

Tsunamis im Mittelmeer?

Die Mechanismen, welche die katastrophale Flutwelle im Indischen Ozean auslösten, können im Prinzip überall auf der Erde wirksam werden. Im Mittelmeer und in der Karibik sind die Erdbeben zwar weit schwächer; ihre Wirkung wird jedoch mitunter durch Hangrutsche verstärkt.

Von Pascal Bernard

Wodurch wurde das Erdbeben, das am 26. Dezember 2004 den Meeresboden des Indischen Ozeans erschütterte, zu der beispiellosen Naturkatastrophe, die mehr als 280 000 Menschen das Leben kostete und Küstenabschnitte von 3000 Kilometer Länge samt Hinterland völlig verwüstete?

Die aus seismischen Messungen erschlossene Stärke (Magnitude) des Erdbebens auf der Richterskala wird allgemein mit 9,0 angegeben. Nach neueren, noch nicht allgemein anerkannten Berechnungen, die auch die Energie schwer zu beobachtender seismischer Wellen einbeziehen, ist dieser Wert auf 9,3 zu korrigieren. Damit wäre es zwar das zweitschwerste Beben seit Menschengedenken – aber noch nicht einzigartig. Im Verlauf des 20. Jahrhunderts wurden zahlreiche heftige Beben registriert, von denen zwei dem aktuellen ebenbürtig waren: 1960 in Chile mit 9,5 und 1964 in Alaska mit 9,2.

Beide Male rissen unter der Erdoberfläche Bruchlinien von mehr als 1000 Kilometer Länge auf. Beide Beben forderten Tausende von Todesopfern; aber die Menschen wurden nicht in erster Linie durch zusammenstürzende Häuser oder Brücken erschlagen, sondern ertranken in den durch das Beben ausgelösten Flutwellen.

Für diese Wellen hat sich der japanische Name Tsunami (»Hafenwelle«) eingebürgert. Im Gegensatz zu den gewöhn-

lichen, durch Wind erzeugten Meereswellen bewegt sich nicht nur eine oberflächennahe Wasserschicht, sondern die gesamte Wassersäule bis hinunter zum Meeresboden. Die Welle ist auf hoher See so klein, dass man sie ohne Weiteres übersehen kann; erst in Küstennähe steilt sie sich zu zerstörerischer Höhe auf. Anekdoten berichten von Fischern, die vom Meer zurückkehrten und den Heimathafen durch einen Tsunami zerstört fanden, von dem sie draußen nichts bemerkt hatten. Nach dem Erdbeben von Chile im Jahr 1960 erreichten Tsunamis Hawaii und sogar Japan, wo Hunderte von Toten zu verzeichnen waren (Spektrum der Wissenschaft 7/1999, S. 40).

Sehr starke Erdbeben mit nachfolgendem Tsunami finden nicht nur am anderen Ende der Welt statt, sondern sind sogar relativ gewöhnliche Ereignisse. Diese Nachricht ist nicht gerade beruhigend. Können sie zum Beispiel auch in Europa vorkommen?

Um Aussagen darüber machen zu können, bietet sich das Studium historischer Erdbeben an. Deren Ort, Zeit und Stärke bieten Anhaltspunkte dafür, wann die seit dem letzten Erdbeben dort aufgebauten Spannungen sich in einer neuen Katastrophe entladen werden. Dieser Artikel fasst die wesentlichen Mechanis-

 Hier bricht die Flutwelle vom 26. Dezember 2004 über eine Hotelanlage in Penang (Malaysia) herein. Das Bild entstammt einem Amateurvideofilm.

men der Erdbebenentstehung kurz zusammen, beschreibt die Katastrophe vom 26. Dezember und untersucht dann zwei Regionen genauer: die Karibik und das Mittelmeer.

**Ursache:
ein weit ausgedehnter Bruch**

Die wahrscheinlichsten Entstehungsorte für große Tsunamis liegen in den Subduktionszonen, dort, wo eine Lithosphärenplatte des Erdmantels unter eine andere taucht. Diese Regionen sind seismisch sehr aktiv, liegen größtenteils unter Wasser, und ein Seebeben mit einer Stärke über 8 kann den Meeresboden um mehr als einen Meter heben oder absenken. Zudem sind in den unterseeischen Subduktionszonen die Grenzen der Platten sehr glatt und regelmäßig

geformt. Dadurch kann ein Bruch in einer Verwerfungszone sich relativ leicht über mehrere hundert Kilometer hinweg ausbreiten, ohne von einer Störung aufgehalten zu werden.

Das Beben vom 26. Dezember 2004 ereignete sich im nördlichen Teil der indonesischen Subduktionszone. An dieser Stelle taucht die im Westen befindliche Indische Platte unter ein Anhängsel der Eurasischen Platte ab, die kleine Burma-Platte, und zwar in nordöstlicher Richtung – nach neuesten Untersuchungen mit einer Geschwindigkeit von knapp sechs Zentimetern pro Jahr.

Die Grenze zwischen beiden Platten ist, grob gesprochen, eine schiefe Ebene, die in einem Winkel von etwa 15 Grad nach Nordosten hin in die Tiefe ragt. Entlang dieser gigantischen Rampe glei-

ten die Platten in der Tiefe sehr langsam und gleichmäßig aneinander entlang, da das Material dort heiß und relativ leicht verformbar ist. Die harte Erdkruste kann jedoch wegen der Rauigkeit der Gesteinsblöcke diese Bewegung nicht mitvollziehen. In ihr baut sich daher im Lauf der Jahrhunderte ein zunehmender Druck auf, wie bei einer Uhrfeder, die immer weiter aufgezogen wird. Wenn dieser Druck einen kritischen Wert erreicht, überwinden die aufgebauten Kräfte die durch die Rauigkeit verursachte Haftreibung, die Gesteine brechen und rutschen sehr schnell – Größenordnung ein Meter pro Sekunde – aneinander vorbei. Dabei lösen sich, wie wenn die Uhrfeder bricht, urplötzlich die in Jahrhunderten aufgebauten Spannungen und die Gesteine ringsum werden versetzt. Die heftige Er- ▷

*Aus urheberrechtlichen Gründen
können wir Ihnen die Bilder leider
nicht online zeigen.*

▷ schütterung pflanzt sich in Form von Erdbebenwellen fort und versetzt auch das unter Spannung stehende Nachbargestein in Bewegung.

