

# Erdbebensimulation im Computer

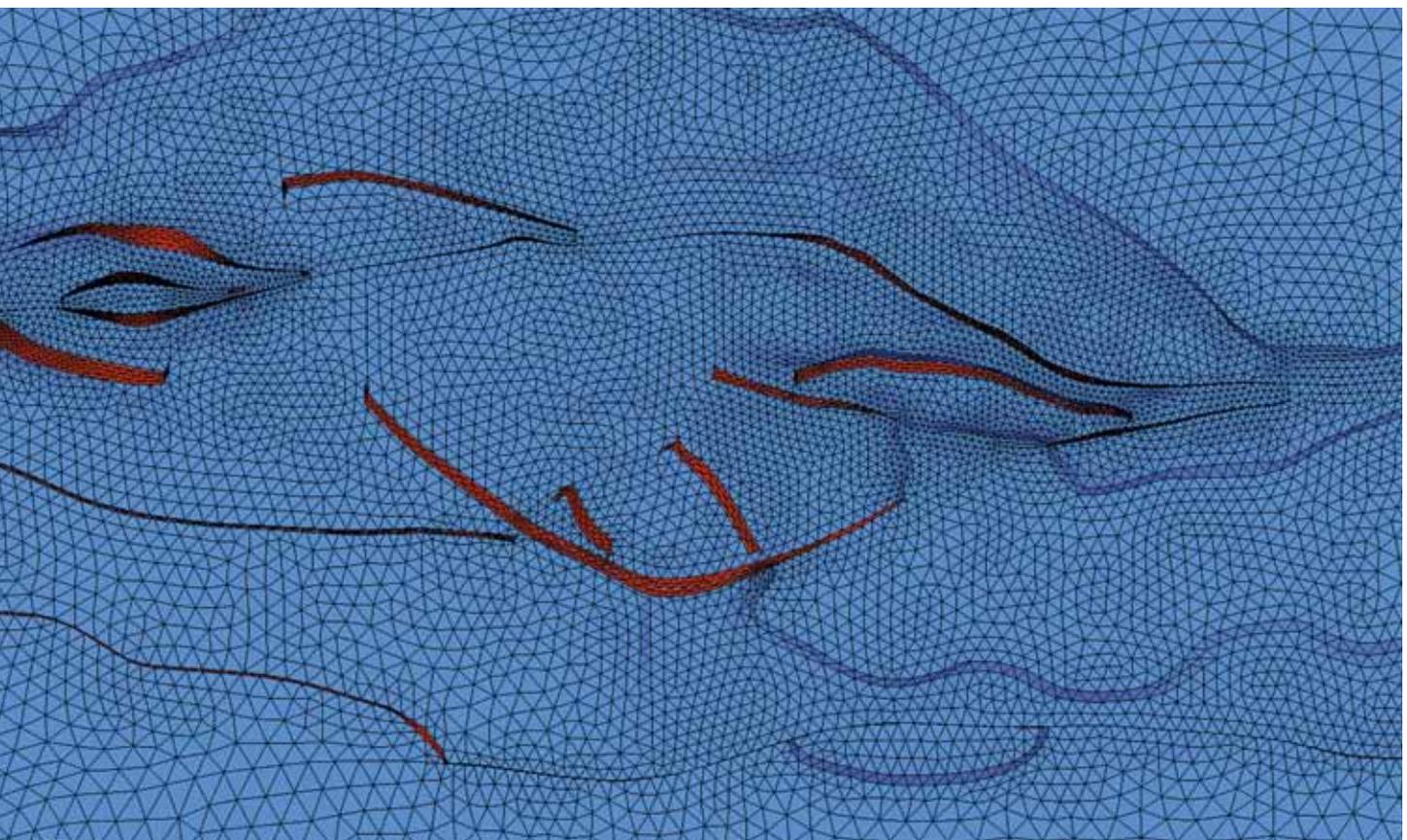
## Erwartungen, Grenzen und Herausforderungen der vierdimensionalen Computersimulation von Erdbeben-Szenarien für das Marmarameer südlich von Istanbul

Oliver Heidbach<sup>1</sup>, Tobias Hergert<sup>2</sup>, Dietrich Stromeier<sup>1</sup>, Gottfried Grünthal<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup> Institut für Angewandte Geowissenschaften, Karlsruher Institut für Technologie (KIT)

*Earthquake hazard assessment with respect to megacities is one of the key challenges in geosciences. Istanbul is one of these cities due to its location about 15 km north of a major tectonic plate boundary that separates the Eurasian plate from the Anatolian plate. Whereas the possible magnitude range and location of expected earthquakes can be determined with computer simulations, the precise timing in advance is not possible. Nevertheless, computer simulations of earthquake scenarios are an important tool that represents the deterministic seismic hazard assessment. Currently our research focuses on the quantification of model parameter uncertainties by means of assessing the results of earthquake-scenario simulation with statistical methods of probabilistic seismic hazard assessment. The on-going rapid increase in computing power will, in the future, enable us to simulate multiple ensembles of earthquake scenarios as done in meteorological weather forecasts in order to assess which of the simulated scenarios is the most probable to occur. The key mathematical tools in this type of modelling are numerical methods that solve the partial differential equations that describe the equilibrium of forces for the earthquake nucleation and time-dependent statistical methods that quantify the uncertainties of the models. For Istanbul this research is essential since the tectonic fault has not ruptured since 1766. The fault is mature and has the potential to produce an earthquake of  $M_w > 7$ .*



