

Neue Einsichten in den Ablauf großer Erdbeben

Kombination innovativer Analyseverfahren erlaubt Rekonstruktion von Bruchverläufen

Frederik Tilmann¹, Bernd Schurr¹, Simone Cesca¹, Torsten Dahm¹, Joachim Saul¹, Mauro Palo¹, Marcos Moreno¹, Jonathan Bedford², Onno Oncken¹, Rongjiang Wang¹, Yong Zhang²

¹ Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam

² Peking University, Beijing, China

In news reports we are accustomed to see earthquakes symbolised with a dot or star on a map and associated with a magnitude, the bigger the scarier. For at least moderately sized earthquakes seismologists additionally have been routinely determining the type of rupture just from observing the pattern of radiated seismic energy. In reality earthquakes do not occur as a point but rupture a fault plane. For small earthquakes this distinction can be neglected but for the largest earthquakes the rupture plane can extend for hundreds of kilometres, and the actual rupture propagation begins to have a strong influence on the hazard that the earthquake presents – whether the rupture proceeds to the north or the south and how deep and shallow it reaches determines which cities will be hit the hardest, whether shaking is moderate or intense, and whether a sizeable tsunami is triggered. The explosion of the availability of ground-, ocean- and space-based observation technologies in the last decade has allowed seismologists to map the rupture process in unprecedented detail even for challenging subduction zone earthquakes. The same technology can be used to observe potential precursory processes and the postseismic relaxation by which the earth regains its equilibrium following the disturbance that a great earthquake represents. Focussing on the Mw 8.1 Iquique earthquake in northern Chile on April 1, 2014, we will discuss the state-of-the-art in monitoring great earthquakes and their aftermath.



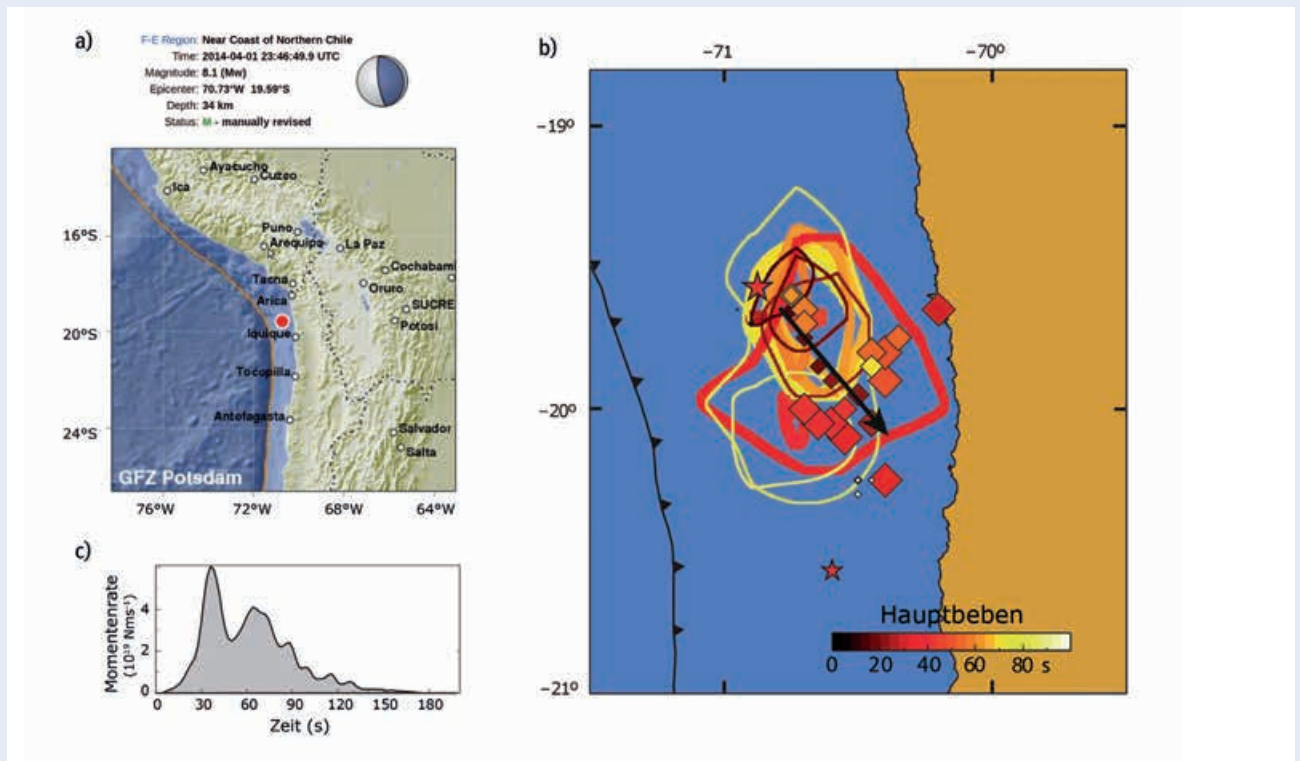


Abb. 1: Von GEOFON-Lösung zu detaillierter Bruchausbreitung. (a) Ergebnis der Routine-Auswertung für größere Beben (Magnitude >5): Epizentrum und Magnitude sind bereits nach wenigen Minuten mit einer automatisierten Analyse grob bestimmt; der Momententensor (dargestellt als „beach ball“) wird mit Hilfe von Wellenformmodellierung bestimmt (innerhalb 1 h) und zeigt an, um welche Art Bruch es sich handelt. (b) Ergebnis der detaillierten Modellierung der Daten von verschiedenen Sensortypen (GPS, Seismometer, Beschleunigungsmesser). Die Konturen geben an, welcher Teil der Bruchfläche sich zu einem bestimmten Zeitpunkt bewegt (s. Farbskala), während die Rauten anzeigen, welcher Teil des Bruchs die meiste hochfrequente seismische Energie abstrahlt und damit auch lokal die stärksten Erschütterungen verursacht. (c) Der zeitliche Verlauf zeigt an, dass das Beben nach rund 30 s seinen Höhepunkt erreicht hat (größte Verschiebungsraten) und signifikante seismische Energie für mindestens 90 s freigesetzt wurde (b und c modifiziert aus Schurr et al., 2014).

