3.11, jedoch für ein Beben am 20. August 1998 bei den Aïteuten.

Tiefe abgebildeten Wellenformen lässt sich bei den Stationen ST00-ST10 und ST31-ST40 erreichen, d.h. an den Enden des Nord-Süd-Profils, während im Mittleren Teil die zu vergleichenden Moho-Phasen relativ schwach bzw. im Abschnitt ST21-ST30 stark verbreitert sind.

Zusätzlich wird hier eine Variante der Methode von Zhu und Kanamori (2000) verwendet, welche in ähnlicher Weise die *receiver functions* für die drei Phasen in die Tiefe migriert, dann jedoch gewichtet aufsummiert. Auch hier wird neben dem Poisson-Verhältnis auch die Moho-Tiefe erhalten. Bei der hier verwendeten Variante werden die Spuren wie in der vorigen Methode dem Wellentyp entsprechend gefiltert, mit den gleichen Werten für den Gauss-Parameter. Die Resultate dieser Messungen sind in Abb. 3.14 dargestellt. Die Messwerte entsprechen gut denen der vorigen Methode, was aufgrund der Verwendung der gleichen Daten zu erwarten ist, jedoch eine gute Kontrolle bietet. Hier ist bei den Stationen am Nordende des Arrays das Maximum sehr ausgeprägt, was einem besonders guten Messwert entspricht. Interessant ist der Vergleich der Messung für Station ST23 mit der vorigen Methode. Hier ist das Maximum bei der Methode von Zhu und Kanamori (2000) sehr lang gestreckt und der Messwert unsicher. Der Vergleich mit Abb. 3.13 zeigt, dass dieses Maximum offenbar nur durch Summation der P_{ms} - mit einer schwachen PpS_{ms} -Phase zustande kommt, während die PpP_{ms} -Phase nicht eindeutig zu identifizieren ist.

3.5.5 Vorwärts-Modellierung der Krustenstruktur

Um ein grobes Bild der großräumig wenig veränderlichen Strukturen zu erhalten, werden zunächst über mehrere Stationen gemittelte *receiver function* präsentiert und durch Vorwärts-Modellierung werden Geschwindigkeitsmodelle bestimmt. Das vorrangige Ziel ist, eine Vorstellung über die Art des Geschwindigkeitskontrastes an der Moho zu bekommen, weniger die Bestimmung genauer absoluter Geschwindigkeiten, da dies mit *receiver functions* als einer Steilwinkelmethode praktisch nicht möglich ist (von den oberflächennahen Geschwindigkeiten einmal abgesehen). Aus diesem Grund wurde auch auf die Verwendung der Resultate einer linearen Inversion verzichtet, denn die damit erhaltenen Geschwindigkeitsmodelle haben ebenfalls eine geringe Aussagekraft bezüglich absoluter Geschwindigkeiten (Ammon et al., 1990).

Vor der Modellierung werden die Stationen wiederum wie in 3.5.4 in vier Gruppen unterteilt, die jeweils etwa ein Viertel der Länge des INDEPTH-3-Profils umfassen. Neben den immer recht starken Konversionen von der Basis der Sedimentschicht ist die Moho-Konvertierte in allen Spuren zu erkennen, allerdings unterschiedlich ausgeprägt. In der Gruppe der nördlichsten Stationen weist die P_{ms} -Phase die größte Amplitude auf, entsprechend abrupt ist besonders im Bereich ST21-ST30 und ST31-ST40 der Geschwindigkeitskontrast. Die Modellierung der Amplituden der PpP_{ms} - und PpS_{ms} -Phase ergab jedoch, dass die Moho hier am ehesten mit einer Gradientenschicht von ca. 10 km Mächtigkeit in Einklang zu bringen ist. Südlich der BNS, also im Bereich der Stationen ST11-ST20, ist die Moho-Konvertierte kaum ausgeprägt bzw. die konvertierte Energie tritt über ein Zeitfenster zwischen ca. 6 und 9 Sekunden verteilt auf. Hier liegt offenbar ein langsamer Anstieg der Geschwindigkeit in Form einer Gradientenschicht vor und die Model-

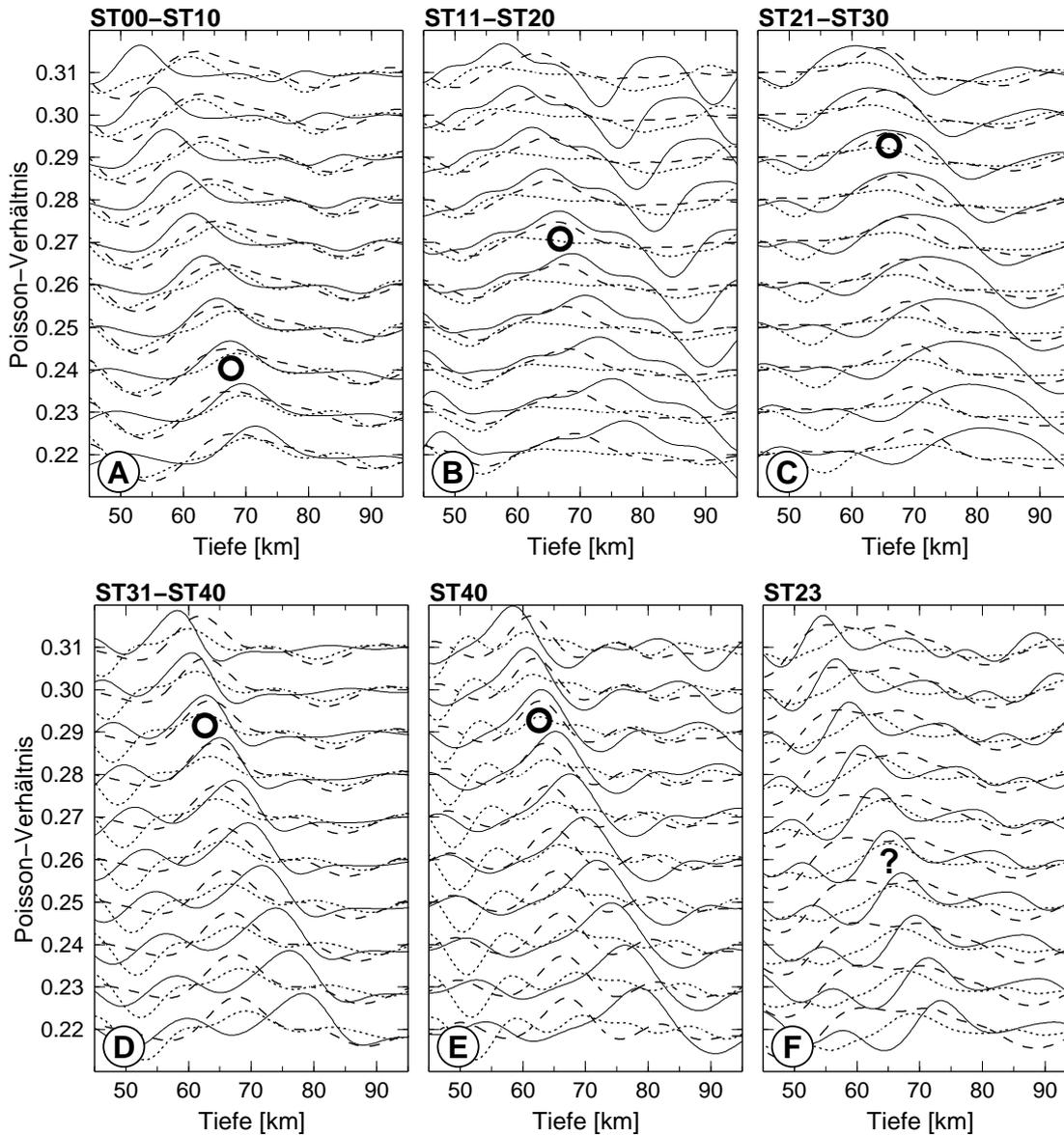


Abbildung 3.13: Bestimmung des durchschnittlichen krustalen Poisson-Verhältnisses durch visuellen Vergleich von für P_{ds} , PpP_{ds} und PpS_{ds} -Phasen in die Tiefe migrierte *receiver functions*, welche als durchgezogene (P_{ds}), gestrichelte (PpP_{ds}) bzw. gepunktete Linien (PpS_{ds}) dargestellt sind. Die Stationen wurden wieder in Gruppen zusammengefasst: A: ST00 bis ST10, B: ST11 bis ST20 sowie LUMP und NASE, C: ST21 bis ST30, D: ST31 bis ST40. Die akzeptierten Messungen sind durch Kreise eingezeichnet. Desweiteren sind zwei Beispiele für Messungen mit Daten von jeweils nur einer einzelnen Station dargestellt. Zunächst für eine Station (E: ST40), die am nördlichen Ende des Profils liegt, wo beide Moho-Multipeln recht hohe Amplituden aufweisen, so dass bereits Daten einer einzelnen Station eine gute Messung ermöglichen. Zum anderen eine Station (F: ST23), bei der die Messung zu keinem akzeptablen Ergebnis geführt hat, da sich die PpP_{ds} -Multiple nicht eindeutig identifizieren lässt (zwei Maxima, die beide als PpP_{ds} interpretiert werden könnten). Lediglich eine schwach ausgeprägte PpS_{ds} -Multiple ermöglicht eine sehr vage Schätzung, die allerdings durchaus mit den übrigen Messungen konsistent ist. Die Tiefen beruhen auf der Annahme einer durchschnittlichen krustalen P-Geschwindigkeit von 6,2 km/s.

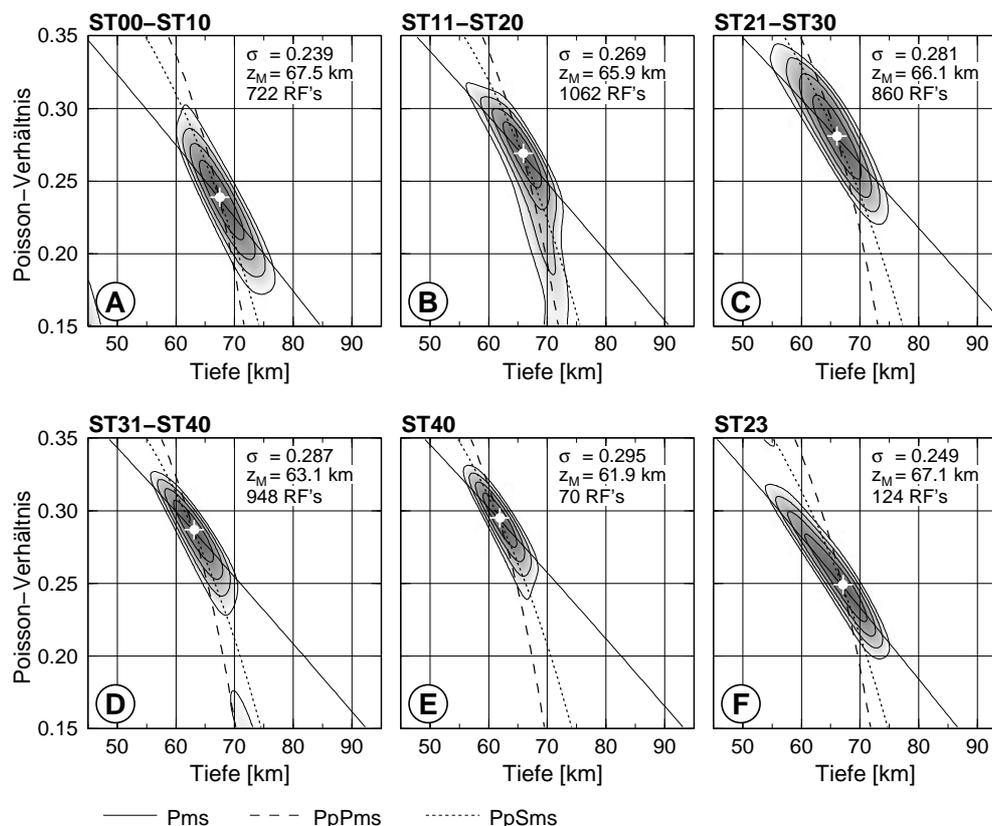


Abbildung 3.14: Bestimmung des durchschnittlichen krustalen Poisson-Verhältnisses mit einer Methode ähnlich der von Zhu und Kanamori (2000). Die Stationen wurden nach dem gleichen Schema wie bei Abb. 3.13 in Gruppen zusammengefasst; auch hier wurde eine P-Geschwindigkeit von 6,2 km/s angenommen. Die Amplitude der gewichteten Summe ist normiert. Zusätzlich sind die dem ermittelten Messwert entsprechenden theoretischen P_{dS} -, PpP_{dS} und PpS_{dS} -Laufzeit-Kurven eingezeichnet.

lierung zeigt, dass diese durchaus von 40 bis in 75 km Tiefe reichen kann. In der gemeinsamen Darstellung aller vier ermittelten Krustenmodelle wird deutlich, dass sich alle Modelle bis auf die Umgebung der Moho und einige unwesentliche Details stark ähneln. Lediglich das Modell für ST11-ST20 weist deutlich höhere Geschwindigkeiten in seinem unteren Teil auf, der als breite Gradientenschicht ausgebildet ist. Alle beobachteten *receiver functions* lassen sich mit einer Geschwindigkeit im oberen Mantel von 4,6 km/s vereinbaren, jedoch erfordern die Daten diese Geschwindigkeit nicht. Interessant ist eine Konversion bei 17 Sekunden, welche nur im Bereich der Stationen ST31-ST40 beobachtet wird und die einem Geschwindigkeitskontrast von ca. 0,4 km/s in ca. 135 km Tiefe entspricht. Hier tritt offenbar im oberen Mantel eine Schicht reduzierter S-Geschwindigkeiten auf, die nach unten scharf begrenzt ist. Diese Struktur wird auch in den migrierten Sektionen sichtbar werden.