Der seismische Bruch vom 26. Dezember ereignete sich nicht auf einen Schlag. Vielmehr wurde die Verwerfung zunächst in einem kleinen Bereich an ihrem südlichen Ende entriegelt, 150 Kilometer westlich der Insel Sumatra, in einer Tiefe von etwa 30 Kilometern; andere Einschätzungen der Tiefe liegen bei 10 Kilometern unter dem Meeresboden. Der Bruch breitete sich dann mit ungefähr 2,5 Kilometer pro Sekunde aus, im Wesentlichen nach Norden, und erfasste dabei fortschreitend die gesamte Oberfläche der Verwerfung. Nach vier Minuten und 500 Kilometern kam der Bruch nahe der Inselgruppe der Nikobaren zunächst zum Stillstand, dehnte sich dann aber unter zahlreichen Nachbeben auf insgesamt mehr als 1000 Kilometer Länge aus (Bild rechts).

Die Gesteine, die durch den Bruch plötzlich Bewegungsfreiheit gewannen, rutschten ungefähr zehn Sekunden lang, bis sie zum Stillstand kamen und sich wieder ineinander verhakten, weil die Spannungen sich abgebaut hatten. Im Ergebnis schob sich die Burma-Platte um etwa zehn Meter nach Südwesten über die Indische Platte, wobei sie um mehrere Meter angehoben wurde.

Die schnellsten seismischen Wellen wanderten mit sechs Kilometer pro Sekunde durch die Kruste. Nach kaum einer halben Minute, während sich der Bruch noch fortpflanzte, erreichten sie die nur 100 Kilometer entfernte Küste Sumatras und richteten dort wegen der geringen Entfernung noch Schäden an. Als die erste heftige Gesteinsbewegung zum Stillstand kam, hatten sie im Osten bereits Thailand erreicht und zwei Minuten später Sri Lanka im Westen. Die dort hervorgerufenen Erschütterungen waren für die Menschen nicht mehr spürbar, wohl aber allem Anschein nach für die

Tiere, von denen viele lange vor Ankunft der Flutwelle von der Küste ins Hinterland flüchteten.

Nach dem Ende der heftigen Gesteinsbewegung hatte der Meeresboden eine deutlich andere Gestalt angenommen: Im Westen hob die aufgestiegene Platte die Wassermassen über sich in einer Breite von mehreren hundert Kilometern um zwei oder drei Meter an. Da sie in sich relativ starr ist, wurde sie nicht nach oben verbogen, sondern eher gekippt, mit der Folge, dass im Osten der Meeresboden und mit ihm der Meeresspiegel ein Stück absank.

Mit über 500 Stundenkilometern

Kaum entstanden, begannen der sehr breite und flache Wellenberg im Westen zu zerfließen und das Tal im Osten sich aufzufüllen. Diese relativ geringfügige Bewegung erfasste sehr große Wassermassen, und deren Impuls pflanzte sich mit hoher Geschwindigkeit in alle Richtungen fort: Das war der Tsunami.

Die Physiker sprechen von einer Schwerewelle, weil die Rückstellkraft der Wasserschwingung die Schwerkraft ist. Zugleich wird sie als Flachwasserwelle eingestuft, nicht weil der Indische Ozean besonders flach wäre, sondern weil die Wassertiefe von etwa fünf Kilometern klein ist gegenüber der Wellenlänge von einigen hundert Kilometern. Für die Geschwindigkeit v einer Flachwasserwelle gilt die Gleichung $v^2 = g \cdot h$ (g Erdbeschleunigung, h Wassertiefe), und zwar unabhängig von der Wellenlänge. Anders als die kurzen Wellen an der Oberfläche eines Gewässers, deren Geschwindigkeit von der Wellenlänge abhängt, unterliegt sie also nicht der Dispersion, das heißt, sie zerfließt nicht, sondern ihre Energie bleibt auf kleinem Raum konzentriert.

Der Tsunami vom 26. Dezember rasete als kaum wahrnehmbare Erhebung des Wasserspiegels mit weit über 500 Stundenkilometern über den Ozean. Im flachen Wasser vor der Küste nahm seine

Geschwindigkeit auf etwa 30 Stundenkilometer ab. Dabei verwandelte sich kinetische Energie in potenzielle, das heißt, die Welle steilte sich auf eine Höhe von 30 Metern auf.

Einige Inseln westlich und nördlich von Sumatra sowie die Nordspitze Sumatras selbst liegen auf der Burma-Platte und wurden gleichzeitig mit dem Ozean angehoben. Der Meeresspiegel sank daher zunächst relativ zur Küste ab, sodass die auf die Küste zulaufende Welle mit einem Wellental begann. Andere, weiter östlich gelegene Inseln sanken mitsamt ihrer Platte geringfügig ab; entsprechend muss dort der Meeresspiegel zunächst angestiegen sein. Die zerstörerischen Wellen liefen mit einer Periode von einigen Dutzend Minuten ein. Dies entspricht der Zeit, innerhalb derer die Schwerewellen die gestörte Zone durchwanderten.

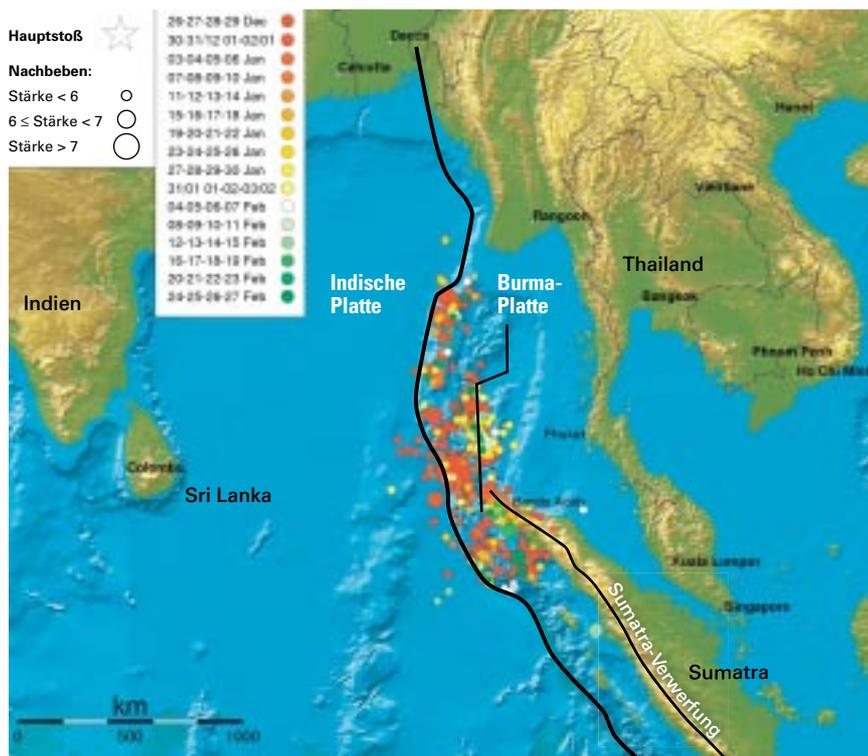
Sie trafen die Küsten Sumatras nach etwa 10 Minuten. Thailand, 500 Kilometer entfernt, wurde nach zwei Stunden erreicht, ebenso wie Sri Lanka, obwohl dieses 1500 Kilometer entfernt liegt. Doch die Ausbreitung erfolgte nach Westen wegen der größeren Wassertiefe viel schneller. Ob an den fernen Küsten zuerst ein Wellental oder ein Wellenberg eintraf, hängt nicht nur von deren Anordnung am Ort der Entstehung ab. Durch die variierende Meerestiefe wurde die Welle auf komplizierte Weise beeinflusst. Im Allgemeinen nahm mit zunehmender Laufstrecke die Anzahl der Wellenberge zu, wobei der erste nicht immer der größte war. Einige Wellen kamen durch Reflexion und Brechung am Relief des Meeresbodens auf Umwegen und dadurch entsprechend später ans Ziel.