Fig. 1: From GEOFON alert to detailed rupture imaging. (a) Result of routine analysis for larger earthquakes with epicentre and magnitude available after a few minutes; a moment tensor is determined with some additional delay. (b) Detailed modelling results. Contours show at which time which part of the rupture plane moved (colour scale). Diamonds indicate, which part of the rupture plane was emitting high frequency seismic energy. (c) The source time function of the earthquake indicates that it reached its peak about 30 s after nucleation, but continued to radiates seismic energy for at least 90 s (modified after Schurr et al., 2014).

Die Bewohner der nordchilenischen Küstenstadt Iquique waren beunruhigt. Im März 2014 kam es häufiger zu spürbaren Erdbeben; auch im Januar sowie im vorherigen Sommer gab es bereits Erdbebenschwärme, die aber weniger heftig ausfielen (Schurr et al., 2014; Cesca et al., 2016). Der nordchilenische Kontinentalrand ist als besonders erdbebengefährdet bekannt, da dort 1877 ein gigantisches Beben mit einer Magnitude von etwa 8,8 und

der vom Beben ausgelöste Tsunami weiträumig Zerstörungen verursachten. Zudem ist der typische Zeitraum zwischen großen Beben auf der Plattengrenzfläche zwischen der Nazca-Platte und der südamerikanischen Platte in dieser Region etwa 100 bis 150 Jahre, so dass jederzeit mit einem großen Beben gerechnet werden muss. Man spricht von einer seismischen Lücke, da seit 1877 kein Beben mit einer Magnitude größer als 8 in dieser Region aufgetreten ist. In den Abendstunden des 1. April 2014 kam es dann tatsächlich zu einem sehr starken Beben der Magnitude 8,1. Schon nach wenigen Minuten wurde das Beben am Deutschen GeoForschungsZentrum GFZ und auch vom chilenischen Erdbebedienst lokalisiert und seine Magnitude bestimmt (Abb. 1a). Ein Tsunami-Alarm wurde ausgelöst und die Küstenstreifen evakuiert. Der Tsunami war mit etwas über 2 m Höhe noch recht moderat und verursachte nur lokal Schäden. Trotz zahlreicher beschädigter Gebäude kam es zu nur sechs Todesfällen.

Links: GPS-Station in Zentralchile (Foto: M. Moreno, GFZ)

Left: GPS station in central Chile



Kontakt: F. Tilmann
 (frederik.tilmann@gfz-potsdam.de)



Abb. 2: Wartung einer seismischen Station in Nordchile
(Foto: F. Tilmann, GFZ)

Fig. 2: Maintenance of a seismological station in North Chile

Für die Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftler am GFZ sind Erdbeben in Nordchile von besonderem Interesse, da sie dort über die letzten Jahre hinweg zusammen mit Partnerorganisationen ein großräumiges, verteiltes Plattengrenzen-Observatorium (IPOC – Integrated Plate Observatory of Chile, www.ipoc-network.org, Victor et al., 2011) aufgebaut haben, bei dem mit Seismometern, GPS-Stationen, Beschleunigungsmessern und anderen Geräten über eine Länge von rund 600 km die Erde kontinuierlich „belauscht“ und vermessen wird (Abb. 2). Ziel ist es, Einblick in Prozesse zu gewinnen, die das Entstehen und den Ablauf von Erdbeben beeinflussen.

Eine erste wissenschaftliche Analyse des Iquique-Bebens befasst sich mit der Frage, welcher Teil der Plattengrenze tatsächlich gebrochen ist und wie der Bruch verlaufen ist. Denn der Punkt, der z. B. auf Karten in den Nachrichten das Erdbeben repräsentiert, markiert nur das Hypozentrum, der Punkt im Untergrund, an dem der Bruchprozess startet (das Epizentrum ist der Punkt an der Erdoberfläche direkt über dem Hypozentrum). Doch wie der Bruch sich ausbreitet – ob nach Norden oder Süden, über welche Entfernungen und mit welcher Geschwindigkeit – bestimmt, welche Gemeinden am stärksten betroffen sind, ob ein großer Tsunami ausgelöst wird und ob die Erschütterungen stark sind

oder nur moderat. Zudem liefern detaillierte Informationen zur Bruchausbreitung von Starkbeben Hinweise zur Erdbebenphysik und helfen, die Eigenschaften der aufgrund ihrer Tiefe nicht direkt beobachtbaren Plattengrenze und ihren Einfluss auf den Bruchverlauf zu bestimmen.

Kartieren der Oberflächendeformation: InSAR, GNSS und Tsunami-Bojen

Da die meisten Aufschiebungsbeben an der Plattengrenzfläche nicht bis zur Oberfläche brechen und ein Oberflächenbruch ohnehin vor der Küste unter Wasser läge, hinterlassen diese Beben keinen klar definierten Oberflächenriss in der Landschaft, anhand dessen sich die Dimensionen des Bruchs kartieren ließen. Allerdings verursacht die gegenseitige Verschiebung der beiden Seiten des Bruchs im Untergrund bei großen Beben weiträumige Oberflächendeformationen, aus denen sich grundlegende Eigenschaften wie die Länge des Bruchs und der Versatz entlang der Bruchfläche bestimmen lassen. Für Beben an der Plattengrenzfläche in Subduktionszonen zeigen die horizontalen Bewegungen in Küstennähe seewärts und in Richtung des größten Versatzes im Untergrund, aber werden mit zunehmender Entfernung zum Bruch geringer (Abb. 3a). Auch vertikale Bewegungen können an der Küste gemessen werden. Diese sind meist relativ klein, aber dennoch aufschlussreich. Direkt oberhalb des Bruchs kommt es zur Hebung, wobei dieser Bereich meist unter Wasser ist, während es landwärts im Bereich des unteren Bruchendes zur Absenkung der Erdoberfläche kommt. Der Übergang von Hebung zu Senkung findet sich häufig in Küstennähe und hilft insbesondere die Position des tieferen, landseitigen Bruchendes zu bestimmen.