## Warum simulieren wir Erdbeben?

Die quantitative Beurteilung der Gefährdung eines Gebiets infolge von Erdbeben und Tsunami ist eine der großen geowissenschaftlichen und gesellschaftlichen Herausforderungen des 21. Jahrhunderts, wie uns das Sendai-Erdbeben ( $M_w$  9,0) in Japan vom 11. März 2011 gezeigt hat. Während Magnitude und Lokation eines zukünftigen Erdbebens für bestimmte Gebiete bereits relativ genau angegeben werden können (Heidbach et al., 2011), ist eine Vorhersage des Zeitpunkts oder zumindest eine Zeitspanne von wenigen Tagen, in der das Beben eintreten wird, auch in naher Zukunft nicht möglich. Ein wesentlicher Grund hierfür ist, dass die Tiefen, in denen Erdbeben stattfinden, für direkte Messungen nicht zugänglich sind. Wir sind daher auf indirekte Methoden z. B. aus der Seismologie angewiesen, mit denen detaillierte Informationen der Strukturen und Gesteinseigenschaften des Untergrunds abgeleitet werden. Weiterhin können wir aus Deformationsprozessen an der Erdoberfläche, die mit modernen satellitengestützten Verfahren wie GPS oder Interferometrie (InSAR, PS-InSAR) mit Millimetergenauigkeit beobachtet werden, auf die Prozesse im Untergrund schließen (Walter et al., 2010). Mithilfe solcher Daten wurde mit einem einfachen geomechanischen Modell z. B. Lage und Magnitude des Erdbebens vom 12. Januar 2010 in Haiti ( $M_w$  7,0) zwei Jahre zuvor mit einer Maximalmagnitude von  $M_w$  7,2 für diese Region vorhergesagt (Manaker et al., 2008).

Mit komplexeren geomechanischen Modellansätzen, wie sie für das Marmarameer vorliegen (Hergert und Heidbach, 2011), können auch Erdbebenszenarien simuliert werden. Diese liefern fundamentale Eingangsdaten für eine Modellierung der seismischen Wellenausbreitung und von Tsunami-Szenarien (Oglesby und Mai, 2012; Sorensen et al., 2012). Mit solchen Simulationen können beispielsweise die Auswirkungen der Beschleunigungen und Frequenzen auf die Gebäude berechnet werden, oder die maximale Auflaufhöhe der Tsunamiwelle. Unsere gegenwärtige Forschung hat zum Ziel, diese deterministischen geomechanischen Modelle von Erdbeben-Szenarien mit Hilfe der neusten Ergebnisse aus der Seismologie und der wachsenden Anzahl der satellitengestützten Beobachtungen von Krustendeformationen weiter zu verfeinern. Die eigentliche wissenschaftliche Herausforderung ist dabei, die Belastbarkeit der Modellergebnisse zu quantifizieren. Modelle haben *per se* Unsicherheiten durch Annahmen und Modellparameter. Modellannahmen werden zu den Prozessen gemacht, die das Spannungsfeld und seine zeitliche Änderung steuern und um diese mathematisch formulieren zu können. Modellparameter sind z. B. die Gesteinseigenschaften und initialen Bedingungen. Die Unsicherheiten der Modellannah-

men und -parameter beeinflussen das Modellergebnis, also die Lokation und Magnitude der Szenario-Erdbeben. Aus den quantifizierten Unsicherheiten kann die Wahrscheinlichkeit angegeben werden, mit der ein bestimmtes Erdbeben-Szenario eintritt.

## Mechanik von Erdbeben

Das mechanische Grundprinzip des Erdbebenzyklus ist vereinfacht in Abb. 1 dargestellt. Durch die Bewegung der tektonischen Platten werden an einer tektonischen Störung Spannungen aufgebaut. Überschreitet die Scherspannung  $\tau$  einen kritischen Schwellwert  $\tau_{crit}$ , so versagt ein Segment und es kommt zu einem plötzlichen Versatz von mehreren Metern entlang der Störung auf einer Bruchlänge von Zehner- bis hunderten von Kilometern innerhalb von wenigen Zehner-Sekunden; nur Mega-Erdbeben wie in Japan 2011 haben eine Dauer von über hundert Sekunden. Wann genau es zum Versagen kommt, hängt unter anderem von den physikalischen Eigenschaften der Störung (Scherfestigkeit, Reibungskoeffizient, Kohäsion etc.), dem inhomogenen Spannungs- und Temperaturfeld sowie der Geometrie der tektonischen Störung ab. Anschließend heilt die Störung und Spannungen werden wieder aufgebaut.

