

# Kapitel 5

## Auswertung und Interpretation

### 5.1 Untersuchungsergebnisse

In diesem Kapitel werden die gewonnenen Daten dargestellt und ausgewertet. Die nach *Abschnitt 3.2* zu erwartenden Diskontinuitäten sollen dabei in der Reihenfolge zunehmender Tiefe verifiziert und untersucht werden. Von besonderem Interesse sind dabei Veränderungen, die auf das Einwirken des Mantelplumes zurückgeführt werden können, und Rückschlüsse über dessen Position im Mantel zulassen. Der Datensatz wird darüber hinaus auf zusätzliche konvertierte Phasen hin untersucht. Es wird diskutiert, ob diese Beobachtungen mit dem Plume in Zusammenhang gebracht und erklärt werden können.

Die *Tabelle 5.1* fasst zunächst die theoretischen Ankunftszeiten der wichtigsten Phasen zusammen. Zur Berechnung der Zeiten wird das *IASP91*-Erdmodell (Kennett und Engdahl, 1991) benutzt. Da dieses Modell jedoch von kontinentaler Kruste mit einer Mohotiefe von 35 km ausgeht, ist dessen Verwendbarkeit zu prüfen. Es soll daher zunächst ein modifiziertes Modell erstellt werden, das der Geschwindigkeitsstruktur unter den Hawaii-Inseln in erster Näherung gerecht wird.

Die größten Abweichungen vom Standard-Erdmodell werden durch die stark heterogene Kruste verursacht (Wölbern, 1999), ein weiterer Einfluss ist durch die höhere Temperatur des obersten ozeanischen Mantels zu erwarten. Das Hawaii-Modell wird deshalb aus einer Kombination des *IASP91*-Modells mit Inversionsergebnissen für die oberen 140 km gewonnen. Für die Inversion werden Daten der permanenten Station KIP auf Oahu benutzt, da hier auf Grund der langen Betriebsdauer die größte Zahl signalstarker Beben verfügbar ist.

Das Ergebnis der Inversion ist in *Abbildung 5.1* dargestellt. Das verwendete einfache Startmodell ist auf fünf Schichten begrenzt, wobei frühere Beobachtungen von Lindwall (1988) sowie Priestley und Tilmann (1999) grob berücksichtigt sind. Das resultierende Geschwindigkeitsmodell ersetzt nun den Tiefenbereich bis 140 km des *IASP91*-Modells. Die entspre-

chenden theoretischen Ankunftszeiten sind ebenfalls in *Tabelle 5.1* zusammengefasst. Deren Abweichungen von den *IASP91*-Werten sind verglichen mit Laufzeitänderungen durch Tiefenvariationen für die Moho oder für die Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (LAB) mit maximal 0,5 s verschwindend gering.

Für tiefere Diskontinuitäten liegt die Abweichung bei ca. 1,4 s. Zur Identifizierung einer konvertierten Phase aus dieser Tiefe ist diese Abweichung unwesentlich und liegt im Bereich des üblichen globalen Schwankungsbereiches. Im Folgenden wird daher bei Vergleichen beobachteter Signale mit theoretischen Laufzeiten weiterhin das *IASP91*-Modell verwendet. Zu beachten ist allerdings, dass die Abweichungen für multiple Phasen bis zu 4 s betragen.

### 5.1.1 Die Krusten-Mantel-Grenze

Der generell einfache Aufbau ozeanischer Kruste sowie das Fehlen mächtiger Sedimentablagerungen auf den Inseln, lassen erwarten, dass die erste konvertierte Phase in der Seismogrammsektion an der Moho ( $P_{Ms}$ ) erzeugt wird. Ozeanische Kruste hat im Durchschnitt eine Mächtigkeit von 6-7 km. Zudem weist der zentrale Pazifik eine durchschnittliche Tiefe von  $\sim 5$  km, bzw. von  $\sim 2,5$  km unter Berücksichtigung der Hawaiischwelle, auf (Hazlett und Hyndman, 2000), so dass ausgehend von der Wasserlinie eine Mohotiefe von rund 10 - 12 km zu erwarten ist. Die Höhenlagen der Messapparaturen sind dem *Anhang B* zu entnehmen.

Phase	IASP91	Hawaii
$P_{Ms}$	1,55 s	1,64 s
$PpP_{Ms}$	5,45 s	5,74 s
$PpS_{Ms}$ (neg.)	7,01 s	7,38 s
$P_{GS}$ (neg.)	10,16 s	10,41 s
$P_{210S}$	22,92 s	24,30 s
$PpP_{GS}$ (neg.)	33,03 s	32,51 s
$PpS_{GS}$	43,20 s	42,92 s
$P_{410S}$	44,10 s	45,49 s
$P_{520S}$	54,90 s	56,28 s
$P_{660S}$	68,12 s	69,50 s
$PpP_{210S}$	71,64 s	74,52 s
$P_{710S}$	72,49 s	73,87 s
$P_{920S}$	90,41 s	91,79 s
$PpS_{210S}$ (neg.)	94,55 s	98,82 s
$P_{1050S}$	101,66 s	103,04 s
$P_{1200S}$	114,91 s	116,29 s
$PpP_{410S}$	132,16 s	135,04 s

*Tabelle 5.1: Übersicht über theoretische Ankunftszeiten von konvertierten und multiplen Phasen an den bekannten und vermuteten Diskontinuitäten nach IASP91 sowie einem modifizierten Modell für eine Referenzentfernung von  $6^\circ$ .*

*$P_{Ms}$  bezeichnet die Mohophase, hier für 12 km Tiefe,  $P_{GS}$  benennt die Konversion an der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (Gutenberg-Diskontinuität), die hier mit 90 km angenommen wurde. Phasen, die im Seismogramm mit negativer Amplitude auftreten, sind mit (neg.) gekennzeichnet.*

Mohotiefen und krustale Geschwindigkeitsmodelle wurden für einige Bereiche der Hawaii-Inseln bereits in früheren Studien z.B. aus lokalen Erdbeben oder aktiven Experimenten gewonnen. Die Ergebnisse decken sich weitgehend mit den erwarteten 12 km. Abseits der Inselkette liegt die Krustenmächtigkeit im Bereich des Durchschnittswertes: Südöstlich von Big Island hat die noch unbeeinflusste ozeanische Kruste eine Mächtigkeit von etwa 7 km (Zucca und Hill, 1980), während sie rund 250 km südwestlich von Maui, an der Flanke der Hawaiischwelle, mit ca. 6,2 km bestimmt wurde (Lindwall, 1991).