Welche Möglichkeiten gibt es, Oberflächendeformationen zu erfassen? Empfangsstationen für die Signale von Navigationssatelliten (z. B. GPS, siehe auch Foto S. 24) erlauben eine direkte Messung der Bewegung der Erdoberfläche. In vielen Subduktionszonen (z. B. Japan und Chile) gibt es neben den traditionellen Wiederholungsmessungen mit mobilen Geräten an speziell eingerichteten Messpunkten bereits Netze von kontinuierlich operierenden GPS-Stationen. Eine andere satellitengestützte Technologie ist die Radar-Interferometrie (InSAR – Interferometric Synthetic Aperture Radar), bei der Satellitenradarbilder vor und nach dem Beben verglichen werden. Damit kann man zwar nur die Verschiebung in Blickrichtung des Satelliten rekonstruieren, dies aber mit einer räumlichen Auflösung von wenigen Kilometern und einer Genauigkeit im Zentimeter-Bereich. Ein Nachteil dieser Methode ist, dass sie in vegetationsreichen Regionen nicht oder nur sehr eingeschränkt angewendet werden kann, da die Vergleichbarkeit der Bilder vor und nach dem Erdbeben nicht mehr gegeben ist. Sowohl InSAR als auch GPS-Messungen sind landgebunden, was im Falle des Iquique-Bebens und anderer Subduktionszonenbeben eine erhebliche Einschränkung darstellt, da die Bruchfläche meist unterseeisch ist. Dadurch ist der Versatz insbesondere im flachen Teil des Bruchs in der Nähe des Tiefseegrabens, der einen dominanten Einfluss auf die Größe des ausgelösten Tsunami