An einem unterseeischen Steilhang wäre eine Welle teilweise reflektiert worden und hätte ihre Energie wieder ins offene Meer transportiert. Aber die sanft ansteigenden Hänge des Meeresbodens lenkten keinen nennenswerten Anteil der Energie vom Land ab. In Buchten wurde durch einen Trichtereffekt die Aufsteilung durch abnehmende Wassertiefe noch erheblich verstärkt. So kam es zu den katastrophalen Überflutungen.

Kann sich im Indischen Ozean eine derartige Katastrophe in naher Zukunft wiederholen? Zwei Risiken müssen im Einzelnen untersucht werden: ein weiteres starkes Erdbeben an einer Verwerfung an Land sowie ein zweites tödlicher Tsunami, verursacht durch ein erneutes Seebeben.

IN KÜRZE

- ▶ **Ursache der verheerenden Flutkatastrophe** vom 26. Dezember 2004 war die plötzliche Anhebung des Meeresbodens auf großer Fläche um mehrere Meter infolge eines unterseeischen Erdbebens.
- ▶ Die **Flutwelle** (»Tsunami«) erreicht in der Tiefsee die Geschwindigkeit eines Flugzeugs; ihre Energie bleibt auf engem Raum konzentriert.
- ▶ Außer Erdbeben können auch **Vulkanausbrüche, unterirdische Hangrutsche oder Meteoriteneinschläge** Tsunamis auslösen.



◀ In dieser Verwerfungszone, wo die Indische Platte und die Burma-Platte um knapp sechs Zentimeter pro Jahr aufeinander zu wandern, hat der erste Bruch 150 Kilometer westlich von Sumatra stattgefunden. Die Kreise bezeichnen Nachbeben, nach Größe und Datum unterschiedlich dargestellt. Die Karte stammt vom Europäisch-Mediterranen Seismologischen Zentrum (EMSC).

Die dem Bruch von 2004 am nächsten gelegene, aktive Verwerfung an Land ist diejenige von Sumatra, welche die Insel in ihrer gesamten Länge zerteilt. In ihrem Nordteil wurde sie infolge des jüngsten Bebens entlastet, weshalb sie nun leichter ins Rutschen kommen könnte. Jedoch kam es dort bis heute zu keiner nennenswerten Erdbewegung, was für ihre aktuelle Stabilität spricht. Diese Einschätzung ist jedoch vorläufig und sollte durch genauere seismische und geodätische Messungen bestätigt – oder auch entkräftet – werden. Bleiben wir vorsichtig: Starke Beben ereignen sich häufig ohne Vorwarnung in Form merklicher Erdbewegung (Spektrum der Wissenschaft 6/2004, S. 44).

Könnte ein zweites Subduktionsbeben mit einer Stärke von mehr als 8 schon bald fällig sein? Südlich der aktuellen Bruchzone, 100 Kilometer von Sumatra entfernt, war das letzte starke Beben das von 1861 mit einer Stärke von etwa 8,5. Damals haben sich die beiden Platten um schätzungsweise sechs Meter aufeinander zu bewegt.

Demnach hat der tektonische Druck die Plattengrenze um diese sechs Meter komprimiert, bevor die Gesteine ihm nicht mehr standhalten konnten. Unterstellen wir, dass ein Erdbeben diesen Druck vollständig abbaut. Bei einer Konvergenzgeschwindigkeit von sechs Zentimeter pro Jahr dauert es hundert Jahre,

bis der Druck wieder bis zur Belastungsgrenze angewachsen ist. Beide Zahlen, der Rutschweg wie die Plattengeschwindigkeit, sind allerdings sehr unsicher. Da bei dem aktuellsten Beben die 1861 aufgebrochene Verwerfung nicht wieder aufgerissen ist und auch Nachbeben in dieser südlicheren Region ausblieben, liegt der Schluss nahe, dass dieses Subduktionssegment noch weit von seiner Belastungsgrenze entfernt ist.

Knapp an der Belastungsgrenze

Nördlich der verworfenen Zone, zur Inselgruppe der Andamanen hin, lag das letzte starke Beben im Jahr 1888. Es wurde von einer mörderischen Flutwelle begleitet, und seine Stärke wird auf 8 geschätzt. Zahlreiche Nachbeben, von denen einige die Stärke 7 überschritten, waren auf der gesamten Oberfläche der Verwerfung zu beobachten. Wenn diese nicht schon aufgebrochen ist (die Frage ist noch offen), könnte der 300 bis 500 Kilometer lange Nordabschnitt innerhalb der nächsten Jahre aufbrechen und damit ein Erdbeben der Stärke 8 oder mehr verursachen. Diese Möglichkeit rechtfertigt große und aufwändige Projekte, um die vergangene und gegenwärtige tektonische Aktivität dieser Region besser zu erforschen.

An welchen anderen Stellen der Erde besteht Gefahr für die nähere Zukunft? Zahlreiche Parameter sind bei der Beant-

wortung dieser Frage zu berücksichtigen, darunter die Geschwindigkeit der Plattenbewegung, die Dichte der abtauchenden Platte (die wiederum von deren Alter abhängt) und der Zeitpunkt des letzten starken Bebens (vergleiche Spektrum der Wissenschaft 10/1996, S. 64). Denn je länger dieses Beben her ist, desto wahrscheinlicher ist es, dass sich in der Zwischenzeit eine Spannung aufgebaut hat, die demnächst zum Bruch führen wird. Wie aber soll man das Risiko einschätzen, wenn in einem tektonisch aktiven Gebiet seit Menschengedenken kein Erdbeben zu verzeichnen war? Vielleicht haben die Platten relativ glatte Oberflächen, sodass sie kontinuierlich, ohne sich zu verklemmen, aneinander entlang gleiten und eine Spannung, die sich in einem Erdbeben entladen würde, gar nicht erst entsteht. Oder aber die Platten haben sich verkeilt, und seit dem letzten Erdbeben ist die Spannung bis knapp unter die Belastungsgrenze angewachsen: Dann hätte man allen Anlass zur Furcht.