Nähert man sich dem Rücken, wächst die Krustendicke an und erreicht unterhalb der Inselkette ein Maximum. Südöstlich von Kauai wurde im Kauai-Kanal eine von etwa 12 km auf rund 14 km anwachsende Mohotiefe festgestellt. Im Kaiwi-Kanal zwischen Oahu und Molokai erreicht die Moho eine Tiefe von 15 bis 16 km (Lindwall, 1988). Weitere Untersuchungen mit unterschiedlichen Resultaten wurden im Bereich von Big Island gemacht. Eine P-Wellen-Tomographie geht von 12 km Tiefe aus (Tilman *et al.*, 2001), während Crosson und Koyanagi (1979) aus lokalen Beben Mohotiefen von 10 km ableiten, die zum zentralen Inselbereich hin auf 13 km zunehmen. Refraktionsdaten weisen ebenfalls auf eine gewölbte Moho mit Tiefen zwischen 11 und 15 km hin (Zucca und Hill, 1980).

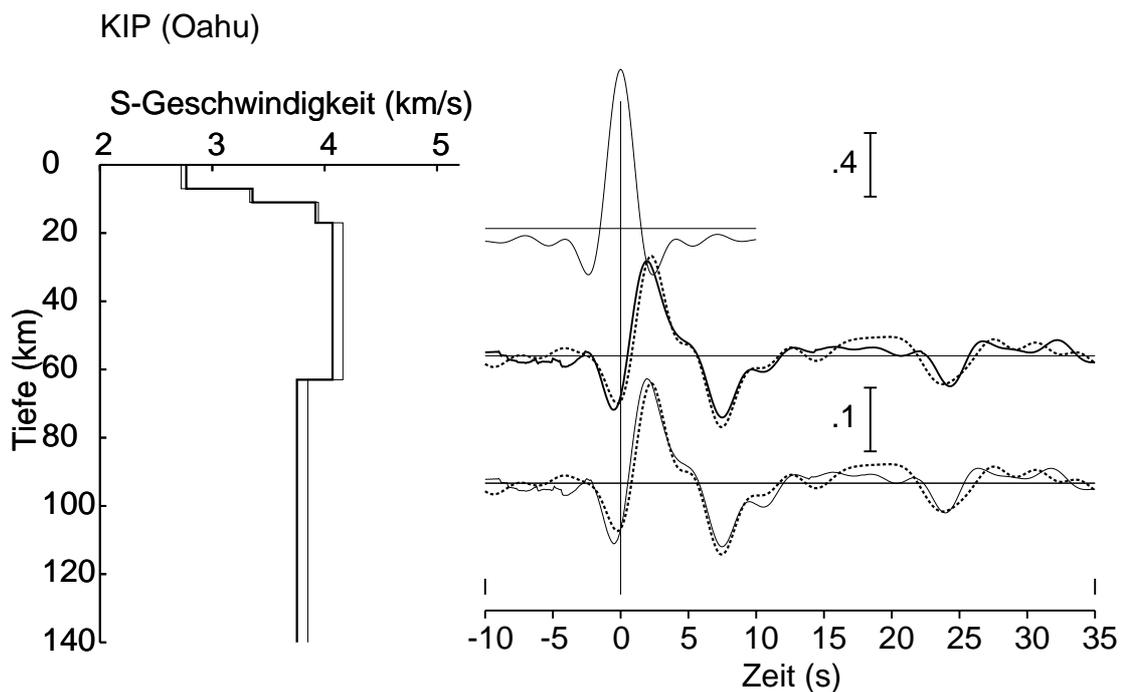


Abbildung 5.1: Inversionsrechnung für die Station KIP (Oahu). Die Daten wurden vor der Inversion mit einem Bandpass von 3 s bis 30 s gefiltert, um mit einem einfachen Modell arbeiten zu können. Das Signal des resultierenden Geschwindigkeitsmodell ist gut an das beobachtete Signal (gestrichelte Linie) angepasst. Die negative Phase bei ca. 24 s ist eine Multiple der LAB, auf die im Abschnitt 5.1.2 gesondert eingegangen wird.

Tabelle 5.2: Konversionszeiten der direkten und multiplen Mohophasen nach IASP91 für verschiedene Tiefen bei einer Referenzentfernung von  $\Delta = 67^\circ$ .

Tiefe	Ps	PpPs	PpSs
7 km	0,91 s	3,18 s	4,09 s
10 km	1,29 s	4,55 s	5,84 s
12 km	1,55 s	5,45 s	7,01 s
15 km	1,94 s	6,82 s	8,76 s
17 km	2,20 s	7,73 s	9,93 s

Beide Studien berichten von Hochgeschwindigkeitskernen in den Riftzonen und Vulkankegeln, die auf erstarrtes Magma zurückgeführt werden. Diese Beobachtungen werden durch eine lokale Tomographie bestätigt (Okubo *et al.*, 1997). Crosson und Koyanagi (1979) stellen zudem eine Niedriggeschwindigkeitszone (LVZ) von etwa 2 km Dicke direkt oberhalb der Krusten-Mantel-Grenze fest. Eine LVZ in 10 km Tiefe wird ebenfalls in einer Untersuchung von Sp-Konversionen gesehen, hier jedoch als eingeschlossene Sedimentschicht unter dem Vulkanmassiv gedeutet (Li *et al.*, 1992). Die Mohotiefe wird in dieser Studie zu 16 bis 18 km bestimmt, und weicht damit deutlich von den übrigen Ergebnissen ab.