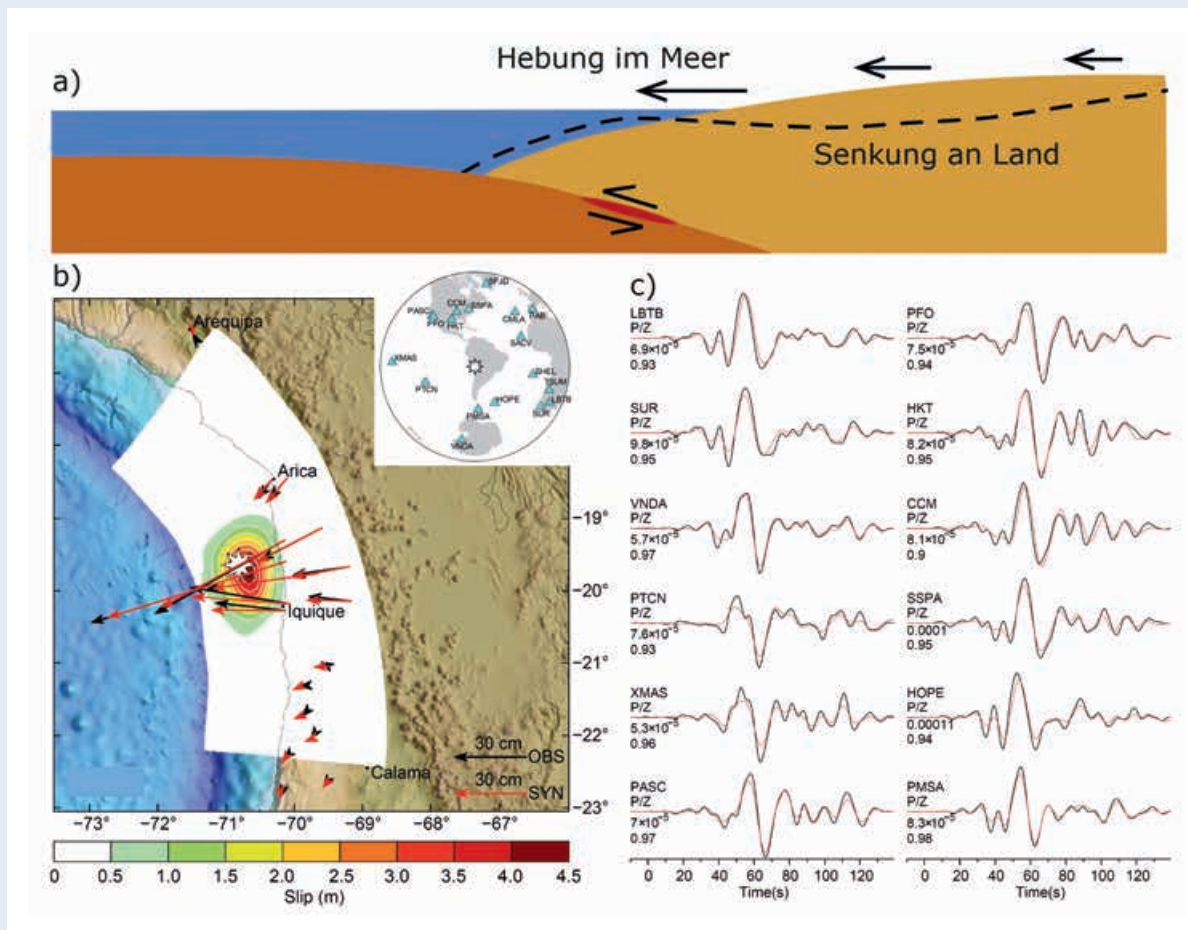


Abb. 3: (a) Schematisches Profil durch eine Subduktionszone. Pfeile stellen die horizontale Bewegung der Oberfläche in Folge des Bebens dar. Die gestrichelte Linie veranschaulicht stark übertriebene vertikale Bewegung der Oberfläche in Folge des Bebens. Hebung tritt direkt oberhalb des Bruchs ein, während es landseitig des Bruchs zu Senkung kommt. (b) Modell der Gesamtverschiebung entlang der Subduktionszonenplattengrenze während des Iquique-Erdbebens. Der maximale Versatz betrug rund 4,5 m. Die schwarzen Pfeile zeigen die kumulative horizontale Deformation der Erdoberfläche, also der Unterschied in den Positionen vor und nach dem Beben, gemessen mit GPS-Stationen. Die roten Pfeile zeigen an, welche Oberflächen deformation sich aus dem Verschiebungsmodell ergibt. Kleine Unterschiede treten auf, weil ein vereinfachtes Strukturmodell des Untergrunds angenommen wird und das Verschiebungsmodell nicht nur die Deformationsdaten anpasst, sondern auch eine Reihe anderer Datensätze. (c) Die schwarzen Wellenformen zeigen eine Auswahl der weltweit aufgenommenen P-Wellen (Primärwellen, Kompressionswellen) dieses Bebens, während die roten Wellenformen die vom Modell vorhergesagten Daten zeigen, wobei jeweils die Bodengeschwindigkeiten in vertikaler Richtung gezeigt werden. Die Seismogramme wurden zusätzlich gefiltert, um schwierig zu modellierende, höherfrequente Ausschläge zu entfernen und den am einfachsten zu interpretierenden Anteil des Signals zu isolieren. Die Vertikalskala ist für jede Station verschieden, aber Maximalausschläge reichen von rund 0,1 mm/s für die nächste gezeigte Station HOPE.

Fig. 3: (a) Schematic profile through a subduction zone, with arrows representing the cumulative horizontal displacement during the earthquake, and the dashed line representing vertical movements. (b) Model of the total displacement along the plate boundary during the Iquique earthquake. The maximum displacement was 4.5 m. Here, the observations are shown in black and the results of the synthetic model in red. (c) Comparison of observed (in black) and predicted (in red) teleseismic P arrivals. The vertical scale is different for each trace; the peak amplitude at HOPE, the closest station shown, is 0.1 mm/s.

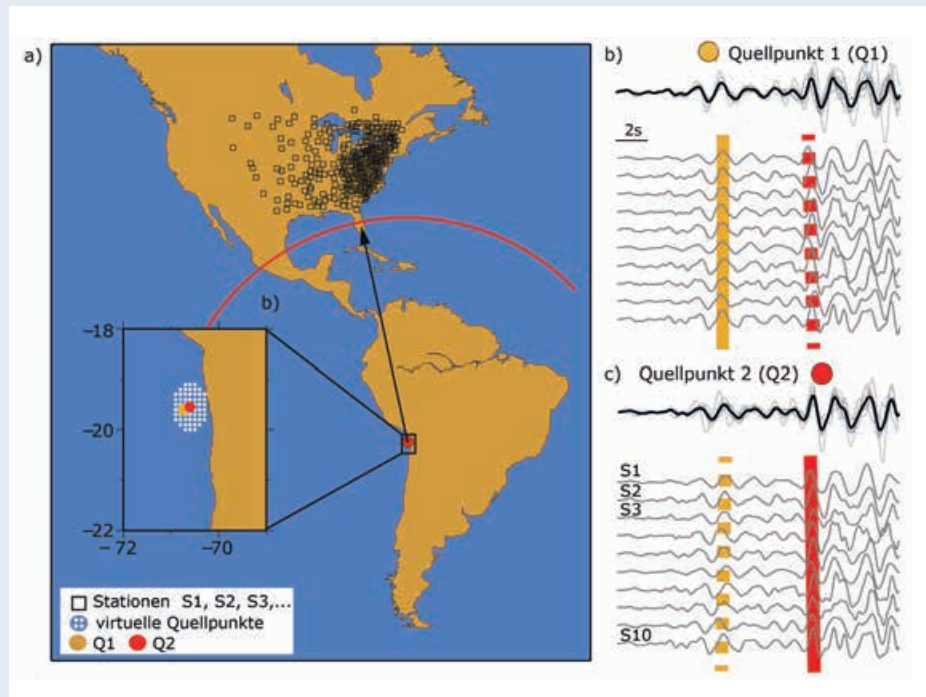


Abb. 4: Funktionsweise der Backprojection-Methode. Relativ dichte, aber großskalige Stationsnetze (a) lassen sich als Richtantennen für Erdbeben nutzen. Neben dem gezeigten USArray gibt es dichte Netze mit öffentlich zugänglichen Daten auch in Europa, Japan und Australien. Wenn die Seismometerdaten, auf denen eine seismische Welle aufgenommen wird, zeitlich verschoben werden, um die Laufzeit der Welle auszugleichen, und dann alle aufsummiert werden, ergibt sich aufgrund konstruktiver Interferenz ein starkes Signal. Anders als eine analoge Fernsehantenne, die man physikalisch in Richtung des Senders ausrichten muss, um das beste Signal zu bekommen, lässt sich die seismische Antenne im Computer ausrichten, indem man die erwarteten Laufzeiten für verschiedene mögliche Quellpunkte berechnet. Die optimale konstruktive Interferenz zu jedem Zeitpunkt wird beim tat-

sächlichen Quellpunkt erzielt. Im Detailkartenausschnitt wird das Gebiet des Iquique-Bebens mit zwei potenziellen Quellpunkten gezeigt. In (b) sind die Einzelspuren (unten) entsprechend des orangenen Quellpunkts ausgerichtet, womit die Wellenformen zum Beginn des Bebens konstruktiv interferieren und sich die maximale Amplitude in der Stapelung ergibt. Aber schon einige Sekunden später (c) ist die Ausrichtung nicht mehr perfekt, da der Bruch etwa 15 km in Richtung Land gewandert ist. Jetzt muss die Position des roten Punkts für die Ausrichtung verwendet werden, damit die später sichtbaren Wellen optimal stapeln. Für die Abbildung wird nur ein kleiner Bruchteil der insgesamt 310 Stationen gezeigt, die in der Studie herangezogen wurden. Die Ergebnisse der Backprojection Analyse werden in Abb. 1 mit Rauten gezeigt.

Fig. 4: Illustration of the backprojection method. (a) The signals originating from the earthquake zone in northern Chile are recorded with USArray stations and other stations in North America. In the backprojection method, the seismic traces are time-shifted according to a systematic search of trial points in the source area and then stacked. The maximum coherency of the stack is achieved if the trial emission point is close to the actual peak of high frequency seismic emissions. For example, at the beginning of the rupture, the alignment according to the orange source point results in the highest coherency. A few seconds later the rupture has propagated downdip and now alignment according to the red emission point maximises the coherency.