Auch dort, wo wegen hoher Konvergenzgeschwindigkeit die Erdbeben in relativ rascher Folge auftreten und daher gut dokumentiert sind, bleibt über den Zeitpunkt des nächsten Bebens eine große Unsicherheit bestehen. So hat man für den Süden von Peru und den Norden von Chile, wo sich die letzten starken Beben mit Stärken um 8,5 im Jahr 1868 beziehungsweise 1877 ereigneten, die Periodendauer, das heißt den Zeitraum zwischen zwei Beben, mit ungefähr einem Jahrhundert eingeschätzt. Die Platten wandern hier mit einer Geschwindigkeit von etwa acht Zentimeter pro Jahr aufeinander zu. Im Süden von Peru fand 2001 tatsächlich ein Beben der Stärke 8,4 statt, zum Glück ohne nennenswerten Tsunami. Dem Norden von Chile stehen demnach noch ein Bruch und eine zerstörerische Flutwelle bevor, wie 1877, als die seismische Welle eine Höhe von 24 ▶

TsunamiS

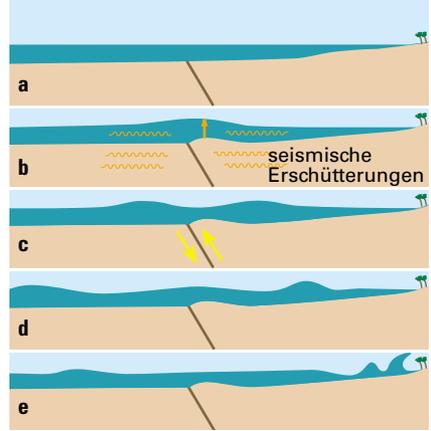
▷ Metern erreichte. Wird dies morgen oder erst in einigen Jahrzehnten der Fall sein?

Im Nordatlantik liegt die einzige Subduktionszone bei den Antillen, im Osten der Karibik. Das größte Beben der letzten drei Jahrhunderte war dasjenige von 1843, das Guadeloupe und seine nördliche Nachbarinsel Antigua verwüstete. Ohne Zweifel handelte es sich um ein Subduktionsbeben an der Grenze zwischen der Karibischen und der Atlantischen Platte. Seine geschätzte Stärke lag zwischen 7,5 und 8. Wahrscheinlich brach das Gestein auf einer Länge von 100 bis 200 Kilometern auf, und die Bruchkanten rutschten ungefähr fünf Meter übereinander.

Der auf der Insel Antigua beobachtete Tsunami war nicht höher als ein Meter, vielleicht weil der Bebenherd so tief lag, dass darüberliegende Gesteinsschichten die Wirkung des Bruchs dämpften und die Hebung oder Senkung des Meeresbodens entsprechend geringer ausfiel. Das ist nicht unbedingt ein Anlass zur Beruhigung, denn ein künftiges Subduktionsbeben könnte stärker sein und sein Herd dichter unter der Oberfläche liegen.

Die Seismologen, die für die amtliche französische Erdbebenvorhersage das Risiko untersuchen – einige Antilleninseln gehören zu Frankreich –, schätzen ein Beben mit einer Stärke über 8 im Bereich der Kleinen Antillen als unwahrscheinlich ein, da die Konvergenzgeschwindigkeit mit zwei Zentimeter pro

▼ Die Erdbeben in der Karibik konzentrieren sich auf die Grenzen zwischen der Kokos-Platte, der Karibischen, der Nordatlantischen und der Südatlantischen Platte. Das Beben von 1843 war das stärkste, das in den letzten 300 Jahren in dieser Region registriert wurde.



▲ Im Moment des Bebens bricht die Verwerfung auf und setzt seismische Erschütterungen frei, die sich an Land und im Meer ausbreiten. Über dem Verwerfungsbruch entsteht ein Wellenberg (b), gefolgt von einem Wellental, und zwei Wellenberge pflanzen sich in beide Richtungen fort (c). Mit abnehmender Wassertiefe stellt sich der Wellenberg auf (d und e).

Jahr gering ist. Aber vor der Katastrophe von 2004 hätten auch nur wenige Seismologen ein Seebeben der Stärke 9 nördlich von Sumatra in Betracht gezogen.

Würde man die Stärke des größten anzunehmenden Erdbebens bei den Antillen auf 8,5 statt auf 8 ansetzen, was wären die potenziellen Konsequenzen? Man beachte: Die Richterskala ist ein logarithmischer Maßstab. Ein Punkt mehr auf der Skala bedeutet die 32-fache Energiefreisetzung, und ein halber Punkt immerhin die 5,7-fache.

Die unmittelbaren Folgen eines solchen stärkeren Erdbebens würden nicht wesentlich schlimmer ausfallen. So würde die Wahrscheinlichkeit, dass innerhalb der nächsten fünfzig Jahre die Beschleunigung des Bodens die Schwelle zu Zerstörungen (2 Meter pro Sekundenquadrat) überschreitet, sich nicht merklich erhöhen. Dagegen macht der halbe Punkt auf der Skala den Unterschied aus zwischen einem kleinen Tsunami mit

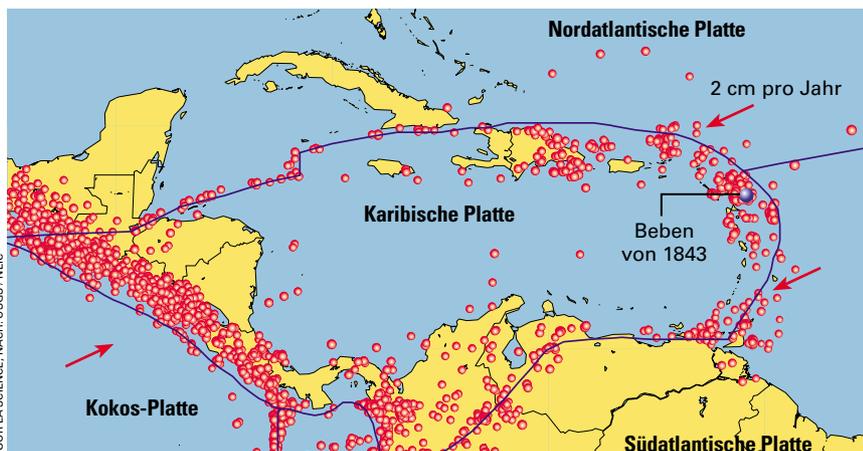
Wellenhöhen von einem bis zu zwei Metern und einem mit der doppelten Amplitude, der sich beim Auflaufen auf die Küste zu mörderischen Höhen aufsteilt.

