

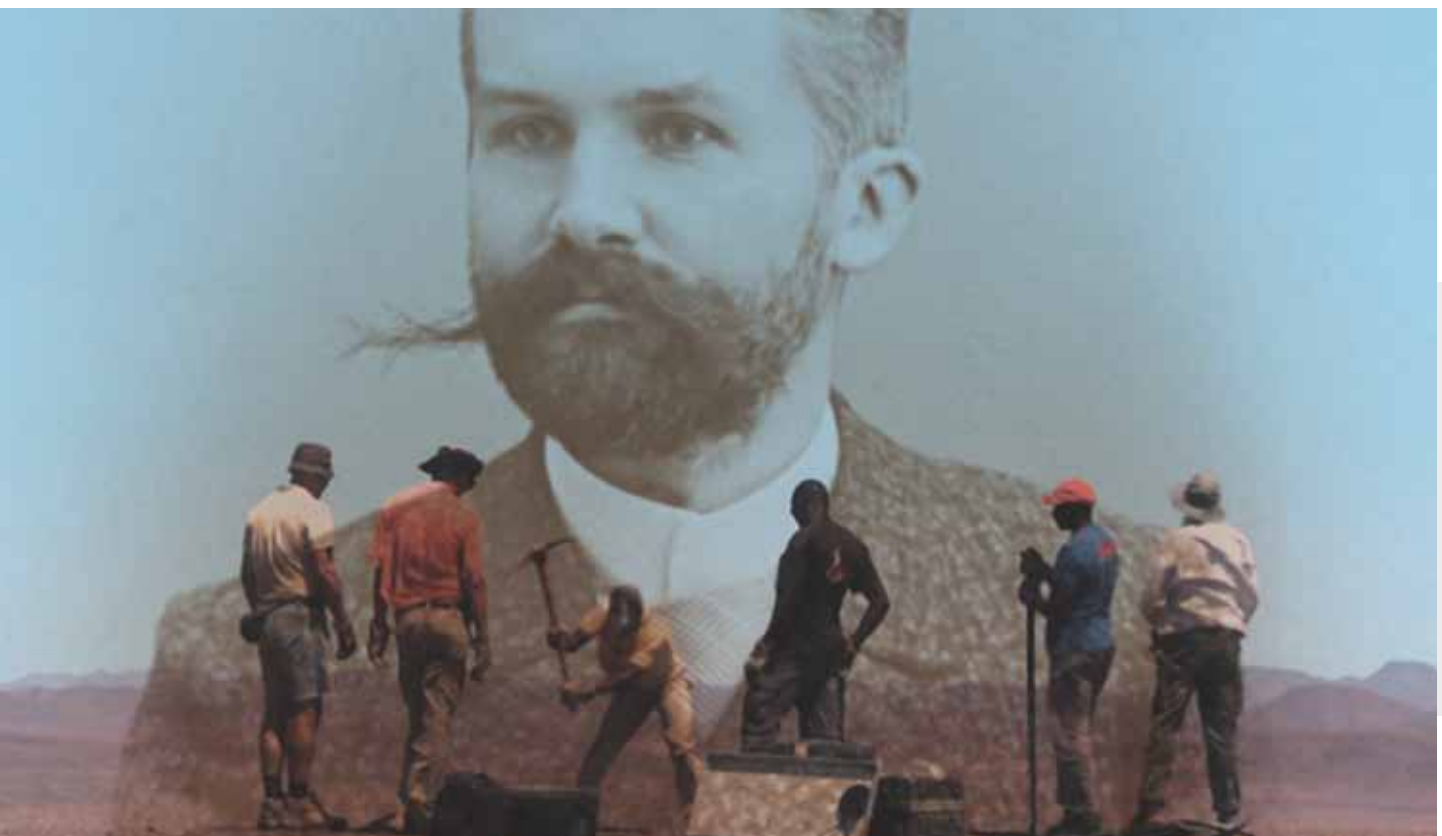
# Die Erde durchleuchten: Modellierung von seismischen Signalen