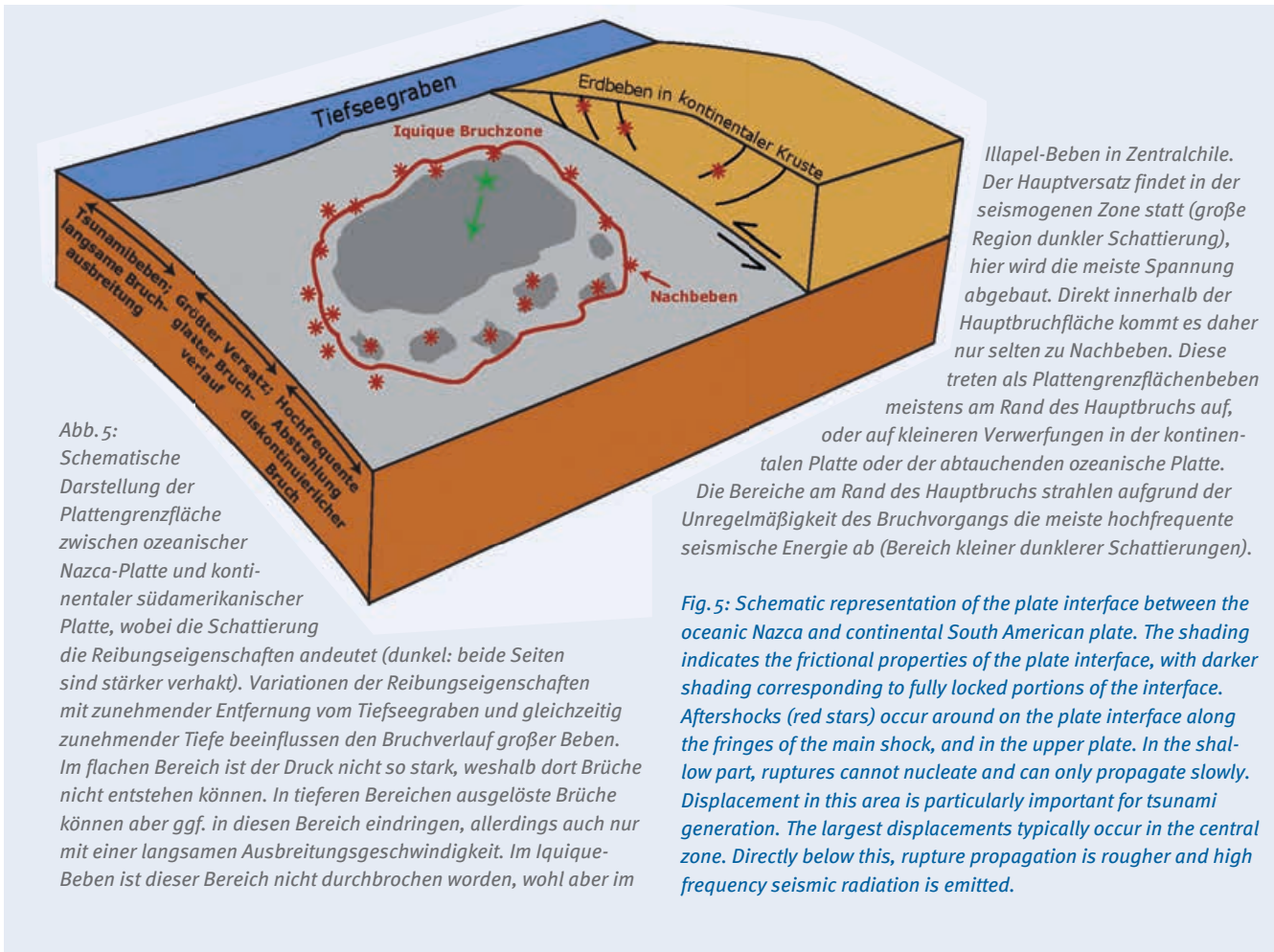
hat, sehr schwierig einzugrenzen. Allerdings liegt im Zusammenhang mit der Tsunami-Größe auch eine Chance. Auf hoher See haben Tsunami nur eine Höhe von wenigen Zentimetern. Auch diese kleinen Wellen verursachen messbare Druckänderungen am Meeresboden, die von Drucksensoren aufgezeichnet werden. Vergleiche mit Modellrechnungen erlauben dann im Zusammenspiel mit den bereits beschriebenen Deformationsmessungen eine Rekonstruktion des Bruchs in der Nähe des Tiefseegrabens. Vereinfacht lässt sich sagen, dass je größer der vertikale Versatz des Meeresbodens ist und in je tieferem Wasser der Versatz stattfindet, desto größer fällt der Tsunami aus. Nur der Gesamtversatz des Bebens ist relevant, nicht der zeitliche Bruchablauf, da die Ausbreitungsgeschwindigkeit des Tsunami erheblich unterhalb der Bruchgeschwindigkeit liegt.

Das Iquique-Beben hat den flachen Bereich der Plattengrenzfläche nicht durchbrochen und die Dimension des Bruchs ist rund 120 x 80 km², erheblich weniger als der Bereich der seismischen Lücke, so dass das Potenzial für ein Rieseneben weiterhin vor-

handen ist. Allerdings hat das Iquique-Beben die Lücke quasi in zwei Hälften geteilt. Es gibt daher Anlass zur Hoffnung, dass die Lücke in diesem Zyklus in zwei weiteren Beben im Magnitudenbereich bis 8,5 brechen wird, anstatt mit einem einzigen Mega-Beben der Magnitude 8,7 bis 8,9.