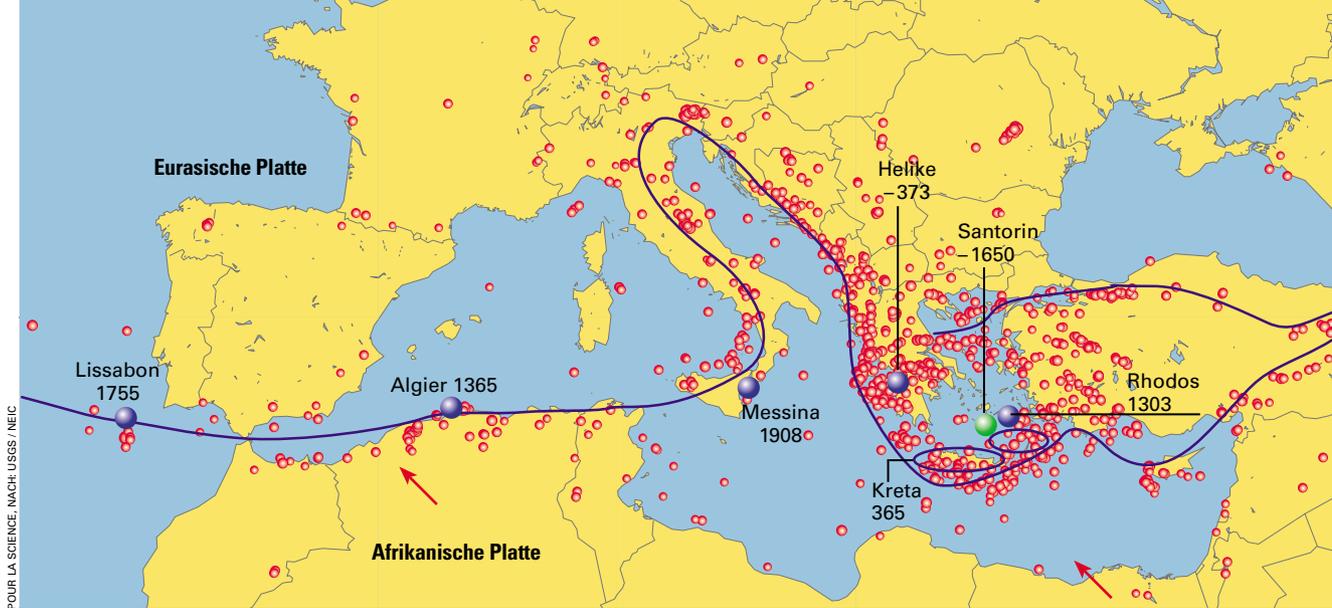
Um die Wahrscheinlichkeit zukünftiger Tsunamis im Archipel von Guadeloupe abzuschätzen, untersuchen die Forscher die Spuren vergangener Verursacher, nämlich sehr heftiger Beben an Plattengrenzen. Mehrere Fachrichtungen sind daran beteiligt: Geodäten, Seismologen und Geologen. Vor zwei Jahren wurde auf Guadeloupe ein Netz von Messpunkten zur GPS-Positionsbestimmung installiert. Es arbeitet mit einer Genauigkeit von 5 Millimetern und soll die Stauchung der Insel in Ost-West-Richtung messen. Wie erwähnt, driften die Karibische und die Atlantische Platte aufeinander zu, sodass die Insel in dieser Richtung zusammengedrückt wird. Die GPS-Messungen lassen genauer die Größe und Lage der blockierten Zone erkennen, die beim nächsten Beben aufbrechen kann. Da die Insel zwischen Basse-Terre im Westen und La Désirade im Osten nur einige Millimeter pro Jahr schrumpft, werden erste verlässliche Ergebnisse erst in fünf bis zehn Jahren erwartet.

Korallen als Indikator

Außerdem löst man von Schiffen aus kleine Explosionen aus, deren Schwingungen die Erdkruste durchlaufen und deren Echos man dann aufzeichnet. Dadurch lässt sich die Kontaktfläche zwischen den Platten in der Tiefe genau lokalisieren; vielleicht ist aus den Echos sogar zu erschließen, ob die Platten verhakt oder entriegelt sind. Unterwasser-Seismografen östlich der Inseln, in der Nähe der Verwerfung, zeichnen die schwachen, mehr oder weniger regelmäßig auftretenden Beben an der Plattengrenze auf und helfen dadurch diese genauer zu lokalisieren. Schließlich versucht man durch die Untersuchung der Korallen vor den Inselküsten nähere Aufschlüsse zu gewinnen. Korallen wachsen bevorzugt in geringen Tiefen und sterben ab, wenn sie nicht mehr mit Wasser bedeckt sind. Also kann man aus ihrer Untersuchung die Hebungen und Senkungen der Küsten erschließen und daraus deren Auslöser, nämlich den Anstieg der Spannung in den Platten zwischen zwei Erdbeben und den Bruch zwischen den Platten im Moment des Bebens.

Der Mittelmeerraum steht den Antillen in nichts nach: Im Süden Griechen-





lands wandert die Afrikanische Platte um drei Zentimeter pro Jahr nach Norden und taucht unter das Ägäische Meer ab, das zur Anatolischen Platte gehört. Diese verschiebt sich auf der Höhe von Kreta um einen Zentimeter pro Jahr nach Süden. Daraus resultiert eine Plattenkonvergenz von annähernd vier Zentimetern pro Jahr, was eine starke seismische Aktivität entlang der Plattengrenze und in der abtauchenden Platte bis in eine Tiefe von 100 Kilometern mit sich bringt. An der Oberfläche entspricht die Plattengrenze einem Bogen, der von den Ionischen Inseln westlich von Griechenland nach Süden entlang dem Peloponnes, dann nach Osten bis zur Südküste von Kreta und schließlich nach Nordosten in Richtung Rhodos und türkische Küste verläuft (Bild oben). Alle genannten Küstenregionen gehören zur Anatolischen Platte und werden langfristig mit ihr angehoben.

