

System Erde

GFZ-Journal

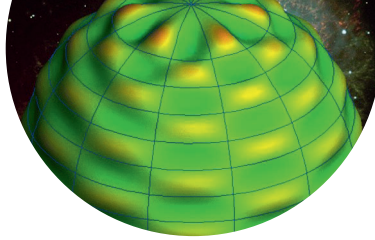
GFZ

Helmholtz-Zentrum
POTS DAM

2013 – Heft 1

SCHWERPUNKT

Mathematik
in den Geowissenschaften



Inhalt

6

Vermessung des Erdschwerefelds mit Satelliten – Genauigkeitssteigerung durch Einsatz neuer Techniken

Christoph Förste

14

Mathematische Methoden in der Geomagnetik – Verbesserung der Modellauflösung

Reyko Schachtschneider, Ingo Wardinski, Martin Rother, Vincent Lesur

20

Berechnung des elektrischen Widerstands im Untergrund – 100 Jahre CPU-Zeit in einem Jahr

Oliver Ritter, Dirk Brändlein, Alexander Grayver, Naser Meqbel, Gerard Muñoz, Kristina Tietze, Ute Weckmann

26

Die Erde durchleuchten: Modellierung von seismischen Signalen

Rainer Kind und Forough Sodoudi

32

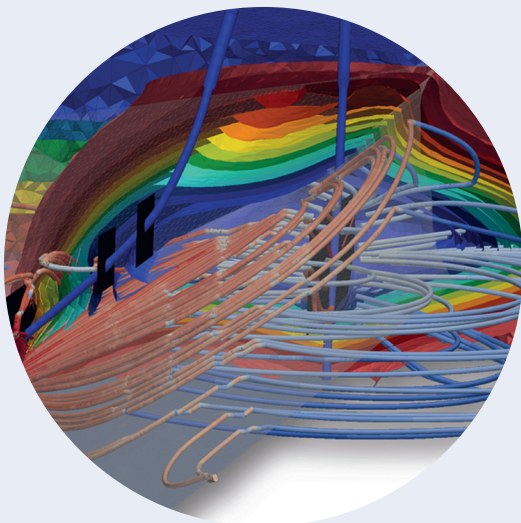
Am Puls der Erde – Natürliche Vibrationen und deren Analyse mit der seismischen Interferometrie

Christoph Sens-Schönfelder und Tom Richter

40

Schnelle und zuverlässige Tsunami-Frühwarnung mit hochpräziser Echtzeit-GNSS-Prozessierung und gleichzeitiger Simulation

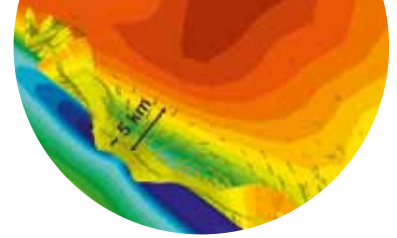
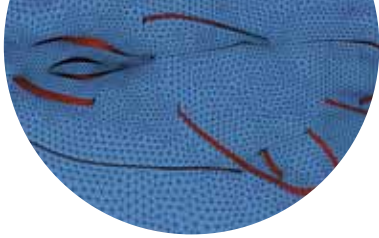
Andrey Babeyko, Andreas Höchner, Maorong Ge, Rongjiang Wang, Stephan Sobolev



Titelbild

Modellierungsergebnis: Isothermenflächen und Grundwasserströmungslinien als Ergebnis einer Simulation des Entwicklungszyklus des geothermisch genutzten Reservoirs Groß Schönebeck (In-situ-Geothermielabor des Deutschen GeoForschungsZentrums GFZ) über einen Zeitraum von 30 Jahren

Abbildung: GFZ-Sektion „Sedimentbeckenanalyse“, vgl. Beitrag Cacace et al. in diesem Heft, S. 62-69



46 Erdbebensimulation im Computer – Erwartungen, Grenzen und Herausforderungen der vierdimensionalen Computersimulation von Erdbeben-Szenarien für das Marmarameer südlich von Istanbul
Oliver Heidbach, Tobias Hergert, Dietrich Stromeyer, Gottfried Grünthal

54 Probabilistische seismische Gefährdungsabschätzungen
Gottfried Grünthal, Dietrich Stromeyer, Oliver Heidbach

62 Beckenmodellierung: Temperatur in Sedimentbecken
Mauro Cacace, Magdalena Scheck-Wenderoth, Yvonne Cherubini, Anna Maria Przybycin

70 Neuronale Netze und Selbstorganisation – neue Perspektiven bei der Interpretation von Geodaten
Klaus Bauer, Umar Muksin, Gerard Muñoz

78 Data Mining und visuelle Datenexploration zur Beantwortung geowissenschaftlicher Fragestellungen
Doris Dransch, Mike Sips, Andrea Unger, Patrick Köthur

84 Netzwerk

- 84 Modellierung als Werkzeug – Interviews mit drei Doktoranden des Helmholtz-Kollegs GeoSim
- 90 Astrium baut zwei neue Forschungssatelliten für NASA/GFZ-Mission GRACE-FO
- 91 Experiment zur Klimaforschung an Bord der Internationalen Raumstation ISS
- 91 GFZ-Beteiligung am Aufbau des neuen Forschungszentrums Skolkovo bei Moskau
- 92 IUGG-Sekretariat am GFZ

- 92 Das Hochwasser vom Juni 2013 in Deutschland
- 94 Wasser – Georessource und Lebensgrundlage
- 95 Extremes Wasser
- 96 Erdbebenlücke vor den Toren Istanbuls
- 97 Forschung als Motor für die Energiewende
- 97 Internationale Zusammenarbeit

100 Ausgezeichnet

105 Bücher

Alle Artikel auch im Internet verfügbar:
systemerde.gfz-potsdam.de

Editorial

Mathematik als Sprache der Geowissenschaften



Der deutsche Mathematiker David Hilbert formulierte zu Beginn des 20. Jahrhunderts: „Die Mathematik ist das Instrument, welches die Vermittlung bewirkt zwischen Theorie und Praxis, zwischen Denken und Beobachten: sie baut die verbindende Brücke und gestaltet sie immer tragfähiger. Daher kommt es, dass unsere ganze gegenwärtige Kultur, soweit sie auf der geistigen Durchdringung und Dienstbarmachung der Natur beruht, ihre Grundlage in der Mathematik findet.“ Dabei ist die Mathematik nicht nur Instrument, sondern selbst Wissenschaft. Genau besehen handelt es sich um einen rückgekoppelten Mechanismus: die gelungene Beschreibung des

Naturprozesses als Resultat der Forschung ist zugleich die Basis für einen neuen Ansatz zur weiteren Erkenntnis. Das breite mathematische Instrumentarium der Geowissenschaften bildet da keine Ausnahme.

Dabei stößt man auf das Problem, dass die Geowissenschaften es im Regelfall mit gekoppelten, meist nichtlinearen Gleichungssystemen zu tun haben, bei denen eine analytische Lösung nicht oder nicht eindeutig möglich ist. Einen Lösungsansatz bietet das moderne Hilfsmittel der numerischen Mathematik durch Diskretisierung der Gleichungsgrößen: moderne Differenzen- oder Finite-Elemente-Verfahren erlauben computergestützt die Lösung solcher komplexen Gleichungssysteme.

Zugleich zeigen sich aber auch die Grenzen einer rein deterministischen Betrachtungsweise. Die Gleichungssysteme der Naturwissenschaften setzen üblicherweise voraus, dass sich im Experiment unter exakt gleichen Anfangs- und Randbedingungen stets das gleiche Ergebnis einstellt. So hilfreich dieses Vorgehen unter präzise definierten Laborbedingungen für den Erkenntnisgewinn ist, so wenig entspricht es der Realität um uns herum: die Natur ist nicht statisch und deterministisch, ihr ist ein hohes Maß an Zufall inhärent. Die Darstellung dieser Zufallsprozesse mit Hilfe der Stochastik ist ebenfalls ein blühender Zweig der Naturwissenschaften, so sind auch in unserem Fach probabilistische Verfahren, beispielsweise in der Gefährdungseinschätzung von Geohazards, üblich.

Es ist wohl kein Zufall, dass es ein Geowissenschaftler war, welcher der Physik Anfang der 1960er Jahre einen neuen Ansatz gab, der zunächst rein mathematisch begründet war: der Umschlag einer laminaren Strömung in ein nicht vorhersagbares, turbulentes Verhalten brachte den Meteorologen Edward Lorenz auf die Idee, dieses scheinbar chaotische Verhalten in ein passendes mathematisches Formelwerk zu kleiden, die Chaostheorie. Dass sie auf einem Feld der Geowissenschaften entstand, liegt nahe: die komplexen Abläufe im System Erde sind ja durchweg dynamisch, nichtlinear und rückgekoppelt.

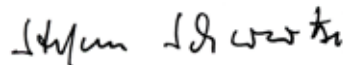
Zu diesen modernen Ansätzen kommt die Möglichkeit, auch riesige Datenmengen zu erfassen und zu verarbeiten, was wiederum ein neues Instrumentarium der mathematisch gestützten Datenorganisation und Darstellung hervorbrachte. Die numerische Modellierung und die Geoinformatik sind nicht mehr nur Werkzeuge der „klassischen“ Geo-Disziplinen, sondern haben sich zu eigenen Methodiken entwickelt, welche in die genannten Disziplinen zurückwirken. In der Natur sind evolutionäre Vorgänge der Normalfall, also lernende Systeme, nicht nur in der Biosphäre unseres Planeten. Die Modellierung solcher Vorgänge hat unter dem Stichwort „neuronale Netze“ in den letzten Jahren beträchtliche Fortschritte gemacht, ihre Anwendung ist auch in den Geowissenschaften ein vielversprechender Ansatz.