Der dynamische Bruchprozess: Wellenformmodellierung

Um den tatsächlichen Bruchverlauf rekonstruieren zu können, wird auf seismische Signale zurückgegriffen. Hierbei sind zwei Ansätze zu unterscheiden: bei der Wellenformmodellierung werden mit Hilfe eines Geschwindigkeitsmodells synthetische Seismogramme für Punktquellen entlang der Bruchfläche erzeugt. Aus der Summierung dieser Einzelmodellierungen können synthetische Seismogramme für verschiedene Bruchszenarien berechnet werden, wobei dann das wahrscheinlichste Bruchmodell die Unterschiede zwischen synthetischen und tatsächlichen Wellen-



formen minimiert. Die Wellenformen können von weltweit operierenden Seismometernetzen stammen (Abb. 3b, c), aber auch von Beschleunigungsmessern vor Ort aufgezeichnet werden. Eine neuere Entwicklung verwendet dynamische GPS-Daten, d. h. es wird nicht nur der Gesamtversatz berücksichtigt, sondern die Bewegung des Sensors während des Bebens wird rekonstruiert. Der GPS-Empfänger wird damit letztendlich als Seismometer mit geringer Empfindlichkeit, aber ohne Obergrenzen für die maximal aufzeichnenbaren Bodenerschütterungen eingesetzt. Die Wellenformmodellierung funktioniert besonders gut für tiefe Frequenzen, da die Untergrundmodelle für diese Wellen relativ gut stimmen und die Rechenzeiten überschaubar sind.

Der zweite Ansatz, die sogenannte Backprojection, kombiniert viele Stationen auf einem Kontinent, mit denen quasi als seismologische Peilantenne die Punkte geortet werden, von denen kohärente seismische Wellen ausgehen (Abb. 4). Beide Methoden sind komplementär und ergeben eine unterschiedliche Sicht auf den Bruchprozess: während die Wellenformmodellierung eine niedrig aufgelöste Sicht auf den gesamten Bruchprozess ergibt, wird hochfrequente seismische Energie, die mit der Backprojection-Methode kartiert wird, dann abgestrahlt, wenn der Bruch unregelmäßig voranschreitet, also z. B. an Knickpunkten, oder wenn die Plattengrenzfläche „rau“ ist, d. h. kleinräumige Änderungen der Reibungseigenschaften aufweist.

Auch für die Untersuchung des Iquique-Bebens wurden beide Ansätze genutzt (Abb. 1b). Während der ersten 30 bis 40 s breitet sich der Bruch nach Südosten aus, also in den tieferen Bereich der Bruchfläche, danach parallel zur Küstenlinie nach Norden, und zum Ende ist eine Reaktivierung der Bereiche um das Hypozentrum zu beobachten. Dieser Verlauf lässt sich mit beiden Ansätzen beobachten, allerdings sind die Emissionspunkte in der Backprojection-Methode küstennäher und damit tiefer als die Bereiche des größten Versatzes, ein Muster das auch für weitere Subduktionszonen beobachtet wurde, z. B. für das Mw 8,8 Maule-Beben in 2010 in Zentralchile (Palo et al., 2014). Bei manchen Beben gibt es aber auch erheblichere Unterschiede. Beispiel Illapel-Beben, Zentralchile, vom 16. September 2015 (M8,2, vergleichbar dem Iquique-Beben): Hier berechnet die Wellenformmodellierung in der Mittelphase dieses Erdbebens die Fortpflanzung des Bruchs in flachere, küstennähere Bereiche, während die Backprojection-Methode eine Ausbreitung nach unten in Richtung auf die Küste abbildet (Tilman et al., 2016). Diese Ergebnisse widersprechen sich nicht, sondern deuten auf eine breiträumige Aktivierung der Bruchfläche hin, bei denen der Bruch im oberen Teil glatt verläuft, während im unteren Teil viele kleine Unregelmäßigkeiten in der Bruchfläche die Abstrahlung von hochfrequenter seismischer Energie befördern (Abb. 5).

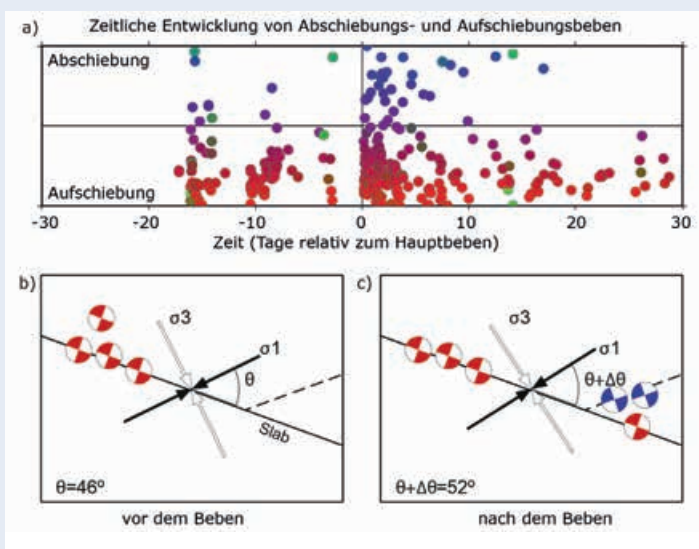


Abb. 6: (a) Zeitliche Änderungen der Herdflächenorientierungen in der Iquique-Bebensequenz (nach Cesca et al., 2016). Die y-Achse stellt den Abschiebungs- (positiv) bzw. Aufschiebungsanteil dar (negativ). Während der Vorbebensequenz treten nur vereinzelt Abschiebungsbeben (blau) auf; nach dem Hauptbeben beginnt plötzlich eine rege Aktivität. Im Gegensatz dazu sind Aufschiebungsbeben (rot) sowohl in der Vor- als auch in der Nachbebensequenz aktiv. In Abbildung (b) wird die Ausrichtung der Spannungsachsen vor dem Beben gezeigt, wobei σ_1 die Achse größter kompressiver Spannung darstellt und σ_3 die Achse geringster kompressiver Spannung. Diese Orientierung der Spannungsachsen erzeugt keine Scherspannung auf westwärts gerichteten Verwerfungen in der Oberplatte, so dass die einzig möglichen Beben Aufschiebungen sind. (c) Aufgrund des Bruchversatzes im Hauptbeben kommt es zu einer Rotation der Spannungsachsen um 6° . Jetzt werden Abschiebungsbeben auf den Verwerfungen in der Kruste der Oberplatte ermöglicht.