Rainer Kind<sup>1,2</sup> und Forough Sodoudi<sup>2,1</sup>

<sup>1</sup> Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam

<sup>2</sup> Freie Universität Berlin

*The interior of the Earth is the least accessible region in our environment. Elastic waves, generated by large earthquakes, are used to explore the interior of the Earth. The globally recorded seismic signals must be inverted with mathematical techniques into models of the Earth. The reflectivity method, developed about fifty years ago for a one dimensional Earth model, is still one of the most successful techniques for modeling waveforms. The big advantage of this method is that it provides the complete response of the medium. It is not uncommon that new seismic signals are first discovered in theoretical seismograms before they are found in the observed data. Global seismology is primarily an observational science. It was founded by Ernst von Rebeur-Paschwitz in 1889 with the announcement in the journal "Nature" of the successful recording at the Royal Prussian Observatories in Potsdam of an earthquake that occurred in Japan. The installation of seismic stations and collection of data is still the primary task in Seismology. The GFZ German Research Centre for Geosciences and other international institutions are installing increasing numbers of seismic stations primarily for monitoring the global seismicity but also to study the dynamics of the Earth's interior. With the increasing amount of data, it becomes clear that three dimensional models of the Earth's interior are required to fit the data and that we might have a chance to identify the ongoing dynamics of the Earth in much greater detail. This requires new mathematical modeling and wave form inversion techniques for three dimensional Earth models, which are now the frontiers of computational seismology.*



Was ist die Ursache von Erdbeben? Wie sieht es im Inneren der Erde aus? Mit welchen Mitteln können wir hineinschauen? Oberhalb der Erdoberfläche können sich elektromagnetische Wellen (Lichtwellen) gut ausbreiten, was die Voraussetzung für unser „Sehen“ ist. Unsere Augen empfangen als Sensoren Lichtwellen und unser Gehirn stellt daraus Abbilder der Wirklichkeit her. Leider breiten sich elektromagnetische Wellen im Erdinneren nur sehr schlecht aus, so dass wir andere Wellen benutzen müssen – von Erdbeben abgestrahlte elastische Wellen. Erdbeben sind also nicht nur als Katastrophen zu sehen, sie liefern auch gleichzeitig die Mittel, mit denen ihre Ursachen erforscht werden können. Ein kleiner Teil der freigesetzten Energie kann nutzbringend zum Durchleuchten der Erde verwendet werden. Seit ungefähr hundert Jahren arbeiten Seismologen an diesen Problemen. Es sollte dabei hervorgehoben werden, dass der Begründer der globalen Seismologie, Ernst von Rebeur-Paschwitz, im Jahr 1889 seine ersten erfolgreichen Messungen in Potsdam auf dem Telegrafenberg durchgeführt hat (v. Rebeur-Paschwitz, 1889; Bild links). Er war auch der Erste, der vorschlug, das Innere der Erde mit seismischen Wellen zu durchleuchten. Wir sollten uns daran erinnern, dass es erst seit einem halben Jahrhundert in der Wissenschaft allgemein anerkannt ist, dass die Erde ein Körper mit einer im Planetensystem einmaligen inneren Dynamik ist, ohne die hochentwickeltes Leben sehr unwahrscheinlich wäre. Ein großes Ziel der Seismologie ist es, diese dynamischen Vorgänge zu entziffern und damit letztendlich auch die Erdbebenvorhersage zu verbessern.

Wie funktioniert das Durchleuchten der Erde? Da die Seismologie in erster Linie eine beobachtende Wissenschaft ist, müssen zunächst Daten gesammelt werden. Das Deutsche GeoForschungsZentrum GFZ betreibt dazu in Kooperation mit vielen Observatorien in anderen Ländern ein globales Netz von Erdbebenstationen (GEOFON, [geofon.gfz-potsdam.de](http://geofon.gfz-potsdam.de), siehe Abb. 1). Da eine dringliche Aufgabe der Seismologie die schnelle