Die Zeitspanne zwischen zwei großen Erdbeben an demselben Segment beträgt einige Dekaden bis zu Tausenden von Jahren, je nachdem wie schnell sich Spannungen akkumulieren und wie die Festigkeit der Störung beschaffen ist. Ist aus historischen und instrumentellen Aufzeichnungen die Wiederkehrrate von großen Erdbeben bekannt, so lässt sich abschätzen, wann in etwa ein nächstes Beben mit ähnlicher Magnitude zu erwarten ist (Abb. 1d). Im Marmarameer südlich von Istanbul liegt die von Ost nach West verlaufende Grenze zwischen der Eurasischen und der Anatolischen Platte, deren zentrales Segment in den Jahren 1509 und 1766 in Form von zwei großen Erdbeben versagte (Abb. 2). Bei einer Relativbewegung entlang dieser Störung von 12,6 bis 17,6 mm/Jahr (Heidbach et al., 2011; Hergert und Heidbach, 2010) haben sich in der seismischen Lücke entsprechend 3 bis 4 m Bewegungsdefizit aufgebaut. Würde dieses durch ein Erdbeben vollständig abgebaut, entspräche dies einer Magnitude von bis zu  $M_w$  7,6 (Hergert und Heidbach, 2010).

Da die Bewegungsraten der beiden beteiligten tektonischen Platten hinreichend gut bekannt sind, lassen sich Erdbeben-Szenarien simulieren, indem man zu verschiedenen Zeitpunkten an bestimmten Segmenten oder an der seismischen Lücke,



**Kontakt:** O. Heidbach  
(oliver.heidbach@gfz-potsdam.de)

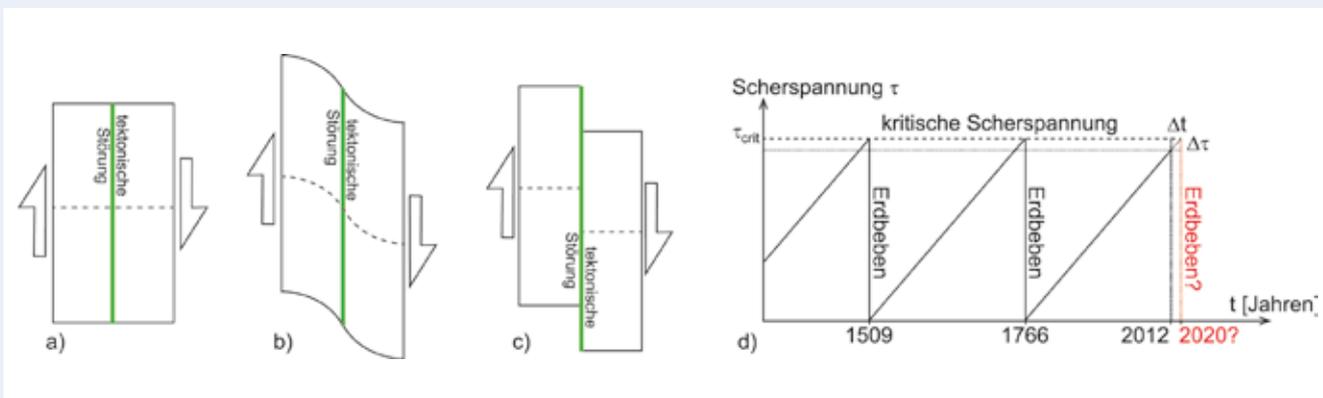


Abb. 1: Illustration des Erdbebenzyklus. a) bis c) Aufsicht auf ein Gebiet mit senkrechter tektonischer Störung (grüne Linie); gestrichelte Linie deutet beispielsweise einen Zaun oder Bahngleise als Marker an. d) Akkumulation und Abbau von Scherspannungen mit der Zeit. Die Jahreszahlen 1509 und 1766 entsprechen den beiden Starkbeben im zentralen Marmarameer südlich von Istanbul; gestrichelte rote Linie zeigt den Spannungsabfall des zu erwartenden Starkbebens,  $\Delta\tau$  ist die Scherspannung, die notwendig ist, um das Segment zum Versagen zu bringen und  $\Delta t$  ist die Zeit, die die Plattenbewegung braucht, um diese fehlenden Scherspannungen zu akkumulieren.

Fig. 1: Sketch of the earthquake cycle. a)-c) Map view of an area with a vertical strike-slip fault (green line); dotted line indicates e.g. a fence or a rail track as tracer. d) Accumulation and release of shear stresses with time. The year numbers 1509 and 1766 are the two strong earthquakes in the central Marmara Sea south of Istanbul; dotted red line shows the expected future earthquake,  $\Delta\tau$  is the shear stress, that is needed to bring the fault to failure and  $\Delta t$  the time, the plate motion needs to accumulate these shear stresses.