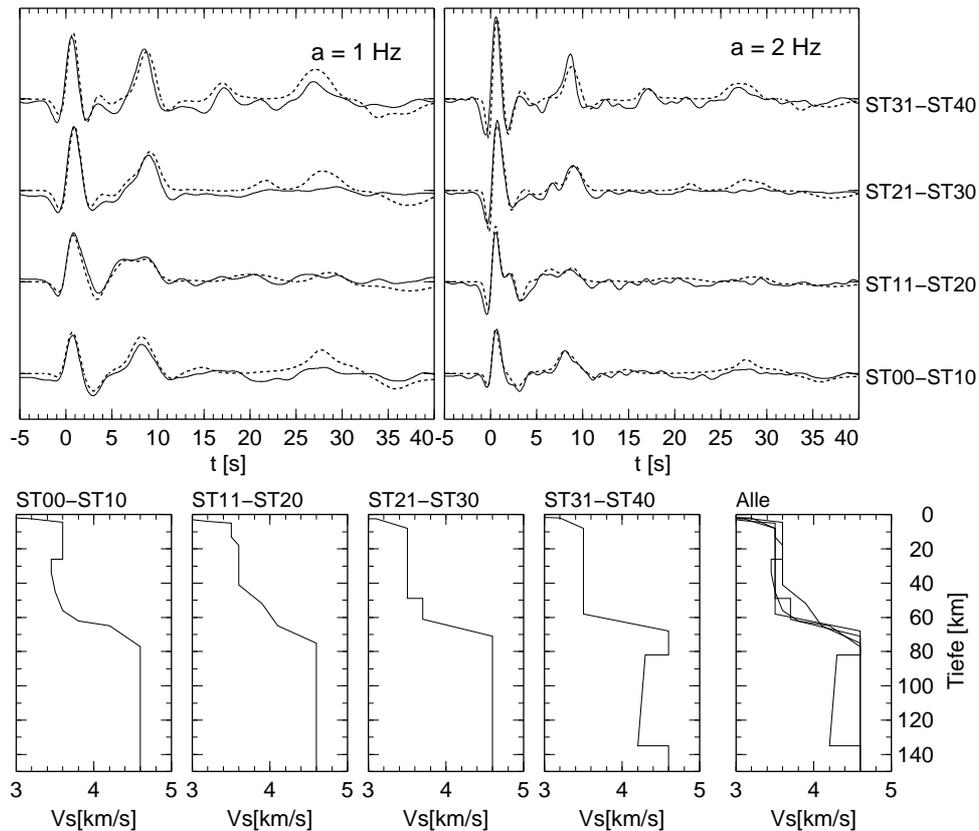


Abbildung 3.15: Vorwärts-Modellierung der über mehrere Stationen gemittelten *receiver functions*. Oben die modellierten Spuren, zusammen mit den synthetischen *receiver functions* (für zwei verschiedene Gauss-Parameter) und den ermittelten S-Geschwindigkeitsmodellen (unten). Die Gruppierung der Stationen erfolgte wie bei der Bestimmung der durchschnittlichen Poisson-Verhältnisse (s. Abb. 3.13 und 3.14). Die als durchgezogene Linien dargestellten Spuren sind die modellierten Daten, die gestrichelt dargestellten Spuren entsprechen jeweils dem ermittelten Krustenmodell.

3.5.6 CDP-Zeitsektionen der Krustenstruktur

Um ein 2-dimensionales Abbild der Krustenstruktur entlang des INDEPTH-3-Profiles zu erhalten, werden die *receiver functions* mit der in Kapitel 2.9 vorgestellten CDP-Stacking-Methode verarbeitet. Bei der hier zunächst verwendeten Variante werden jedoch im Unterschied zu der Methode von Yuan et al. (2000) und Kosarev et al. (1999) die Daten im Zeitbereich betrachtet. Diese Sektionen sind allerdings nicht wie z.B. bei Dueker und Sheehan (1997) nur auf eine bestimmte Tiefe, sondern auf den gesamten dargestellten Tiefenbereich korrekt fokussiert (siehe Erläuterungen in Kap. 2.9). Es wird für diese Art der Darstellung hier der Begriff der “CDP-Zeitsektion” verwendet, da es sich technisch gesehen nicht um eine Migration handelt.

In Abb. 3.16 ist die CDP-Zeitsektion der Krustenstruktur entlang des INDEPTH-3-Profiles dargestellt, welche unter Verwendung der als optimal eingeschätzten Filterparameter berechnet wurde. Es wurden dazu ca. 4400 *P-receiver functions* guter Qualität verwendet. P-S-Konversionen

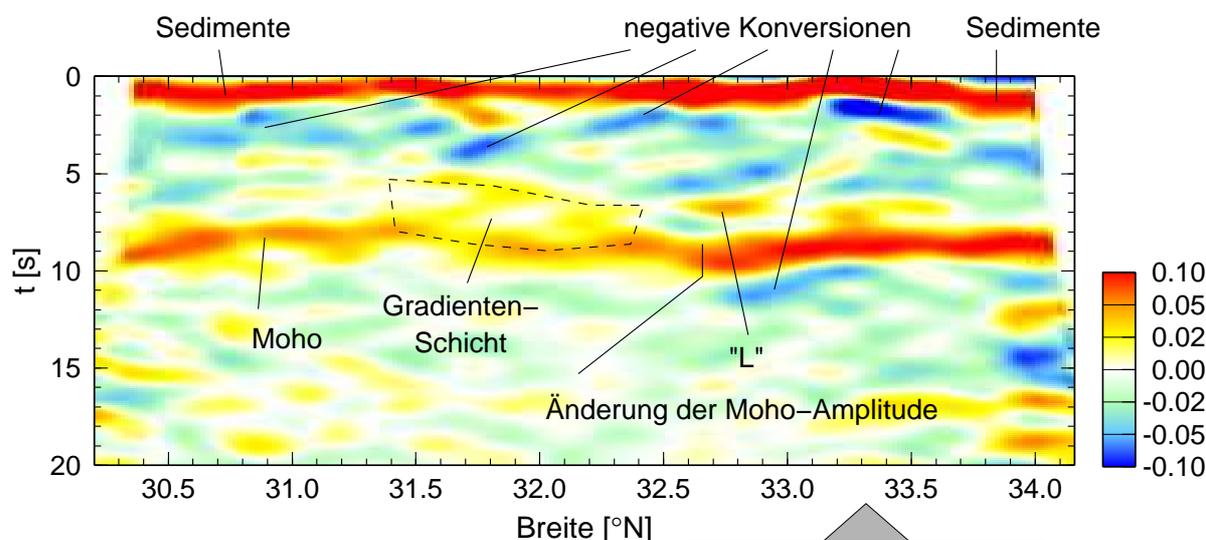


Abbildung 3.16: CDP-Zeitsektion entlang des INDEPTH-3-Profiles. Die verwendeten Spuren wurden mit einem Gauss-Parameter von 2 Hz gefiltert und der verwendete Glättungsoperator (unten dargestellt) hat eine Halbwertsbreite von 20 km.

zweier Diskontinuitäten fallen sofort auf: die Konversion an der Basis der überall vorhandenen Sedimentschicht bei Zeiten um 1 s sowie die durchgehende Moho-Konversion P_{ms} bei ca. 9 s. An der P_{ms} -Phase fällt ihre Amplitude entlang des Profils auf, welche am nördlichen Ende viel größer ist als im zentralen und südlichen Bereich. Der Übergang zu großen Amplituden erfolgt abrupt bei etwa $32,7^\circ\text{N}$; nördlich dieser Stelle ist die P_{ms} -Amplitude ungefähr konstant. Zwischen $31,5$ und $32,5^\circ\text{N}$ ist die Moho-Konversion besonders schwach, aber es sind oberhalb davon weitere positive Amplituden erkennbar, die jedoch deutlich kleinere Amplituden aufweisen. Dies ist etwa der Bereich, in dem auch das aus der Vorwärts-Modellierung resultierende Modell eine als Gradientenschicht ausgebildete Unterkruste mit vergleichsweise hoher Geschwindigkeit aufweist. Eine deutliche aber räumlich begrenzte Konversion ist bei ca. $32,7^\circ\text{N}$ oberhalb der Moho zu erkennen. Diese Struktur (nachfolgend als "L" bezeichnet – *lower crust*) entspricht offenbar der Obergrenze der Unterkruste; die Struktur ist allerdings nur hier ausgeprägt, während sie weiter nördlich fehlt. Abgesehen von den beschriebenen Strukturen weist die Kruste erstaunlich wenige Details auf. Es lässt sich jedoch ein diffuses Band negativer Amplituden im Bereich von 2-4 s erkennen, welches nicht wie bei der Moho einer einzigen, klar definierten Diskontinuität zugeordnet werden kann, sondern eher einer oder mehreren Schichtgrenzen stark variabler Tiefe entspricht, an der die Geschwindigkeit mit der Tiefe *abnimmt*. Lediglich im zentralen Teil des Profils zwischen $31,6$ und $32,6^\circ\text{N}$ ist eine praktisch durchgehende, von Süden nach Norden flacher werdende Schichtgrenze zu erkennen. Eine weitere negative Konversion großer Amplitude ist zwischen $33,2$ und $33,6^\circ\text{N}$ zu erkennen, welche nach Norden geneigt zu sein scheint. Die geringste Tiefe erreicht diese Struktur an ihrem südlichen Ende, das ist nahe der Ortschaft

Shuang-Hu, wo das Qiangtang-Antiklinorium die Oberfläche erreicht. Unterhalb der Moho ist zwischen etwa 32,8 und 33,3°N eine negative Konversion erkennbar, die anscheinend leicht nach Süden geneigt ist. Die Moho scheint an dieser Stelle besonders tief zu sein; dabei ist aber zu beachten, dass die abgebildete CDP-Zeitsektion für sich genommen noch keine Informationen über die Tiefe der Strukturen enthält.

Das Resultat dieser Methode hängt sehr stark von der Wahl verschiedener Parameter ab, z.B. dem Frequenzgehalt der Spuren und der Breite des lateralen Glättungsoperators. Es werden daher zunächst Beispiele für verschiedene Frequenz-Filterungen gezeigt (s. Abb. 3.17), anschließend wird der Einfluss der Breite des Glättungsoperators demonstriert (s. Abb. 3.18). Darüber hinaus werden Teillösungen gezeigt, welche auf der Grundlage von jeweils nur einer Untermenge der Daten berechnet wurden. Daran lässt sich die Robustheit von Details in den Sektionen abschätzen. Der Datensatz wurde dafür zunächst nach Epizentralentfernungen in drei nicht überlappende Bereiche aufgeteilt, deren Größe so gewählt ist, dass in jedem dieser Bereiche die Anzahl der Einzelspuren ähnlich ist. Die resultierenden Sektionen sind in Abb. 3.19 dargestellt. Die Übereinstimmung ist bei praktisch allen in Zusammenhang mit Abb. 3.16 beschriebenen Details sehr gut. Ein systematischer Unterschied ist in der Amplitude der Konversionen besonders der Moho zu erkennen und zu erwarten, da mit abnehmender Epizentralentfernung die P-Welle unter einem größeren Winkel an der Moho einfällt, was bei den kleineren Epizentralentfernungen zur größeren Konversionsamplituden führt. In einem weiteren Beispiel für Teillösungen wird der Datensatz in vier azimuthale Bereiche unterteilt (Norden: 315-45°, Osten: 45-135°, Süden: 135-225°, Westen: 225-315°), entsprechend dem Azimut der jeweils zur Berechnung der Spuren verwendeten Erdbeben (s. Abb. 3.20). Da die Abhängigkeit der *receiver functions* vom Azimut oft wertvolle Anhaltspunkte über eventuelle lateral heterogene oder anisotrope Strukturen liefern kann (s. Kap. 2.6), werden in diesem Zusammenhang auch die Transversalkomponenten gezeigt, die in die gleichen Intervalle aufgeteilt wurden (s. Abb. 3.21). Leider ist die azimuthale Überdeckung mit Beben im richtigen Epizentralentfernungsbereich in Tibet äußerst ungünstig (s. Abb. 3.7). Während für den östlichen Azimutbereich mit insgesamt 3466 *receiver functions* eine große Zahl von Einzelspuren zur Verfügung steht, sind dies für die westlichen Azimute lediglich 166. Damit ist ein Vergleich der Sektionen schwierig, da bei den unzureichend überdeckten Azimutbereichen das Rauschen durch Stapelung nicht ausreichend unterdrückt werden kann. Dennoch ist die Moho überall erkennbar, auch die unter dem Qiangtang-Block deutlich größere Konversionsamplitude geht lediglich im westlichen Azimut im Rauschen unter. Bemerkenswert ist das azimuthale Verhalten der nach Süden geneigten negativen Schichtgrenze im mittleren Teil des Profils. Diese weist die größte Amplitude bei Einfall aus südlichen Azimuten auf und tritt bei Einfall aus Richtung Norden praktisch nicht auf. Damit entspricht das Verhalten dem einer geneigten Schichtgrenze (s. Kap. 2.6). Diese Struktur tritt auch mit großen Amplituden auf der Transversalkomponente auf (s. Abb. 3.21) und auch hier deutet die azimuthale Abhängigkeit auf eine nach Süden geneigte Schichtgrenze hin. Dagegen spricht allerdings, dass die nördliche

Fortsetzung dieser Struktur zwischen 32,5 und 33°N ungefähr horizontal verläuft, dabei jedoch zumindest auf den Transversalkomponenten eine ähnlich große Amplitude aufweist. Wie in Kap. 3.5.7 demonstriert wird, lässt sich die beobachtete azimutale Abhängigkeit jedoch auch durch seismische Anisotropie ohne eine geneigte Schichtgrenze erklären.

3.5.7 Modell für azimutal abhängige *receiver functions*

Die Amplituden auf der Transversalkomponente sind entlang der CDP-Zeitsektion des INDEPTH-3-Profiles klein und die Signale weisen geringe Kohärenz auf. Sie können zwar an einer einzelnen Station durchaus große Amplituden erreichen und eine gewisse Regelmäßigkeit in der Azimutabhängigkeit, jedoch ist diese nur in den allerwenigsten Fällen über mehrere benachbarte Stationen ähnlich. Eine Ausnahme bildet die Region im mittleren Teil des Profils, wo eine durchgehende Struktur über eine Entfernung von etwa 100 km erkennbar ist (siehe Abb. 3.21), die stellenweise stark in Richtung Süden geneigt ist. Im Bereich dieser Struktur weisen auch die Transversalkomponenten nicht nur erhebliche Amplituden auf, sondern auch eine über mehrere benachbarte Stationen ähnliche azimutale Abhängigkeit. Als Beispiel werden die *receiver functions* der Stationen ST17 und ST18 betrachtet, welche sehr ähnliche *receiver functions* aufweisen und oberhalb der erwähnten Struktur liegen. Es wird versucht, die azimutale Abhängigkeit mit möglichst einfachen Modellen zu erklären. Wie in Kap. 2.6 erläutert, ist diese oft mit dem Szenario einer ebenen, geneigten Schichtgrenze vereinbar, kann aber ebenso häufig durch transversal isotrope Schichten mit geneigter Symmetrieachse erklärt werden, also Anisotropie mit entlang nur einer Achse abweichenden Geschwindigkeiten. Es wird daher durch Vorwärts-Modellierung für beide Szenarien ein Modell bestimmt. Die gestapelten Daten der Stationen ST17 und ST18 sind in Abb. 3.22 dargestellt, zusammen mit den synthetischen *receiver functions* der beiden möglichen Modelle. Die Modelle sind in Tab. 3.1 aufgelistet. Negative Anisotropie bedeutet, dass die Symmetrieachse hier die "langsame Achse" ist. Dies ist z.B. bei Schiefen der Fall, welche bis zu 20% Anisotropie aufweisen können. Mit beiden Modellen kann die azimutale Abhängigkeit der Daten zumindest qualitativ gut erklärt werden, auch wenn nicht jedes Detail übereinstimmt. Die Modelle enthalten jedoch nur 3 bzw. 4 Schichten konstanter Geschwindigkeit, so dass gerade die Amplituden im Zusammenhang mit der wahrscheinlich eher als Gradientenschicht ausgebildeten Sedimentschicht nicht vollständig übereinstimmen. Bei so wenigen Schichten ist die erreichbare Übereinstimmung auch bei lateral homogenen, isotropen Modellen in der Regel nicht besser. Das azimutale Verhalten und auch Details wie die Amplitude bei $\tau = 0$ lassen sich jedoch mit zwei grundlegend verschiedenen Modellen erklären. Die wichtige Schlussfolgerung aus dieser Modellierung ist, dass die in dem vorliegenden Fall beobachtete azimutale Abhängigkeit der *receiver functions* zwar wahrscheinlich auf eine geneigte Schichtgrenze zurückgeführt werden kann, diese Interpretation jedoch keineswegs eindeutig ist. Aufgrund der sehr ungleichmäßigen azimutalen Überdeckung lassen sich mit dem vorliegenden Datensatz keine präziseren Aussagen über den genauen Ursprung der auf der Transversalkomponente beobachteten Energie machen.