Information über Erdbeben ist, werden die seismischen Daten in Echtzeit nach Potsdam an das GFZ übertragen. Hier werden innerhalb von 10 bis 20 Minuten Ort und Stärke jedes größeren Erdbebens weltweit bestimmt. Das ist die Voraussetzung für schnelle Schadensabschätzungen oder für Tsunami-Frühwarnungen. Hilfsmaßnahmen können dann gezielt eingeleitet werden. Für das Sammeln der seismischen Daten ist eine komplizierte Technologie nötig. Im Seismometer werden zunächst die Bodenbewegungen durch die Erdbebenwellen mit Hilfe des Pendelprinzips in Spannungsschwankungen transformiert, die in computergerechte Zahlenkolonnen umgewandelt (digitalisiert) werden. Dabei können sehr kleine und sehr große Erschütterungen, die sich um das Zehnmillionenfache unterscheiden (140 dB), fehlerfrei aufgenommen werden. Im Computer stehen diese Daten dann zur Weiterverarbeitung mit Hilfe einer Vielzahl mathematischer Prozesse zur Verfügung. Einer der ersten analytischen Prozesse, der auf seismische Daten angewandt wurde, war das Wiechert-Herglotz-Verfahren (Wiechert und Geiger, 1910). Mit Hilfe dieses Verfahrens konnten aus den Laufzeiten seismischer Wellen die seismischen Geschwindigkeiten als Funktion der Tiefe direkt invertiert werden. Da es zu dieser Zeit keine Computer gab, war die Entwicklung analytischer Verfahren wegen des geringeren numerischen Aufwands notwendig. Heute werde häufig „Trial and Error“ (Versuch und Fehler)-Methoden benutzt, wobei für eine Vielzahl von Modellen mit Hilfe der Strahlengesetze Laufzeiten berechnet werden und die Differenzen zu den beobachteten Werten minimiert werden. Das amerikanische weltweite Stationsnetz WWSSN (World Wide Standardized Seismic Network) stellte in den sechziger bis achtziger Jahren des letzten Jahrhunderts große Mengen damals noch analoger seismischer Daten auf Mikrofilmen der Öffentlichkeit zur Verfügung und trug damit wesentlich zur Erforschung des Erdinneren bei. Die Registrierungen eines per Hand digitalisierten global registrierten Erdbebens sind in Abb. 2 (oben) dargestellt. Die unterschiedlichen, über große Entfernungen sehr kohärenten seismischen Signale belegen den Zwiebschalenaufbau der Erde, d. h. das Erdinnere besteht im Wesentlichen aus relativ homogenen Schichten, die durch starke und scharfe Diskontinuitäten der Geschwindigkeiten voneinander abgegrenzt sind. Mitte des zwanzigsten Jahrhunderts war der Schalenaufbau der Erde mit Erdkruste, oberem und unterem Mantel und äußerem und innerem Erdkern weitgehend bekannt.

*Links: Ernst von Rebeur-Paschwitz (1861-1895) registrierte 1889 mit einer von ihm entwickelten Pendelapparatur in Potsdam ein Erdbeben, das viele tausend Kilometer entfernt bei Japan stattfand und wurde damit zum Begründer der globalen Seismologie. Vordergrund: Aufbau einer seismischen Station in Namibia (Kind et al., 2012)*

*Left: Ernst von Rebeur-Paschwitz (1861-1895) recorded 1889 with a self developed pendulum in Potsdam an earthquake which occurred many thousand kilometers away next to Japan and became thus the founder of global seismology. Foreground: Installation of a seismic station in Namibia*

## Die digitale Revolution in der Seismologie

Die numerische Modellierung der komplizierten, langandauernden Seismogramme, die auf den langen unterschiedlichen Laufwegen durch die Erde aus den kurzzeitigen Herdsignalen entstehen, wurde aber erst möglich, nachdem elektronische Großrechner zur Verfügung standen. Die von Fuchs und Müller (1971) entwickelte sogenannte Reflektivitätsmethode wurde



**Kontakt:** R. Kind  
([kind@gfz-potsdam.de](mailto:kind@gfz-potsdam.de))



Abb. 1: Oben: Aufbau einer Station auf dem Inlandeis von Grönland. Unten: Erdbebenstationen des GEOFON-Netzwerks (rot) und kooperierende Stationen der Netzwerke anderer Länder (gelb), deren Daten in Nahe-Echtzeit an das GFZ übertragen werden.