Die in dieser Ausgabe von „System Erde. GFZ-Journal“ ausgewählten Arbeiten von GFZ-Wissenschaftlerinnen und -Wissenschaftlern zum Schwerpunkt Mathematik in den Geowissenschaften geben einen Einblick in die Vielfalt der angewandten Verfahren.

Ist das Buch der Natur in der Sprache der Mathematik geschrieben, wie Galileo es 1623 in seiner Schrift „Il Saggiatore“ formulierte? Sie ist sprachliches Werkzeug zur Erkenntnis der Natur und zugleich eigene Wissenschaft. Und wie jede Sprache unterliegt sie dem Wandel, weil sie ständig gezwungen wird, neue Erkenntnisse adäquat zu beschreiben.



Prof. Dr. Dr. h.c. Reinhard F. Hüttl
Wissenschaftlicher Vorstand



Dr. Stefan Schwartze
Administrativer Vorstand

Vermessung des Erdschwerefelds mit Satelliten

Genauigkeitssteigerung durch Einsatz neuer Techniken

Christoph Förste

Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam

The Earth's gravity field is inhomogeneous and temporally variable. It reflects the inner and outer structure of our planet. Therefore, the investigation of the gravity field is essential for understanding the System Earth. But the precise mapping of the gravity field on global scales including its temporal variations is only possible using satellites. This can be done indirectly by analyzing satellite orbit deviations which began in 1957 with the estimation of the Earth's flattening by tracking the first artificial satellites. Today, the GRACE- and GOCE-missions represent the technological summit in the field of satellite-based gravity field determination. GFZ German Research Centre for Geosciences is involved in both missions. Future gravity missions will be based on the experiences and results of these two projects. Particularly the GRACE mission will be continued by GRACE-FO which is presently under development together with U.S. colleagues, again involving significant GFZ contribution. The launch of GRACE-FO is scheduled for 2017.



Das Schwerefeld der Erde

Unsere Erde ist durch ihre Rotation an den Polen abgeplattet. Die Figur unseres Planeten ist daher in erster Näherung ein Rotationsellipsoid, dessen Nord-Süd-Achse um 42 km kürzer ist als die Ost-West-Achse am Äquator mit 12 756 km. Deshalb ändert sich die Schwerkraft auf der Erdoberfläche mit der Breite. An den Polen wirkt eine Gravitationsbeschleunigung in Richtung des Erdmittelpunkts von $9,83 \text{ m/s}^2$, die zum Äquator hin auf $9,81 \text{ m/s}^2$ absinkt. Berücksichtigt man die der Erdanziehung entgegengerichtete Zentrifugalbeschleunigung von $-0,03 \text{ m/s}^2$, so ergibt sich am Äquator eine Schwerebeschleunigung (oder kurz Schwere) von $9,78 \text{ m/s}^2$. Die Masse der Erde ist aber nicht gleichmäßig verteilt, sondern im Innern schalenförmig aufgebaut. An den Übergangszonen zwischen diesen Schalen vom Zentrum über den äußeren Erdkern, den Erdmantel bis zur Erdkruste gibt es unregelmäßig verteilte Dichtesprünge und auch innerhalb der Schalen variiert die Dichte. Augenfällig wird die ungleiche Massenverteilung an der Erdoberfläche anhand der Topographie. All das hat zur Folge, dass das tatsächliche Schwerefeld vom sogenannten Normalschwerefeld des Rotationsellipsoids abweicht. Diese Abweichung wird als Schwereanomalie bezeichnet. Abb. 1 zeigt eine Weltkarte der Schwereanomalien des kürzlich am Deutschen GeoForschungs-Zentrum GFZ berechneten Schwerefeldmodells EIGEN-6C. Man erkennt darauf deutlich die Zusammenhänge zwischen dem Schwerefeld und topographisch-geophysikalischen Strukturen. Große topographische Blöcke wie der Himalaya und der Nordatlantische Rücken erzeugen große positive Schwereanomalien, die Tiefseegräben am Rand des Nordwestpazifiks und vor der Westküste Südamerikas dagegen große negative Schwereanomalien. Auch die Kette der teilweise unterseeischen Vulkankegel, ausgehend von Hawaii, ist deutlich zu sehen. Großflächige Hochs und Tiefs in der Verteilung der Schwereanomalien sind mit Strukturen und Prozessen im tieferen Erdinnern korreliert (Reigber und Schwintzer, 2003). Die Schwerehochs im Westpazifik und an der Westküste Südamerikas sind Folge des dort

stattfindenden Abtauchens alter und damit dichter ozeanischer Lithosphäre in den Erdmantel. Andere Schwerehochs sind mit Gebieten korreliert, wo vermutlich aufgrund der Mantelkonvektion heißes Material die darüber liegende Lithosphäre aufwölbt. Man erkennt dies im Nordatlantik um Island und südöstlich Afrikas. Das prägnante Tief südlich Indiens könnte mit der nordwärts gerichteten Bewegung der indischen Lithosphärenplatte zusammenhängen, die das Himalaya-Massiv aufschiebt und auf der Rückseite die Masse im Erdmantel ausdünn. Ein weiteres Schweretief über Kanada ist ein Überbleibsel der letzten Eiszeit vor etwa 20 000 Jahren. Der damals mächtige Eisschild hatte dort die Lithosphäre und den oberen Mantel nach unten gedrückt. Das Abschmelzen des Eises vor etwa 6000 Jahren hat ein Massendefizit hinterlassen, das bis heute wegen der Zähflüssigkeit des Erdmantels nicht vollständig aufgefüllt ist.

Die mathematische Darstellung des Erdschwerefelds und das Geoid

Gemäß dem Newtonschen Gravitationsgesetz ist die auf einen Körper wirkende Erdanziehungskraft proportional zu seiner Masse, d. h. alle Körper fallen mit derselben Beschleunigung nach unten. Die Fallbeschleunigung ist deshalb der Schwerkraft äquivalent und wird in der Geodäsie und Geophysik als Maß für das Erdschwerefeld verwendet.

Die Schwerkraft bzw. die Fallbeschleunigung ist eine vektorielle Größe. Wenn man in diesem Kraftfeld einen Körper in eine größere Höhe bringen will, muss man mechanische Arbeit gegen die Schwerkraft verrichten, die als potentielle Energie gespeichert bleibt und beim „Herunterfallen“ wieder abgegeben wird. Da die mechanische Arbeit beim Anheben eines Körpers vom zurückgelegten Weg unabhängig ist, kann man das vektorielle Schwerefeld durch die skalare Größe des Potentials V beschreiben. Die Schwerkraft, d. h. genauer gesagt die Fallbeschleunigung \vec{g} ergibt sich dabei aus dem Potential V zu

$$\vec{g} = \text{grad } V \quad (1)$$

Im globalen Maßstab wird V üblicherweise als Kugelfunktionsreihenentwicklung dargestellt (Torge, 2003):

$$V(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r} \left(C_{00} + \sum_{l=1}^{\infty} \left(\frac{R}{r} \right)^l \sum_{m=0}^l [C_{lm} P_{lm}(\sin \varphi) \cos m\lambda + S_{lm} P_{lm}(\sin \varphi) \sin m\lambda] \right) \quad (2)$$

mit

(r, λ, φ) = Kugelkoordinaten (Abstand vom Geozentrum sowie sphärische Länge und Breite)

R = mittlerer Erdradius am Äquator: $\sim 6378,136 \text{ km}$

GM = Produkt aus universeller Gravitationskonstante G und der Masse des Erdkörpers M : $\sim 3,986 \times 10^{14} \text{ m}^3/\text{s}^2$

l, m = Grad und Ordnung der Kugelfunktionsentwicklung

Links: Hochgebirgsblöcke bilden positive Schwereanomalien: Ansicht des Alaska-Rückens mit dem 6194 m hohen Mount McKinley (Foto: Ch. Förste)

Left: High-altitude mountains generate positive gravity anomalies: Picture of the Alaska range with Mount McKinley, 6194 m above sea level



Kontakt: Ch. Förste
(foer@gfz-potsdam.de)