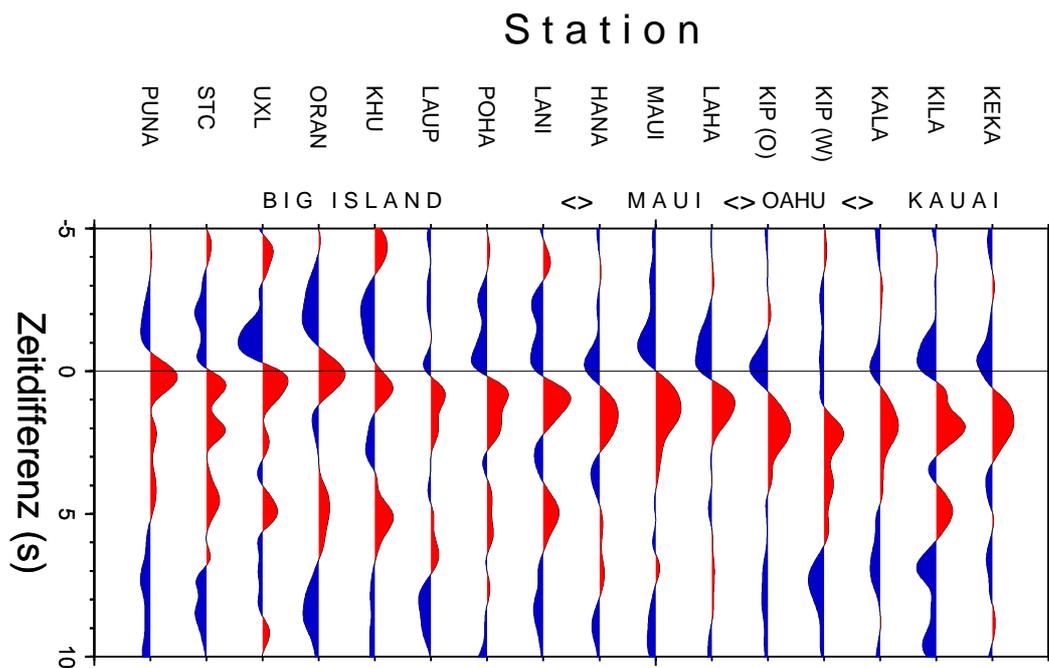
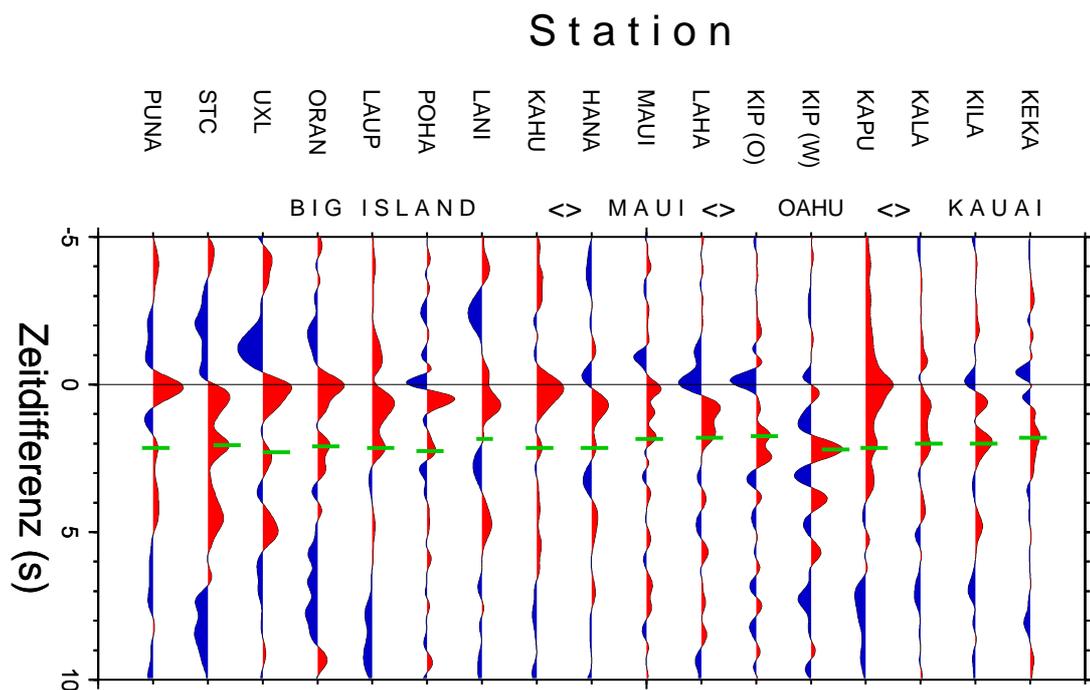


Abbildung 5.2: Summenspuren der Einzelstationen sortiert von Südost (links) nach Nordwest (rechts). Die Daten wurden vor der Summation mit einem Bandpass von 1 s bis 30 s gefiltert. Die erste Konversion wird in der Regel an der Moho generiert. In dieser Abbildung erscheint die Erstkonvertierte zwischen  $\sim 0$  s und 2 s und suggeriert ein kontinuierliches Abflachen der Moho vom älteren zum jüngeren Bereich.

Wegen der geringen Tiefe der Moho sind die zugehörigen Durchstoßpunkte (*Piercingpoints*) in Bereichen von nur etwa 3 km Radius um jede Station verteilt. Die Mohotiefen können demnach nur kleinräumig für die jeweiligen Standorte bestimmt werden. Zur Verbesserung des SNR werden die pro Station verfügbaren Spuren aufsummiert und die Zeit des maximalen Signals bestimmt. Ein weiterer Effekt der geringen Tiefe ist das Auftreten der zugehörigen Multiplen in kurzem zeitlichen Abstand. In *Tabelle 5.2* sind zur Übersicht die Zeitverzögerungen der konvertierten und multiplen Phasen relativ zum P-Einsatz für verschiedene Mohotiefen aufgezeigt.

Die Summenspuren der einzelnen Stationen sind in *Abbildung 5.2* dargestellt. Das Ergebnis ist zunächst überraschend. Deutlich zeigt sich eine dominierende Konversion, deren Maximum an den Stationen auf Kauai und Oahu bei etwa 2 s nach dem P-Einsatz registriert wird. Bewegt man sich jedoch weiter auf die jüngeren Teil der Inselkette zu, nimmt die Ankunftszeit dieser dominanten Phase immer weiter ab, was auf eine allmähliche Anhebung der Krusten-Mantel-Grenze in Richtung des heutigen Plumes hindeutet.