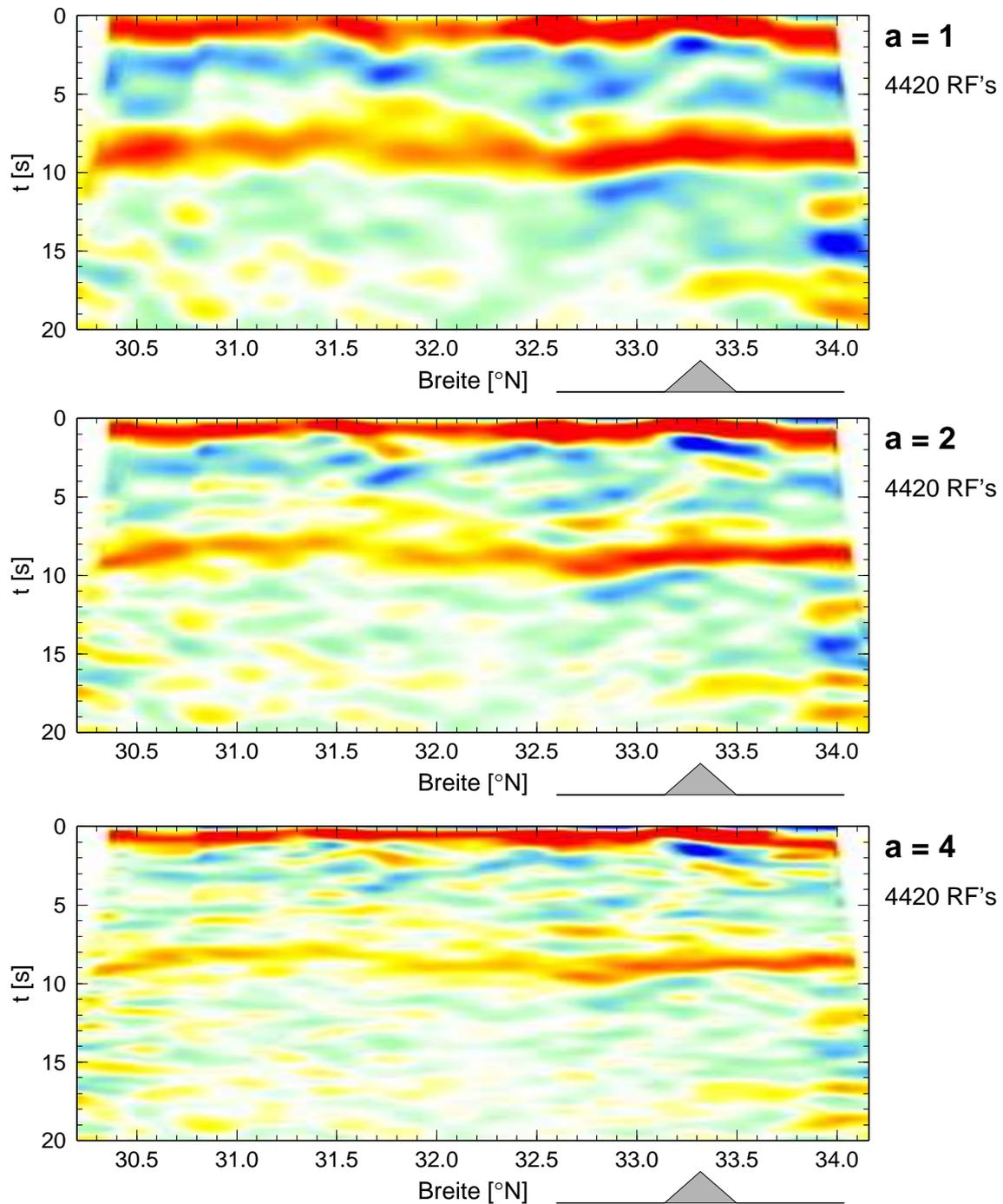


Abbildung 3.17: CDP-Zeitsektionen der Krustenstruktur entlang des INDEPTH-3-Profiles, erzeugt unter Verwendung verschiedener Tiefpass-Filter.

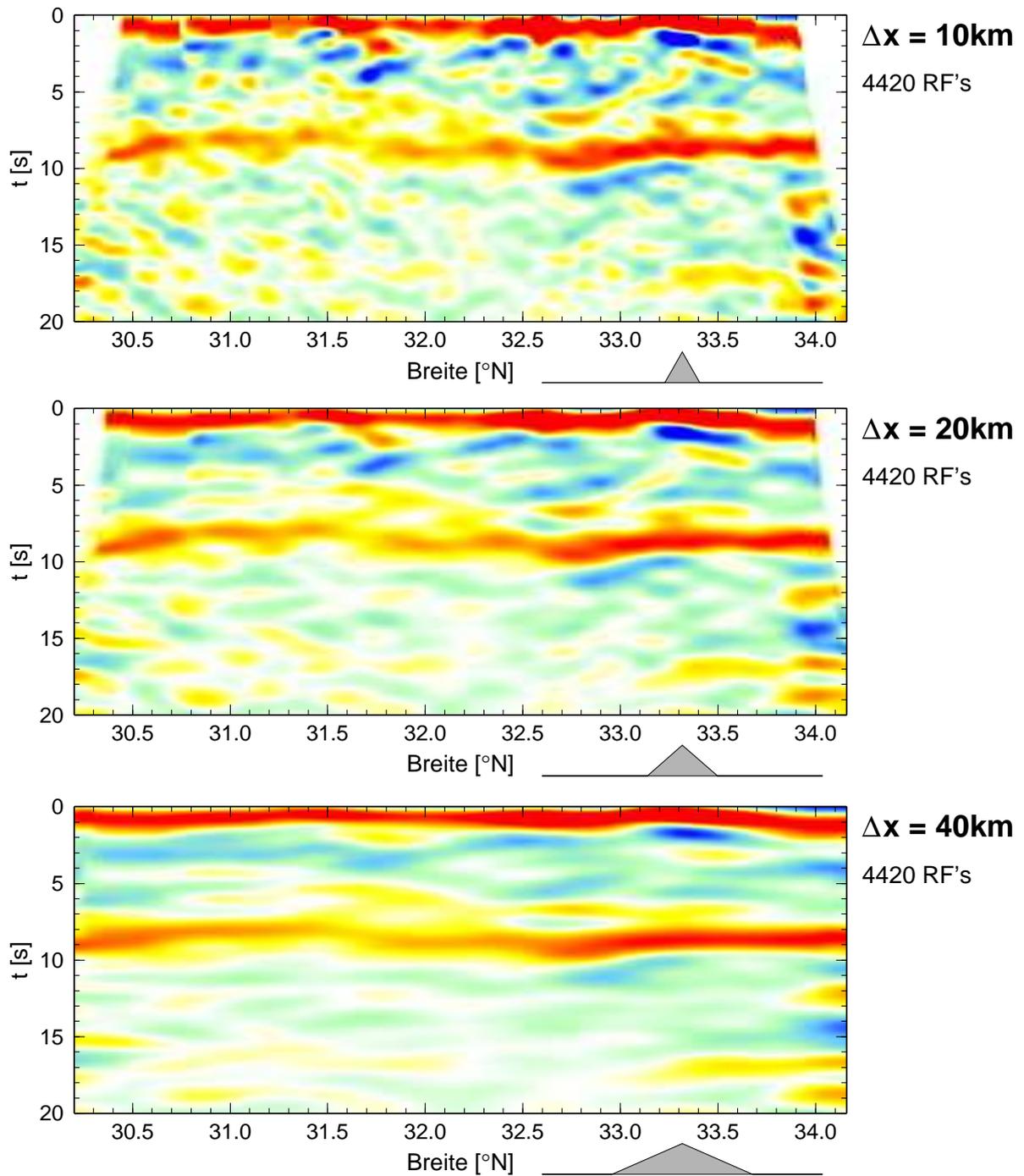


Abbildung 3.18: Wie Abb. 3.17, jedoch für verschiedene Breiten des horizontalen Glättungs-Fensters.

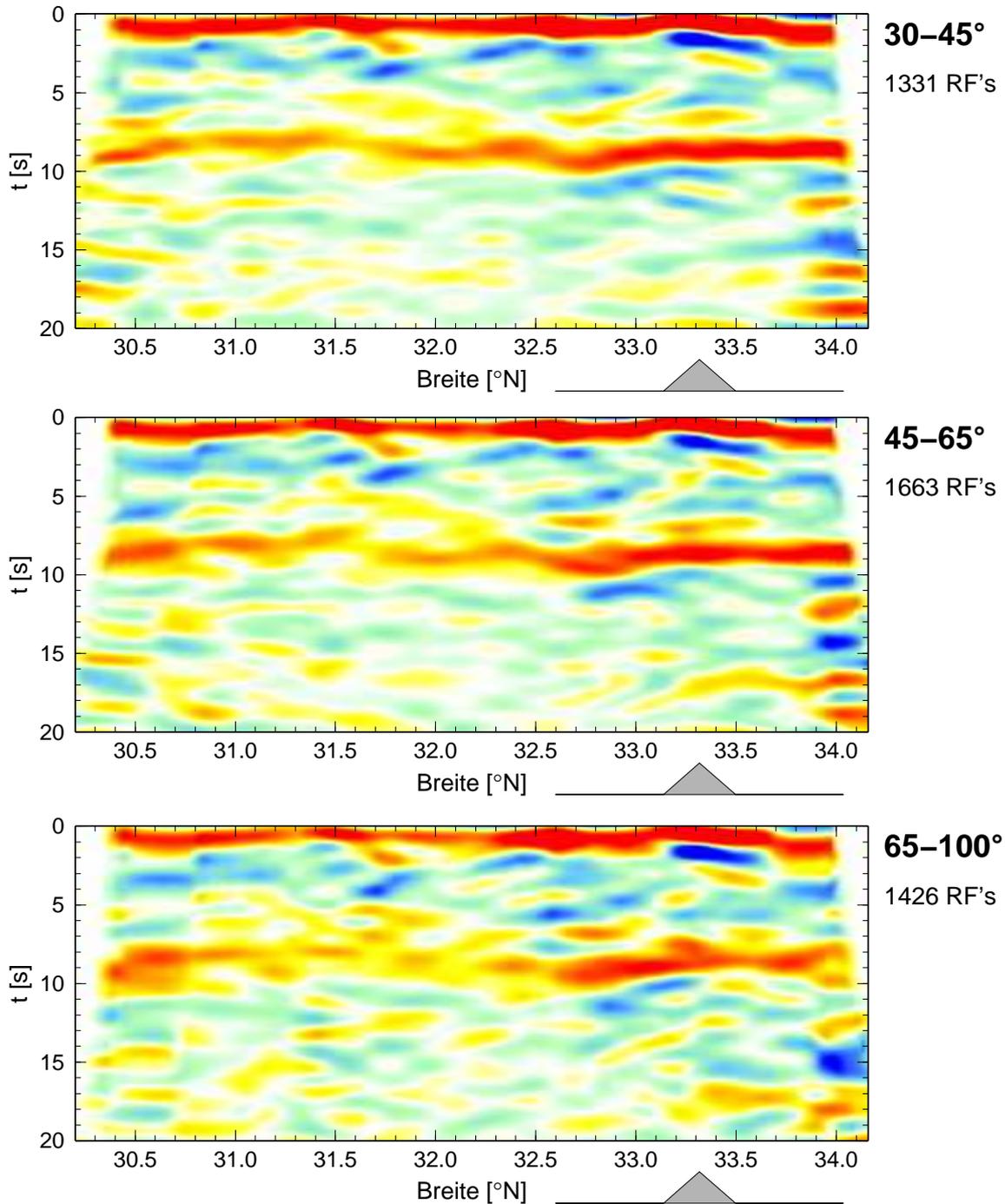


Abbildung 3.19: Wie Abb. 3.17, jedoch wurde der Datensatz je nach Epizentralentfernung in drei ungefähr gleich große Gruppen unterteilt. Rechts ist neben dem Epizentralentfernungs-Intervall die Anzahl der *receiver functions* pro Intervall angegeben.