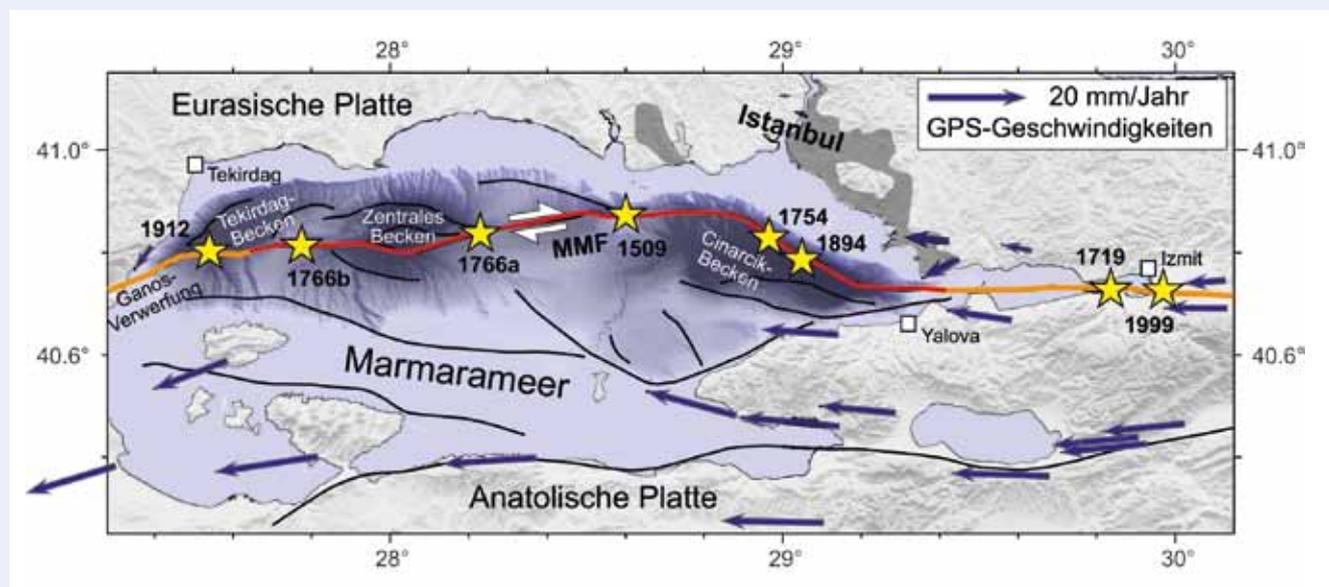


Abb. 2: Tektonische Störungen und angenommene Lage der größten historischen und aufgezeichneten Erdbeben an der zentralen Störung (MMF – Main Marmara Fault) ab 1500 AD (Ambraseys und Finkel, 1991). Die rote Linie markiert die seismische Lücke, die seit 1766, bzw. 1894 verhaft ist. In Orange ist die Bruchlänge der Erdbeben von 1999 und von 1912 eingezeichnet.

Fig. 2: Tectonic fault system and assumed location of the major historic and recorded earthquakes along the Main Marmara Fault (MMF) since 1500 AD (Ambraseys und Finkel, 1991). Red line indicates the segment that has not ruptured since 1766 and 1894, respectively; orange lines denote the fault rupture of the 1999 Izmit and the 1912 Ganos fault events, respectively.

die seit 1766 verhakt ist, die akkumulierte Scherspannung abbaut und somit ein Szenario-Erdbeben generiert. Die Unsicherheiten einer solchen Simulation sind jedoch hoch, da der Anfangsspannungszustand nicht exakt definiert werden kann (Hergert und Heidbach, 2011) und die physikalischen Eigenschaften der Gesteine und die Detailstruktur in der Tiefe nur ungenau bekannt sind. Wissenschaftliche Bohrungen, die in einer seismisch aktiven Störungszone in Tiefen von über 5 km vordringen, um *In-situ*-Messungen durchzuführen und Gesteinsproben zu erhalten, wären nicht nur mit enormen Kosten verbunden, sondern stellen auch ein schwer kalkulierbares Risiko dar, ein Starkbeben auszulösen. Es werden jedoch im Rahmen des International Continental Drilling Programs (ICDP) auf den Prinzeninseln südlich von Istanbul mehrere flache Bohrungen mit einigen hundert Metern Tiefe niedergebracht (Projekt GONAF – Geophysical Observatory North Anatolian Fault), um diese jeweils mit mehreren Seismometern und Geophonketten zu bestücken (Bohnhoff et al., 2011; Bohnhoff et al., 2013). Auf diese Weise kann das Signal-Rausch-Verhältnis bei der Datenerfassung erheblich verbessert und die Detektionsschwelle für Erdbeben entscheidend herabgesetzt werden. Somit erhält man sehr detaillierte Einblicke in die Struktur und Verteilung der Eigenschaften an der Plattenrandstörung.

Aufgrund der Unsicherheiten der Modellparameter sind Modelle und somit die simulierten Erdbeben-Szenarien grundsätzlich fehlerbehaftet. Die Quantifizierung dieser Modellunsicherheiten ist von großer Bedeutung, um die Wahrscheinlichkeit eines bestimmten Erdbeben-Szenarios angeben zu können. Wird eine Vielzahl von Erdbeben-Szenarien simuliert, also tausende Varianten, die den Einfluss der Unsicherheiten in den Modellparametern untersuchen, ergibt sich z.B. eine Verteilung der zu erwartenden Magnituden bei variierenden Modellparametern. Je öfter sich ein bestimmtes Szenario unter Variation der Modellannahmen und -parameter wiederholt, desto wahrscheinlicher ist es, dass es eintritt. Die Beurteilung von Tausenden deterministischen, also auf physikalischen Prozessen basierenden Szenario-Erdbebensimulationen repräsentiert den Übergang zum Bayes'schen Ansatz probabilistischer Methoden, mit denen die Eintrittswahrscheinlichkeit z.B. einer bestimmten Magnitude in einer bestimmten Zeitspanne an einem bestimmten Störungssegment ermittelt wird. In der traditionellen Statistik wird die Wahrscheinlichkeit als Unsicherheit über das Eintreten eines Ereignisses eines Zufallsexperiments definiert. In der Bayes'schen Statistik ist die Wahrscheinlichkeit hingegen eine Aussage über die Plausibilität des Eintretens eines Ereignisses; ein Zufallsexperiment ist als Grundlage nicht notwendig. Es werden immer bedingte Wahrscheinlichkeiten betrachtet, d.h. wie wahrscheinlich (plausibel) ist es, dass ein Ereignis A eintritt, wenn ein Ereignis B eingetreten ist.