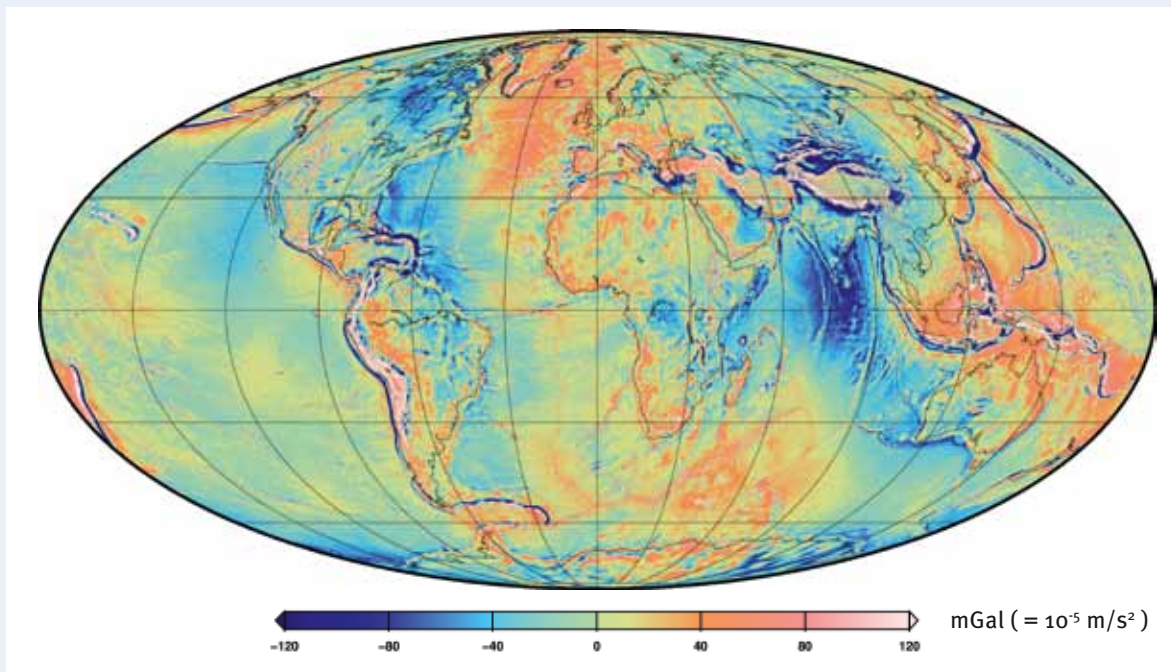


Abb. 1: Globale Abbildung der Schwereanomalie, d. h. der Abweichung der Schwerebeschleunigung gegenüber der Normal-schwere auf dem Rotationsellipsoid, hier dargestellt zwischen -120 und +120 mGal. Die Maximalwerte erreichen dabei rund 500 mGal = $5 \times 10^{-3} \text{ m/s}^2$, also 500 Millionstel der Normalschwere.

Fig. 1: Global plot of the gravity anomaly which is the deviation of the acceleration of free fall w.r.t. normal gravity on the rotational ellipsoid of the Earth. The scale of this plot is between -120 and +120 mGal but peak values reach about 500 mGal = $5 \times 10^{-3} \text{ m/s}^2$ which means 500 millionths of normal gravity.

Die in (2) enthaltenen Kugelflächenfunktionen P_{lm} sind dreidimensionale Wellen mit Kugelsymmetrie (Abb. 6). Analog zu akustischen Klängen lässt sich das näherungsweise kugelsymmetrische Erdschwerefeld als Überlagerung von Kugelfunktionen verschiedener Wellenlängen beschreiben. Die Kugelfunktionskoeffizienten C_{lm} und S_{lm} bilden dabei die Amplituden der Einzelwellen. Da die P_{lm} für verschiedene l und m linear unabhängig sind, lassen sich die Kugelfunktionskoeffizienten mittels spezieller Analysetechniken indirekt bestimmen. Ein Datensatz C_{lm} und S_{lm} wird als Schwerefeldmodell bezeichnet. Der nach dem Zentralterm ($C_{00}=1,0$) nächstkleinere Koeffizient C_{20} beschreibt die Abplattung der Erde und beträgt mit seinem sogenannten normalisierten Wert im Mittel $-0,00048416525$. Alle anderen Kugelfunktionskoeffizienten sind mehr als drei Größenordnungen kleiner als C_{20} .

Das Potential V ist keine abstrakte Größe, denn unter dem Einfluss der Schwerkraft haben alle Körper das Bestreben, den Zustand geringster potentieller Energie zu erreichen, d. h. nach unten zu fallen. Augenfällig ist dies beim Wasser, das von Orten größerer Höhe (= höheres Potential) zum Ort niedrigerer Höhe (= niedrigeres Potential) hinabfließt. Der tiefste Punkt für das Herabfließen des Wassers ist der Wasserspiegel der Weltmeere. Abgesehen von Gezeiten, Strömungen und Wellen befindet sich das Wasser in den Weltmeeren gegenüber dem Erdschwerefeld im statischen Gleichgewicht. Die Meeresoberfläche ist deshalb eine Äquipotentialfläche mit $V(r, \lambda, \phi) = \text{const}$. Sie wird als Bezugsfläche des Erdschwerefelds betrachtet (Geoid) und stellt gleichzeitig die Höhe Normal-Null dar. Die Topographie auf den Kontinenten stellt keine Äquipotentialfläche dar. Hier denkt man sich das Geoid im Untergrund als virtuelle Fläche fortgesetzt. Die Abweichung des Geoids vom

Rotationsellipsoid wird als Geoidundulation bezeichnet und ist neben der Schwereanomalie eine weitere übliche Beschreibung des Erdschwerefelds. Das Geoid weist Beulen und Dellen mit Abweichungen von bis zu 100 m nach oben und unten auf und erinnert bei stark überhöhter 3D-Darstellung an eine Kartoffel (Flechtner et al., 2012).

Grundprinzipien der Schwerefeldbestimmung mit Satelliten und die Steigerung der Genauigkeit durch moderne Techniken

Auf den Kontinenten kann man die Schwere lokal mit sehr hoher Genauigkeit messen. Das geschieht mit Gravimetern und findet Anwendung in Geophysik, Lagerstättenerkundung

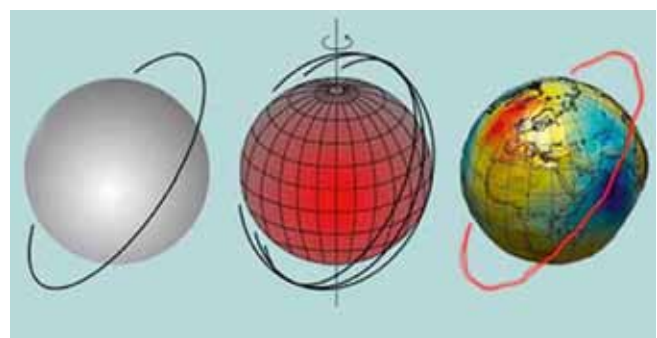


Abb. 2: Bahnbewegung eines Satelliten um Kugel, abgeplattete Erde und wirkliche Erde (Quelle: Reiner Rummel, IAPG, TU München)

Fig. 2: Orbit shapes of a satellite revolving a sphere, a flattened Earth and the real Earth



Abb. 3: Beginn der Satellitengeodäsie auf dem Telegrafenberg in Potsdam 1957: Bahnvermessung von Sputnik-2, links mit Zenitfernrohr und Stoppuhr (Foto: V. Kroitisch), rechts auf dem Dach des damaligen Astrophysikalischen Observatoriums mit einer Kamera (Montage mit einer fotografierten Satellitenspür, Quelle unbekannt)

Fig. 3: The beginning of satellite geodesy on the Telegrafenberg hill in Potsdam in 1957: Optical orbit tracking of Sputnik-2, left with zenith telescopes and stop, right on the roof of the former Astrophysical Observatory using a camera

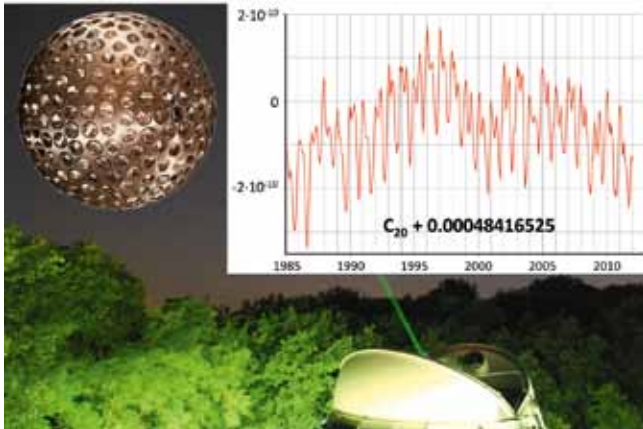


Abb. 4: Oben rechts: Zeitliche Variationen der Erdabplattung (C_{20}) zwischen 1985 und 2012 (Quelle: GRGS Toulouse), bestimmt aus Laser-Messungen zu den LAGEOS-Satelliten (oben links, Foto: NASA/MSFC). Im Hintergrund der nächtliche Betrieb der Satelliten-Laserstation des GFZ (Foto: GFZ)

Fig. 4: Temporal variation of the Earth's flattening (C_{20}) between 1985 and 2012 as estimated from Laser measurements to the LAGEOS satellites (upper left). The background is the Satellite Laser Ranging station Potsdam during night-time operation.

und Hydrologie. Aber die Einordnung lokaler Schweremessungen in Ozeane und Kontinente umspannende Bezugssysteme bleibt ungenau. Die Lösung dieses Problems besteht darin, das Schwerefeld mit Satelliten vom Weltraum aus zu vermessen. Da sich die Erde umkreisende Himmelskörper aber im schwerelosen Zustand befinden, kann man auf Satelliten nicht mit einem Schwerkraft-Sensor arbeiten. Das Schwerefeld wird daher wie folgt indirekt vermessen: Wäre die Erde eine homogen aufgebaute Kugel, würde ein Satellit gemäß den Keplerschen Gesetzen auf einer exakten Ellipsenbahn um die Erde kreisen (Abb. 2 links). Doch die Abweichung von der Kugelform bewirkt Abweichungen von der Kepler-Bahnellipse. So verursacht die Abplattung der Erde ein langsames Verdrehen der Bahnebene im Raum und die Bahnkurve gleicht einer sich „windenden“ Spirale. (Abb. 2 Mitte). Die Feinstruktur des realen Erdschwerefelds bewirkt schließlich weitere Verkrümmungen der Satellitenbahnkurve (Abb. 2 rechts).