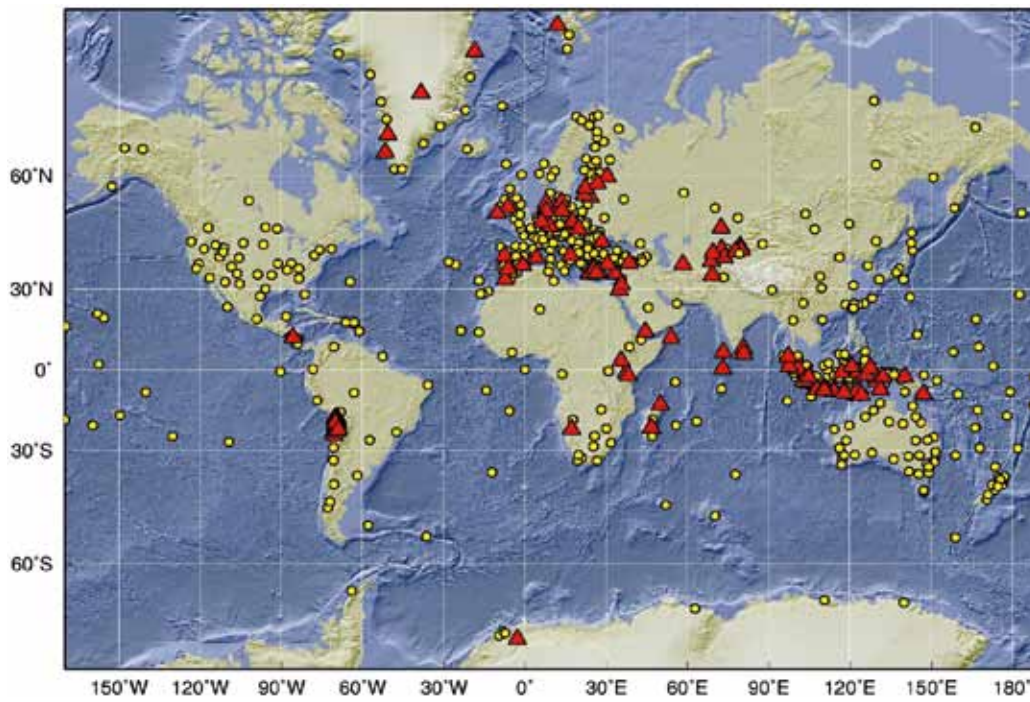


Fig. 1: Top: Installation of a seismic station on the inland ice of Greenland. Bottom: Earthquake stations of the GEOFON network (red) and cooperating stations from other countries (yellow) which deliver data in near-realtime to the GFZ.

von Kind (1978) zur Modellierung vollständiger Erdbebenregistrierungen erweitert. Diese Methode verfolgt nicht die seismischen Strahlen entlang ihres Laufwegs, sondern löst die Bewegungsgleichungen mit Hilfe der Randbedingungen an den Schichtgrenzen im Modell. Sie liefert deshalb eine vollständige Antwort des Modells auf ein von einer seismischen Quelle abgestrahltes Signal für ein Erdmodell, das aus lateral homogenen Schichten besteht. Deshalb führen die Ergebnisse der Berechnungen immer wieder zu Überraschungen und es tauchen in den theoretischen Seismogrammen Wellen auf, die nicht bekannt waren und nicht erwartet wurden. So haben zum Beispiel Kind und Müller (1975) eine vom Erdkern von unten auf den Erdmantel einfallende S-Welle in den theoretischen Seismogrammen identifiziert, die als P-Welle an der Kern-Mantel-Grenze entlang läuft. Diese Welle spielt seitdem eine große Rolle beim Studium des untersten Erdmantels, der D"-Zone, die als wesentliches Element der Mantelkonvektion gilt.

Die Reflektivitätsmethode krankte lange Zeit an numerischen Problemen, die aus der Kombination sehr großer und sehr kleiner Zahlen herrührte und die endliche Genauigkeit jedes Computers überforderte. Erst Wang (1999) gelang es Jahrzehnte nach der ursprünglichen Entwicklung mit einer geeigneten Normierungsmethode diese Probleme vollständig zu lösen. In Abb. 2 (unten) sind vollständige theoretische, mit der Reflektivitätsmethode berechnete Seismogramme dargestellt, die in erster Näherung eine gute Übereinstimmung mit den beobachteten Seismogrammen in Abb. 2 (oben) zeigen.

Gutenberg (1949) hatte erkannt, dass der bis dahin bekannte Aufbau der Erde die beobachteten Seismogramme nicht vollständig erklären konnte. Mit der Weiterentwicklung der Wegenerschen Kontinentalverschiebungstheorie (Wegener, 1912) zur Plattentektonik wurde ein abweichender Aufbau des Erdinneren vom eindimensionalen, nur vom Erdradius abhängenden