## Aufbau der Erdbeben-Computersimulation

Abb. 1 zeigt schematisch die Grundzüge der Mechanik des Erdbebenzyklus in Form eines einfachen Modells. Die großen Unbekannten sind die strukturellen Gegebenheiten in der Tiefe, die physikalischen Eigenschaften, das initiale Spannungsfeld und der Mechanismus, der bestimmt, wann ein Beben zu einem Starkbeben wächst und wann es bei einem kleinen, kaum spürbaren seismischen Ereignis bleibt. Während der letztere zur Bestimmung des Zeitpunkts eines Starkbebens essentiell ist, steuern die ersteren Lage und Magnitude eines Erdbebens. Abb. 3 zeigt den formalen Ablauf einer Erdbeben-Szenariosimulation mit den Eingabedaten in den weißen Boxen (Struktur, physikalische Eigenschaften) und in den grauen Boxen die Definition des initialen Spannungszustands und der kinematischen Randbedingungen, die man braucht, um das Modell mathematisch eindeutig zu formulieren. Eine analytische Lösung ist nur für einfachste Strukturen mit linearen rheologischen Beziehungen zwischen Kraft und Deformation (z.B. elastischer Halbraum) zu finden; für Modelle, die die 3D geologischen Strukturen mit inhomogenen anisotropen Gesteinseigenschaften repräsentieren, sind geeignete numerische, also diskrete Verfahren zu verwenden.

## Numerische Lösung mit der Finite Elemente-Methode

Es existieren verschiedene numerische Methoden zur näherungsweise Lösung einer Differentialgleichung. Bei geometrischen Problemstellungen hat sich die Finite Elemente-Methode (FEM) etabliert, da sie unregelmäßige Modellgeometrien durch unstrukturierte Gitter sehr gut abbilden kann. Bei der FEM wird die Lösung der Differentialgleichung durch einfache Polygonfunktionen über endlichen Gebieten, den Finiten Elementen, approximiert (z.B. Geraden, dann spricht von linearen Finiten Elementen). Die Parameter dieser Polygone sind dabei die unbekanntes Verschiebungen in den Eckpunkten dieser Elemente, den sogenannten Knoten (Abb. 4).

Damit lässt sich die Differentialgleichung in ein lineares Gleichungssystem für die Knotenverschiebungen  $u$  umwandeln (siehe Box zur Mathematik). Je größer die Anzahl der Elemente und damit der Knoten ist, desto präziser kann die wahre Lösung der Differentialgleichung approximiert werden, aber desto größer ist auch der notwendige Rechenaufwand. Hier gilt es, zwischen verfügbarer Rechenleistung und gewünschter oder erzielbarer Genauigkeit abzuwägen. Für eine statistische Analyse der Modellunsicherheiten werden Tausende von Szenarien benötigt, so dass der Rechenaufwand derzeit zunächst noch erheblich ist.