Die Analyse der Bahnstörungen ermöglicht umgekehrt, die unregelmäßige Struktur des Erdschwerefelds abzuleiten. Dazu müssen die Satellitenbahnen möglichst präzise vermessen werden. Am Beginn des Raumfahrtzeitalters nach 1957 wurde dies zunächst am Boden mit optischen Richtungsmessungen realisiert. So konnte man damals die Erdabplattung C_{20} mittels der ersten Erdtrabanten wie Sputnik-2 in bis dahin unerreichter Genauigkeit bestimmen (Merson et al., 1958). Das dabei angewandte Grundprinzip ist in der Box auf Seite 13 erläutert. Auch auf dem Telegrafenberg in Potsdam, dem Hauptstandort des GFZ, wurden damals begonnen, Satellitenbahnen zu vermessen (Abb. 3).

Später wurden die optischen Verfahren durch Radartechniken abgelöst und seit den 1970er Jahren werden Laserteleskope für die Bahnverfolgung eingesetzt. Damit können Satelliten mit Millimetergenauigkeit verfolgt werden. Besondere Bedeutung haben dabei die LAGEOS-Satelliten (LASer GEOdynamics Satellite, Abb. 4), zwei Metallkugeln von 60 cm Durchmesser und ~400 kg Masse, die seit 1976 bzw. 1992 in etwa 6000 km Höhe um die Erde kreisen. Ihre Oberflächen sind mit Reflektoren ausgestattet, die jeden auftreffenden Laserstrahl in sich selbst spiegeln. Durch die Kugelform und ihr hohes Verhältnis von Masse zu Querschnitt sind die Bahnen der LAGEOS-Satelliten sehr genau berechenbar. Lasermessungen zu diesen beiden Satelliten ermöglichen heute sogar die Registrierung zeitlicher Veränderungen der Erdabplattung d. h. des Koeffizienten C_{20} . Die Kurve in Abb. 4 rechts oben zeigt die zeitlichen Variationen von C_{20} um seinen Mittelwert während der vergangenen 25 Jahre. Zum einen sieht man jährliche Oszillationen. Diese werden u. a. durch jahreszeitliche Variationen der Eisbedeckung an den Polen und der in den tropischen Flusssystemen gespeicherten Wassermengen verursacht. Zum anderen erkennt man längerfristige Änderungen: Bis 1998 hat C_{20} im Mittel zugenommen, d. h. die Abplattung ging zurück. Dieser Trend wird u. a. durch die nacheiszeitlichen Landhebungen auf der nördlichen Hemisphäre in Kanada verursacht. Seit 1998

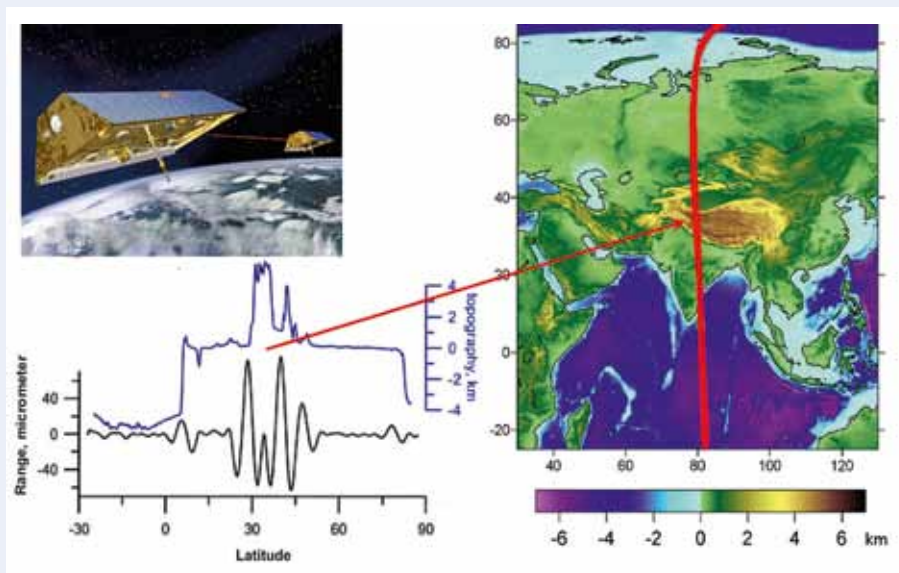


Abb. 5: Das Prinzip der Mikrowellenmessungen bei GRACE: Abstandsänderung (schwarze Kurve unten links) zwischen den beiden GRACE-Satelliten (oben links) beim Flug über den Himalaya (rechts). Die blaue Kurve (unten links) ist die überflogene Topografie entlang der Satellitenbahn.

Fig. 5: The principle of the GRACE microwave measurements: Variation of the distance (black curve) between the two GRACE satellites (upper left) when passing the Himalaya range (right). The blue curve is the topography along the orbit.

nimmt C_{20} wieder ab, d. h. die Erdabplattung wird wieder stärker. Der Grund hierfür ist ein durch den aktuellen Klimawandel bedingtes beschleunigtes Abschmelzen der Eismassen in den Polregionen, dessen Signal das der nacheiszeitlichen Landhebungen überlagert.

Vom Boden aus lassen sich Satellitenbahnen aber nur bruchstückhaft verfolgen und die räumliche Auflösung der damit berechneten Erdschwerefeldmodelle bleibt nur sehr grob (Abb. 7a). Deshalb war es ein Meilenstein der Satellitengeodäsie, als an Bord von Satelliten erstmals Empfänger des amerikanischen Navigationssystems GPS (Global Positioning System) verwendet wurden. GPS gestattet die kontinuierliche Bahnverfolgung mit Zentimetergenauigkeit im Sekundentakt und wurde zur Schwerefeldbestimmung ab 2000 auf dem GFZ-Satelliten CHAMP (CHALLENGING Mini-satellite Payload) eingesetzt. Mit CHAMP gelang es erstmals, das Erdschwerefeld allein aus den Bahnstörungen eines einzigen Satelliten abzuleiten. Außerdem wurde eine deutliche Steigerung der Genauigkeit bzw. räumlichen Auflösung erreicht (Abb. 7b).

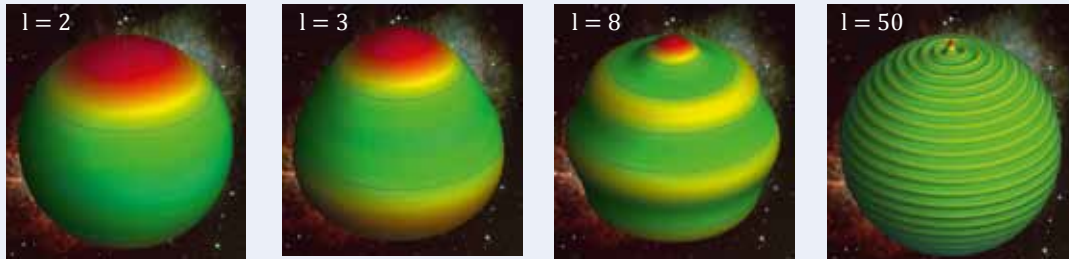
Die Ableitung des Schwerefelds aus GPS-Messungen ist mit verschiedenen Analysetechniken möglich. Am GFZ wird die „Dynamische Methode“ angewandt. Dabei wird die Bahn des Satelliten unter Verwendung von Näherungswerten für Ort und Geschwindigkeit numerisch integriert. In diese Rechnungen gehen die verschiedenartigen Kräfte ein, die auf den Satelliten wirken: zum einen gravitative Kräfte, wie das Erdschwerefeld und Gezeitenkräfte von Mond, Sonne und Planeten, zum anderen nichtgravitative Kräfte wie der Luftwiderstand der Hochatmosphäre sowie Sonnen- und Erdstrahlungsdruck. Aus den funktionalen Zusammenhängen zwischen den Satellitenbahnkurven und den Kugelfunktionskoeffizienten des Erdschwerefelds lassen sich letztere durch eine Ausgleichung nach kleinsten Quadraten bestimmen. Dazu sind Gleichungssysteme mit mehreren tausend Unbekannten aufzustellen und zu lösen. Dieses Verfahren ist auch in anderen Fachgebieten verbreitet und wird z. B. bei der Bestimmung der Parameter des Erdmagnetfelds angewandt (vgl. Artikel Schachtschneider et al. in diesem Heft).

Eine weitere Verbesserung der Schwerefeldbestimmung lässt sich durch die Analyse differentieller Bahnstörungen, d. h. die Auswertung der Relativbewegung mehrerer Satelliten erreichen. Das wurde erstmals bei der 2002 gestarteten GRACE-Mission verwirklicht (Gravity Recovery And Climate Experiment; Tapley et al., 2004), eine Weiterentwicklung der CHAMP-Mission. Die beiden GRACE-Satelliten folgen einander im Abstand von rund 220 km auf gleicher Bahn in rund 450 km Höhe. Der Abstand zwischen ihnen wird mit Mikrowellen in Mikrometerngenauigkeit gemessen. Bei der Annäherung an eine positive Massen-anomalie auf der Erde wird der vorangehende Satellit durch die Anziehungskraft stärker beschleunigt als der nachfolgende. Überquert der erste Satellit die Massen-anomalie, beginnt für ihn die Abbremsphase, während der zweite noch beschleunigt wird. Entfernen sich beide Satelliten von der Massen-anomalie, so wird der zweite zunächst noch stärker abgebremst als der nun weiter entfernte erste Satellit. Beim Überflug über den Himalaya führt das zu der in Abb. 5 dargestellten Signatur im relativen Abstand. Zur Verdeutlichung sind hier nur die kurzwelligen Signalanteile von Perioden < 100 s im eigentlich 4 km großen Gesamtsignal wiedergegeben. Das entspricht bei einer Fluggeschwindigkeit von etwa 7 km/s dem Effekt von Strukturen im Erdschwerefeld, die eine Ausdehnung von bis zu 700 km haben.