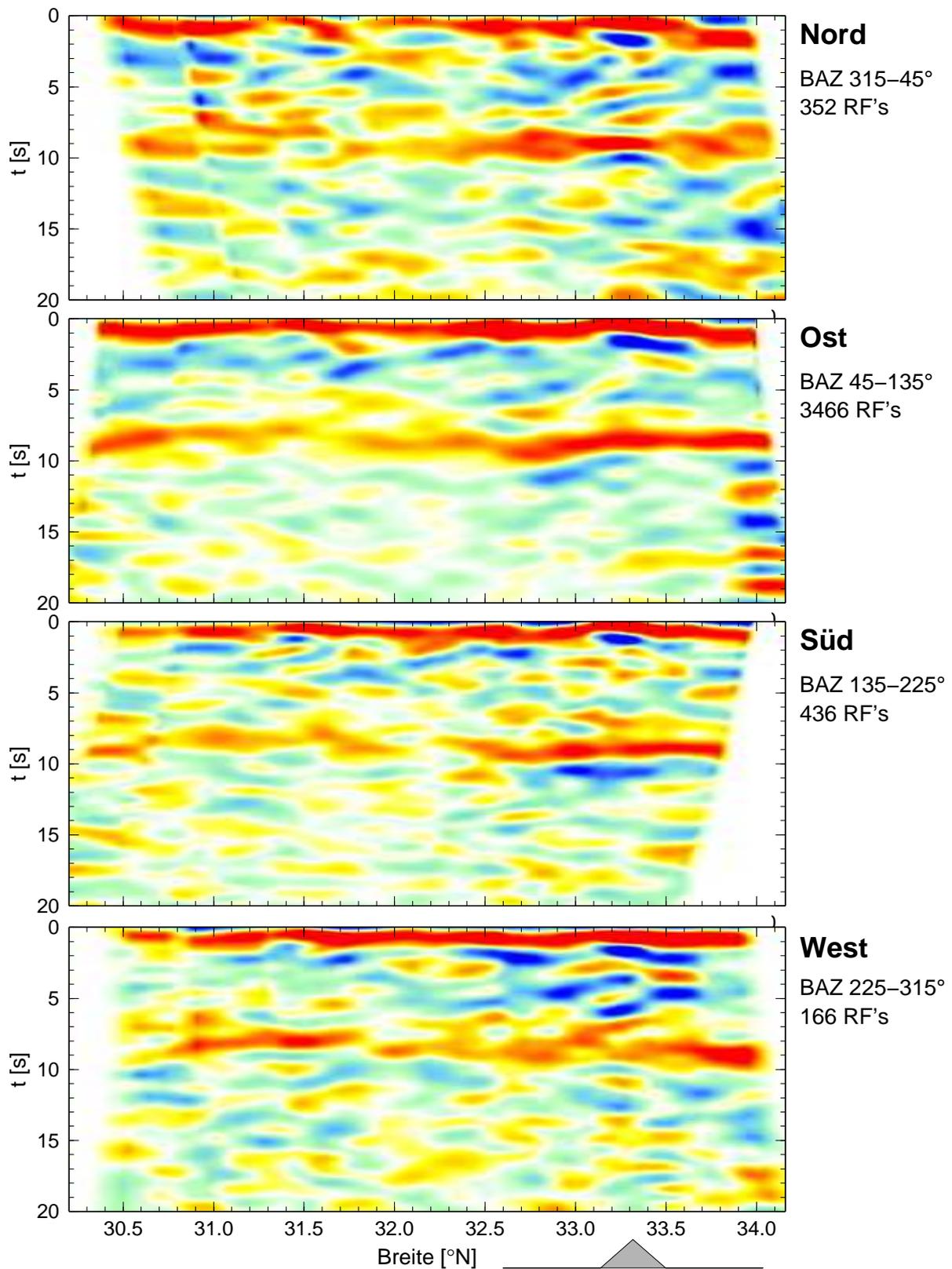


Abbildung 3.20: Wie Abb. 3.19, jedoch wurde der Datensatz hier entsprechend des Azimutes (BAZ) der einfallenden P-Wellen in vier Bereiche unterteilt. Zu beachten ist die extrem ungleichmäßige azimutale Verteilung der Seismizität und entsprechend die Anzahl der pro Sektion verwendeten Spuren.

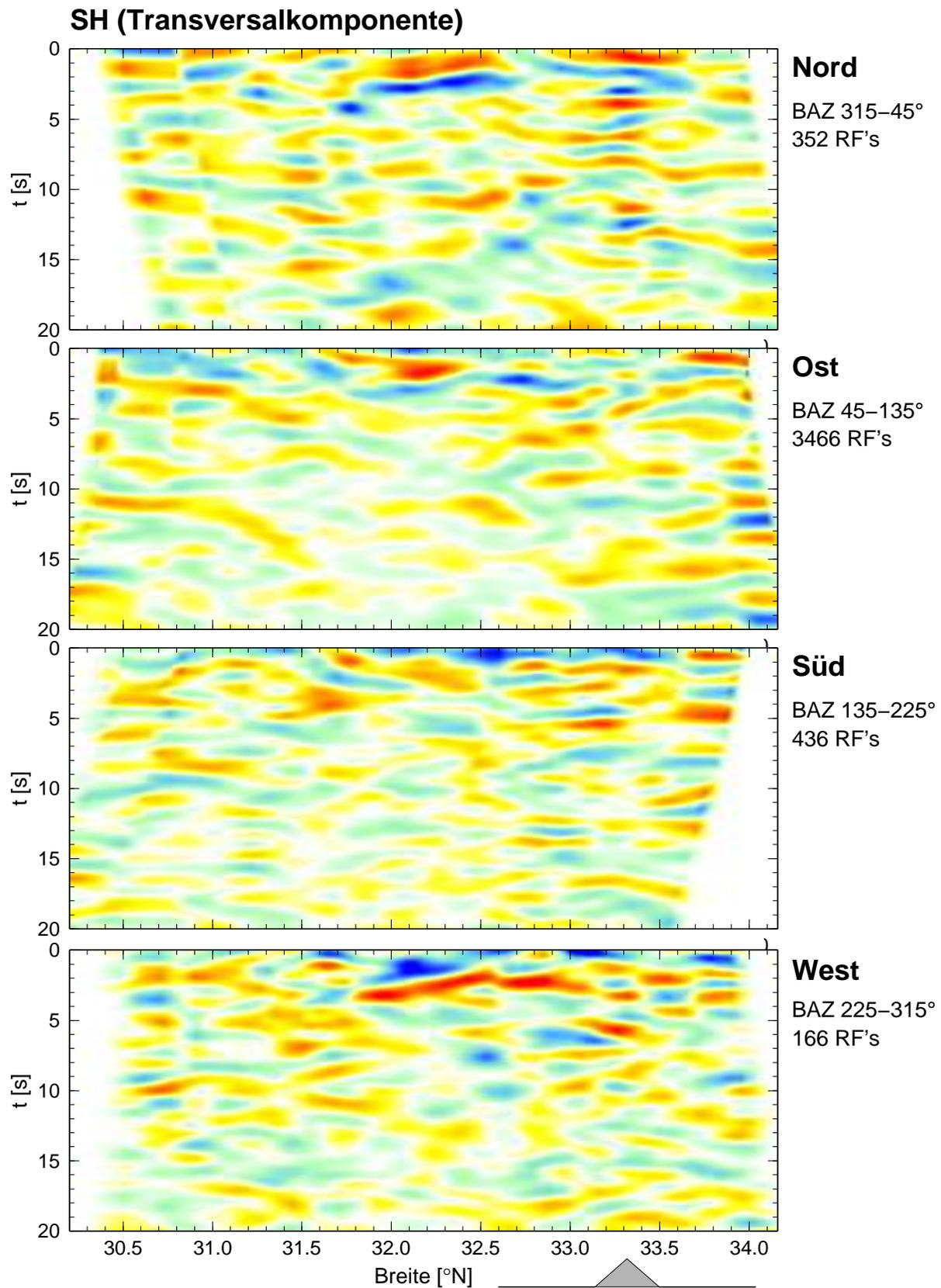


Abbildung 3.21: Wie Abb. 3.20 für die Transversalkomponente (SH). Auch hier ist aufgrund der extrem ungleichmäßigen azimuthalen Verteilung der Beben die Abbildungsqualität sehr unterschiedlich.

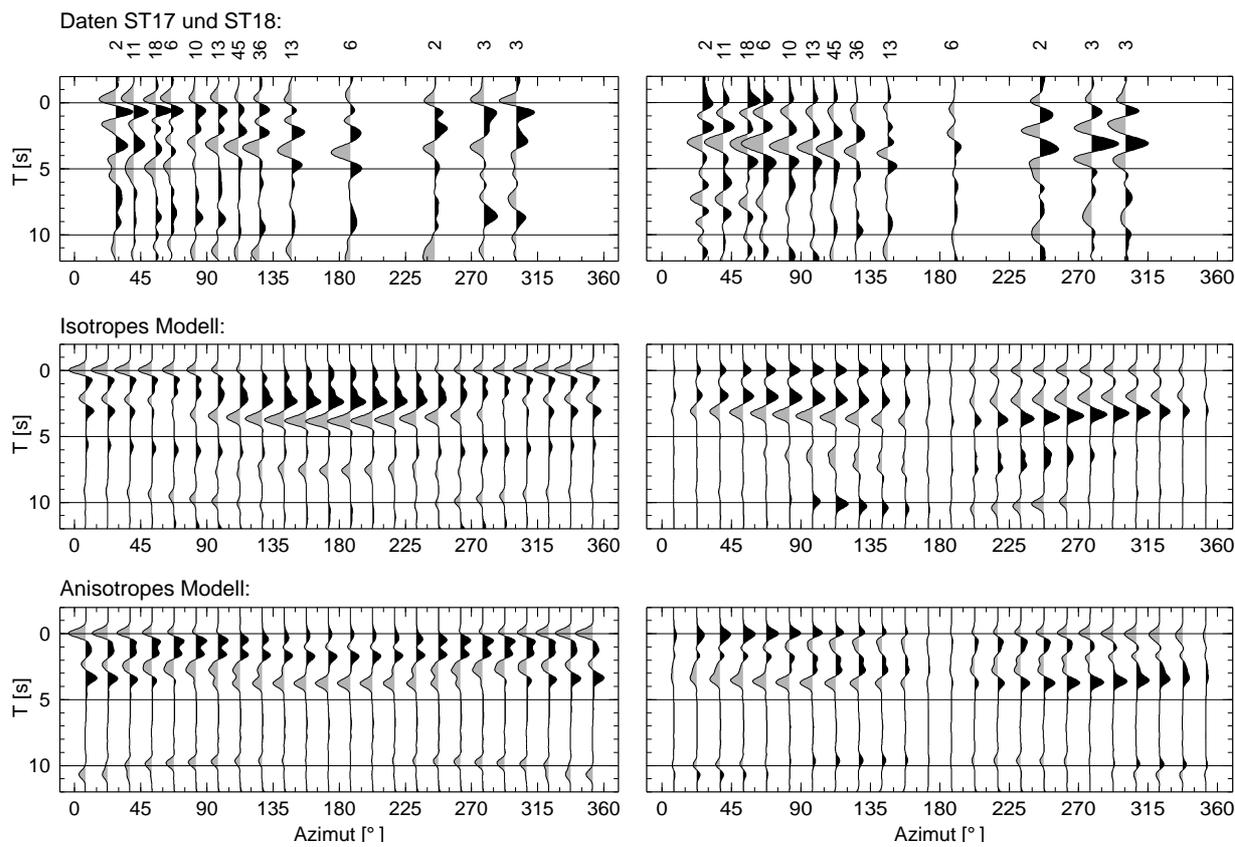


Abbildung 3.22: Resultat der Vorwärts-Modellierung der *receiver functions* der Stationen ST17 und ST18. Links sind jeweils die SV-*receiver functions* dargestellt, rechts die Transversalkomponente (SH). Die Anzahl der verfügbaren Spuren pro Azimut-Intervall ist oben angegeben. Es wurde nur versucht, die in den ersten 5 Sekunden auftretenden Signale zu erklären; Signale tieferer Strukturen einschließlich der Moho sind schwach und wurden nicht modelliert. Die erhaltenen Modelle sind in Tabelle 3.1 aufgelistet.

3.5.8 Bestimmung des Poisson-Verhältnisses aus CDP-Zeitsektionen

In Abb. 3.23 sind die auf den Laufzeit-Messungen von P_{ms} und PpP_{ms} bzw. P_{ms} und PpS_{ms} beruhenden Werte für das durchschnittliche Poisson-Verhältnis dargestellt. Die Resultate unter Verwendung der beiden Multiplen stimmen relativ gut überein, jedoch mit einer Tendenz zu leicht höheren Werten bei Verwendung der PpS_{ms} -Multiplen. Es fällt ein genereller Trend zu einem nach Norden hin zunehmenden Poisson-Verhältnis auf. Der stärkste Anstieg von Werten unter 0,25 auf Werte über 0,27 erfolgt über eine Entfernung von nur gut 100 km in der Umgebung der BNS. Über das gesamte nördliche Drittel der Linie liegen die Werte bei 0,28 oder darüber. Am Südende der Linie sind wiederum hohe Werte von deutlich über 0,25 zu beobachten; hier ist jedoch die Redundanz in den Daten geringer, da praktisch nur Spuren der Stationen ST00 und ST01 einfließen. Interessant ist, dass die durch Vergleich der P_{ms} - und PpS_{ms} -Laufzeit gewonnenen Messwerte immer über den aus P_{ms} und PpP_{ms} bestimmten Werten liegen und damit diese Diskrepanz möglicherweise nicht auf Messungenauigkeiten zurückzuführen ist, sondern einen

z[km]	Vp[km/s]	Vs[km/s]	dVp[%]	dVs[%]	ϕ [°]	δ [°]	α [°]	β [°]
Isotropes Modell:								
0	4,8	2,6	-	-	-	-	-	-
3	5,2	3,0	-	-	-	-	0	10
14	5,8	3,4	-	-	-	-	180	30
24	4,8	2,8	-	-	-	-	180	30
Anisotropes Modell:								
0	4,8	2,8	-6	-6	0	70	-	-
3	6,0	3,5	-10	-10	0	50	0	10
22	4,8	2,8	-	-	0	0	-	-

Tabelle 3.1: Parameter der Modelle zur Erklärung der nach Süden geneigten Schichtgrenze in der Nähe der Stationen ST17 und ST18. dVp und dVs sind die prozentualen Anisotropien entlang der Symmetrieachse der Anisotropie, welche in einem Winkel von δ in Richtung des Azimuts ϕ abtaucht. α und β sind Abtauchrichtung und Neigungswinkel der geneigten Schichtgrenzen. Ein Azimut von 0° entspricht Norden.

Struktureffekt darstellen könnte. Außer den Moho-Phasen lässt sich bei ca. $32,5^\circ\text{N}$ ein weiterer Konvertor (“L”) sowohl als P_Ls als auch PpP_Ls identifizieren, welcher zur Bestimmung des Poisson-Verhältnisses oberhalb dieser Struktur verwendet werden kann. Dieser einzelne Messwert (s. Abb. 3.23) stimmt gut mit dem generellen Trend der Kurve überein. Der Wert ist hier oberhalb der Struktur “L” jedoch eher niedriger, was als ein höheres Poisson-Verhältnis *unterhalb* der Struktur “L” interpretiert werden kann, wenngleich der Unterschied nicht signifikant über der zu erwartenden Messungenauigkeit von mindestens 0.01 liegt.