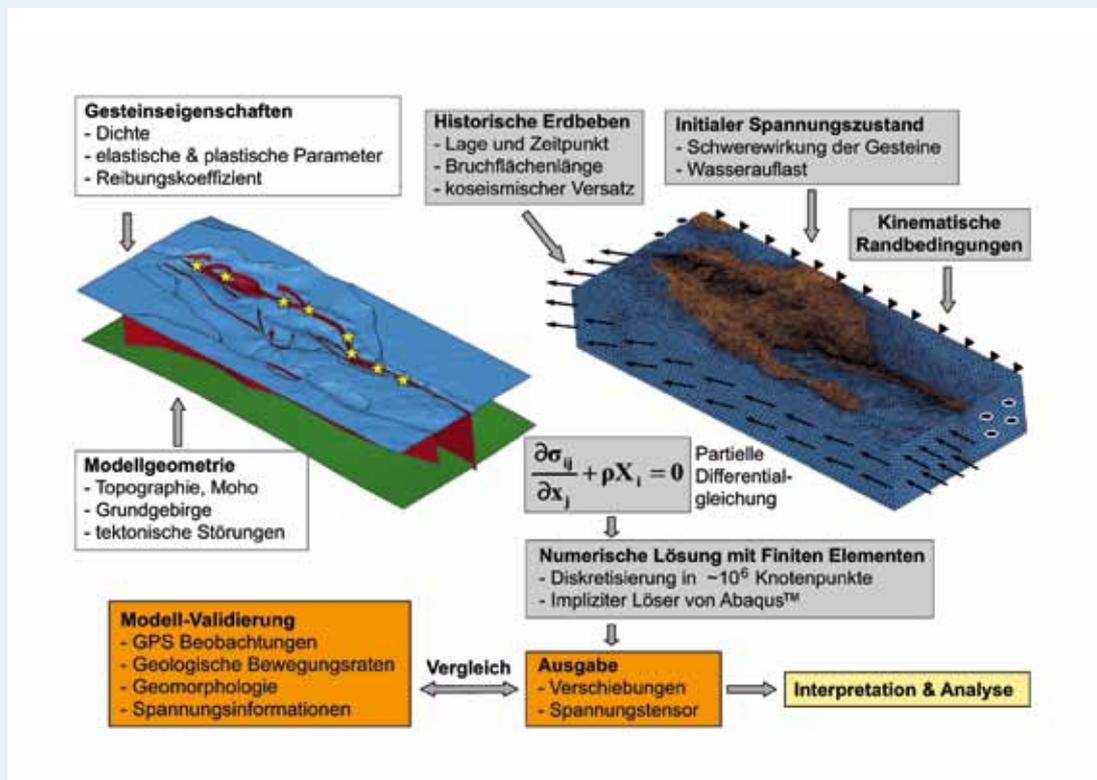


Abb. 3: Arbeitsablauf bei einer Computersimulation von Erdbeben-Szenarien. Neben den Eingabe- und Ausgabewerten in den weißen und orangen Boxen ist der zentrale Teil die physikalisch-mathematische Formulierung (graue Boxen). Die Differentialgleichung beschreibt das Kräftegleichgewicht zwischen der Änderung des Spannungstensors  $\sigma_{ij}$  mit dem Ort (erster Term) und den Volumenkräften (zweiter Term). Da eine exakte analytische Lösung für komplexe Modellgebiete und nicht-linearen rheologischen Beziehungen nicht mehr aufzufinden ist, wird die Differentialgleichung numerisch an diskreten Punkten näherungsweise gelöst. Hierfür eignet sich die Finite Elemente-Methode, da hiermit auch komplexe 3D-Geometrien mit unstrukturierten Gittern abgebildet werden können. Außerdem erlaubt diese Methode das relative Gleiten entlang tektonischer Störungen, die als sogenannte Kontaktflächen mit Coulomb'scher Reibung implementiert werden.

Fig. 3: Workflow of a computer simulation of an earthquake scenario. Besides the input and output data in the white and orange boxes, respectively, is the key part the physical-mathematical formulation of the problem (grey boxes). The differential equation describes the equilibrium of forces, i.e. the change of the stress tensor  $\sigma_{ij}$  with location (first term) and the body forces (second term). As an exact analytical solution is practically not determinable and thus, the differential equation is solved numerically at discrete points. An appropriate method is the finite element method as it can resemble with its unstructured meshes complex 3D geometries. Furthermore, the method allows relative movements along tectonic faults in the numerical formulation using so-called contact surfaces with Coulomb friction.

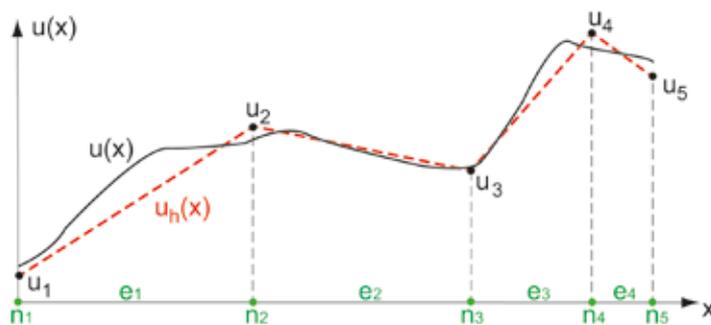


Abb. 4: Näherungslösung  $u_h(x)$  (rot gestrichelt) der exakten, unbekanntenen Lösungsfunktion  $u(x)$  (schwarz) durch stückweise lineare Funktionen (Polynome). Nur an den Knotenpunkten  $n_1$  bis  $n_5$  der eindimensionalen linearen Finite Elemente  $e_1$  bis  $e_4$  wird die wahre Lösung approximiert. Die Knotenverschiebungen  $u_1$  bis  $u_5$  sind die Unbekannten, die zu bestimmen sind (siehe Box zur Mathematik).

Abb. 4: Approximated solution function  $u_h(x)$  (red dotted) of the exact solution function  $u(x)$  (black) through piece-wise linear functions (polynoms). Only at the nodes  $n_1$ - $n_5$  of the one-dimensional, linear finite elements  $e_1$ - $e_4$  the solution is approximated. The nodal displacements  $u_1$ - $u_5$  are the unknowns that are to be determined (see math box).