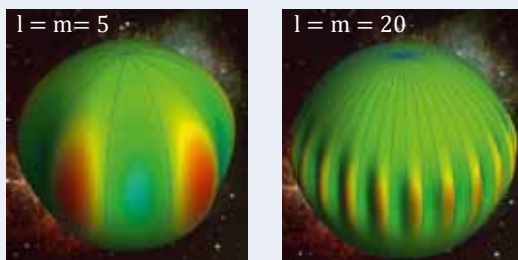
Aus GRACE-Messungen bestimmte Schwerefeldmodelle haben gegenüber CHAMP eine etwa zweifach höhere räumliche Auflösung (Abb. 7c). Außerdem ist es mit GRACE-Daten erstmals möglich geworden, monatliche Massenveränderungen mit einer räumlichen Auflösung von etwa 300 bis 500 km zu registrieren (Flechtner und Förste, 2012). Dadurch sind z. B. jahreszeitliche Wasserspeicheränderungen in großen Flusssystemen wie Amazonas oder Kongo und die Eisschmelze auf Grönland direkt im Erdschwerefeld beobachtbar. Die moderne Schwerefeldbestimmung leistet damit einen wichtigen Beitrag zur Klimaforschung, was 1957 beim Start von Sputnik-2 nicht abzusehen war.

Ein neues Verfahren der Satelliten-Schwerefeldbestimmung ist bei GOCE (Gravity field and steady-state Ocean circulation mission, ESA 2013), der 2009 erfolgreich in eine Erdumlaufbahn

1. Zonale Kugelfunktionen/Zonal Spherical Harmonics: $m = 0$



2. Sektorielle Kugelfunktionen/Sectorial Spherical Harmonics: $l = m$



3. Tesserale Kugelfunktionen/Tesseral Spherical Harmonics:

$l \neq m$ mit $m < l$ und $m \neq 0$

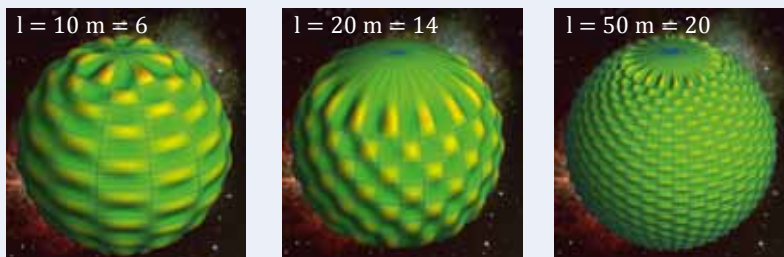


Abb. 6: Beispiele der drei Arten von Kugelflächenfunktionen P_{lm} für verschiedene Grade l und Ordnungen m

Fig. 6: Examples of the three kinds of Spherical Harmonics P_{lm} for different degrees l and orders m

in rund 250 km Höhe gestartet wurde, verwirklicht worden. Hier wird das Schwerefeld erstmals nicht mit der Bahnstörungs-
methode bestimmt: Der Massenschwerpunkt eines die Erde umkreisenden Satelliten befindet sich im schwerelosen Zustand. Aber in geringem Abstand vom Schwerpunkt sind differenzielle Schwerkkräfte (Schweregradienten) vorhanden, die als Beschleunigungsdifferenzen messbar sind. Der GOCE-Satellit enthält daher sechs Beschleunigungsmesser, die in den drei Raumrichtungen paarweise im Abstand von etwa 0,5 m um den Massenschwerpunkt angeordnet sind. Diese Sensoren haben eine extrem hohe Messgenauigkeit von 10^{-12} m/s^2 und registrieren den Schweregradienten als Funktional des Gravitationsfelds (Rummel et al., 2011). Dieses Verfahren ermöglicht die doppelte räumliche Auflösung in der Schwerefeldbestimmung gegenüber GRACE (Abb. 7d). Um globale Schwerefeldmodelle höherer räumlicher Auflösung zu erhalten, werden Satelliten-schwerefeldmodelle mit Schweredaten aus der Satellitenaltimetrie über den Ozeanen sowie terrestrischer, schiffs- oder flugzeuggestützter

Gravimetrie kombiniert. Das in Abb. 1 dargestellte EIGEN-6C ist ein solches Kombinationsmodell und hat eine räumliche Auflösung von rund 12 km.

Ausblick

Das inhomogene und zeitlich variable Erdschwerefeld spiegelt die inneren und äußeren Strukturen im Aufbau des Erdkörpers wider. Die genaue Kenntnis des Schwerefelds und seiner zeitlichen Änderungen ist deshalb zum Verständnis des Systems Erde unverzichtbar. Die präzise globale Vermessung des Schwerefelds ist aber nur mit Hilfe von Satelliten möglich. Gegenwärtig repräsentieren GRACE und GOCE den technologischen Höhepunkt der satellitengestützten Schwerefeldvermessung. Zukünftige Schwerefeldmissionen werden auf den Erfahrungen und Erfolgen dieser beiden, unter GFZ-Beteiligung durchgeführten Satellitenprojekte aufbauen. Dazu

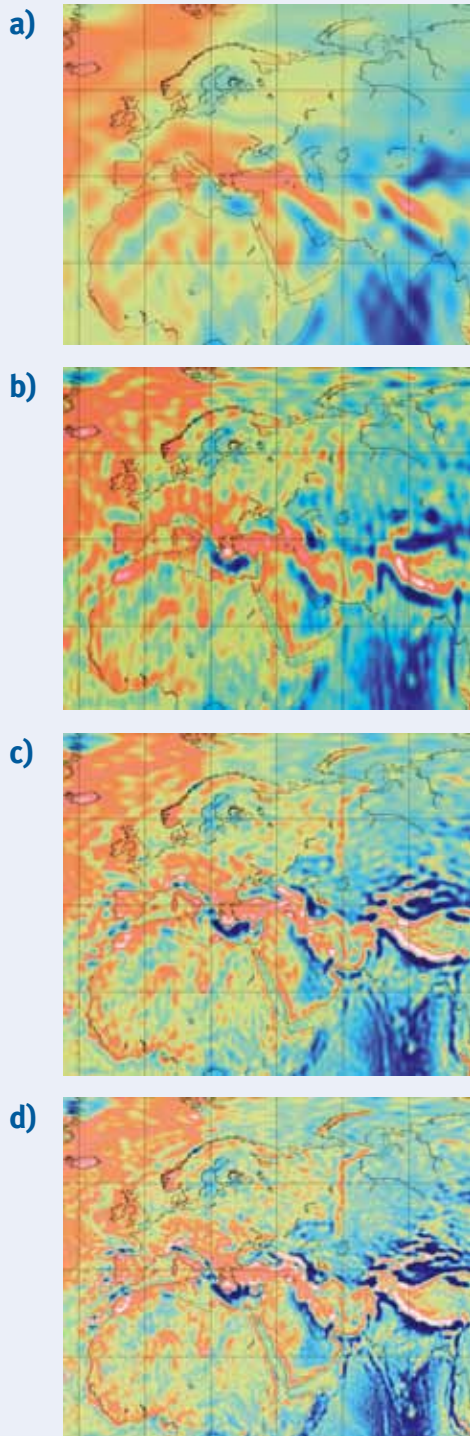


Abb. 7: Die Steigerung der räumlichen Auflösung in der Schwerefeldbestimmung mit Satelliten: Schwereanomalien für Europa, Nordafrika und westliches Asien

- a) 21 Satelliten aus über 25 Jahren vor Beginn der CHAMP-Mission (1999), räumliche Auflösung ~ 1500 km
- b) Sieben Jahre CHAMP (2009), Auflösung ~ 300 km
- c) Sechs Jahre GRACE (2012), Auflösung ~ 150 km
- d) 750 Tage GOCE (2013), Auflösung ~ 80 km

Fig. 7: The improvement of the spatial resolution of the gravity field determination using satellites: Gravity anomalies for Europe, Northern Africa and Western Asia:

- a) 21 satellites out of 25 years before CHAMP (1999), spatial resolution ~ 1500 km
- b) Seven years CHAMP (2009), resolution ~ 300 km
- c) Six years GRACE (2012), resolution ~ 150 km
- d) 750 days GOCE (2013), resolution ~ 80 km