Zusätzlich sind in Abb. 3.23 zum Vergleich die Poisson-Verhältnisse des Krustenmodelles von Mechie et al. (2003) dargestellt. Auch bei diesem aus Weitwinkel-Messungen abgeleiteten Modell nehmen die Werte nach Norden hin zu, allerdings wesentlich langsamer als die aus den *receiver functions* bestimmten Werte. Interessant ist die gute Übereinstimmung beider Datensätze im mittleren Teil des Profils. Dieser fällt mit der Zone zusammen, in der das Modell von Mechie et al. (2003) die beste Auflösung bis hinunter zur Moho hat. Zu den Enden des Profils hin nimmt dagegen die Durchstrahlung der unteren Kruste bei den Weitwinkel-Messungen ab und damit auch die Auflösbarkeit des Poisson-Verhältnisses. Auch der einzelne aus der Struktur “L” gewonnene Messwert stimmt gut mit den Werten von Mechie et al. (2003) überein, obwohl hier beide aus *receiver functions* bestimmte Werte höhere krustale Durchschnittswerte ergeben. Die Diskrepanz zwischen den Ergebnissen aus den Weitwinkel-Messungen und denen der *receiver functions* ist zum einen sicher auf die Mittelung über größere horizontale Entfernungen bei Weitwinkel-Methoden zurückzuführen. Der Vergleich bietet jedoch auch Anlass zur Spekulation, dass sich das Poisson-Verhältnis vorwiegend in größerer Tiefe ändert, in Mittel- und Oberkruste

dagegen geringeren Schwankungen unterworfen ist.

3.5.9 CDP-Tiefensektion der Kruste

In 3.5.6 wurden CDP-Zeitsektionen der Kruste präsentiert. Das endgültige Ziel ist jedoch die Projektion der Zeitsektionen in die korrekte Tiefe. Für das so erhaltene Abbild der Untergrundstruktur wird daher der entsprechende Begriff der “CDP-Tiefensektion” verwendet. Diese Methode ist bei Verwendung eines lateral homogenen Geschwindigkeitsmodelles äquivalent zu der Methode von Yuan et al. (2000) und Kosarev et al. (1999). Es ist im Fall lateral variabler Geschwindigkeiten innerhalb der abzubildenden Region jedoch nicht immer ausreichend, ein lateral homogenes Geschwindigkeitsmodell zur Projektion der Energie in die Tiefe zu verwenden. Gerade bei so großen Variationen des Poisson-Verhältnisses, wie sie entlang des INDEPTH-3-Profiles festgestellt wurden, würde dies unweigerlich zu Fehlern führen (siehe Kap. 2.8). Es werden daher hier die in Kap. 3.5.4 und 3.5.8 bestimmten lateral variablen Poisson-Verhältnisse in die Berechnung der CDP-Tiefensektionen der Kruste einbezogen. Dies erfolgt in der Weise, dass zunächst auf der Grundlage des durchschnittlichen krustalen Geschwindigkeitsmodelles von Zhao et al. (2001) und den Messungen des Poisson-Verhältnisses aus Kap. 3.5.8 ein lateral variables Modell der krustalen S-Geschwindigkeiten berechnet wird. Es wird hierfür jedoch nicht das S-Geschwindigkeitsmodell von Mechie et al. (2003) verwendet, da dieses die aus den *receiver functions* bestimmten lateralen Variationen des Poisson-Verhältnisses nicht widerspiegelt und es hier darum geht, den Effekt eben dieser relativ kleinräumigen Änderungen zu kompensieren, um korrekte Krustenmächtigkeiten zu erhalten. Zum Vergleich wird eine unter der Annahme eines konstanten Poisson-Verhältnisses von 0,27 erzeugte Sektion gezeigt. Die Resultate sind in Abb. 3.24 dargestellt. Bei Verwendung eines konstanten Poisson-Verhältnisses entspricht die Variation der Moho-Tiefe der Variation der Konversionszeiten in den CDP-Zeitsektionen. Werden dagegen die oben gemessenen, lateral variablen Poisson-Verhältnisse verwendet, ergibt sich ein deutlich verändertes Bild. Jetzt ist die Topografie der Moho fast vollständig kompensiert. Diese steigt jetzt fast linear von 69 km Tiefe am Südenende des Profils auf 62 km am Nordende an. Ein ähnliches Bild ergibt sich bei Verwendung der Signale der Moho-Multiplen. Dafür wurden die in die Tiefe projizierten PpP_ds- und PpS_ds-Phasen gestapelt. Es wurden wieder mit einem Gauss-Parameter von 2 Hz (P_ds) bzw. 0,5 Hz (PpP_ds und PpS_ds) gefilterte Spuren verwendet, welche eine ungefähr gleiche räumliche Auflösung ergeben. Bei der aus den Multiplen gewonnenen Sektion ist im mittleren Bereich des Profils die Amplitude recht klein, die Tiefe der Moho stimmt jedoch gut mit der der P_ms-Phase überein.

3.5.10 Migrierte Sektion der Kruste

Im vorigen Abschnitt wurden Beispiele für CDP-Sektionen der Kruste präsentiert und interpretiert. Diesen liegt jedoch die Annahme geringer lateraler Variationen der Krustenstruktur zu-

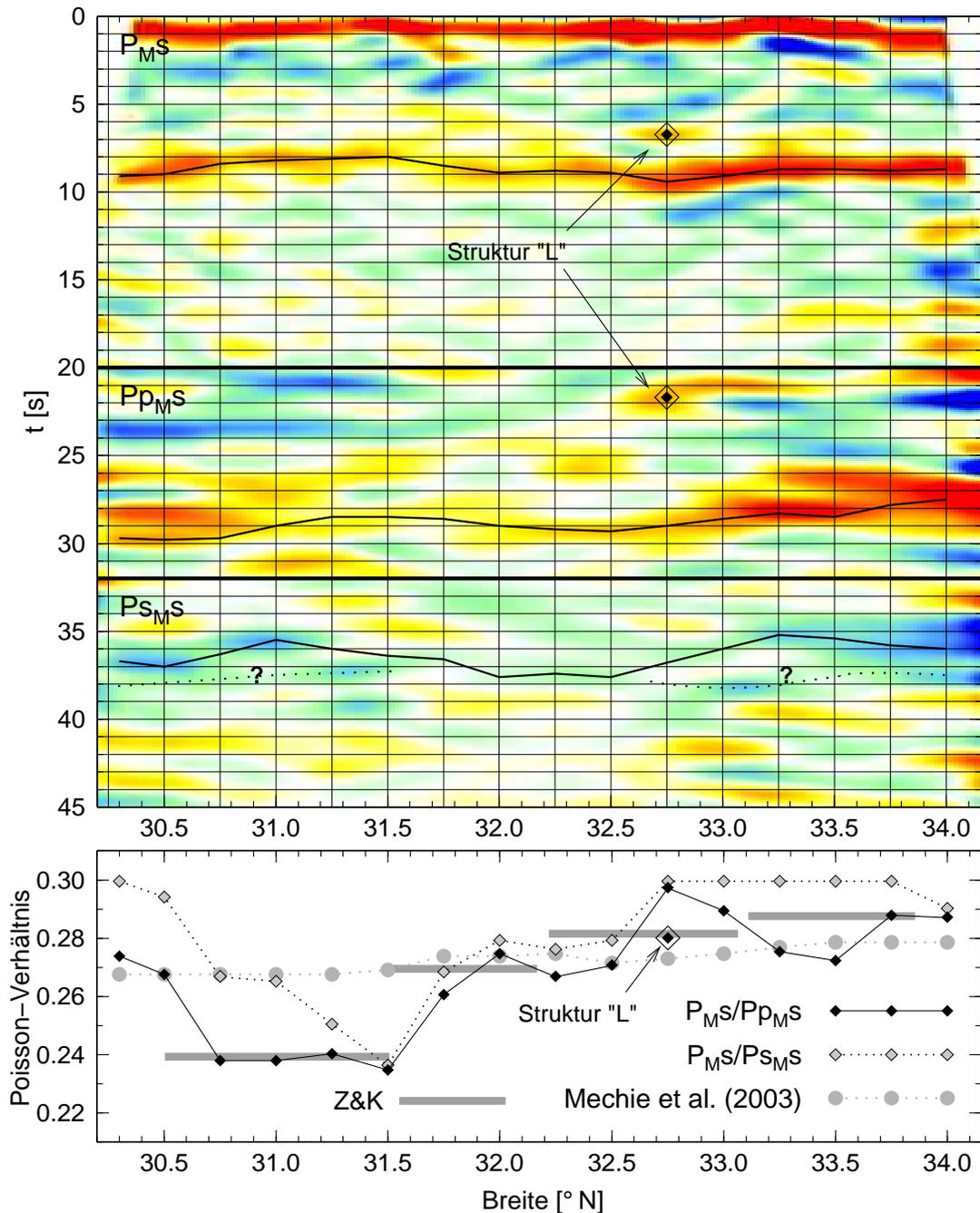


Abbildung 3.23: Bestimmung des Poisson-Verhältnisses durch Messung der P_{m-s} -, $Pp_{P_{m-s}}$ - und $Pp_{S_{m-s}}$ -Konversionszeiten aus den auf den jeweiligen Wellentyp fokussierten CDP-Zeitsektionen. Die resultierenden Werte f für den Vergleich $P_{m-s}/Pp_{P_{m-s}}$ und $P_{m-s}/Pp_{S_{m-s}}$ sind unten als Funktion der geographischen Breite dargestellt. Neben den Zeiten der Moho-Phase konnten an einer Stelle f für eine intrakrustale Schichtgrenze 'L' die P_{L-s} - und Pp_{L-s} -Zeiten ebenfalls für eine Bestimmung des Poisson-Verhältnisses verwendet werden. Desweiteren sind die aus dem Geschwindigkeitsmodell von Mechie et al. (2003) berechneten Werte eingezeichnet, sowie die in 3.5.4 mit der Methode von Zhu und Kanamori (2000) erhaltenen Ergebnisse (Z&K), welche jeweils über etliche Stationen gemittelte Werte darstellen.

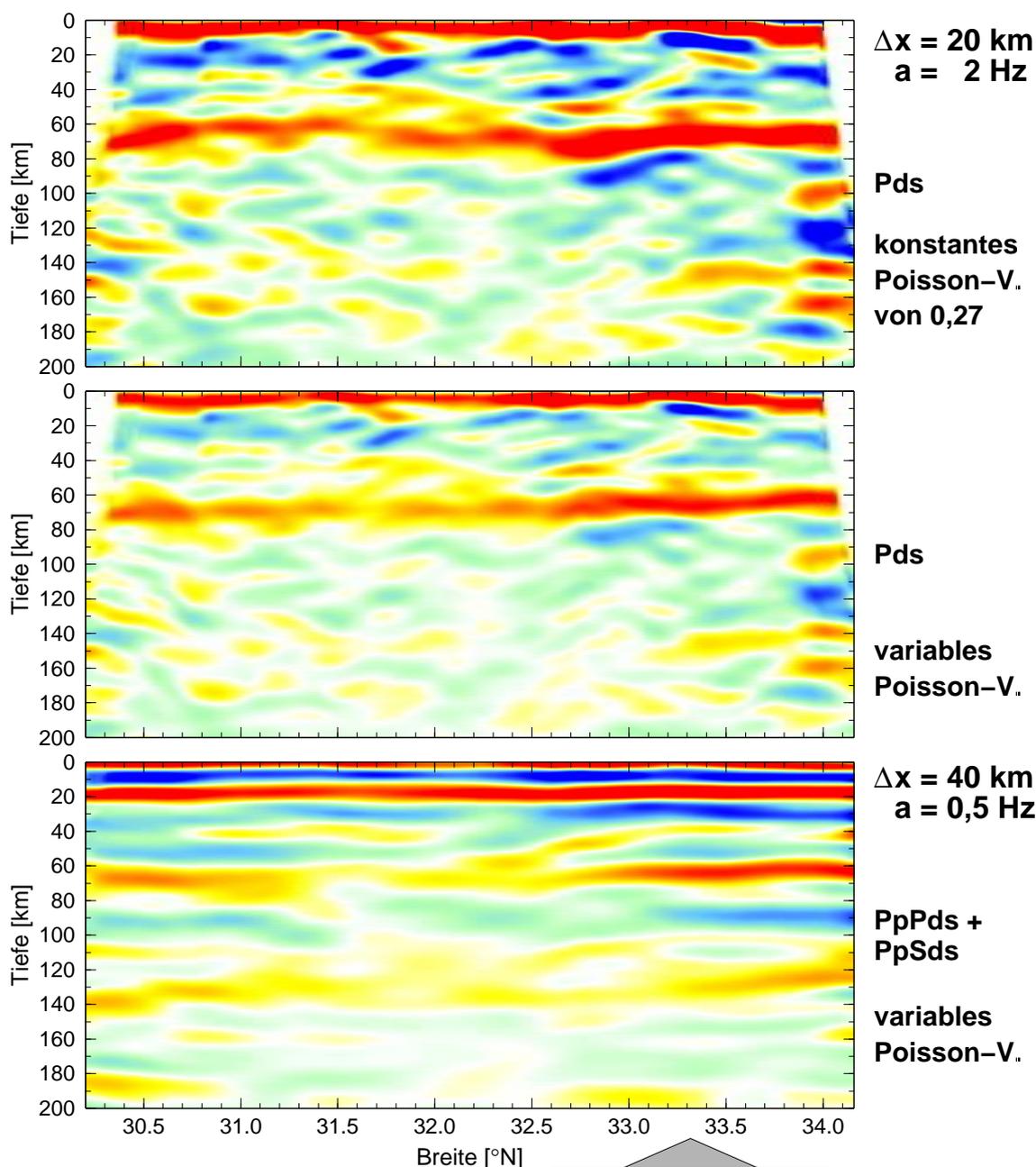


Abbildung 3.24: CDP-Tiefensektionen der Kruste für das INDEPTH-3- Profil. Die Projektion in die Tiefe erfolgte unter Verwendung eines gemittelten Modells der krustalen P-Geschwindigkeiten von Zhao et al. (2001). Die obere Sektion wurde unter Verwendung eines Poisson-Verhältnisses von 0,27 entlang des gesamten Profils erzeugt. Die Variation der "Tiefe" der Moho entspricht damit der zeitlichen Variation in den CDP-Zeitsektionen. Die Sektion in der Mitte dagegen wurde unter Verwendung der im vorigen Kapitel bestimmten mittleren Poisson-Verhältnisse erzeugt. Die Topografie der Moho ist stark reduziert und entspricht fast einem linearen Anstieg. Unten ist die Summe der auf die gleiche Art verarbeiteten PpPds- und PpSds-Phasen abgebildet, wobei das Vorzeichen der PpSds-Sektion umgekehrt wurde.

grunde, denn sämtliche Signale werden als Konversionen an horizontalen Schichtgrenzen betrachtet und entsprechend in den Raum projiziert. In diesem Abschnitt wird das in Kap. 2.10 beschriebene Migrationsverfahren auf die Daten des INDEPTH-3-Experimentes angewendet. Das Ziel ist eine noch höhere Auflösung besonders der lateral variablen Strukturen, da bei den Migrationsverfahren die Beschränkung auf horizontal geschichtete Modelle entfällt.