Überliefert sind mindestens zwei sehr starke Beben an dieser Subduktionszone, denen auch zerstörerische Tsunamis folgten: eines im Jahre 365, das andere 1303. Das erste verursachte starke Zerstörungen insbesondere auf ganz Kreta; sein Tsunami verwüstete den Küstenstreifen der gesamten Region bis nach Ägypten und sogar das östliche Sizilien. Nach den überlieferten Quellen kamen in Alexandria 50 000 Menschen ums Leben. Die Stärke des Bebens lag ohne Zweifel zwischen 8 und 8,5. Das Beben von 1303 mit der geschätzten Stärke 8 zerstörte die Insel Rhodos und den östlichen Teil Kretas. Es verursachte einen Tsunami, der ebenfalls die ägyptische Küste erreichte.

Die griechische Subduktionszone ist immer noch aktiv, auch wenn größere Ereignisse selten auftreten. Bei der gegenwärtigen Konvergenzgeschwindigkeit ist in den nächsten hundert Jahren mit Be-

ben der Stärke 8 oder mehr sowie mit zerstörerischen Tsunamis zu rechnen.

Nicht nur bei Subduktionsbeben entstehen große Tsunamis. Die Konvergenz der Afrikanischen und der Eurasischen Platte hat im westlichen Teil so genannte Deckenüberschiebungen oder inverse Verwerfungen zur Folge. Dabei schiebt sich die obere Platte über die untere, ohne dass diese in den Erdmantel abtaucht (Bild S. 40, b). Außerdem sind die Verwerfungen auf die oberen zehn bis zwanzig Kilometer der Erdkruste beschränkt und an der Oberfläche stark segmentiert, das heißt, durchgehende Abschnitte der Grenze sind allenfalls einige Dutzend Kilometer lang und von quer liegenden Störungen flankiert, an denen ein sich fortpflanzender Bruch in der Regel zum Stillstand kommt. Erdbeben, die mehrere Segmente auf einmal über mehr als 50 Kilometer hinweg zum Aufbrechen bringen, sind selten. Sie entsprechen dann einer Stärke von 7.

Tsunami von Lissabon

Ein guter Teil dieses Verwerfungssystems liegt im Meer: im Atlantik südlich von Portugal und westlich von Marokko sowie im Mittelmeer vor der Nordküste Marokkos und Algeriens. Das Erdbeben von Lissabon 1755 ging von einer derartigen Verwerfung aus. Sein Tsunami erreichte die portugiesische, spanische und marokkanische Küste und überschwemmte den Fluss Tejo mit zwanzig Meter hohen Wellen, welche die tiefer gelegenen Teile der portugiesischen Hauptstadt unter Wasser setzten. Der Tsunami war bis zu den Antillen beobachtbar. Durch die Analyse seiner Spuren haben die Geophysiker den Bebenherd etwa 100 Kilometer südwestlich von Lissabon ausgemacht, doch seine ge-

▲ Der Mittelmeerraum ist durch die Konvergenz der Afrikanischen und der Eurasischen Platte starken Spannungen unterworfen. Die Kreise kennzeichnen die wichtigsten Beben der Vergangenheit. Die größten von ihnen mit einer geschätzten Stärke von mehr als 8 waren diejenigen von Helike (373 v. Chr.), Kreta (365 n. Chr.) und Rhodos (1303). Sie haben verheerende Tsunamis ausgelöst.

nauere Lokalisierung bleibt ungewiss. In dieser Region existieren noch weitere unterseeische Verwerfungen mit vergleichbarem zerstörerischem Potenzial.

Im Mittelmeer hat das Beben bei Boumerdes in Algerien am 21. Mai 2003, das eine Stärke von 6,7 erreichte und fast 2000 Todesopfer forderte, ebenfalls einen Tsunami verursacht. Die Plattengrenze verläuft hier an der Oberfläche 50 Kilometer lang parallel zur Küste und dringt nach Süden ins Erdinnere ein. Durch das Erdbeben schoss die algerische Küste mitsamt dem angrenzenden Meeresboden um ungefähr einen halben Meter nach oben. Der dadurch ausgelöste Tsunami forderte keine Opfer, erreichte aber mit Wellen von ein bis drei Meter Höhe die 250 Kilometer weiter nördlich gelegenen Balearen und zerstörte in den dortigen Häfen Hunderte kleiner Boote.

Wenn westlich oder östlich dieser Stelle ein geringfügig stärkeres Beben stattfinden sollte – Stärke 7 bis 7,5 –, würde es einen mörderischen Tsunami auslösen, der einen etwa 50 Kilometer langen Abschnitt der algerischen Küste und wahrscheinlich auch die Balearen treffen würde. Es wäre nicht der erste: In historischer Zeit wurde die Region um Algier von weiteren Erdbeben mit gro-

▷ ßen Tsunamis heimgesucht; so wurden im Jahr 1365 die tiefer gelegenen Stadtteile von Algier überflutet.

Das gleiche Risiko besteht am anderen Ende des Mittelmeers. Im Libanon liegt eine Deckenüberschiebung auf der gewundenen Spur der großen Levantischen Verwerfung, die sich entlang der Mittelmeerküste von Ägypten bis zur Türkei zieht. Die Deckenüberschiebung hat eine gewaltige Verdickung der Erdkruste zur Folge, die sich zum Teil unter Wasser befindet. Auch hier besteht die Gefahr eines großen Tsunamis, wenn sich dieser Schild infolge eines Erdbebens anhebt.

Normale Verwerfungen

Auch wenn sich Kontinentalplatten voneinander entfernen, kann es Erdbeben und Tsunamis geben. In diesem Fall rutscht die obere von zwei Platten ruckartig von der unteren ab, wodurch der Meeresboden rasch absackt und die Wasseroberfläche sich eindellt. Diese so genannten normalen Verwerfungen (Bild c, rechts) sind ebenfalls stark segmentiert, mit einer typischen Segmentlänge von 10 bis 30 Kilometern. Die Beben sind hier selten stärker als 6,5.

Bei den Antillen zerteilen große normale Verwerfungen den vulkanischen Bogen der Karibischen Platte, insbesondere um den Archipel von Guadeloupe.

Eine solche 20 Kilometer lange Verwerfung brach am 21. November 2003 südlich von Guadeloupe mit einer Stärke von 6,3 auf, wodurch der Meeresgrund um rund einen halben Meter absank. Die Wellen des Tsunamis erreichten in einigen kleinen, exponierten Buchten an der 10 Kilometer entfernten Küste durch Trichterwirkung eine Höhe von vier Metern. Opfer waren nicht zu beklagen.

Diese Verwerfung ist kürzlich sehr präzise anlässlich einer französischen Ozeanografie-Kampagne kartiert worden. Dabei wurden auch zahlreiche weitere unterseeische normale Verwerfungen entdeckt und genauer lokalisiert. Einige davon sind etwa 50 Kilometer lang. Würden diese auf einen Schlag aufbrechen, käme es zu einem Erdbeben der Stärke 7 oder mehr. Große Tsunamis wären in bis zu 100 Kilometer Entfernung zu befürchten.