### Mathematische Formulierung und numerische Lösung der Gleichungen

Entscheidend für die Komplexität des Problems ist die Beziehung zwischen wirkenden Spannung  $\sigma$  und der daraus resultierenden Verschiebung  $u$ . Wird angenommen, dass diese rheologische Beziehung rein linear-elastisch ist mit  $\sigma_{ij}$  als Spannungstensor,  $\epsilon_{kl}$  als Deformationstensor und  $C_{ijkl}$  als Parameter der elastischen Eigenschaften der Gesteine,

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \epsilon_{kl}; \quad \epsilon_{kl} = \left( \frac{\partial u_k}{\partial x_l} + \frac{\partial u_l}{\partial x_k} \right),$$

und setzt diese in die Differentialgleichung für das Kräftegleichgewicht aus Abb. 3 ein, so ergibt sich eine partielle Differentialgleichung 2. Ordnung mit  $u$  als Feldgröße. Unter der Angabe von Verschiebungsrandbedingungen kann diese gelöst werden. Ist die Verteilung der Dichte  $\rho$  inhomogen und die rheologische Beziehung zwischen Spannung und Verschiebung komplexer, so ist eine kontinuierliche analytische Lösung nicht mehr möglich und es ist eine numerische, also diskrete Näherungslösung zu bestimmen.

Mit der numerischen Finite Elemente-Methode wird die Differentialgleichung durch ein lineares Gleichungssystem  $\mathbf{F} = \mathbf{K} * \mathbf{u}$  approximiert.  $\mathbf{F}$  und  $\mathbf{u}$  sind die Vektoren der angreifenden Kräfte und die zu bestimmenden Verschiebungen in den Elementknoten. Die Koeffizientenmatrix  $\mathbf{K}$ , auch Steifigkeitsmatrix genannt, beschreibt die physikalischen Eigenschaften des Modells. Zur Beschreibung realistischer Szenarien sind mehrere Millionen Finite Elemente, also entsprechend viele Elementknoten nötig, so dass die Matrix  $\mathbf{K}$  mehrere Millionen Zeilen und Spalten besitzt.

Die numerischen Lösungsmethoden sorgen dafür, dass  $\mathbf{K}$  nur noch in der Hauptdiagonalen und wenigen Nebendiagonalen Koeffizienten  $\neq 0$  enthält, um die Invertierung, also die Lösung der mehreren Millionen linearen Gleichungen, in akzeptabler Rechenzeit bewerkstelligen zu können. Eine Inversion einer Matrix mit einer Millionen Spalten und Zeilen braucht, wenn ~100 GByte Arbeitsspeicher zur Verfügung stehen, einige Stunden. Ist das Modell zudem zeitabhängig (z. B. durch Kriechprozesse), so ist auch über die Zeit zu diskretisieren und in jedem Zeitschritt die Matrix zu invertieren. In diesem Fall kann die Berechnung eines einzigen Erdbebenszenarios auch auf leistungsstarken Computern eine Woche oder länger dauern.

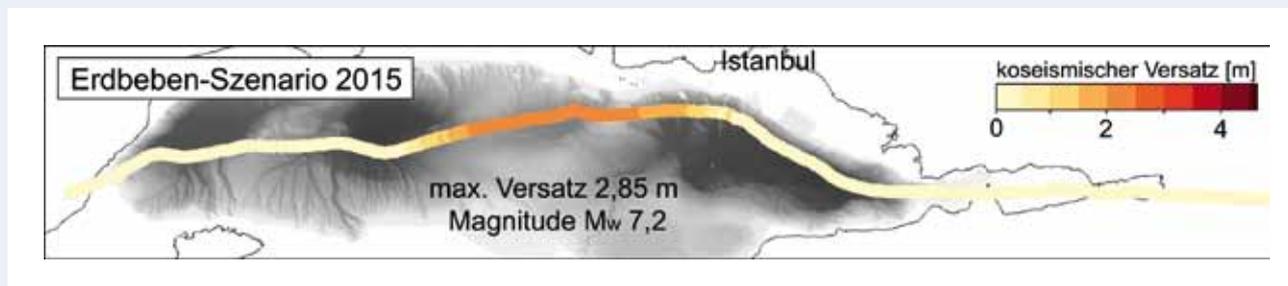


Abb. 5: Computersimulation eines Erdbeben-Szenarios im Marmarameer südlich von Istanbul für das Jahr 2015 im zentralen Segment

Fig. 5: Computer simulation of an earthquake scenario in the Marmara Sea south of Istanbul for the year 2015 of the central segment

## Szenario-Erdbeben für das Jahr 2015

Als Beispiel zeigt Abb. 5 das Ergebnis eines fiktiven Erdbebenszenarios für das zentrale Segment der Plattengrenze im Marmarameer für das Jahr 2015. Das initiale Spannungsfeld wurde im Jahr 1509 definiert und von diesem Zeitpunkt an die Spannungen mit den aus den GPS-Beobachtungen abgeleiteten Randbedingungen zur Spannungsakkumulation bei verhakten Störungen akkumuliert. Zu jedem Zeitpunkt eines historischen bzw. registrierten Erdbebens (Abb. 2) wurden an dem jeweiligen Segment die Spannungen in einer Vorwärtsimulation abgebaut, indem der Reibungskoeffizient kurzzeitig auf 0,05 herabgesetzt wurde. Anschließend wurde das Segment wieder verhakt (Reibung unendlich im seismogenen Tiefenbereich oberhalb von 15 km Tiefe), so dass sich Spannungen wieder aufbauen können.