Im Gegensatz zu den CDP-Verfahren, die auch bei unzureichender Überdeckung korrekte Amplituden liefern, treten bei Migrationsverfahren im Fall unzureichender Überdeckung mit Stationen jedoch typische Artefakte auf (siehe Abb. 2.12 und 2.13), welche zu Fehlinterpretationen führen könnten und die es daher zu vermeiden gilt. Der durchschnittliche Stationsabstand des INDEPTH-3-Arrays beträgt ca. 8 km, was eine detailreiche Abbildung der Krustenstruktur mit Migrationsverfahren verspricht. Die Stationsdichte ist jedoch ungleichmäßig aufgrund der zusätzlichen, kurzperiodischen Seismometer im Bereich der BNS. Zum anderen ist es auch zu Ausfällen von Stationen gekommen (z.B. ST02 und ST03 gleich zu Beginn der Aufstellung), was zu Lücken in der Überdeckung geführt hat. Bei den CDP-Verfahren stellt dies kein ernsthaftes Problem dar, da durch die horizontale Glättung solche Lücken überbrückt werden. Zwar ist in einem solchen Bereich die Auflösung herabgesetzt, aber es treten keine Artefakte auf. Bei Migrationsverfahren sind es jedoch Artefakte, die bei ungleichmäßiger Überdeckung als zusätzliche vermeintliche Signale in Form von "Smileys" störend in Erscheinung treten und unter Umständen sogar zu Fehlinterpretationen führen könnten. Eine Methode, um solche Artefakte zu vermeiden, ist die Interpolation fehlender Spuren (Yilmaz, 1987). Es hat sich in Versuchen gezeigt, dass auch bei *receiver function*-Migration die vorherige Interpolation der Daten auf einen "Pseudo-Array" mit gleichmäßigem Stationsabstand keine nennenswerte Einbuße bezüglich des Informationsgehaltes der Daten nach sich zieht. Die Spuren werden daher vor der eigentlichen Migration nach Ereignissen in Gruppen zusammengefasst. Ereignisse, die an weniger als 20 Stationen registriert wurden, werden verworfen; dies ist jedoch nur ein verschwindend geringer Anteil am gesamten Datensatz. Anschließend werden die Spuren auf einen gleichmäßigen Stationsabstand von 3 km entlang des gesamten Profils interpoliert, wodurch ein für jedes Ereignis gleichmäßiger Strahl-Abstand erreicht wird. Dies ist bei den CDP-Verfahren nicht notwendig, da es dort nicht zu migrationsbedingten Artefakten kommt.

Zu beachten ist, dass das von mir im Rahmen dieser Arbeit programmierte und hier verwendete Migrations-Programm in der aktuellen Version noch nicht die Verwendung eines lateral variablen Hintergrund-Geschwindigkeitsmodelles erlaubt. Daher sind die erhaltenen Tiefen nur höchstens so genau wie das angenommene Poisson-Verhältnis. Der Fehler der Moho-Tiefen ist daher ebenso groß wie anhand des Vergleichs der CDP-Tiefensektionen in Abb. 3.24 demonstriert.

Die Resultate der Migration sind in Abb. 3.25 dargestellt. Es wird hier darauf verzichtet, den Einfluss der verschiedenen Parameter zu demonstrieren, mit denen die Qualität der Abbildung beeinflusst werden kann. Es werden jedoch zwei Beispiele mit unterschiedlichem Frequenzge-

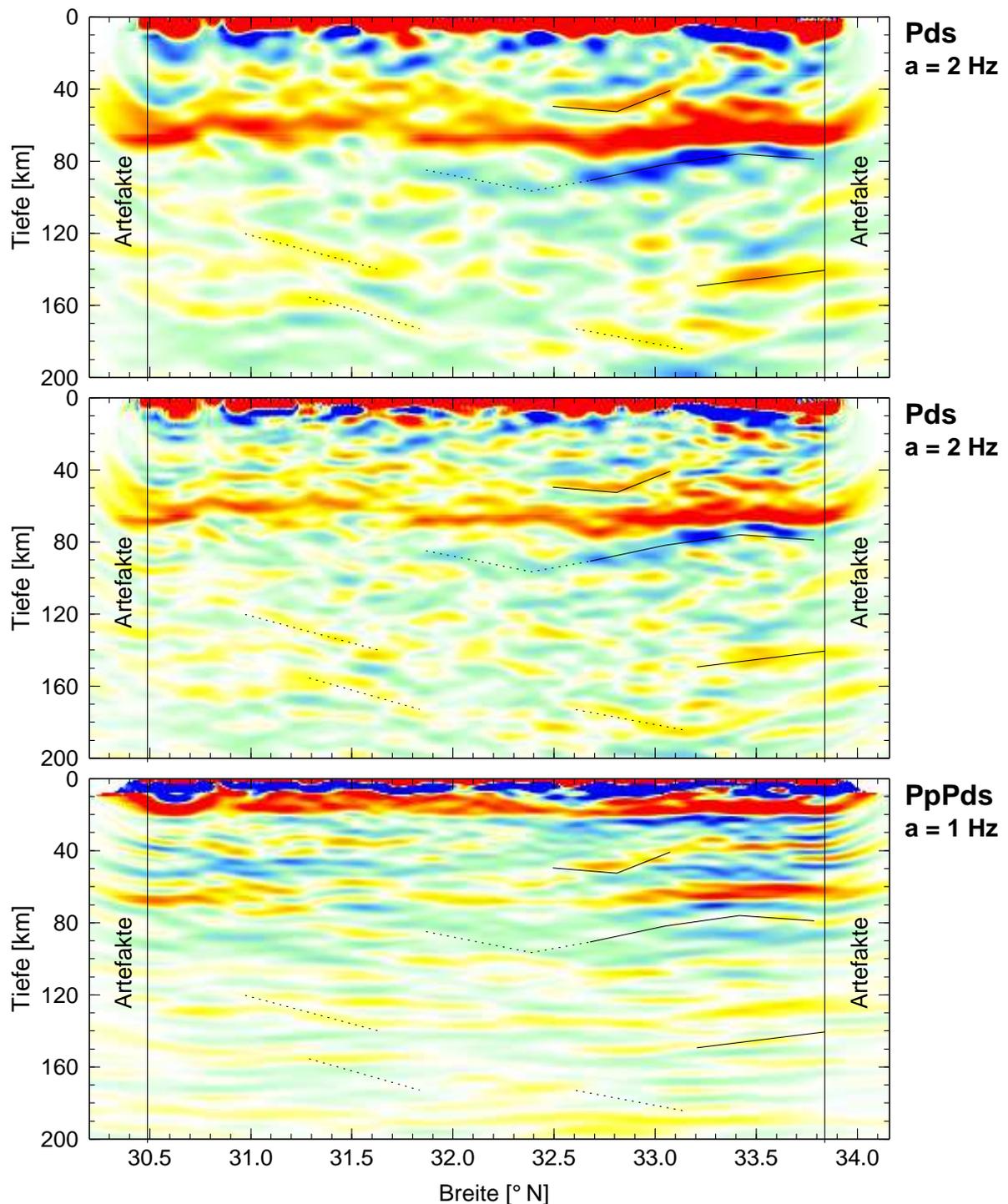


Abbildung 3.25: Migrierte Sektionen entlang des INDEPTH-3-Profi ls. Alle Sektionen wurden mit gleichen Migrationsoperatoren erzeugt und variieren lediglich im Frequenzgehalt (oben: Gauss-Parameter von 2 Hz; Mitte: 4 Hz; unten: 1 Hz) bzw. im Typ der verwendeten Wellen (oben und Mitte: P_{ds} ; unten: PpP_{ds}). Alle Sektionen wurden unter Verwendung eines gemittelten Modells der krustalen P-Geschwindigkeiten von Zhao et al. (2001) erzeugt, sowie unter der Annahme eines Poisson-Verhältnisses von 0,27 entlang des gesamten Profi ls. Die eingezeichneten Positionen einiger im Text diskutierter Strukturen sind auf die obere Sektion bezogen. Dadurch kommt es besonders in der PpP_{ds} -Sektion bei einigen Strukturen zu vertikalen Versätzen, was eine Folge des verwendeten Geschwindigkeitsmodelles ist.

halt gezeigt, sowie eine Sektion, die durch die Migration von PpP_ds-Multiplen erhalten wurde. Die migrierte Sektion ähnelt der mit lateral konstantem Hintergrund-Geschwindigkeitsmodell gewonnenen CDP-Tiefensektion. An den Enden treten die bekannten Artefakte der Migration ("Smileys") auf, welche hier bewusst nicht ausgeblendet werden, da sich an ihnen gut die Breite des verwendeten Migrationsoperators ablesen lässt. Die Strukturen außerhalb der Stationsauslage sind jedoch alle unzureichend abgebildet und sollten daher nicht interpretiert werden. Auch am Süden des Profils bei ca. 30,8° treten außerdem Artefakte auf, die von einer besonders breiten Lücke in der Stationsverteilung (Ausfall der Stationen ST02 und ST03) herrühren. Auch die verwendete Spur-Interpolation konnte diesen Bereich nicht überbrücken, da ein zu breiter Glättungsparameter die Auflösung entlang des übrigen Profils beeinträchtigt hätte. Grundsätzlich konnte jedoch durch die Interpolation der Spuren auf einen "Pseudo-Array" eine erhebliche Reduktion der "Smileys" besonders auch im oberen Mantel erreicht werden.

Die Moho weist –scheinbar– erhebliche Topografie auf, die man teilweise fast als imbrierte Moho zu interpretieren geneigt ist. Diese Topografie lässt sich jedoch, zumindest zum überwiegenden Teil, auf in den migrierten Sektionen nicht kompensierte Variationen des Poisson-Verhältnisses zurückführen, welche sich auf die Moho durchprägen (s. Abb. 3.24). Es tritt wiederum in einer Tiefe von ca. 140 km unterhalb des Qiangtang-Blockes eine nach Süden geneigte Konversion auf. Da die "Smileys" an den Enden des überdeckten Bereiches zunehmen und diese am Nordende des Profils nach Süden geneigte Schichten vortäuschen könnten, sind solche Strukturen zwar vorsichtig zu interpretieren. Hier konnte jedoch die gleiche Struktur –ebenfalls nach Süden geneigt– auch in der CDP-Tiefensektion deutlich abgebildet werden, was die Existenz dieser Struktur untermauert. Wahrscheinlich entspricht diese Konversion der Oberkante der von Kind et al. (2002) vor allem entlang der Straße Lhasa-Golmud beobachteten Konversion des asiatischen lithosphärischen Mantels (ALM), welcher offenbar von Norden her unter Zentral-Tibet subduziert wird.

In Abb. 3.25 ist unten eine Sektion dargestellt, bei der die PpP_ds-Multiplen migriert wurden. Eine sehr ausgeprägte Moho-Multiple ist nördlich von ca. 32,7° zu erkennen, die bis an das Nordende des Profils eine große Amplitude aufweist. Ähnlich wie bei den direkten P_ds-Phasen ist auch im mittleren Teil des Profils die Amplitude der Moho-Multiplen eher klein, wobei die oberhalb der Moho beobachteten Konversionen in der Art einer Gradientenschicht hier nicht auftreten. Am Süden des Profils nimmt die Moho-Amplitude wie die der P_ms wieder deutlich zu. Ein Band deutlicher Konversionen ist jedoch auch hier in ca. 30-40 km Tiefe zu erkennen, welches wahrscheinlich der Oberfläche der "Unterkruste" im Lhasa-Block entspricht. Eine deutliche Übereinstimmung tritt auch bei der Struktur "L" auf, einer deutlichen Konversion an einer Schichtgrenze ca. 20 km oberhalb der Moho im südlichen Qiangtang-Block. Auch hier lässt sich die Struktur nach Norden verfolgen, wobei ihre Tiefe abnimmt. Nördlich von ca. 33,3° lässt sich diese Phase jedoch nicht mehr von der direkten Konversion des ALM unterscheiden. Leider lässt sich anhand der Multiplen der Bereich bis 30 km Tiefe nicht abbilden, da hier die direkte Kon-

version der Moho das Bild dominiert. In Tiefen unterhalb von ca. 120 km tritt dagegen die P_{410S} -Phase störend in Erscheinung; dennoch ist eine sich deutlich vom Hintergrund abhebende Struktur in ca. 130 km Tiefe erkennbar, welche wie die direkte Konversion des ALM leicht nach Süden geneigt ist. Die Diskrepanz der Tiefen ist einfach durch das verwendete Geschwindigkeitsmodell erklärbar. Bei einem zu niedrigen Poisson-Verhältnis werden P_{dS} -Phasen in zu große Tiefe abgebildet, die scheinbare Tiefe der PpP_{dS} -Phasen ist dagegen zu gering. In der Tat ist das gemessene Poisson-Verhältnis am Nordende größer als das des zur Migration verwendeten Modelles.

3.5.11 Interpretation der Krustenstruktur

Die wahrscheinlich beste Abbildung der Strukturen entlang des INDEPTH-3-Arrays wird bei der CDP-Tiefensektion erreicht. Die Migration bildet zwar einige Details in größerer Schärfe ab. Die Abbildung in die korrekte Tiefe ist jedoch wegen der Verwendung eines lateral homogenen Geschwindigkeitsmodelles nicht möglich, da das Poisson-Verhältnis entlang des Profils stark schwankt und eine scheinbare Moho-Topografie von bis zu 10 km vortäuscht. Es wird daher anhand der CDP-Tiefensektion versucht, die darin auftretenden Strukturen zu deuten.