*Abbildung 5.3: Summenspuren der Einzelstationen wie in *Abbildung 5.2*. Vor der Bandpassfilterung wurde zusätzlich ein Simulationsfilter (WWSSN, kurzperiodisch) zur Verstärkung der höheren Frequenzen auf die Daten angewandt. Neben der starken frühen Konvertierten zeigt sich eine meist deutlich schwächere Phase um ca. 2 s, die zeitlich der Moho zugeordnet werden kann.*

Aus *IASP91* ergeben sich unterschiedliche Tiefen aus den Laufzeiten: Unter Kauai liegt die Moho demnach in einer Tiefe von rund 14 km, unter Oahu bei ca. 16 km, beides in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Lindwall (1988). Unter Maui erreichte die Moho eine durchschnittliche Tiefe von 10 km und unter dem zentralen Bereich von Big Island wäre sie bereits bis auf 7 km Tiefe angehoben. An der Südküste schließlich läge sie durchschnittlich bei 4 km, unter den Stationen ORAN, UXL und PUNA sogar bei bis zu 1 km, was deutlich oberhalb des durchschnittlichen Niveaus des Meeresbodens liegt. Die Verwendung des modifizierten Geschwindigkeitmodells führt jeweils auf leicht geringere Tiefen.

Zu beachten sind in diesem Zusammenhang auch die etwas späteren Phasen, die z.B. an den Stationen PUNA, STC und UXL bei ca. 2 s zu beobachten und auch bei den Stationen LAUP und POHA im Signal zu erkennen sind. Diese sind auf Grund ihrer Laufzeit nicht allein als Multiple der Erstkonversion zu erklären. Um genauere Aussagen über die Herkunft der Signalanteile machen zu können, muss die Auflösung der Daten erhöht, also mit höheren Frequenzen gearbeitet werden.

Dies kann durch einen Simulationsfilter erreicht werden, welcher die Instrumentencharakteristik des kurzperiodischen WWSSN-Standardinstrumentes auf die Daten überträgt. Durch die Anwendung des Filters wird das langperiodische Signal unterdrückt, so dass der hochfrequente Wellenanteil deutlicher hervortritt. Nach erneuter Summation der Stationsdaten ergibt sich nun ein etwas klareres Bild der Krustenstruktur. Das Ergebnis ist in *Abbildung 5.3* gezeigt.

Die einzelnen Maxima sind nun deutlich besser aufgelöst. Die Ankunftszeiten der stärksten Konversion bleiben dabei nahezu unverändert, jetzt aber zeigt sich in fast allen Spuren deutlich eine weitere, schwächer ausgeprägte Phase (in der Abbildung mit den grünen Strichen markiert), deren Laufzeit zwischen 1,6 und 2,2 s schwankt. Das entspricht nach *Tabelle 5.2* einem Tiefenbereich von etwa 12 bis 17 km und stimmt grob mit den Ergebnissen der früheren Studien überein.

Das vertikale Auflösungsvermögen liegt hier, ausgehend von einer durchschnittlichen S-Wellengeschwindigkeit der Kruste von 3,5 km/s und einer Frequenz von ca. 1 Hz, bei etwa 1 km. Da das Signal zudem durch Multiple der Erstkonversion beeinflusst wird, was zu einer Verschiebung des Maximums der Mohokonversion führen kann, wird auf eine exakte Quantifizierung der Mohotiefe verzichtet.

Es ist offensichtlich, dass die starken ersten Konversionen im jüngeren Teil der Inselkette nicht von der Krusten-Mantel-Grenze herrühren, sondern auf eine zusätzliche, flachere Struktur innerhalb der Kruste schließen lässt. Der Kilauea besitzt eine Magmakammer in etwa 2 - 4 km Tiefe (Ellsworth und Koyanagi, 1977; Pietruszka und Garcia, 1999), so dass die Grenzschicht, die an der Südküste von Big Island in etwa dieser Tiefe auftritt, mögli-

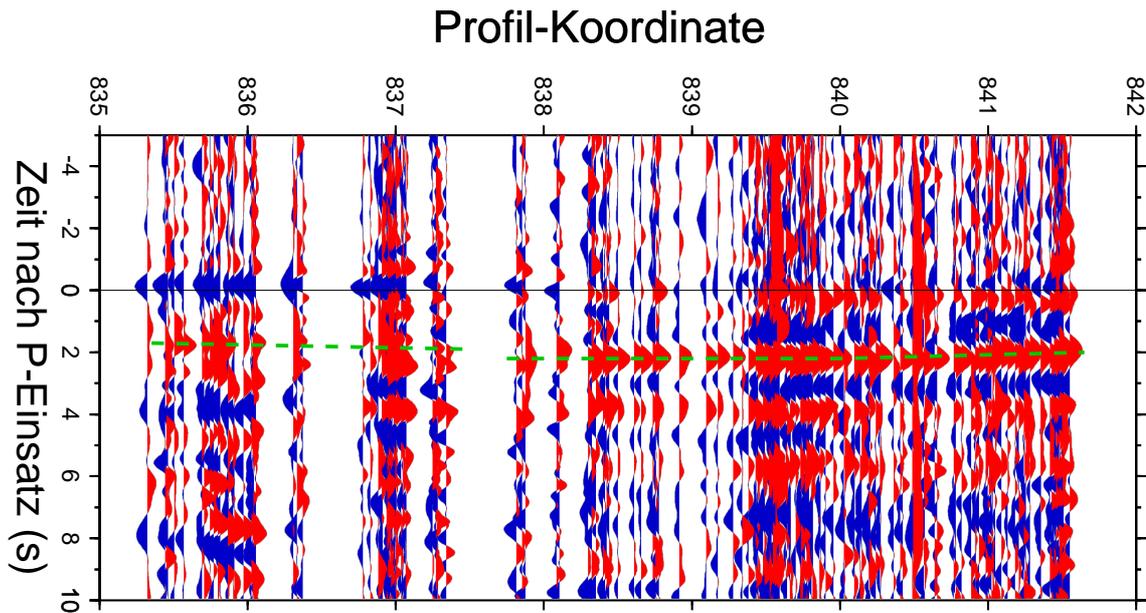


Abbildung 5.4: Einzelspuren der Station KIP auf Oahu, gefiltert mit einem Bandpass von 0,33 s bis 30 s. Zur Darstellung wurde eine abstandsgetreue Sortierung entlang des Inselprofils gewählt (Profillinie siehe Abbildung 5.8). Als Koordinaten liegen die Durchstoßpunkte für eine Tiefe von 15 km zu Grunde. Die Mohokonversion wurde mit den gestrichelten Linien angedeutet.

cherweise direkt auf Strukturen des rezenten Vulkanismus zurückgehen. In den Daten wird jedoch eine Struktur beobachtet, die von Maui bis Big Island reicht und dabei langsam ansteigt. Eine solche ist nicht allein durch den rezenten Vulkanismus zu erklären.