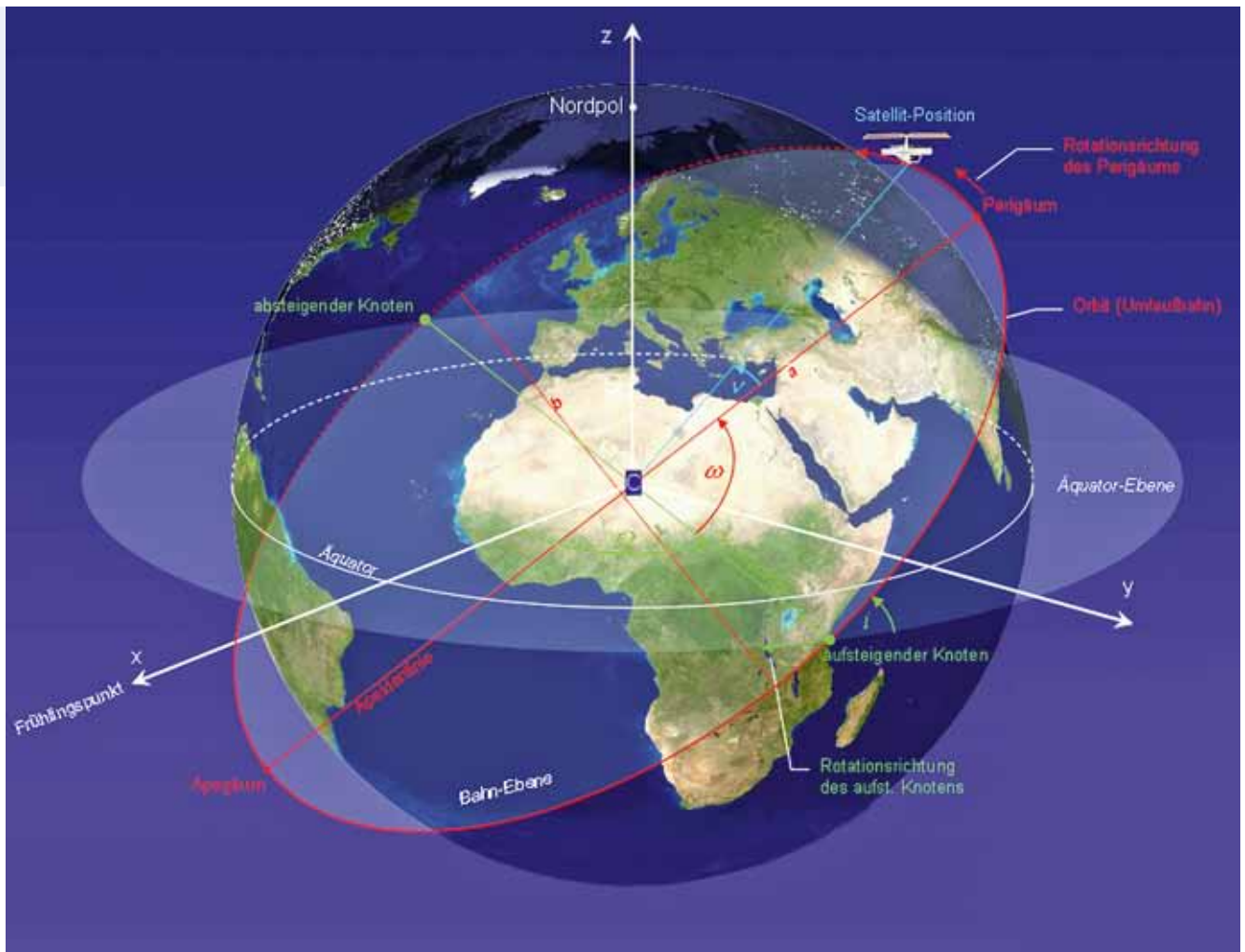
Abb. 8: Die Lage einer Satellitenbahn im Weltraum (Quelle: Wikipedia)

Fig. 8: The orientation of a satellite orbit around the Earth in space

gehört die für GRACE geplante Nachfolgemission GRACE-FO (GRACE Follow-On). Sie wird gegenwärtig vom GFZ gemeinsam mit US-Kolleginnen und Kollegen entwickelt und voraussichtlich 2017 gestartet. Durch Einsatz eines Laser Ranging Instruments (LRI) – zusätzlich zum „klassischen“ Mikrowellenlink von GRACE – wird eine bis zu fünfzigfache Verbesserung der Abstandsmessung ermöglicht. In Kombination mit einer optimierten Satellitenbahn wird insgesamt eine deutlich höhere räumliche wie auch zeitliche Auflösung in der Schwerefeldberechnung erwartet.

Literatur

- European Space Agency (o. J.): GOCE, <http://www.esa.int/GOCE>.
- Flechtner, F., Förste, C. (2012): Schwerkraft ist Klima: Beobachtung von Massentransporten im System Erde mit GRACE und GRACE-FO. - System Erde, 2, 1, 12-15, 10.2312/GFZ.syserde.02.01.2.
- Kaula, W. M. (2000): Theory of Satellite Geodesy : applications of satellites to geodesy, Mineola, 124 p.
- Merson, R. H., King-Hele, D. G. (1958): Use of Artificial Satellites to explore the Earth's Gravitational Field: Results from Sputnik 2 (1957). - Nature, 182, 4636, 640-641, 10.1038/182640a0.
- Reigber, C., Schwintzer, P. (2003): Das Schwerefeld der Erde. - Physik in unserer Zeit, 34, 5, 206-212, 10.1002/piuz.200301023.
- Rummel, R., Yi, W., Stummer, C. (2011): GOCE gravitational gradiometry. - Journal of Geodesy, 85, 11, 777 –790, 10.1007/s00190-011-0500-0.
- Tapley, B. D., Bettadpur, S., Watkins, M., Reigber, C. (2004): The gravity recovery and climate experiment : mission overview and early results. - Geophysical Research Letters, 31, L09607, 10.1029/2004GL019920.
- Torge, W. (2003): Geodäsie, (de Gruyter Lehrbuch), Berlin [u.a.], 369 p.



Bestimmung von C_{20} aus der Störung einer Satellitenbahnkurve

Die Bewegung von Satelliten wird in einem kartesischen Koordinatensystem (x,y,z) beschrieben, dessen Ursprung C im Massenzentrum der Erde liegt. x - und y - Achse spannen dabei die Äquatorebene auf und z entspricht der Erdrotationsachse (Abb. 8). Satellitenbahnen haben näherungsweise die Form einer Ellipse, wo C in einem ihrer beiden Brennpunkte liegt. Die Schnittpunkte der Satellitenbahn mit der Äquatorebene werden aufsteigender und absteigender Knoten genannt. Lage und Form der Bahnellipse inklusive der Bewegung des Satelliten werden mit sechs Bahnelementen beschrieben:

- a, b = große und kleine Halbachse
- i = Inklination
- Ω = Rektaszension des aufsteigenden Knotens
- ω = Argument des Perigäums (erdfernster Punkt auf der Bahnellipse)
- $v(t)$ = Wahre Anomalie: die mit der Zeit fortschreitende Bewegung des Satelliten auf der Bahnellipse

Die Abplattung der Erde führt zum Verdrehen der Bahnellipse d. h. zur zeitlichen Änderung von Ω (siehe „Rotationsrichtung des aufsteigenden Knotens“ in Abb. 8). Der Zusammenhang zwischen Knotendrehung und Erdabplattung C_{20} ist aus der Himmelmechanik ableitbar (Kaula, 1966):

$$\frac{d\Omega}{dt} = \frac{3k\sqrt{5}C_{20}R^2}{2(1-e^2)^2a^2} \cos i \quad (3)$$

$$\text{mit } k = \sqrt{GM} a^{-\frac{3}{2}} \text{ und } e = \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{a}$$

Aus der Messung der Knotendrehung lässt sich der Wert von C_{20} nach (3) direkt bestimmen. Das wurde erstmals 1957 durch Fotografieren von Satellitenspuren am Sternenhimmel realisiert (Abb. 3). Die Knotendrehung typischer Erdbeobachtungssatelliten ist von der Größenordnung einiger Grad pro Tag. Bei GOCE mit einer großen Halbachse von 6612 km in einer Inklination von $96,6^\circ$ und einer nahezu kreisförmigen Bahn ($e = 0$) beträgt sie $\sim 0,98^\circ$ pro Tag.

Mathematische Methoden in der Geomagnetik – Verbesserung der Modellauflösung

Reyko Schachtschneider, Ingo Wardinski, Martin Rother, Vincent Lesur
Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam

Measuring and monitoring the geomagnetic field is an important task for our life. The Earth's magnetic field has an impact on climate and the biosphere and also gives us an insight to the hidden processes inside the Earth's core. Magnetic signatures of the lithosphere are used for prospection and to answer geological questions. The magnetic field surrounding the Earth protects the biosphere from cosmic radiation. Extraterrestrial sources such as eruptions on the sun's surface can have big influences on technical equipment on Earth, therefore early-warning systems are essential. In order to obtain information about signatures from inside the Earth or from outer space, the magnetic field must be known very precisely and be in a form that is easily understandable and easy to handle numerically. Geomagnetic field models help to describe the complex structure of the field with a small number of parameters. With the number of measurements of the geomagnetic field increasing drastically, especially since the satellite era, there is the possibility of high resolution field models. In order to achieve a numerically stable model at very high resolutions, careful data selection and sophisticated inversion techniques are applied. This enables us to reduce the influence of noise from satellite measurements and contribution of unknown ionospheric and magnetospheric sources.