Die größte Amplitude weist die P-S-Konversion an der Basis der Sedimentschicht in bis zu 10 km Tiefe auf. Die Mächtigkeit der Sedimente variiert stark und ist in dem Bereich, wo im Lhasa-Block der Banggong-Granit (BG) ansteht, sowie nahe dem Qiangtang-Antiklinorium (QA) am geringsten. Die P-S-Konversion an der Moho lässt sich über das gesamte Profil als deutliches Signal verfolgen. Es fällt jedoch ein Übergang zu großen Amplituden auf, der abrupt bei etwa $32,7^{\circ}\text{N}$ erfolgt; nördlich dieser Stelle ist die P_{mS} -Amplitude ungefähr konstant. Südlich davon ist die Moho-Konvertierte zwar deutlich erkennbar, aber wesentlich schwächer ausgeprägt. Statt dessen sind oberhalb der Moho weitere positive Konversionen erkennbar, die jedoch verglichen mit der Moho deutlich kleinere Amplituden aufweisen. In diesem Bereich wurden durch Vorwärts-Modellierung eine als Gradientenschicht ausgebildete Unterkruste nachgewiesen. Das bedeutet, dass hier die S-Geschwindigkeit höher ist als nördlich und südlich davon, wo durch die in der Unterkruste niedrigere S-Geschwindigkeit offenbar ein höherer Kontrast zum Mantel besteht, mit der Konsequenz entsprechend effizienter Konversion von P nach S. Dieses Verhalten der Amplitude der Moho-Konversion korreliert mit dem durchschnittlichen krustalen Poisson-Verhältnis (siehe Abb. 3.23) in der Weise, dass große Amplituden mit hohen Werten für das Poisson-Verhältnis einher gehen. Dies könnte darauf hindeuten, dass sich die laterale Änderung des Poisson-Verhältnisses vor allem in der Unterkruste vollzieht. In der oberen Kruste fallen vor allem Signale mit negativem Vorzeichen auf. Diese bilden ein diffuses Band im Bereich um ca. 20 km Tiefe, welches nicht wie bei der Moho einer einzigen, klar definierten Diskontinuität zugeordnet werden kann, sondern eher einer oder mehreren Schichtgrenzen stark variabler Tiefe entspricht, an der die Geschwindigkeit mit der Tiefe *abnimmt*. Die Tiefe dieser offensichtlichen Geschwindigkeitsinversion entspricht ungefähr der Tiefe, in der auch das Modell von Mechie et al. (2003) eine mäßige S-Geschwindigkeitsinversion aufweist. Da die beschriebe-

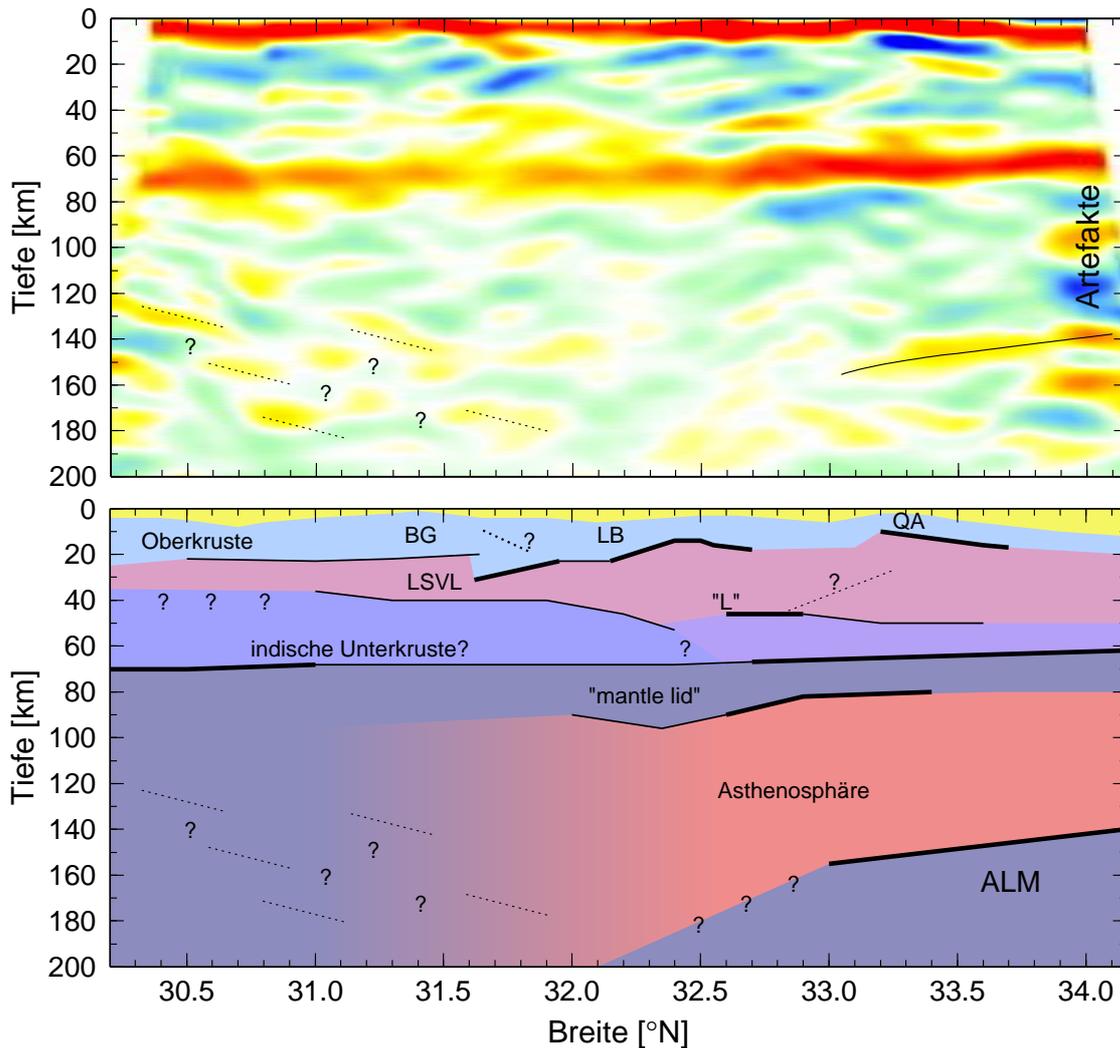


Abbildung 3.26: Interpretation der Strukturen in den oberen 200 km entlang des INDEPTH-3-Profiles. BG: Banggong-Granit, LB: Lumpola-Becken, QA: Qiangtang-Antiklinorium, LSVL: "low S velocity layer", ALM: Asiatischer lithosphärischer Mantel

nen negativen Konversionen entlang des gesamten Profils beobachtet werden, bezeichne ich den Bereich unterhalb der Geschwindigkeitsinversion LSVL ("low S velocity layer"), da eine solche Inversion in Weitwinkeldaten von P-Wellen nicht beobachtet wurde. Dies wiederum lässt sich als ein mit der Tiefe zunehmendes Poisson-Verhältnis interpretieren oder sogar als obere Grenze einer partiell geschmolzenen Schicht, wie sie in der Umgebung von Lhasa und im Yangbajin-Graben von Brown et al. (1996) und Yuan et al. (1997) beobachtet wurde. Die Konversion an der Grenzfläche zwischen Oberkruste und LSVL weist im mittleren Teil des Profils eine besonders große Amplitude auf. Die Tiefe dieser Grenzfläche verringert sich dabei von ca. 30 km bei 31,6°N auf 15 km bei 32,4°N. Nur wenig nördlich dieser Stelle erreicht das Poisson-Verhältnis seinen maximalen Wert von fast 0,3. Eine Geschwindigkeitsinversion großer Amplitude tritt im Norden des Profils zwischen 33,2 und 33,5°N auf. Bei 33,2°N ist das kristalline Grundgebirge in der

Nähe der Ortschaft Shuang-Hu in Form blauschieferhaltiger Metamorphite an der Erdoberfläche aufgeschlossen (Kapp et al., 2000). Diese Position entspricht dem Scheitelpunkt des Qiangtang-Antiklinoriums (QA). Die Bedeutung der Geschwindigkeitsinversion ist allerdings unklar. Sie scheint in der CDP-Tiefensektion nach Norden geneigt zu sein; die *receiver functions* weisen jedoch keine systematische Azimutabhängigkeit auf. Möglich ist also auch, dass es sich hier um eine horizontale Struktur handelt, die lediglich wegen der nach Norden mächtiger werdenden Sedimentschicht und der damit größeren Verzögerung geneigt zu sein scheint. Im südlichen Qiangtang-Block tritt in ca. 45 km die auch in migrierten PpP_ds-Multiplen erkennbare Struktur "L" auf. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um die Unterkruste des Lhasa-Blockes, welche sich hier unter dem Qiangtang-Block fortsetzt. Die große Konversionsamplitude lässt allerdings vermuten, dass es sich hierbei um jene Struktur handeln könnte, welche bereits Hirn et al. (1984) in Weitwinkelreflexionen als vermeintliche Moho beobachtet haben. Daraus wurde ein Moho-Sprung um 20 km entlang der BNS abgeleitet, der mit den neuen Daten aber eindeutig widerlegt ist.

Eine ausgeprägte Konversion negativer Amplitude ist im Qiangtang-Block unmittelbar unterhalb der Moho zu erkennen. Diese Schichtgrenze scheint leicht nach Süden geneigt zu sein und setzt sich möglicherweise als Signal mit kleiner Amplitude unter dem Lhasa-Block fort. Diese Struktur weist bei 33,0°N eine besonders große, *negative* Amplitude auf, d.h. dort geht die S-Geschwindigkeit mit zunehmender Tiefe zurück. Sie könnte daher die untere Grenze eines dünnen "mantle lid" darstellen, d.h. bis dorthin reicht die Asthenosphäre. Diese Vorstellung ist konsistent mit einer Reihe von Studien, bei denen im oberen Mantel etwa unterhalb des Qiangtang-Blockes eine Zone mit einerseits verringerter Pn-Geschwindigkeit sowie andererseits starker Dämpfung von Sn-Wellen beobachtet wurde (z.B. Barazangi und Ni, 1982; Ni und Barazangi, 1983; McNamara et al., 1995, 1997). Tilmann et al. (2003) sehen an etwa der gleichen Stelle einen starken Rückgang der P-Geschwindigkeit in einer tomografischen Sektion (siehe Diskussion und Abb. 5.3).

Eine robuste Struktur in Form eines positiven Geschwindigkeitskontrastes ist unter dem nördlichen Qiangtang-Block in ca. 140 km Tiefe zu erkennen. Diese Struktur ist höchst wahrscheinlich keine Multiple einer krustalen Diskontinuität, da in der Kruste keine Schichtgrenze erkennbar ist, welche eine Multiple so großer Amplitude erzeugen könnte. Wahrscheinlicher ist dagegen, dass es sich bei dieser leicht nach Süden geneigten Struktur um den von Kosarev et al. (1999) sowie Kind et al. (2002) besonders deutlich entlang des östlichen Profils beobachteten, nach Süden subduzierten asiatischen lithosphärischen Mantel (ALM) handelt. Es gibt also zwei Beobachtungen, die für eine Schicht seismisch langsamer Asthenosphäre zwischen ca. 80 und 140 km Tiefe zumindest im Bereich des Qiangtang-Blockes sprechen: die untere Grenze des "mantle lid", an der die Geschwindigkeit sprunghaft zurück geht, sowie die Oberfläche des asiatischen lithosphärischen Mantels, wo die Geschwindigkeit wieder ansteigt.

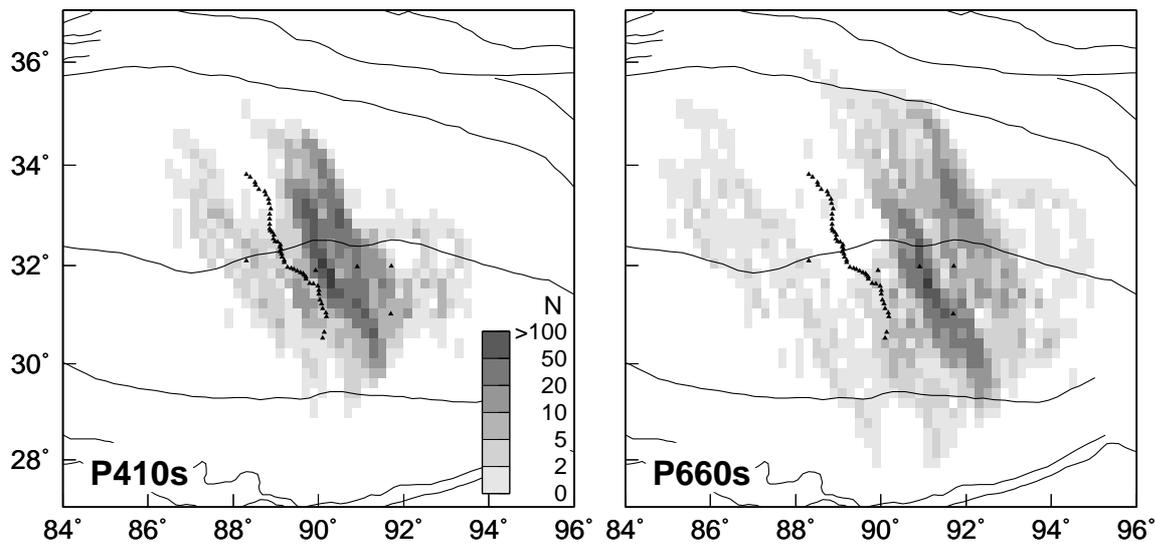


Abbildung 3.27: Karte der Dichte der P_{410s} - und P_{660s} -Konversionspunkte aller verwendeter Spuren des INDEPTH-3-Experimentes. Der Gitterabstand ist $0,2^\circ$ und es entfallen bis zu 129 Spuren auf eine Zelle in 410 km Tiefe.