Fig. 6: (a) Temporal change of focal mechanism distribution in the Iquique earthquake sequence (after Cesca et al. 2016). The y-axis represents the normal (positive) and thrust (negative) components. Normal faulting activity starts immediately after the main shock, whereas thrust earthquakes occur both before and after the main shock. (b) show the orientation of principal stress axes, with σ_1 representing the largest compressive stress. This orientation of stress axes suppresses normal faulting activity in the upper plate. (c) As a result of the stress changes in the main quake, the stress axes rotate by 6° , such that now normal faulting events are possible.

Das Nachspiel: Nachbeben und Spannungsabbau

Durch ein großes Beben wird insbesondere auf der Bruchfläche Scherspannung abgebaut. Allerdings kommt es lokal auch zu erheblichem Spannungsanstieg, insbesondere an den Rändern des Bruchs. Die schrittweise Entspannung dieses Zustands geschieht hauptsächlich über Kriechprozesse an der Plattengrenzfläche und viskose Deformation (Fließen) des Mantels, die bei sehr großen Beben über Monate bzw. Jahre und Jahrzehnte andauern. Dies führt zu weiteren Deformationen an der Oberfläche, die mit GPS-Stationen leicht sichtbar gemacht und äquivalent zu den Deformationen während des Erdbebens interpretiert werden können (Bedford et al., 2013). Daneben führen diese Prozesse zu einer großen Zahl von Nachbeben (das größte Nachbeben des Iquique-Bebens hatte die Magnitude 7,6 und trat am zweiten

Tag nach dem Hauptbeben auf). Der Vergleich von Mechanismen der Hintergrundseismizität mit denen der Nachbeben kann auch direkt genutzt werden, um Spannungsänderungen nachzuweisen. Je nach Ausrichtung der Hauptspannungsachsen, also der Achsen, die maximale und minimale Kompression anzeigen, können bestimmte Bruchflächen aktiviert oder deaktiviert werden, da Brüche nur möglich sind, wenn eine hinreichend große Scherspannung auf die potenzielle Bruchfläche wirkt. Das Iquique-Beben eignet sich aufgrund seiner großen Anzahl von Vorbeben besonders gut für eine derartige Untersuchung (Cesca et al., 2016), wobei sich eine Rotation der Spannungsrichtungen um 6° nachweisen lässt (Abb. 6), aber innerhalb weniger Wochen der Originalzustand wiederhergestellt wird. Diese Änderung des Spannungsfelds macht eine andere Art von Erdbeben möglich, nämlich Abschiebungsbeben (in Abb. 6 blau markiert), die zu einer Ausdehnung in horizontaler Richtung führen und ansonsten in einem insgesamt kompressiven Umfeld unterdrückt sind und daher vor dem Iquique-Beben nur äußerst sporadisch auftraten. Bei dem erheblich größeren Tohoku-Beben vor der Küste Japans (Magnitude 9,0) kam es sogar zu einer Drehung der Hauptspannungsachsen um rund 30° , so dass Abschiebungsbeben unter den Tohoku-Nachbeben in der Oberplatte dominierten.

Die beschriebenen Techniken können teilweise auch auf die sogenannte interseismische Zeitphase angewendet werden, also die Periode zwischen großen Beben, in der sich die kritische Spannung langsam aufbaut. In diesem Fall kann aus den Deformationsmessungen grob rekonstruiert werden, welche Teile der Plattengrenze fest verhakt sind und welche Bereiche mit dem langfristigen Mittel der relativen Geschwindigkeit zwischen beiden Platten kriechen. Nur dort, wo beide Platten fest verhakt sind, können sich effektiv Scherspannungen aufbauen.

Fazit und Ausblick

Mit Hilfe der Analyse der größten Erdbeben der letzten Jahre mit den oben beschriebenen Methoden in Zusammenhang mit stetigen Beobachtungen der interseismischen Phase an vielen Plattenträndern ergibt sich ein konzeptionelles Modell der Plattengrenze in Subduktionszonen, das vereinfacht in Abb. 5 dargestellt wird. Ein weiter Bereich in mittleren Tiefen von typischerweise 20 bis 40 km ist in der interseismischen Phase vollständig blockiert, reißt aber bei großen Beben in einem Stück. Auch in diesem Tiefenbereich gibt es entlang des Streichens Teile der Plattengrenzfläche, die keine Spannungen aufbauen können und die sogar als Barriere für weitere Bruchausbreitung wirken können. Im tieferen Bereich sorgen dagegen kleinräumige Unterschiede in den Eigenschaften der Plattengrenzfläche dafür, dass der Bruch dort unregelmäßig verläuft und trotz relativ geringen Versatzes ein großer Anteil der hochfrequenten seismischen Energie abgestrahlt wird. Aufgrund dieser Tatsache und der Position landseitig oder in der Nähe der Küste ist dieser Bereich besonders relevant für die Gefährdung durch Bodenerschütterungen. Hier finden auch viele Nachbeben statt,

vermutlich weil der unregelmäßige Bruchverlauf ein heterogenes Spannungsfeld hinterlässt. Im flachen Bereich verlangsamt sich dagegen der Bruchverlauf und seismische Energie wird nur langperiodisch abgestrahlt. Allerdings regt vertikaler Versatz des Meeresbodens in diesem Bereich aufgrund der hohen Wassertiefe besonders effektiv Tsunami an, weswegen er für die Tsunami-Gefährdung hochrelevant ist. Wie die meisten Beben ist das Iquique-Beben nicht bis in diesen flachen Bereich gebrochen. Dagegen kam es im bereits erwähnten Illapel-Beben zu signifikantem Versatz auf der flachen Bruchfläche und damit zu einem größeren Tsunami von bis zu 5 bis 6 m Höhe. Besonders dramatische Folgen hatte der Bruch der flachen Grenzfläche im Tohoku-Beben, wo der Tsunami mit einer Höhe von 20 bis 30 m die Schutzmauern überflutete und viele Todesopfer forderte.