Im Mittelmeer finden sich normale Verwerfungen unter Wasser im Wesentlichen am Ostrand Siziliens (insbesondere ist die Meerenge von Messina durch eine normale Verwerfung entstanden), im Norden des Peleponnes (der Golf von Korinth öffnet sich mit einer Geschwindigkeit von 1,5 Zentimeter pro Jahr), am Westrand der Insel Euböa und nördlich von Athen. Sie bedecken auch den gesamten Grund des Ägäischen Meers, der sich nach Süden ausdehnt. Eine dieser Verwerfungen verursachte 1908 das Erdbeben von Messina mit einer Stärke von etwa 7,5. Der dadurch ausgelöste Tsunami mit bis zu acht Meter hohen Wellen überschwemmte die benachbarten Küsten von Sizilien und Kalabrien.

Außer Erdbeben gibt es andere natürliche Ursachen für einen gewaltigen Tsunami:

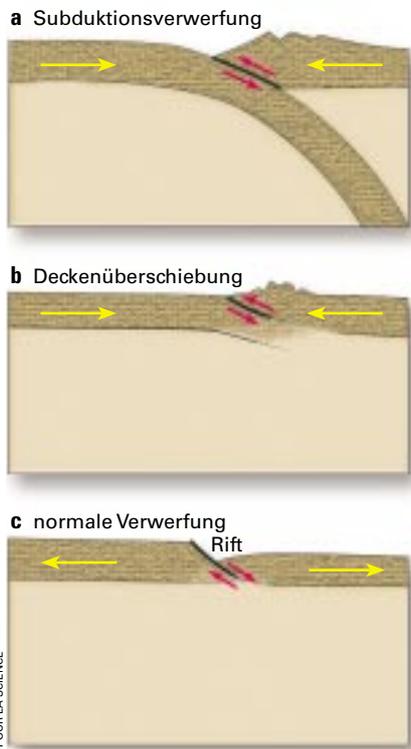
- ▶ unterseeische Hangrutsche;
- ▶ unterseeische Vulkanausbrüche;
- ▶ Abbruch der Flanke eines Vulkans, dessen Gesteinsschutt ins Meer stürzt;
- ▶ große Meteoriten, die an jedem Ort einschlagen können.

Ein unterseeischer Hangrutsch wird manchmal durch starke seismische Erschütterungen ausgelöst. So ist es oft schwierig zu unterscheiden, ob das Beben selbst oder erst der nachfolgende Erdbeben einen Tsunami verursacht hat. In Papua-Neuguinea überflutete 1998 eine gigantische, stellenweise 15 Meter hohe Welle einen rund 10 Kilometer langen Küstenabschnitt und kostete 3000 Menschen das Leben. Sie folgte auf ein Beben der Stärke 7,2. Berechnungen zeigten, dass 90 Prozent der Amplitude des Tsunamis auf einen unterseeischen Hangrutsch zurückzuführen waren, der durch das Erdbeben ausgelöst wurde.

Hangrutsche

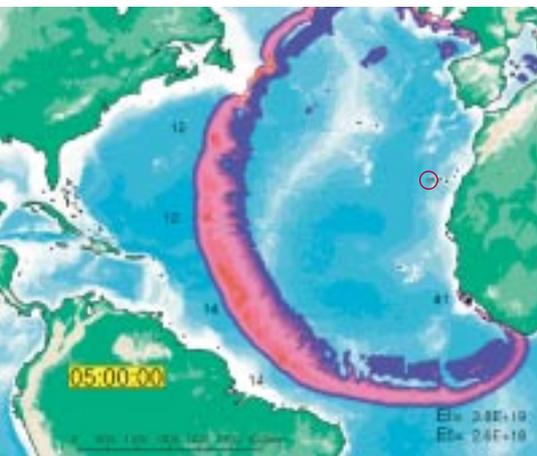
Die Küsten des Mittelmeers sind von solchen Ereignissen in besonderem Maße bedroht. Bereits Erdbeben der Stärke 6 oder etwas darüber, die an normalen Verwerfungen und Deckenverschiebungen des Mittelmeers entstehen, können die unterseeischen Hänge in Bewegung setzen, die sich in Küstennähe in der Fortsetzung zahlreicher Flussdeltas finden. Obendrein haben frühere Erdbeben ihren Nachfolgern das Material für derartige Lawinen zurechtgelegt: Rutschungen haben über Hunderttausende von Jahren hinweg hohe Steilhänge und zerklüftete Reliefs geschaffen. Ein Tsunami, der im seismisch aktiven Gebiet des Ligurischen Meeres entsteht, könnte die französische Côte d'Azur verwüsten.

Das älteste überlieferte katastrophale Ereignis dieser Art fand in Griechenland statt. Im Jahre 373 v. Chr. zerstörte ein Beben die mächtige griechische Stadt Helike an der Südküste des Golfs von Korinth. Einige Stunden später (die Chroniken sind in diesem Punkt nicht sehr genau) wurde die Stadt durch einen Tsunami überflutet. Ihre Ruinen sollen noch über Jahrhunderte hinweg unter Wasser zu sehen gewesen sein. Nach modernen Interpretationen dieses Berichts haben seismische Erschütterungen einen gewaltigen unterseeischen Hangrutsch ausgelöst. Dieser erzeugte eine große Welle, welche die tiefer gelegenen Teile der Stadt überflutete und einen mehr als einen Kilometer langen Küstenstreifen



Die drei Mechanismen der Erdbebenentstehung: Bei der Subduktion taucht eine von zwei Kontinentalplatten, der anderen ausweichend, in den Erdmantel ab (a). Bei der Deckenüberschiebung sinkt die untere Platte nur wenig ab (b). In beiden Fällen ist die Erdbebengefahr gering, wenn die beiden Platten einigermaßen frei aneinander entlanggleiten. Im Fall einer Verklemmung allerdings bauen sich Spannungen auf, bis es zum Bruch kommt. Bei der normalen Verwerfung entfernen sich die Platten voneinander, wodurch sich eine Spalte eröffnet (c).

POUR LA SCIENCE



STEVEN N. WARD, UNIVERSITY OF CALIFORNIA, SANTA CRUZ

◀ Wenn die steile Flanke des Vulkans Cumbre Vieja auf der Kanarischen Insel La Palma abrutschen sollte, könnten 500 Kubikkilometer Gestein auf einmal ins Meer stürzen. Nach einer – umstrittenen – Computersimulation von Stephen N. Ward und Simon Day würde in diesem Fall ein Tsunami (in der Grafik lila-rot) über den Atlantik rasen und noch die amerikanische Ostküste zehn Meter hoch überspülen.

einschließlich des Hafens von Helike etwa zehn Meter tief unter Wasser setzte.