3.5.12 Oberer Mantel

In diesem Abschnitt werden die Ergebnisse zur Struktur des oberen Mantels in Zentral-Tibet präsentiert. Der Schwerpunkt liegt dabei in der Abbildung der Manteldiskontinuitäten in 410 und 660 km Tiefe. Die Tiefe der Diskontinuitäten lässt sich ohne präzise Kenntnis sowohl der P- als auch der S-Geschwindigkeiten des oberen Mantels nicht direkt bestimmen. Die Migration in die Tiefe ist zwar ohne weiteres möglich, jedoch ist die dabei erhaltene Tiefe abhängig vom verwendeten Geschwindigkeitsmodell. Wird also ein globales Referenzmodell wie IASP91 zur Migration verwendet, sind Abweichungen der beobachteten Tiefen der Diskontinuitäten von ihren globalen Mittelwerten nicht unbedingt Abweichungen der wahren Tiefen, sondern können ebenso gut auf Abweichungen der Geschwindigkeitsstruktur oberhalb der jeweiligen Diskontinuität zurück geführt werden. Globale Studien der Manteldiskontinuitäten wie etwa die von Chevrot et al. (1999) und Li et al. (2003) haben gezeigt, dass die Laufzeitdifferenz zwischen den Konversionen der “410” und der “660” global deutlich weniger schwankt als die absoluten Zeiten. Dies ist auf den viel größeren Einfluss der Geschwindigkeiten des oberen Mantels auf die Laufzeiten der Konversionen der Manteldiskontinuitäten zurück zu führen, als auf deren tatsächliche Topografie. Die Quantifizierung dieses Einflusses liefert damit wichtige Informationen über die Struktur des Mantels zwischen der Diskontinuität und der Station. Die Diskontinuität selbst wird dabei quasi als seismische Quelle betrachtet, deren Tiefe als bekannt angenommen wird. Die Differenz zwischen den P_{410s} - und P_{660s} -Zeiten und daraus abgeleitet die Mächtigkeit der Mantel-Übergangszone bietet darüber hinaus Anhaltspunkte über die thermische Struktur in diesem Tiefenbereich (s. Kap. 2.11). Die Verteilungen der Konversionspunkte

in 410 bzw. 660 km Tiefe sind in Abb. 3.27 dargestellt. Es werden zunächst in einer Übersicht Sektionen gezeigt, bei denen *moveout*-korrigierte *receiver functions* in kleinen Strahlparameter-Intervallen gestapelt werden, in Analogie zu Abb. 2.9. Besonders die konvertierten Phasen der Manteldiskontinuitäten lassen sich durch diese Art der Verarbeitung gut von den meist störenden Multiplen flacherer Strukturen isolieren. Der Datensatz wird dazu entsprechend der Lage der Stationen in Lhasa- bzw. Qiangtang-Block aufgeteilt. Durch die *Moveout*-Korrektur und anschließendes Stapeln lassen sich die Konversionen der "410" sowie der "660" sehr gut herausarbeiten. Selbst in fast allen individuellen Strahlparameter-Intervallen lassen sich die Konversionen beider Diskontinuitäten identifizieren. Dabei kommt es kaum zu Interferenzen mit multiplen Phasen. Lediglich die Moho-Multiplen treten als deutliche Signale auf, wobei die Amplituden aufgrund des größeren Geschwindigkeitskontrastes im Qiangtang-Block entsprechend größer sind. Die P_{410s} - und P_{660s} -Konversionszeiten sind in beiden Regionen verzögert im Vergleich zu den entsprechenden IASP91-Zeiten, wobei diese Verzögerung bei den Stationen im Lhasa-Block etwas geringer ausfällt. Die Konversionszeiten betragen im Lhasa- bzw. Qiangtang-Block 45,1 bzw. 45,8 s bei der P_{410s} - sowie 69,3 bzw. 70,1 s bei der P_{660s} -Konversion. Damit weichen die Laufzeitdifferenzen mit 24,2 bzw. 24,3 s nur minimal von denen des IASP91-Modelles (24,0 s) ab, was auf keine nennenswerte Verbreiterung der Mantel-Übergangszone hinweist bzw. eine vernachlässigbare thermische Anomalie in diesem Bereich.

Zur Abbildung der P_{410s} - und P_{660s} -Phasen in Abhängigkeit der Breite wird eine CDP-Zeitsektionen der Mantel-Übergangszone erzeugt. Eine Migration bringt hier aufgrund der relativ geringen Apertur des INDEPTH-3-Profiles keinen Vorteil gegenüber den CDP-Methoden. Im Gegensatz zu den Sektionen in Abb. 3.28 sind CDP-Sektionen auf die Diskontinuitäten selbst fokussiert, bilden also die Topografie der Diskontinuitäten ab. Dagegen sind die Konversionszeiten in Summenspuren, die aus Daten einer oder mehrerer benachbarter Stationen erzeugt werden, empfindlicher für stationsseitige Geschwindigkeitsanomalien in geringer Tiefe. In der CDP-Zeitsektion in Abb. 3.29 sind die P_{410s} - und P_{660s} -Phasen entlang des INDEPTH-3-Profiles dargestellt. Die beiden Phasen sind überaus scharf abgebildet. Weitere Diskontinuitäten treten nicht auf, insbesondere nicht in der Nähe der postulierten Tiefe von ca. 520 km (Shearer, 1990; Bock, 1994). Die "660" weist praktisch keinerlei Topografie auf und tritt entlang des gesamten Profils bei knapp 70 s auf. Die "410" dagegen scheint in der Mitte des Profils verglichen mit den Enden leicht verzögert zu sein. Die Konversionszeiten betragen 45 s am Süden, 46 s im zentralen Bereich sowie ca. 45,4 s am Nordende des Profils. Damit liegt die Differenz-Laufzeit in der Mitte des Profils nahe dem globalen Mittel von 24 s sowie leicht darüber an den beiden Enden. Am Süden, bei ca. 30° ist die "410" also scheinbar leicht aufgewölbt. Die sich daraus ergebende Differenz-Laufzeit von 25 s steht allerdings im Widerspruch zu den von Yuan et al. (1997) entlang des INDEPTH-2-Profiles nahe 30°N gemessenen Zeiten von 44,4 bzw. 68,2 s und der sich daraus ergebenden Differenz-Laufzeit von 23,8 s. Es ist daher wahrscheinlich, dass es sich bei dem Wert von 25 s um einen Struktureffekt im oberen Mantel oder der Kruste handelt,

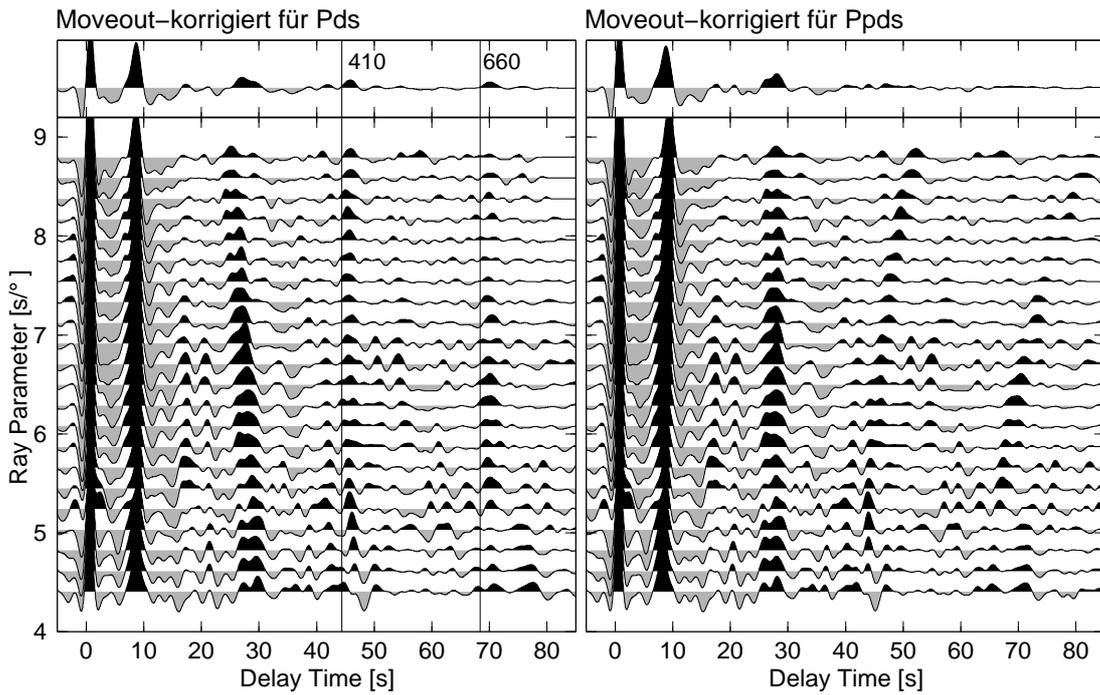


Abb. 3.28a: Stationen nördlich von ST20

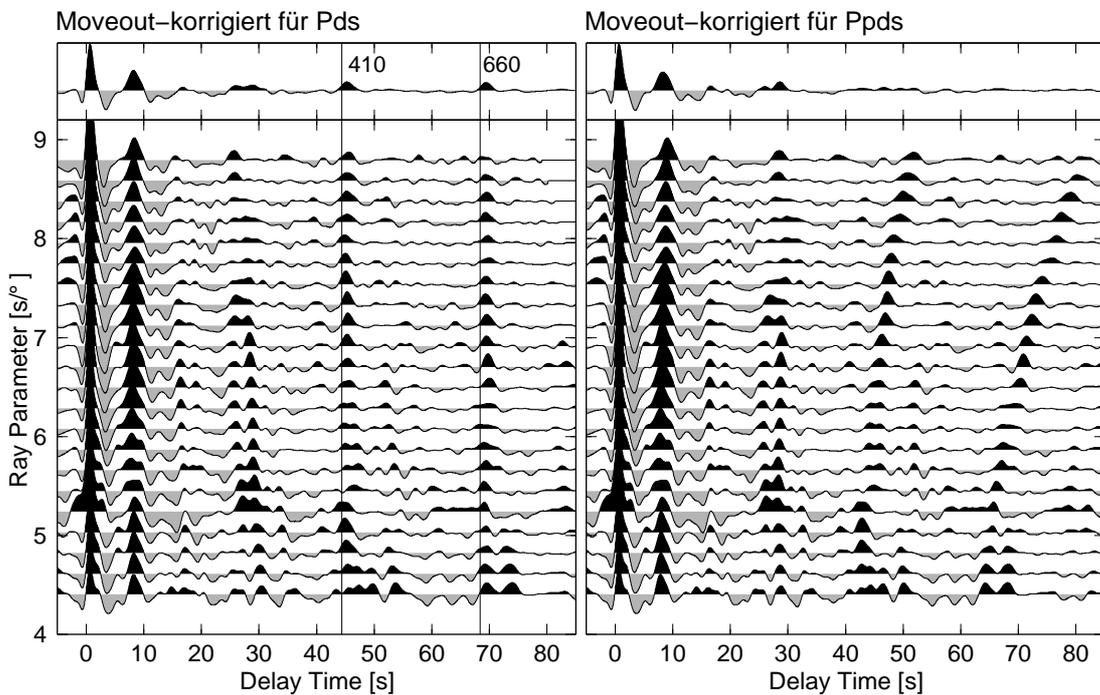


Abb. 3.28b: Südliche Stationen bis einschließlich ST20

Abbildung 3.28: Moveout-korrigierte receiver functions für Zentral-Tibet als Funktion des Strahlparameters, jeweils links moveout-korrigiert für P_{ds} -Phasen und rechts entsprechend für Pp_{ds} -Phasen. a: Stationen nördlich von ST20 (Qiangtang-Block), b: südliche Stationen bis einschließlich ST20 (Lhasa-Block). Die IASP91-Zeiten der Manteldiskontinuitäten in 410 und 660 km sind als Linien dargestellt.

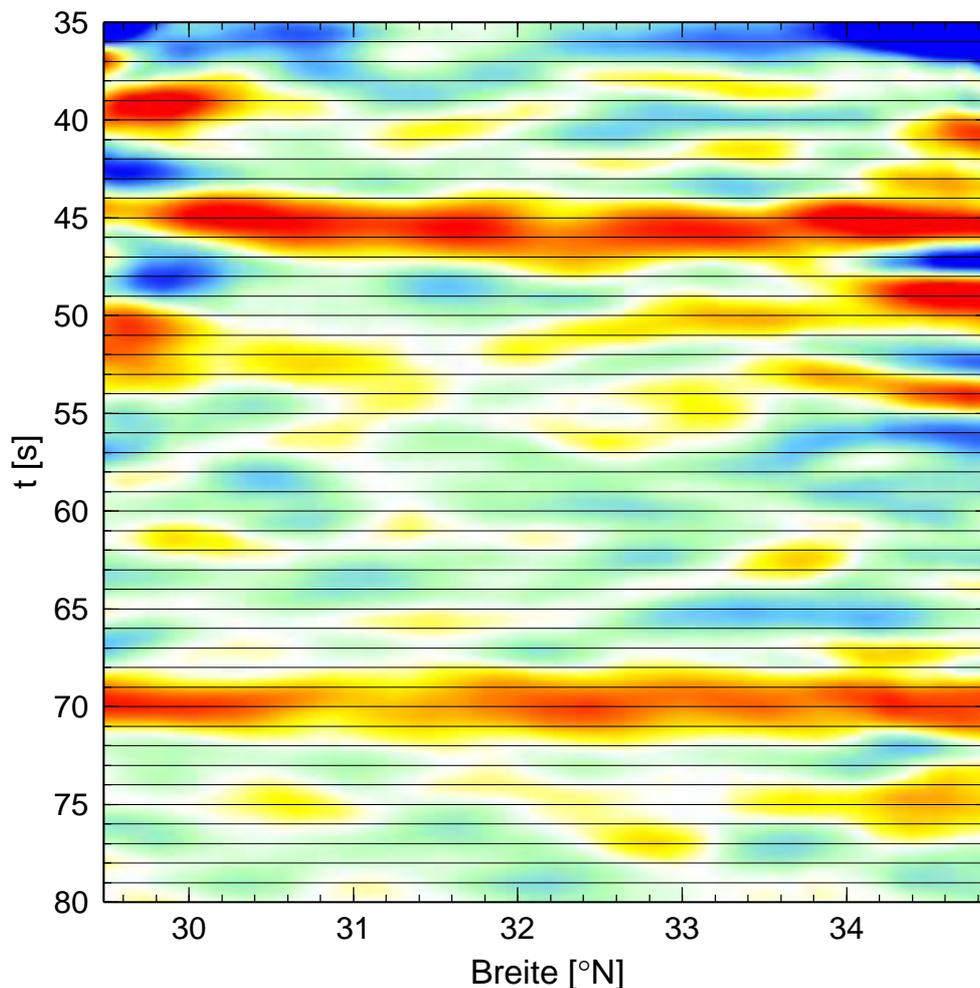


Abbildung 3.29: CDP-Zeitsektion der Manteldiskontinuitäten in 410 und 660 km Tiefe. Die Halbwertsbreite des verwendeten Glättungsoperators beträgt 60 km.

d.h. die Strahlen, die auf 410 km Tiefe fokussiert sind, durchlaufen andere Regionen im oberen Mantel als die Konversionen der “660”. Kind et al. (2002) haben die Mächtigkeit der Mantel-Übergangszone unter Verwendung von Daten mehrerer Experimente entlang eines ganz Tibet umfassenden Profils gemessen und keine signifikante laterale Variation festgestellt. Es lässt sich daraus schließen, dass unterhalb von 410 km Tiefe keine nennenswerten thermischen Anomalien auftreten. Deshalb ist es sehr unwahrscheinlich, dass sich derzeit in der Mantel-Übergangszone unter Tibet subduzierte Lithosphäre befindet, da diese eine messbare Verringerung der Temperatur in dem Bereich bewirken würde.