Tripel-Satellitenmission Swarm (Abb. ESA/AOES Medialab)



Das die Erde umgebende Magnetfeld schützt uns vor kosmischer Strahlung und ist eine Voraussetzung für das Leben auf der Erde. Die Vermessung und die genaue Kenntnis des Erdmagnetfelds sind für unser Leben daher von enormer Bedeutung. Das Erdmagnetfeld hat einen direkten Einfluss auf das Klima, die Biosphäre und technische Anlagen. Es liefert uns zudem einen Einblick in die verborgenen Prozesse im Erdkern. Einflüsse von außen, wie z. B. Eruptionen auf der Sonne, können große Auswirkungen auf die vom Menschen eingesetzte Technik haben. So sind elektrische Anlagen anfällig für Störungen durch magnetische Stürme und eine Frühwarnung vor solchen Ereignissen ist von großer Wichtigkeit. Um Informationen über die magnetischen Signaturen aus dem Erdinneren und dem Weltraum ziehen zu können, muss das Erdmagnetfeld genau vermessen und in eine numerisch leicht handhabbare Form (ein sogenanntes Feldmodell) gebracht werden. Magnetische Modelle dienen dazu, die komplexe Struktur des Magnetfelds mit einer kleinen Anzahl von Parametern möglichst genau zu beschreiben. Die ständige Verbesserung dieser mathematischen Modelle, sowohl in der Genauigkeit zu einem bestimmten Zeitpunkt als auch in ihrem zeitlichen Verlauf, ist die Hauptaufgabe der Geomagnetik. Dazu werden immer neue Möglichkeiten der Datenerhebung genutzt. Ein weltweites Netz geomagnetischer Observatorien bildet mit deren sehr genauen Messungen die Grundlage vieler Forschungsarbeiten. Da die räumliche Auflösung eines Modells nur so gut sein kann wie die Auflösung der Daten, ist es notwendig, die Lücken zwischen den lokalen Observatoriumsdaten zu füllen. Das geschieht mit Schiffsmessungen, Repeat-Station-Messkampagnen, flugzeuggestützten Messungen sowie mit geomagnetischen Satellitenmissionen. Das Deutsche GeoForschungsZentrum GFZ betreibt zwei geomagnetische Observatorien in Deutschland, war maßgeblich an der Satellitenmission CHAMP beteiligt, engagiert sich im Projekt GEOHALO mit einer flugzeuggestützten geomagnetischen Messkampagne und leistet Beiträge für die Vorbereitung der Tripel-Satellitenmission Swarm. Im Folgenden soll ein Überblick über die Modellierung des Erdmagnetfelds gegeben und anhand eines Beispiels aus der Lithosphärenfeld-Modellierung veranschaulicht werden.

Wozu dienen Magnetfeld-Modelle?

Um den Zustand des Erdmagnetfelds zu einem bestimmten Zeitpunkt möglichst genau zu beschreiben, entwickelt man sogenannte Modelle. Sie ermöglichen es, den Zustand des Felds

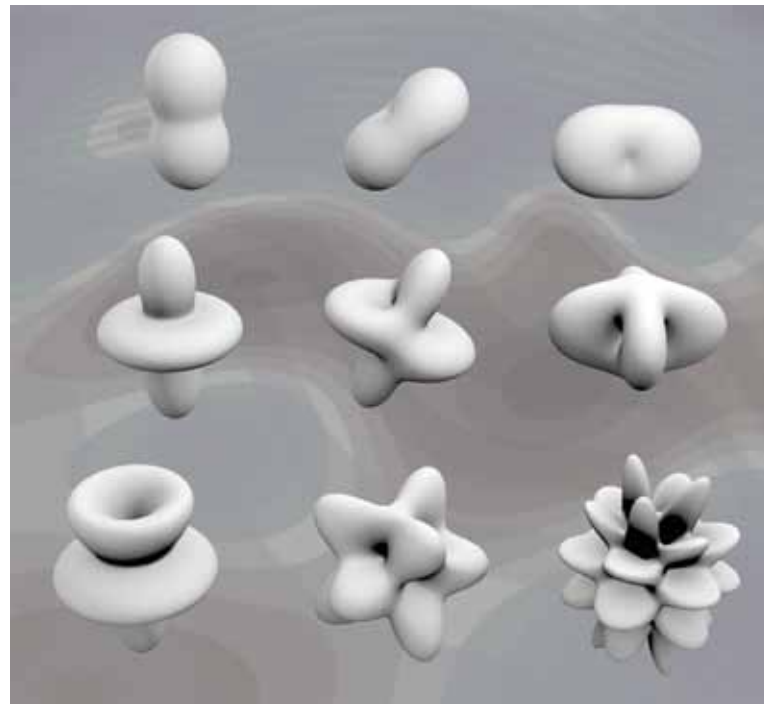


Abb. 1: Beispiele für Kugelflächenfunktionen verschiedener Ordnungen und Grade. Dargestellt sind die Werte als willkürlich skalierte Auslenkung der Einheitskugel für die Funktionen $Y_{2,0}$, $Y_{2,1}$ und $Y_{2,2}$ (v.l.n.r. in der oberen Reihe), $Y_{4,0}$, $Y_{4,1}$ und $Y_{4,4}$ (v.l.n.r. in der mittleren Reihe) sowie $Y_{5,0}$, $Y_{5,3}$ und $Y_{10,3}$ (v.l.n.r. in der unteren Reihe).

Fig. 1: Examples of spherical harmonics of different degrees and orders. Plotted are the functions $Y_{2,0}$, $Y_{2,1}$ and $Y_{2,2}$ (f.l.t.r., top row), $Y_{4,0}$, $Y_{4,1}$ and $Y_{4,4}$ (f.l.t.r, middle row) and $Y_{5,0}$, $Y_{5,3}$ and $Y_{10,3}$ (f.l.t.r, bottom row).

an jedem Punkt einer Bezugsfläche (z. B. der Erdoberfläche) anzugeben. Diese Feldmodelle stellen eine Vereinfachung in der Beschreibung des Erdmagnetfelds dar. Würde man das Feld durch eine Wertetabelle beschreiben wollen, so bräuhete man eine sehr große Anzahl an Werten, um eine hohe Abdeckung der Erdoberfläche zu erreichen. Anstatt also jeden Punkt einzeln durch den Wert des Felds an dieser Stelle zu beschreiben, verwendet man mathematische Basisfunktionen, in die sich das Feld eindeutig zerlegen lässt und berechnet dann die Größe eines jeden Anteils aus Messwerten. Diese Koeffizienten bilden dann das Modell zu einem bestimmten Zeitpunkt. Bestimmt man zusätzlich die zeitliche Abhängigkeit der Koeffizienten, erhält man ein zeitlich variables Modell. Der Einfachheit halber wollen wir uns hier nur auf zeitlich konstante Modelle beschränken.

Mögliche Basisfunktionen, aus denen ein Erdmagnetfeldmodell zusammengesetzt werden kann, sind die Kugelflächenfunktionen oder kurz Kugelfunktionen. Diese sind auf der Oberfläche einer Kugel definiert. In Abb. 1 sind einige Beispiele



Kontakt: R. Schachtschneider
(reyko@gfz-potsdam.de)

für Kugelfunktionen zu sehen. Je höher Grad und Ordnung einer Kugelfunktion sind, desto mehr Schwingungen sind darin enthalten und desto kleinere Strukturen kann man damit darstellen. Eine Kugelfunktion des Grades l und der Ordnung m wird mit Y_l^m bezeichnet. Ziel ist es, möglichst hochauflösende Modelle für das Erdmagnetfeld zu erhalten, das heißt Modelle, in denen hohe Grade und Ordnungen von Kugelfunktionen verwendet werden. Bei der Projektion der Magnetfelddaten aus Satellitenmessungen auf die Erdoberfläche werden aber störende Einflüsse, wie z.B. Messunsicherheiten oder unbekannte Quellen des Magnetfelds von außerhalb des Erdkörpers mit steigendem Grad der Kugelfunktionsdarstellung weiter verstärkt. Die Berechnung hochauflösender Modelle stellt daher sehr hohe Ansprüche an die verwendeten Inversionsmethoden und die Qualität der Messdaten. Für letztere werden geomagnetische Indizes herangezogen, anhand derer man einschätzen kann, zu welchen Zeiten die störenden Einflüsse von ionosphärischen Magnetfeldern, also solchen, die ihre Quelle außerhalb der Erde in der Ionosphäre haben, gering sind.

Messung des Magnetfelds

Grundlage eines Erdmagnetfeldmodells sind Messdaten. Ein weltweites Netz von rund 120 geomagnetischen Observatorien vermisst das Erdmagnetfeld ständig sehr genau. Der Vorteil dieser Genauigkeit wird allerdings durch die geringe Abdeckung der Erdoberfläche mit Observatorien gemindert. In ozeanischen Bereichen sowie in weiten Teilen Südamerikas,

Afrikas oder Asiens gibt es nur wenige Observatorien. Mit sogenannten Repeat-Station-Messungen versucht man, dies auszugleichen. Repeat-Stations stellen Netzwerke von Messpunkten dar, die in regelmäßigen Abständen aufgesucht werden, um dort das Erdmagnetfeld zu vermessen. Sie sind besser verteilt, man erhält aber weniger Werte pro Jahr und die Genauigkeit ist geringer als bei den Observatorien. Abb. 2 zeigt eine Karte der weltweiten Observatorien, sowie ein Beispiel für ein Repeat-Station-Netzwerk aus Messkampagnen des GFZ.