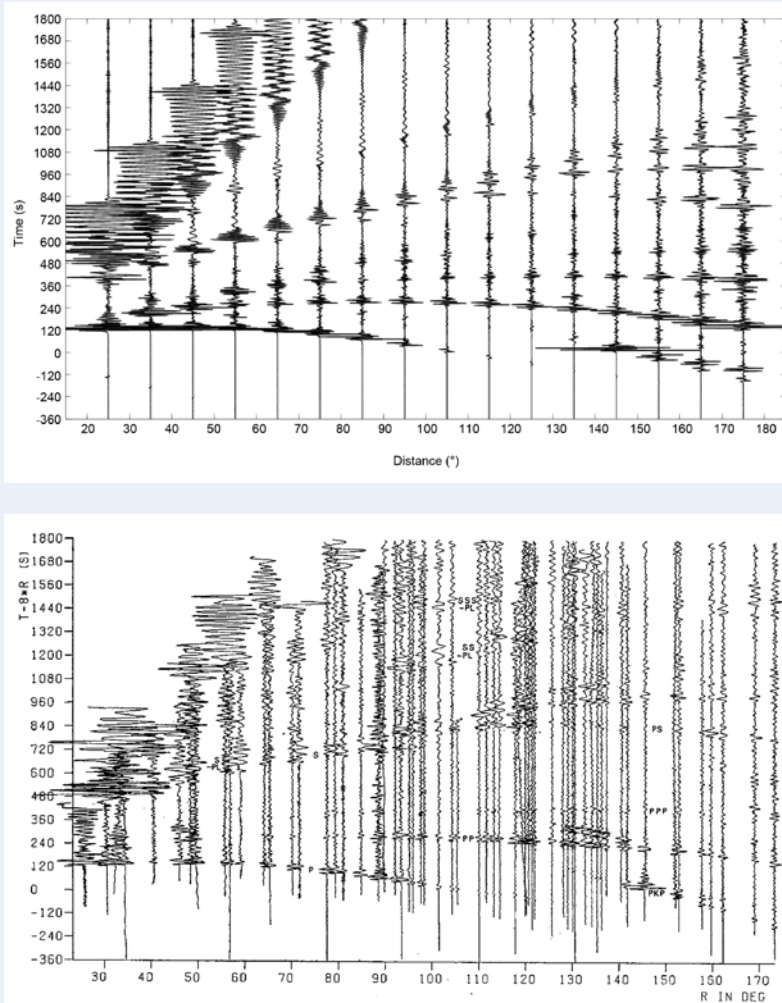


Abb. 2: (Oben): Globale Registrierungen des Erdbebens vom 21. August 1967 nahe der Küste von Sumatra mit dem WWSSN-Netz (Müller und Kind, 1976). (Unten): Entsprechende theoretische Seismogramme, die mit der Reflektivitätsmethode berechnet wurden. Die prinzipielle Übereinstimmung mit den beobachteten Seismogrammen ist sehr groß und belegt die Realität des zur Berechnung benutzten Zwiebel-schalenmodells der Erde. Unterschiede beruhen teilweise auf dem unbekanntem Herdvorgang des Erdbebens, der deshalb nicht in die Berechnungen eingehen konnte. Die beobachteten Seismogramme sind langperiodisch gefiltert, während die theoretischen Seismogramme breitbandiger sind, um die Komplexität der Signale besser herauszustellen.

Fig. 2: (Top): Global recordings of the WWSSN network (Müller and Kind, 1976) of the earthquake of 21 August 1967 near the coast of Sumatra. (Bottom): According theoretical seismograms computed with the reflectivity method. The principal agreement with the observed seismograms is very good and confirms the reality of the onionskin model of the Earth. Differences result from the partly unknown source parameters of the earthquake which are not contained in the computations.

Modell auf Grund der postulierten Mantelkonvektion erwartet. Jetzt wurde in den seismischen Daten nach Hinweisen auf kompliziertere Strukturen gesucht. Eine Methode dazu ist die seismische Tomographie. Dabei werden die Laufzeiten vieler seismischer Strahlen durch ein bestimmtes Gebiet im Erdinneren in ein dreidimensionales Geschwindigkeitsmodell dieses Gebiets invertiert.

## Receiver Function-Methode

Eine andere Methode untersucht Wellen, die an Unstetigkeitsflächen der Geschwindigkeiten unterhalb einer seismischen Station in einen anderen Wellentyp konvertiert (von Kompressionswellen zu Scherwellen oder umgekehrt, Abb. 3) werden. Diese Methode wird „Receiver Function“-Methode genannt, da sie Strukturen unterhalb einer seismischen Station bis zu einer Tiefe von rund 700 km gut erfassen kann (Yuan et al., 2006). Diese gestreuten Wellen sind meist sehr schwach und es müssen eine Reihe von Prozessierungsschritten angewandt werden, um das Verhältnis zwischen Signal und Rauschen zu verbessern. Da die Hauptphase und die konvertierten Wellen verschiedene Wellentypen sind (S- oder P-Wellen), müssen

die Komponenten zunächst rotiert werden (Z-, N-S- und E-W-Komponenten in P-, SV- und SH-Komponenten eines am Wellenstrahl orientierten Koordinatensystems). Der nächste Schritt ist im Fall von S-Receiver Functions die Dekonvolution der P-Komponente durch die SV-Komponente. Der Zweck ist, die Wellenformen verschiedener an einer Station registrierter Erdbeben vergleichbar zu machen, damit sie summiert werden können. Die Dekonvolution kann nur näherungsweise durchgeführt werden und es gibt zahlreiche Methoden dafür. Die Dekonvolution ist theoretisch nicht zwingend notwendig und kann bei sehr guter Qualität der Daten vor der Summation weggelassen werden (Kumar et al., 2010). Dieser Weg ist ein Beispiel dafür, dass mit Hilfe vieler und guter Daten Prozessierungsschritte und damit auch mögliche systematische Fehlerquellen vermieden werden können. Vor der Summation der Seismogramme muss in jedem Fall noch eine modellabhängige Entfernungskorrektur angebracht werden, da die Differenzlaufzeiten der verschiedenen Phasen entfernungsabhängig sind. Ein alternativer Schritt ist die Migration der Seismogramme, die Zeitreihen darstellen, in den Tiefenbereich. Dieser Schritt ist ebenfalls modellabhängig. Dabei werden die Strahlen der einzelnen Seismogramme im Modell zurückverfolgt und die Amplituden sich kreuzender Strahlen werden summiert.