Dieser flache Bereich ist aufgrund der großen Entfernung zur Küste nur schwer mit seismologischen und geodätischen Mitteln zu beobachten; insbesondere das Kriechverhalten während der interseismischen Phase lässt sich nicht rekonstruieren. Während autonome Ozeanbodenseismometer schon seit vielen Jahren eingesetzt werden, sind diese in der Standzeit eingeschränkt und werden deshalb hauptsächlich in temporären Experimenten eingesetzt. Nur in Japan und im Nordwesten von Nordamerika existieren verkabelte, langfristige Installationen. Eine Hoffnung auf ein dichteres Netzwerk zu überschaubaren Kosten stellt die Idee dar, zusätzliche Sensoren in die Infrastruktur kommerzieller Telekommunikationskabel einzubauen. Obwohl die Technologie dafür bereits existiert, erfordert die Realisierung eine internationale Kooperation im großen Maßstab. Eine weitere vielversprechende technologische Entwicklung wird bereits von der Ölindustrie eingesetzt und besteht aus Netzwerken von autonomen Transponder-Stationen auf dem Meeresboden, die regelmäßig akustische Signale austauschen. Aus Messungen der Laufzeiten lassen sich Abstandsänderungen der einzelnen Transponder berechnen, die wiederum Aufschluss über Deformationen im Erdinneren geben können. Ein solches System wird vom GEOMAR, Kiel, vor der Küste Chiles betrieben.

Eine weitere offene Frage ist, inwieweit eine universelle präseismische Phase existiert, also vorbereitende, messbare Prozesse, die zukünftige Beben bereits abzeichnen. Dem Iquique-Beben gingen, wie oben beschrieben, spürbare Erdbeben voraus. Allerdings ist dies nicht immer der Fall, und es ist auch unklar, was solche Vorbeben von Erdbebenschwärmen unterscheidet, denen kein Hauptbeben folgt. Weiterer Fortschritt hierzu hängt vermutlich davon ab, auch kleinste Erdbeben und andere seismische Signale, die mehr einem an- und abschwelenden Murmeln der Erde entsprechen (nichtvulkanische Tremore) genau beobachten zu können, d. h., der Frequenzbereich, in dem zuverlässige Messungen möglich sind, muss auf höhere Frequenzen hin erweitert werden. Möglich wäre dies durch den Einsatz von Bohrlochensoren und Gruppen von kleinskaligen

Subnetzwerken (Mini-Arrays). Jedes Riesenerdbeben gibt der Erdbebenphysik neue Impulse und trägt zur Methodenentwicklung bei. Dabei stellt die Bruchverfolgung bei großen Erdbeben auch weiterhin ein wichtiges Forschungsgebiet dar. So sind die Wechselwirkungen der Struktur der oberen und unteren Platte und der Geometrie der Plattengrenzfläche mit deren Verhalten in der interseismischen Phase und während großer Beben noch weitgehend unverstanden, wenn man von der groben, oben beschriebenen Tiefenaufteilung absieht.

Fortschritte in der genauen Abbildung von Bruchprozessen führen zu einer präziseren Gefährdungsabschätzung und ermöglichen damit den effizienteren Einsatz von Ressourcen zur Risikominimierung. Varianten der oben beschriebenen Methoden, die auf Schnelligkeit optimiert sind, können helfen, rasch die Lage des betroffenen Gebiets und die am intensivsten betroffenen Regionen zu identifizieren, insbesondere wenn sie mit empirischen Methoden zur Abschätzung von Erschütterungen kombiniert werden (Schorlemmer *et al.*, 2016).

Danksagung

Die Bearbeitung der Grafiken erfolgte durch Regina Milkereit, GFZ.

Literatur

- Bedford, J., Moreno, M., Baez, J. C., Lange, D., Tilmann, F., Rosenau, M., Heidbach, O., Oncken, O., Bartsch, M., Rietbrock, A., Tassara, A., Bevis, M., Vigny, C. (2013): A high-resolution, time-variable afterslip model for the 2010 Maule Mw = 8.8, Chile megathrust earthquake. - *Earth and Planetary Science Letters*, 383, pp. 26–36.
- Cesca, S., Grigoli, F., Heimann, S., Dahm, T., Kriegerowski, M., Sobiesiak, M., Tassara, C., Olcay, M. (2016): The Mw 8.1 2014 Iquique, Chile, seismic sequence: a tale of foreshocks and aftershocks. - *Geophysical Journal International*, 204, 3, pp. 1766–1780.
- Palo, M., Tilmann, F., Krüger, F., Ehlert, L., Lange, D. (2014): High-frequency seismic radiation from Maule earthquake (Mw 8.8, 2010 February 27) inferred from high-resolution backprojection analysis. - *Geophysical Journal International*, 199, 2, pp. 1058–1077.
- Schorlemmer, D., Hainzl, S., Zang, A., Cotton, F. (2016): Dynamische und hochauflösende Aktivitätsvorhersagen und Folgenabschätzung von Erdbeben. - *System Erde*, 6, 1, pp. 38–43.
- Schurr, B., Asch, G., Hainzl, S., Bedford, J., Hoechner, A., Palo, M., Wang, R., Moreno, M., Bartsch, M., Zhang, Y., Oncken, O., Tilmann, F., Dahm, T., Victor, P., Barrientos, S., Vilotte, J.-P. (2014): Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake. - *Nature*, 512, pp. 299–302.
- Tilmann, F., Zhang, Y., Moreno, M., Saul, J., Eckelmann, F., Palo, M., Deng, Z., Babeyko, A. Y., Chen, K., Baez, J. C., Schurr, B., Wang, R., Dahm, T. (2016): The 2015 Illapel earthquake, central Chile, a type case for a characteristic earthquake? - *Geophysical Research Letters*, 43, 2, pp. 574–583.
- Victor, P., Schurr, B., Brändlein, D., Klotz, J., Ritter, O., Asch, G., Walter, T. R., Sobiesiak, M., Oncken, O. (2011): Beobachtung der letzten Phase eines seismischen Zyklus in Nordchile: IPOC – europäisch-südamerikanisches Netzwerk. - *System Erde*, 1, 1, pp. 24–29.