In den Abbildungen 5.2 und 5.3 sind die Daten an der Station KIP bereits für westliche und östliche Azimute getrennt dargestellt, da die Tiefe der Moho sich hier in Profillrichtung der Inselkette ändert. Dies ist in Abbildung 5.4 anhand einer Sektion von Einzelspuren entlang des Profils veranschaulicht. Die Spuren sind abstandsgetreu entsprechend ihrer Profilkordinaten (in km) dargestellt. Diese wurden aus den Durchstoßpunkten für eine Tiefe von 15 km berechnet.

Im hinteren Teil der Sektion von etwa 838 km bis ca. 841,5 km zeigen sich klar voneinander getrennte Phasen. Die Mohokonversion ist grün gestrichelt markiert und liegt hier bei maximal 2,2 s entsprechend einer Tiefe von 17 km, dahinter folgen vermutlich Reverberationen. Im südöstlichen Teil zwischen etwa 835,5 km und 837,5 km treten die Maxima dichter beeinander auf und interferieren teilweise. Dadurch ist die Mohokonversion schwerer zu identifizieren. Sie tritt mit durchschnittlich 1,8 s (etwa 14 km) deutlich früher auf.

Sowohl im südöstlichen wie im nordwestlichen Teil variieren die Laufzeiten um wenige Zehntelsekunden. Zusätzlich deutet das starke negative Signal bei 0 s im südöstlichen Bereich (links) auf eine unzureichende Rotation hin. Verschiedene Ursachen, wie Schichtneigung, Anisotropie oder Streukörper, können hier eine Rolle spielen. Diese wirken sich in azimuthaler Abhängigkeit auf das Signal aus und führen ferner dazu, dass ein Teil der Energie auf der T-Komponente abgebildet wird (Jones und Phinney, 1998).

Im nächsten Schritt werden daher sowohl die Q- als auch die T-Komponenten der Station nach Azimut sortiert und auf signifikante Veränderungen untersucht. Zur Rauschunterdrückung und Glättung des Signals wird eine Summation durchgeführt. Es wird ein Stapelintervall von  $15^\circ$  gewählt, wobei sich die Summationsfenster jeweils um  $5^\circ$  überlappen. Die resultierenden Q-Komponenten sind in *Abbildung 5.5* dargestellt, die T-Komponenten in *Abbildung 5.6*.

Nach Jones und Phinney (1998) zeigen sich die genannten Faktoren als sinusförmige Veränderungen in Laufzeit und Amplitude. Anisotrope Schichten führen zu Veränderungen der Amplitude und der Laufzeit mit einer Periodizität von  $180^\circ$ , geneigte Schichten und Punktstreuer hingegen in von  $360^\circ$ . Letztere sind dadurch zu unterscheiden, dass im Falle des Streukörpers beide Komponenten einen Polaritätswechsel durchlaufen, während dies bei einer geneigten Schicht nur in der T-Komponente der Fall ist.

Die Q-Komponenten in *Abbildung 5.5* decken nicht den gesamten Azimutbereich ab und sind zudem wegen der geringen Überdeckung im Bereich zwischen  $0^\circ$  und  $100^\circ$  nicht gut aufgelöst. Hier ist die genaue Laufzeit der Mohokonversion nur schwer zu bestimmen, während im Bereich zwischen  $200^\circ$  und  $350^\circ$  eine leichte sinuskurvenförmige Änderung deutlich hervorgeht. Die gestrichelte Linie deutet die vermutete Variation der Ankunftszeit mit einer Periode von  $360^\circ$  an, was auf eine geneigte Moho schließen lässt.

Die früheste Ankunftszeit der Mohokonversion zeigt sich auf der Q-Komponente bei einem Azimut von etwa  $120^\circ$ . Dies entspricht der aufwärts gerichteten Seite (*updip*); Die Moho fällt demnach nach Nordwesten ein. Die Richtigkeit dieser Annahme kann anhand der T-Komponenten kontrolliert werden. Diese müssten entsprechend einen Polaritätswechsel in Richtung des *updip* zeigen wie auch entgegengesetzt.

In *Abbildung 5.6* sind die T-Komponenten dargestellt. Ebenso wie bei den Q-Receiver Functions existiert eine azimuthale Lücke, so dass der Vorzeichenwechsel bei  $120^\circ$  nicht direkt durch Beobachtungen erfasst ist. Dennoch sind die unterschiedlichen Polaritäten und der Wechsel bei  $300^\circ$  in den Daten deutlich belegt. Das Verhalten entspricht demnach den Erwartungen für den Falle einer geneigten Schicht. Die Beobachtung deutet darauf, dass die Krusten-Mantel-Grenze unterhalb Oahu nach Südosten geneigt ist. Das Streichen der Grenzschicht beträgt ungefähr  $210^\circ$ .

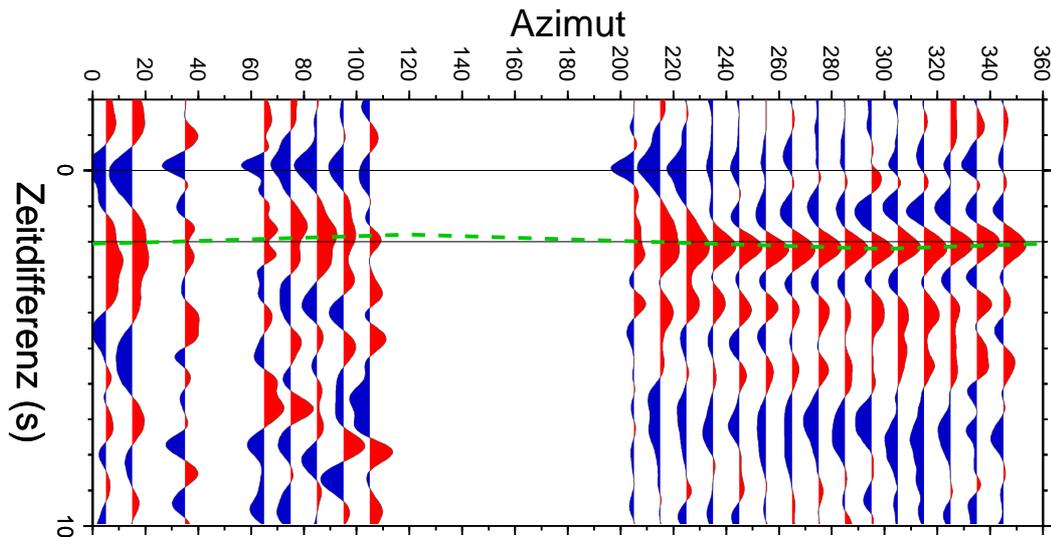


Abbildung 5.5: Mohokonversionen unter der Station KIP (Oahu). Die Q-Komponenten wurden mit einem Bandpass von 1 s bis 30 s gefiltert und in  $15^\circ$  Azimut-Intervallen mit  $5^\circ$  Überlappung (sliding window) aufsummiert. Die gestrichelte Linie deutet die azimutale Änderung der Ankunftszeit der Mohophase an. Trotz der schlechten Abdeckung zwischen  $0^\circ$  und  $200^\circ$  ist die leichte sinusförmige Variation erkennbar, die auf eine Neigung der Moho hindeutet.