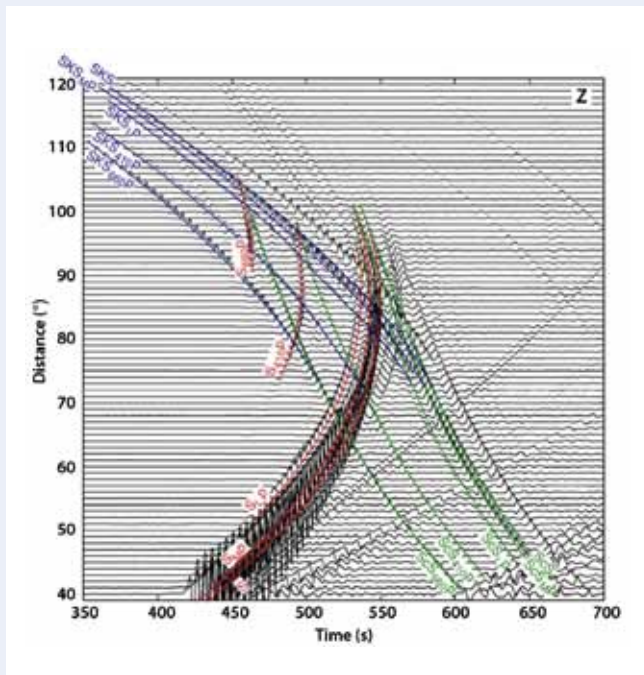


Abb. 3: Detaildarstellung theoretischer Seismogramme um die seismischen Hauptphasen S (rot), ScS (grün) und SKS (blau). S ist durch den Erdmantel gelaufen, ScS wurde an der Kern-Mantel-Grenze reflektiert und SKS lief als S-Welle durch den Mantel und als P-Welle durch den Kern (aus Yuan et al., 2006). Neben diesen Hauptphasen erscheinen noch zahlreiche, an den Diskontinuitäten im oberen Mantel gestreute Wellen. Diese haben Vorläufer (z. B.  $S_{MP}$ ,  $SKS_{660P}$ ), die an der Kruste-Mantel-Grenze (Moho), an der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (LAB oder L) oder den Diskontinuitäten in 410 und 660 km Tiefe von S-Wellen zu P-Wellen umgewandelt wurden und damit schneller als die Hauptphasen laufen. Zusätzlich gibt es noch multiple Reflexionen, die nach den Hauptphasen erscheinen. Die sogenannte S-Receiver Function-Methode untersucht die Vorläufer der Hauptphasen.

Fig. 3: Theoretical seismograms of S waves which penetrated the Earth's mantle (S, red), which were reflected at the core-mantle boundary (ScS, green) and which penetrated the core after conversion to P waves (SKS, blue), from Yuan et al. (2006). These waves have precursors (i.e.  $S_{MP}$ ,  $SKS_{660P}$ ) which have been converted to P waves at various discontinuities in the Earth's interior and which are running faster to the stations; these discontinuities are the crust-mantle boundary (Moho), the lithosphere-asthenosphere boundary (LAB or L) and the discontinuities in 410 and 660 km depth. These relatively weak wave types are studied with the receiver function method to determine the properties of the discontinuities.

In Abb. 4 (rechts) sind migrierte S-Receiver Functions in einem Beispiel dargestellt. Die Daten stammen von seismischen Stationen in Deutschland, Dänemark, Schweden und Finnland (Abb. 4 links). Diese Daten bilden den oberen Erdmantel bis rund 500 km Tiefe in einem Gebiet ab, in dem vom Archaikum bis zum Paläozoikum eine Reihe von Plattenkollisionen stattfanden, zuletzt die Kaledonische Kollision der Kontinente Laurentia und Avalonia mit Baltica vor 400 bis 500 Mio. Jahren. Die Mohorovičić-Diskontinuität („Moho“) als Grenzfläche zwischen Erdkruste und Erdmantel lässt sich gut über das gesamte Messgebiet von mehr als 2000 km Süd-Nord-Ausdehnung verfolgen. Darunter sind zwei weitere Diskontinuitäten (in Rot dargestellt) über das gesamte Profil sichtbar, die mit „Lehmann“ und „410“ bezeichnet ist. Die Lehmann-Diskontinuität wird relativ selten beobachtet und gilt als Unterkante der Asthenosphäre (Lehmann, 1959). Die „410“-Diskontinuität wird häufig beobachtet und kann hier als Indiz für die gute Datenqualität betrachtet werden. Sehr interessant ist vor allem, dass unterhalb Schwedens eine Schicht erhöhter Geschwindigkeit beobachtet wird, die mit „HVZ“ bezeichnet ist. Diese Schicht könnte möglicherweise aus Resten von vor vielen hundert Millionen oder Milliarden Jahren subduzierten Lithosphärenplatten bestehen.