Das Ergebnis in Abb. 5 zeigt, dass der maximale koseismische Versatz für das Szenario-Erdbeben zu Beginn des Jahres 2015 etwa 2,85 m beträgt. Aus dem mittleren Versatz sowie der Länge und Tiefe der Bruchfläche ergibt sich für das simulierte Erdbeben eine mögliche Momentenmagnitude von  $M_w 7,2$  für das zentrale Segment im Marmarameer. Die größten Unsicherheiten des Modells sind die Annahmen zum initialen Spannungsfeld im Modell-Startjahr 1509, die physikalisch-strukturellen Eigenschaften insbesondere der tektonischen Störungen und die Lage und Magnitude der historischen Erdbeben. Letztere können nur unzureichend bestimmt werden, da lediglich aufgrund von Schadensberichten aus historischen Aufzeichnungen auf die Intensität (Grünthal, 1998) und anschließend auf Stärke und Lage der Erdbeben geschlossen werden kann.

## Ausblick

Wie wahrscheinlich dieses eine Szenario ist, kann aus dem einen Ergebnis des deterministischen Modells nicht bestimmt werden. Hierzu sind, wie eingangs erwähnt, Tausende von Szenarien, die sich durch die Variation der Modellparameter und Modellannahmen unterscheiden, notwendig. Diese Ensembles von Erdbeben-Szenarien können mit etablierten statistischen Methoden probabilistischer seismischer Gefährdungsrechnungen bestimmt werden. Die mathematischen Grundlagen dieser Methoden werden im Beitrag von Grünthal et al. in diesem Heft, S. 54-61, dargelegt; der Transfer, d. h. die Kombination beider Welten, also der Deterministik und Probabilistik, ist eine Herausforderung für zukünftige Forschungsarbeiten in der Sektion 2.6 „Erdbebengefährdung und Spannungsfeld“ am Deutschen GeoForschungsZentrum GFZ.

## Literatur

- Ambraseys, N., Finkel, C. F. (1991): Long-term seismicity of Istanbul and of the Marmara Sea region. - *Terra Nova*, 3, 5, 527-539, 10.1111/j.1365-3121.1991.tb00188.x.
- Bohnhoff, M., Bulut, F., Aktar, M., Dresen, G. (2011): Das Erdbebenrisiko einer Megacity : seismische Überwachung der Nordanatolischen Verwerfungszone vor Istanbul durch ein Seismometernetz auf den Prinzeninseln. - *System Erde*, 1, 1, 6-11, 10.2312/GFZ.syserde.01.01.1.
- Bohnhoff, M., Bulut, F., Dresen, G., Malin, P. E., Eken, T., Aktar, M. (2013): An earthquake gap south of Istanbul. - *Nature Communications*, 4, 1999, 10.1038/ncomms2999.
- Grünthal, G. (1998): European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98), (Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie , 15), Luxembourg, 99 p.
- Heidbach, O., Hergert, T., Grünthal, G. (2011): Computersimulation der Plattenbewegungen südlich von Istanbul. - *System Erde*, 1, 1, 12-17, 10.2312/GFZ.syserde.01.01.2.
- Hergert, T., Heidbach, O. (2010): Slip-rate variability and distributed deformation in the Marmara Sea fault system. - *Nature Geoscience*, 3, 132-135, 10.1038/ngeo739.
- Hergert, T., Heidbach, O. (2011): Geomechanical model of the Marmara Sea region - II. 3-D contemporary background stress field. - *Geophysical Journal International*, 185, 3, 1090-1102, 10.1111/j.1365-246X.2011.04992.x.
- Manaker, D. M., Calais, E., Freed, A. M., Ali, S. T., Przybylski, P., Mattioli, G., Jansma, P., Prépetit, C., de Chabaliér, J. B. (2008): Interseismic Plate coupling and strain partitioning in the Northeastern Caribbean. - *Geophysical Journal International*, 174, 3, 889-903, 10.1111/j.1365-246X.2008.03819.x.
- Oglesby, D. D., Mai, P. M. (2012): Fault geometry, rupture dynamics and ground motion from potential earthquakes on the North Anatolian Fault under the Sea of Marmara. - *Geophysical Journal International*, 188, 3, 1071-1087, 10.1111/j.1365-246X.2011.05289.x.
- Sørensen, M. B., Spada, M., Babeyko, A. Y., Wiemer, S., Grünthal, G. (2012): Probabilistic tsunami hazard in the Mediterranean Sea. - *Journal of Geophysical Research*, 117, B01305, 10.1029/2010JB008169.
- Walter, T. R., Manzo, M., Manconi, A., Solaro, G., Lanari, R., Motagh, M., Woith, H., Parolai, S., Shirzaei, M., Zschau, J., Baris, S., Ansal, A. (2010): Satellite Monitoring of Hazards: A focus on Istanbul, Turkey. - *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 91, 36, 313-314, 10.1029/2010EO360001.



Abb. 6: Blick über den Bosphorus auf die Megacity Istanbul (Foto: H. Woith, GFZ)

Fig. 6: View of the megacity Istanbul across the Bosphorus