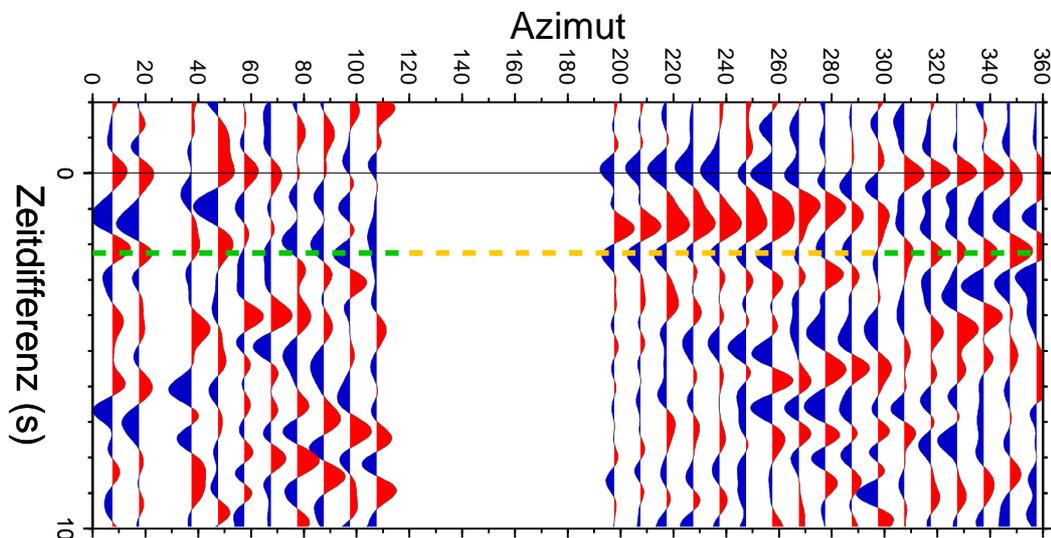


Abbildung 5.6: Zu Abbildung 5.5 gehörende T-Komponenten nach denselben Bearbeitungsschritten. Im Falle einer geeigneten Schicht wird Energie auf der T-Komponente abgebildet. Das Signal erfährt einen Polaritätswechsel in  $180^\circ$ -Intervallen (Jones und Phinney, 1998). Die gestrichelte Linie markiert diesen Effekt an der Station KIP. Im östlichen Azimutbereich ist das Verhalten nicht eindeutig aufgelöst.

Modellierungen von Savage (1998) und Vergne *et al.* (2003) zu Folge kann eine Periodizität von  $360^\circ$  jedoch ebenso durch Anisotropie hervorgerufen werden, sofern die Symmetrieachse nicht horizontal orientiert ist. Eine eindeutige Erklärung des beobachteten Polaritätswechsels ist erst nach weiteren eingehenden Untersuchungen möglich, die jedoch nicht im Rahmen dieser Arbeit behandelt werden.

### 5.1.2 Gutenberg-Diskontinuität

Ausgehend von der resultierenden Summenspur an der Station KIP (Oahu), wie in *Abbildung 5.1* dargestellt, tritt die zweite signifikante Phase bei ca. 7 - 8 s mit starker negativer Amplitude auf. Aus *Tabelle 5.1* ergeben sich zwei Erklärungsmöglichkeiten für eine negative Phase in diesem Zeitbereich. Die erste ist gegeben durch das Auftreten der zweiten Mohomultiplen (PpS<sub>MS</sub>), die nach *Tabelle 5.2* bei 8 - 9 s zu erwarten ist, die andere Möglichkeit liegt in der direkten Konversion (P<sub>GS</sub>) an der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (LAB), wie sie in der gezeigten Inversion (*Abbildung 5.1*) bereits vorgesehen ist.

In *Abbildung 5.7* ist daher zum Vergleich eine Inversion ohne Berücksichtigung einer LAB vorgestellt. Zunächst ist festzustellen, dass immer noch ein negatives Signal auftritt, schwächer allerdings als in den Daten beobachtet. Da das resultierende Geschwindigkeitsmodell (*Abbildung*, links) bei der beobachteten Mohotiefe zudem kaum einen Kontrast aufweist, kann die Mohomultiple nicht entscheidend sein.

Ein noch deutlicherer Hinweis für eine direkte Konversion an der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze ist die negative Phase, die in *Abbildung 5.1* bei etwa 24 s auftritt, ohne LAB (*Abbildung 5.7*) jedoch nicht in Erscheinung tritt. Hierfür kommt als Erklärung nur die erste Multiple der LAB in Frage. Es ist zu schlussfolgern, dass die negative Phase bei 7 - 8 s eine direkte Konversion von der Unterseite der Lithosphäre erfordert, jedoch zum Teil auch Energie der Mohomultiplen beinhaltet.

In ozeanischen Gebieten wird die Lithosphären-Asthenosphären-Grenze in der Regel als Gutenberg-Diskontinuität bezeichnet. Wie bereits in *Abschnitt 3.2.2* beschrieben wurde, ist die Tiefe der LAB in erster Linie von der Differenz der vorherrschenden Manteltemperatur vom Solidus abhängig. Ozeanische Lithosphäre ist wegen des höheren Temperaturgradienten generell dünner als kontinentale. Das globale Mittel der Gutenberg-Diskontinuität wird in einer Tiefe von 60 - 70 km angenommen (Forsyth, 1975).