## Ausblick

Die zukünftige Entwicklung der Seismologie wird durch immer größere Datenmengen und Rechnerkapazitäten sowie durch deutlich komplexere Algorithmen bestimmt werden. Einen guten Ausblick bietet der Artikel von Zhu et al. (2012), in dem mit Hilfe eines Rechnerclusters eine große Anzahl von vollständigen beobachteten Seismogrammen mit Hilfe theoretischer Seismogramme für dreidimensionale Erdmodelle invertiert werden und zu deutlich höher auflösenden 3D-Erdmodellen führen. Diese Entwicklung wird dazu führen, das in quasi Echtzeit vollständige Seismogramme der globalen Stationsnetze in Modelle des Erdbebenherds invertiert und gleichzeitig die Erdmodelle ständig verbessert werden. Das wird große praktische Auswirkungen haben, z. B. können innerhalb von weniger als einer Stunde nach einem großen Beben die aufgetretenen Schäden deutlich genauer abgeschätzt und Hilfsmaßnahmen gezielter eingesetzt werden.

Durch die zu erwartenden Verbesserungen des Verständnisses der Bewegungen und Deformationen der Lithosphärenplatten und der Herdmodelle von Erdbeben werden auch Fortschritte in Richtung einer besseren Prognostizierbarkeit zu erwarten sein. Die Beobachtung von langsamen Deformationen mit Hilfe von GPS oder neuen seismischen Methoden werden dazu einen wichtigen Beitrag liefern können. Ein noch für lange Zeit wegen der hohen Kosten schwer zu lösendes Problem wird die fehlende Abdeckung der Ozeane durch seismische Stationen auf dem Meeresboden bleiben.