Der bedeutendste Mittelmeer-Tsunami des 20. Jahrhunderts wurde am 9. Juli 1956 durch ein Seebeben mit einer geschätzten Stärke von 7,5 ausgelöst. Es ereignete sich an einer normalen Verwerfung im Ägäischen Meer zwischen den Inseln Amorgos und Astypalaia. Die Wellen erreichten bei den Inseln 20 Meter Höhe. Noch an der Nordostküste Kretas, 100 Kilometer weiter südlich, waren sie an die drei Meter hoch. Diese Amplituden entsprechen mehr als dem Fünffachen dessen, was die Vertikalbewegung des Meeresbodens allein hätte verursachen können. Man führt die Diskrepanz auf einen gewaltigen Hangrutsch zurück, und in der Tat gibt es sehr steile unterseeische Reliefs in diesem Gebiet.

Unter den Vulkanausbrüchen ist die Explosion der Insel Santorin im Ägäischen Meer um 1650 v. Chr. ein herausragendes und historisch überliefertes Ereignis. Sie wurde durch den Einsturz ihrer Caldera (des Vulkankraters) ausgelöst. Ein Tsunami überrollte die Küsten des östlichen Mittelmeers, dessen Wellenhöhe in der Umgebung der Insel auf rund 40 Meter geschätzt wird.

Auf den Antillen sind bei sämtlichen aktiven Vulkanen irgendwann in ihrer Geschichte gewaltige Gesteinslawinen – bis zu mehreren Dutzend Kubikkilometer Material – von den Flanken ins Meer gerutscht. Ihre Spuren findet man noch an vierzig Kilometer entfernten Küsten. Die ausgelösten Wellen dürften weit über zehn Meter hoch gewesen sein.

Von der Flanke des Vulkans Cumbre Vieja auf der Kanarischen Insel La Palma könnte seismischen Untersuchungen zufolge die ungeheure Menge von 500 Kubikkilometer Gestein zu Tal gehen.

Zum Glück sind solche Hangrutsche äußerst selten. Bei Guadeloupe fand der letzte Hangrutsch vor ungefähr 3100 Jahren statt. Doch ein Risiko bleibt.

So bleiben weder das Mittelmeer noch die Antillen von Tsunamis grundsätzlich verschont, auch wenn dort der Untergrund zu solch katastrophalen Erschütterungen wie in Sumatra gar nicht fähig ist. Immerhin reichen, wie die Geschichte zeigt, die Auswirkungen der Wellen allenfalls in eine Entfernung von einigen hundert Kilometern vom Ursprung.

Aus der geringen Entfernung zwischen Auslöse- und Wirkort folgt allerdings auch eine kurze Laufzeit für die Schwerewelle: einige Minuten bis zu etwa einer halben Stunde.

Alarm: was tun?

Für diese kurze Vorwarnzeit sind die derzeit installierten Alarmsysteme im Pazifik nicht gerüstet. Sie benötigen zurzeit eine Viertelstunde, um die ersten Erdbebensignale richtig einzuschätzen, sie mit den Meldungen von Gezeitenmessgeräten zu vergleichen und die zuständigen Behörden zu alarmieren. Diese wiederum brauchen eine gewisse Zeit, um die gefährdeten Regionen zu warnen und zu evakuieren.

Denkbar wären automatische Systeme, die schneller und dennoch »intelligent« sind und ihre Information aus den Netzen der seismologischen und Pegelmessstationen beziehen. Sie würden ohne menschliche Beteiligung die Küstenbevölkerung durch Sirenen, über Radio oder Handy warnen. Doch sind solche automatischen Systeme noch nicht hinreichend zuverlässig. Ein falscher Alarm ist keineswegs harmlos, denn er kann Panik und damit eine kleine Kata-

strophe auslösen; außerdem untergräbt er auf die Dauer die Glaubwürdigkeit des Systems. Wie ein gutes Frühwarnsystem funktionieren soll, ist heute ein ungelöstes Problem.

Für die Wissenschaftler ist die Aufgabe klar definiert, aber schwer. Es gilt Verwerfungen und abrutschgefährdete Steilhänge kartografisch zu erfassen, ihr Potenzial zur Auslösung eines Tsunamis einzuschätzen, bei Erdbeben die Periode ihrer Wiederkehr zu bestimmen und die jeweils jüngsten zu datieren. Und schließlich ist das Auflaufen eines Tsunamis auf die Küsten im Detail zu berechnen, damit man die Aufsteilungseffekte und damit die zu befürchtenden Zerstörungen vorhersagen kann.

Während alle warten, bis ein gut durchdachtes Warnsystem in den wichtigsten Risikogebieten installiert ist, wird die Information der Allgemeinheit über Erdbeben und Tsunamis vernachlässigt. Ohne ein ausreichendes Risikobewusstsein ist aber jedes Warnsystem nutzlos.

Einige sehr vereinfachte Ratschläge können dennoch gegeben werden: Wenn Sie sich an der Meeresküste befinden und starke Erdstöße (von einem starken Beben in der Nähe) oder schwache Erdstöße von mehr als fünf bis zehn Sekunden Dauer (von einem starken, weiter entfernten Beben) spüren, entfernen Sie sich vom Ufer und gewinnen Sie so viel Höhe wie möglich. Handeln Sie genauso, wenn sich das Meer innerhalb weniger Minuten ungewöhnlich weit zurückzieht, auch wenn Sie keinen Erdstoß verspürt haben. Wenn Sie sich auf See befinden, entfernen Sie sich von der Küste. Lassen Sie viel Zeit vergehen, bevor Sie zum Ufer zurückkehren. ◀



Pascal Bernard ist Physiker und Chef der Abteilung »Sismogenèse« (Erdbebenentstehung) am Institut de Physique du Globe (Institut für terrestrische Physik) in Paris.

Dieser Artikel wurde im Original wenige Tage nach der Katastrophe fertiggestellt und erschien im Februar 2005 in »Pour la Science«. Die vorliegende Version hat die Redaktion von Spektrum der Wissenschaft mit zahlreichen neuen Erkenntnissen aktualisiert.

Qu'est-ce qui fait trembler la terre? A l'origine des catastrophes sismiques. Von Pascal Bernard. EDP Sciences, Paris 2003

Weblinks zu diesem Thema finden Sie bei www.spektrum.de unter »Inhaltsverzeichnis«.