Für das Untersuchungsgebiet wurden verschiedentlich Tiefen der Gutenberg-Diskontinuität mit unterschiedlichen Ergebnissen bestimmt. Zum Beispiel leitet Bock (1991) aus S-zu-P Konversionen unter der Insel Oahu eine Lithosphärendicke von 70 - 80 km ab. Eine kombinierte Studie von ScS-Reverberationen, sowie Raum- und Oberflächenwellen in einem Korridor

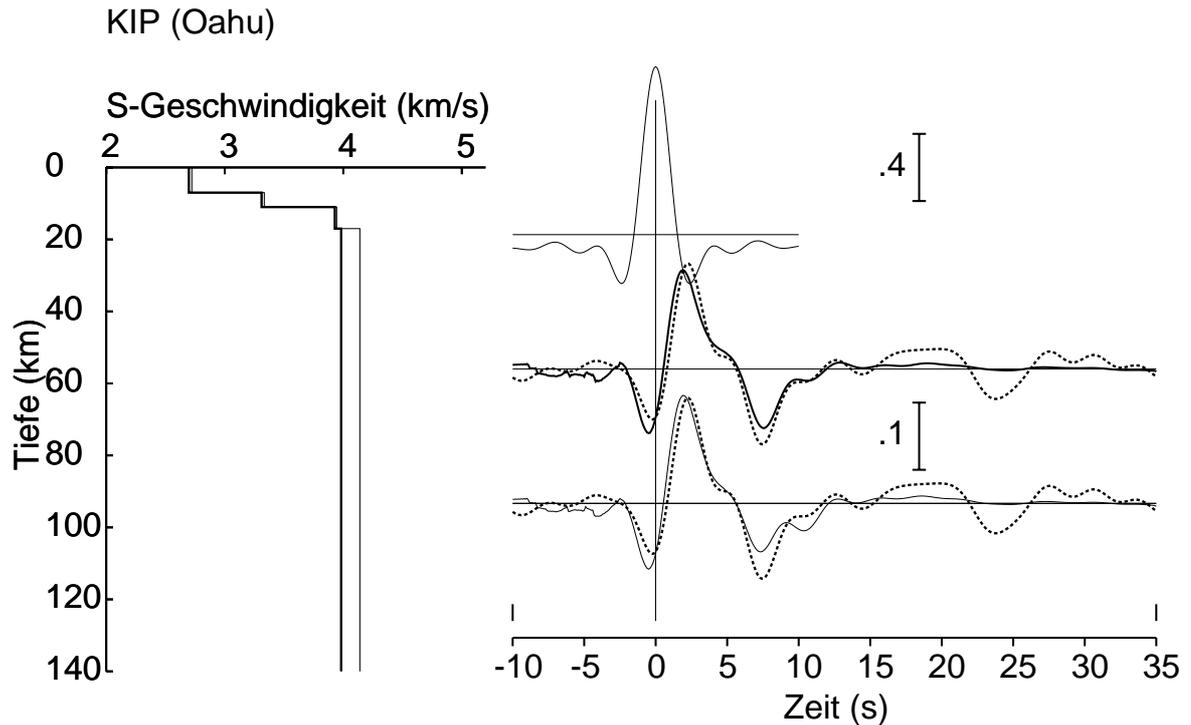


Abbildung 5.7: Inversionsrechnung für die Station KIP (Oahu). Die Daten und die Bearbeitungsschritte sind identisch zu den in Abbildung 5.1 beschriebenen. Der einzige Unterschied liegt im Geschwindigkeitsmodell: Im hier vorgestellten Fall wurde auf eine Lithosphären-Asthenosphären-Grenze verzichtet. Die negative Phase bei 24 s kann ohne diese jedoch nicht modelliert werden.

Tonga-Hawaii führten auf das Geschwindigkeitsmodell PA5 mit einer Lithosphärenmächtigkeit von 68 km (Gaherty *et al.*, 1996), während aus Phasengeschwindigkeiten von Rayleigh-Wellen zwischen Oahu und Big Island eine Tiefe der LAB von ca. 88 km abgeleitet wurden entsprechend einem Lithosphärenalter von 52-110 Ma (Priestley und Tilmann, 1999). Dieses Alter wird von Laske *et al.* (1999) bestätigt. In einer jüngeren *Receiver Function*-Untersuchung an der Südwest-Flanke der Hawaiischwelle wird die Tiefe der Gutenberg-Diskontinuität mit 80 km bestimmt (Collins *et al.*, 2002).

Tabelle 5.3: Laufzeitverzögerungen der direkten und multiplen Phasen von der Gutenberg-Diskontinuität nach IASP91 für verschiedene Tiefen (Referenzentfernung  $\Delta = 6^\circ$ ).

Tiefe	Ps	PpPs	PpSs
65 km	7,53 s	24,91 s	32,44 s
75 km	8,58 s	28,16 s	36,74 s
85 km	9,64 s	31,41 s	41,15 s
90 km	10,16 s	33,03 s	43,20 s
100 km	11,22 s	36,28 s	47,49 s

Den bisherigen Studien liegen entweder Daten von Einzelstationen zu Grunde oder aber Methoden, die nicht in der Lage sind, kleinräumige Tiefenänderungen aufzulösen. Diese sind aber wegen der postulierten Temperaturabhängigkeit der LAB in Verbindung mit dem aufsteigenden heißen Plumematerial in Betracht zu ziehen. Wie im Falle der Moho, erlaubt der verwendete Datensatz auch eine Untersuchung der Tiefenvariation der Gutenberg-Diskontinuität entlang der Inselkette. In der *Tabelle 5.3* sind die theoretischen Ankunftszeiten nach *IASP91* für verschiedene Tiefen der LAB aufgelistet.

Die Überdeckung und die Größe des von der jeweiligen Station erfassten Gebietes ist in *Abbildung 5.8* dargestellt. Es wurde dabei eine Tiefe von 100 km für die Berechnung der Durchstoßpunkte zu Grunde gelegt. In der *Abbildung 5.9* ist die Seismogrammsektion zum Vergleich zunächst ohne, dann mit markierten Phasen gezeigt. In den Einzelspuren ist nahezu durchgehend eine negative Phase zu erkennen, der eine Konversion an der Gutenberg-Diskontinuität zu Grunde gelegt werden muss.