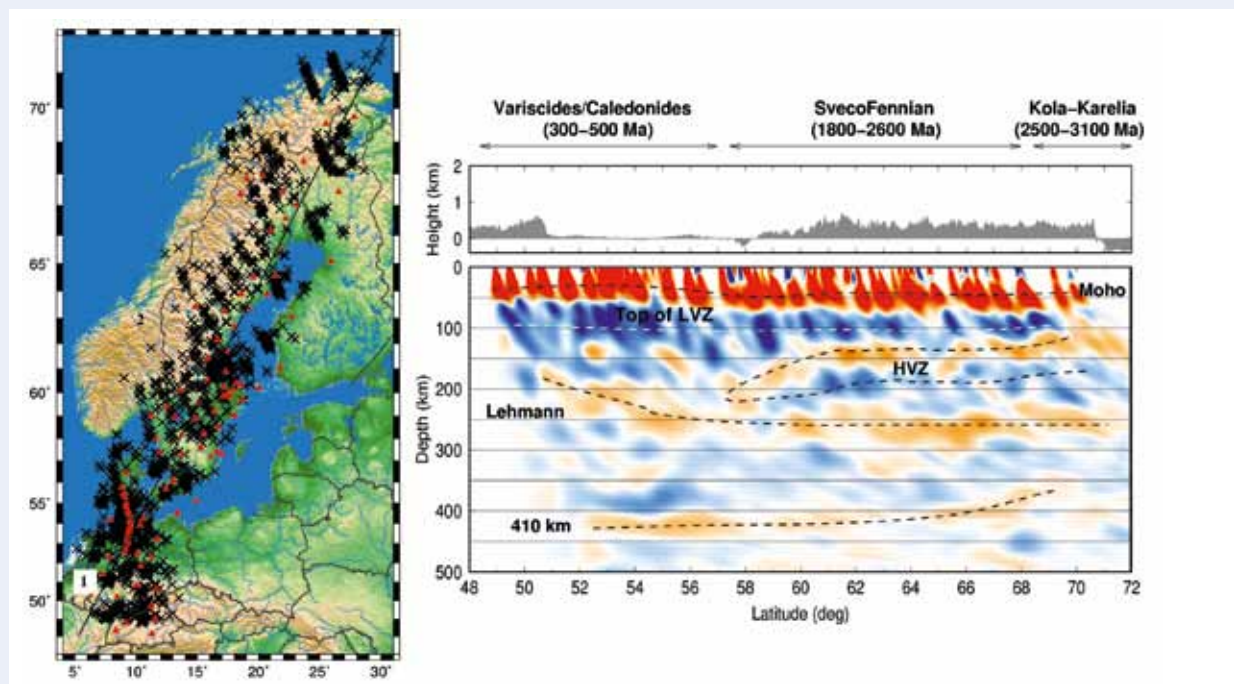


Abb. 4: Links: Seismische Stationen von Süddeutschland bis Nordschweden, deren Daten mit Hilfe der Receiver Function-Methode zur Untersuchung des oberen Mantels benutzt wurden. Rote Dreiecke markieren die Lage seismischer Stationen, schwarze Kreuze markieren die Lage der Orte, an denen von unten einfallende S-Wellen in 100 km Tiefe hypothetisch in P-Wellen konvertiert wurden. Rechts: Beobachtete seismische Diskontinuitäten im Erdmantel unterhalb des gesamten Süd-Nord-Profiles. Die Moho und die Lehmann-Diskontinuität sind sehr deutlich über das gesamte Profil zu sehen. Die anderen Markierungen an den seismischen Signalen haben folgende Bedeutung: LVZ-Zone erniedrigter Geschwindigkeit, HVZ-Zone erhöhter Geschwindigkeit.

Fig. 4: Left: Seismic stations distributed from southern Germany to northern Sweden which have been used to study the upper mantle with the receiver function technique. Red triangles mark the location of the seismic stations, black crosses mark location of piercing points where hypothetically in 100 km depth S waves have been converted into P waves. Right: Observed seismic discontinuities in the Earth's mantle below the entire south-north profile. The Moho and the Lehmann discontinuity, which marks the bottom of the asthenosphere and which is very rarely observed, are over the entire length of the profile clearly visible. The expected discontinuity at about 410 km depth is also clear, which serves as a confirmation of the reality of the observations. The other marks at the seismic signals have the following meaning: LVZ-Low Velocity Zone, HVZ-High Velocity Zone.

## Literatur

- Fuchs, K., Müller, G. (1971): Computation of synthetic seismograms with reflectivity method and comparison with observations. - *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 23, 4, 417-433, 10.1111/j.1365-246X.1971.tb01834.x
- Gutenberg, B. (1949): Unexplained phases in seismograms. - *Bulletin of the Seismological Society of America*, 39, 2, 79-92.
- Kind, R., Müller, G. (1975): Computation of SV Waves in Realistic Earth Models. - *Journal of Geophysics*, 41, 149-172.
- Kind, R. (1978): The reflectivity method for a buried source. - *Journal of Geophysics*, 44, 603-612.
- Kind, U., Kind, T., Betge, D. (2012): A man of Science, Dokumentarfilm: <http://vimeo.com/63609982>
- Kumar, P., Kind, R., Yuan, X. (2010): Receiver function summation without deconvolution. - *Geophysical Journal International*, 180, 3, 1223-1230, 10.1111/j.1365-246X.2009.04469.x.
- Lehmann, I. (1959): Velocities of longitudinal waves in the upper part of the earth's mantle. - *Annales de géophysique*, 15, 93-118.
- Müller, G., Kind, R. (1976): Observed and computed seismogram sections for the whole Earth. - *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 44, 3, 699-716, 10.1111/j.1365-246X.1976.tb00302.x.
- Rebeur-Paschwitz, E. von (1889): The earthquake of Tokio, April 18, 1889. - *Nature*, 40, 1030, 294-295, 10.1038/040294e0.
- Wang, R. (1999): A simple orthonormalization method for the stable and efficient computation of Green's functions. - *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89, 3, 733-741.
- Wegener, A. (1912): Die Entstehung der Kontinente. - *Geologische Rundschau*, 3, 4, 276-292, 10.1007/BF02202896.
- Wiechert, E., Geiger, L. (1910): Bestimmung des Weges der Erdbebenwellen im Erdinnern. - *Physikalische Zeitschrift*, 11, 294-311.
- Yuan, X., Kind, R., Li, X. Q., Wang, R. (2006): The S receiver functions: synthetics and data example. - *Geophysical Journal International*, 165, 2, 555-564, 10.1111/j.1365-246X.2006.02885.x.
- Zhu, H., Bozda, E., Peter, D., Tromp, J. (2012): Structure of the European upper mantle revealed by adjoint tomography. - *Nature Geoscience*, 5, 7, 493-498, 10.1038/ngeo1501