Im Verlauf des Inselprofils ändert sich die Gutenberg-Konvertierte sowohl in der Ankunftszeit als auch in ihrer Amplitudenstärke. Im jüngeren Bereich des Profils bis unter den südöstlichen Teil von Oahu ist die Konversion bei etwa 9 s zu beobachten, was nach *Tabelle 5.3* einer Tiefe von etwa 80 km entspricht. Stationen auf Big Island zeigen die Phase stellenweise sogar erst um 10 s nach dem P-Einsatz, so dass die Diskontinuität hier erst in etwa 90 km Tiefe liegt. Auffällig ist hier ein lokal begrenzter Bereich unter Big Island, wo die  $P_G$ s-Phase deutlich früher, zwischen 7 s und 8 s, auftritt. Dieses würde eine (lokale) Aufwölbung der LAB auf 60 - 70 km bedeuten.

Der aufgewölbte Bereich ist dort zu beobachten, wo auch eine Niedriggeschwindigkeitszone auftritt (in der Abbildung als *LVZ* bezeichnet), welche im folgenden Abschnitt noch genauer untersucht wird. Dass die angehobene LAB mit dieser LVZ korreliert ist, kann besonders deutlich nachvollzogen werden, wenn man die Spuren, in denen die LVZ beobachtet wird, von den übrigen separat darstellt. Dies zeigen die *Abbildungen 5.10 und 5.11*.

Direkt unter der Insel Oahu ist ein abrupter Übergang von 9 s zu früheren Ankunftszeiten der Gutenberg-Konversion zu erkennen. Im weiteren Verlauf des Profils tritt sie nahezu konstant bei 7,3 s auf, was nach *IASP91* auf eine Tiefe von ca. 63 km führt. Die aus *Abbildung 5.1* bekannte Inversion für die Station KIP führt zu einem identischen Ergebnis.

Die gleiche Tiefe ergibt sich auch aus den Daten an der Station MIDW (Midway), die in der *Abbildung 5.9* ganz rechts dargestellt sind. Die Struktur unterhalb von Midway zeigt keine nennenswerten Unterschiede zu derjenigen unterhalb von Kauai, so dass die abgeleitete Tiefe der Gutenberg-Diskontinuität von 63 km möglicherweise über eine weite Strecke der Hawaii-Inselkette erhalten bleibt.

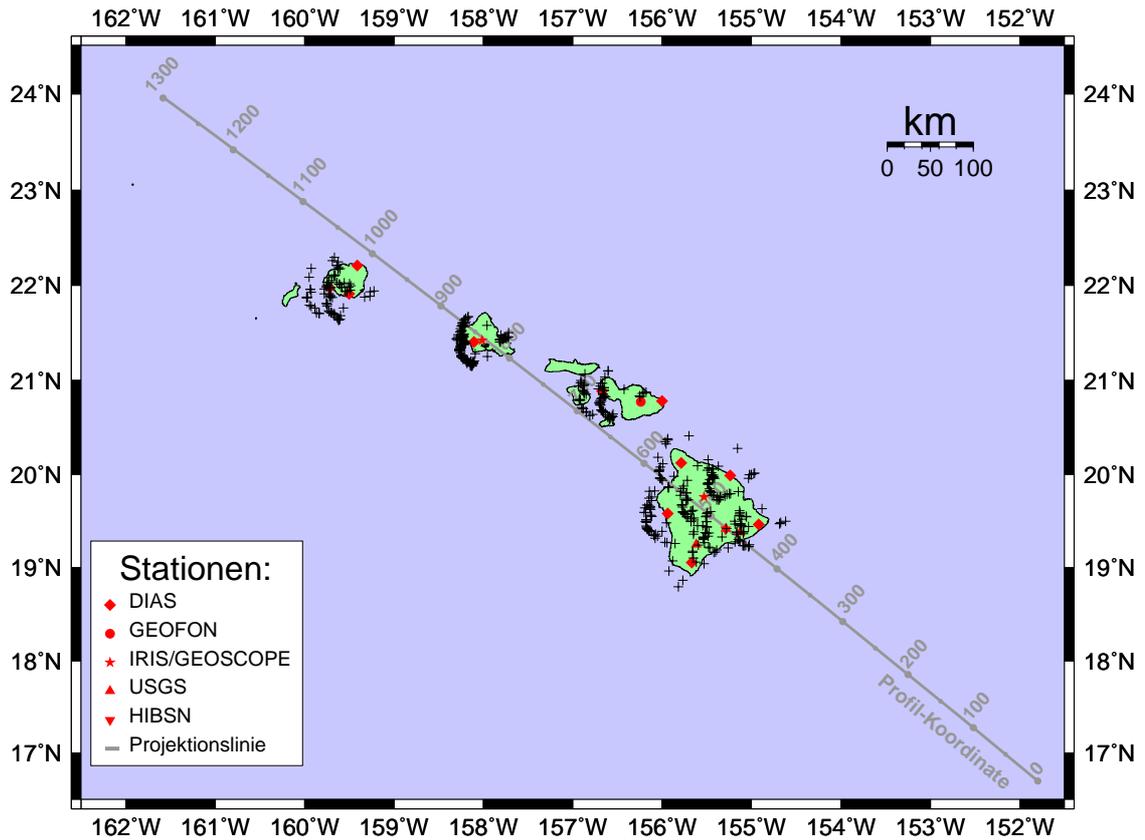


Abbildung 5.8: Durchstoßpunkte berechnet für eine Tiefe von 100 km. Die an den einzelnen Stationen aufgenommenen Ereignisse durchstrahlen jeweils nur ein kleines Gebiet unterhalb des Standortes. Die eingezeichnete Linie markiert das Profil, auf welches die Einzelspuren in den Abbildungen 5.4 und 5.9 projiziert wurden. Die Profilkordinaten sind in km angegeben.

Neben dem Zeitunterschied zwischen dem jüngeren und dem älteren Teil der Inselkette unterscheiden sich beide Bereiche auch durch die Stärke der negativen Phase. Sie ist im Bereich der flacheren Gutenberg-Diskontinuität wesentlich deutlicher ausgeprägt als im jüngeren Teil des Profils. Das hängt mit dem Zusammenfallen der Moho-Multipeln mit der direkten Konversion im älteren Teil der Inselkette zusammen, welches zu der oben beschriebenen Verstärkung des Signals führt. Im jüngeren Bereich hingegen liegt die Gutenberg-Diskontinuität zu einem etwas tiefer, während das Moho-Signal durch die zusätzliche flache Krustenphase und deren Multiple gestört wird.