Mit Schiffsmessungen, flugzeuggestützten Messungen und Satellitenmessungen kann die Dichte an Daten weiter erhöht werden. Schiffsmessungen haben den Nachteil, dass Schiffe relativ langsam sind und somit nur geringe Flächen in einer Kampagne erfasst werden können. Das GFZ ist in der Vergangenheit an flugzeuggestützten Messkampagnen mit dem HALO-Flugzeug im Zug der Messkampagne GEOHALO beteiligt gewesen. Hierbei wurde das Magnetfeld der Erde erstmalig mit einem sehr schnell fliegenden Flugzeug mit langer Reichweite vermessen. Außerdem war das GFZ federführend an der Entwicklung und dem Betrieb des Satelliten CHAMP (2000-2010) beteiligt, der weltweit einmalige Langzeitdaten für die Modellierung des Erdmagnetfelds geliefert hat, die auch heute noch wissenschaftlich ausgewertet werden.

Derzeit wird die CHAMP-Nachfolgemission, die Tripel-Satelliten-Mission Swarm, vorbereitet. In dieser Mission werden drei Satelliten in zwei unterschiedlichen Orbits die Erde umkreisen. Das erhöht auf der einen Seite die Anzahl an Messwerten und

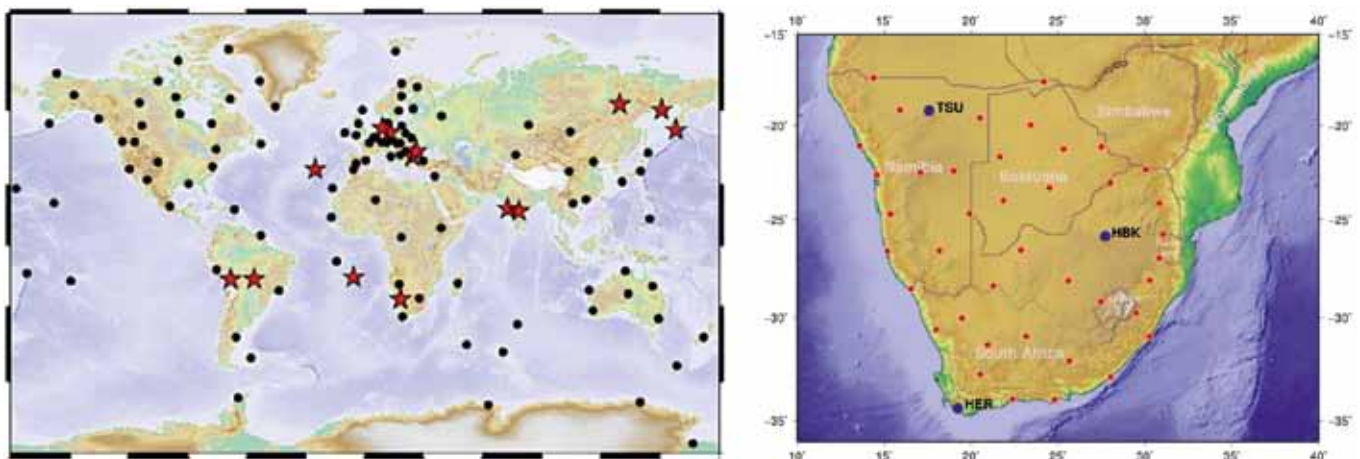


Abb. 2: Links: Globale Verteilung von INTERMAGNET-Observatorien (schwarze Punkte). Observatorien mit GFZ-Beteiligung sind mit einem roten Stern markiert. Es existieren Lücken in der Verteilung, insbesondere in Sibirien, der Antarktis und den ozeanischen Regionen. Rechts ein Beispiel für ein Repeat-Station-Netzwerk in Südafrika (rote Punkte; Observatorien in blau). An diesen Orten werden jährlich Messungen vorgenommen, um die zeitliche und kleinräumige Entwicklung des Erdmagnetfelds in dieser Region genauer zu studieren.

Fig. 2: Left: Global distribution of INTERMAGNET observatories (black dots). Observatories with GFZ contribution are marked with a red star. There are gaps in the distribution, especially over Siberia, Antarctica, and the oceans. Right: repeat station network operated by GFZ in South Africa (red dots; observatories in blue). Annual readings at these locations are used to monitor the temporal evolution of the geomagnetic field in this region.

hilft außerdem, räumliche von zeitlichen Variationen zu trennen. Die Swarm-Satelliten werden helfen, das Erdmagnetfeld in sehr hoher Präzision zu beschreiben. Der Start der Satelliten ist für Ende 2013 vorgesehen.

Vom Messwert zum Modell

Wie bereits erwähnt, ist es das Ziel der Modellierung, eine einfache aber möglichst genaue Beschreibung des Zustands des Erdmagnetfelds zu finden. Es handelt sich dabei um ein indirektes Problem: die Messwerte lassen sich nicht direkt durch eine Rechenvorschrift in die gesuchten Parameter umwandeln. Es existiert aber eine Abbildungsvorschrift in die umgekehrte Richtung, also von den gesuchten Modellparametern zu den Messwerten. Diese Abbildungsvorschrift ist eine mathematische Abbildungsmatrix, \mathbf{A} , mit der die Werte des Erdmagnetfelds aus den Modellparametern bestimmt werden können:

$$\mathbf{A}\mathbf{m}=\mathbf{D}$$

Dabei ist \mathbf{m} der Vektor der Modellparameter und \mathbf{d} der Vektor der Messdaten. Durch Inversion der Systemmatrix kann man von den Daten auf die Parameter schließen:

$$\mathbf{m}=\mathbf{A}^{-1}\mathbf{A}\mathbf{m}=\mathbf{A}^{-1}\mathbf{d}$$

wobei \mathbf{A}^{-1} die zu \mathbf{A} inverse Matrix darstellt. Diese Beschreibung ist allerdings nur für den idealen Fall ohne Messrauschen oder sonstige Fehler genau. In der Realität sind die Messwerte fehlerbehaftet und man muss eine Lösung (d. h. einen Satz Modellparameter) finden, der im Mittel die Messwerte möglichst gut erklärt. Eine eindeutige Lösung existiert meist nicht. Zu jedem Messwert wird der „Abstand“ zur Modelllösung berechnet und die Quadrate dieser Abweichungen werden minimiert. Das nennt man die Methode der kleinsten Quadrate. Danach ergibt sich die Lösung aus

$$\mathbf{m}=(\mathbf{A}^T\mathbf{A})^{-1}\mathbf{A}^T\mathbf{d}.$$

Hier bezeichnet das Superskript „T“ die transponierte Matrix, also die an der Hauptdiagonalen gespiegelte Matrix. Dieses Inversionsschema ist jedoch meistens numerisch instabil, weil der inverse Operator schlecht konditioniert ist. In diesem Fall muss die Lösung regularisiert werden, das heißt, sie wird stabilisiert (und damit häufig geglättet). Dazu führt man in den Term, der die Abweichung der Messwerte vom errechneten Modell beschreibt (kleinste Quadrate) einen zusätzlichen Term ein. Dieser sorgt dafür, dass die Lösung nicht zu stark oszilliert. Das resultierende Inversionsschema sieht wie folgt aus:

$$\mathbf{m}=(\mathbf{A}^T\mathbf{A}+\alpha\mathbf{I})^{-1}\mathbf{A}^T\mathbf{d}.$$

\mathbf{I} ist die Einheitsmatrix und α der sogenannte Dämpfungsparameter. Mit dem Dämpfungsparameter lässt sich der Grad der Glättung beeinflussen. Je größer der Dämpfungsparameter ge-

wählt wird, desto stärker wird die Lösung geglättet. Das Modell \mathbf{m} , das man mit diesem Schema erhält, besteht aus einer Menge von Koeffizienten für die Kugelfunktionen (die Basisfunktionen auf der Kugel). Diese Koeffizienten heißen Gauss-Koeffizienten. Addiert man die mit den entsprechenden Gauss-Koeffizienten skalierten Kugelfunktionen, erhält man das gesuchte Magnetfeld.

Messungenauigkeiten

Ein besonders großes Problem bei der Inversion von Erdmagnetfelddaten, insbesondere wenn man bis zu sehr hohen Ordnungen gehen will, sind unbekannte Störquellen. Im Fall des Erdmagnetfelds sind das beispielsweise die externen Felder, d. h. Felder, deren Quellen außerhalb der Erdoberfläche liegen (z. B. in der Magnetosphäre oder der Ionosphäre). Für bestimmte externe Felder existieren Modelle, die es erlauben, diese Anteile aus den Daten zu entfernen. Das ist aber nicht für alle externen Quellen der Fall. Einige sind zeitlich so variabel, dass man sie kaum mit einem Modell beschreiben oder gar eine Vorhersage für sie treffen kann. Darum werden für Modellierungen der internen Quellen, also des Lithosphären- bzw. des Kernfelds, die Daten sehr sorgfältig ausgewählt. Anhand geomagnetischer Indizes werden nur Daten aus solchen Zeiträumen ausgewählt, in denen die Aktivität in der Ionosphäre gering ist und somit nur kleine Störfelder zu erwarten sind. Trotzdem kann man die unbekannt externen Quellen nie ganz ausschließen und muss eine Methode finden, Magnetfelder, die aus dem Erdkern oder der Lithosphäre stammen, von solchen aus der Ionosphäre und Magnetosphäre bzw. von induzierten Feldern in der Lithosphäre zu trennen. Dies ist eines der großen Probleme bei der Inversion geomagnetischer Daten.

Will man z. B. das Lithosphärenfeld aus Satellitendaten bestimmen, ist das Rauschen zwischen benachbarten Bahnen häufig korreliert und damit statistisch schwer zu beschreiben. Mit gewissen vereinfachenden Annahmen ist es dennoch möglich, ein Modell für das Rauschen zu finden und es durch Nachbearbeitung des Modells, also nach Berechnung des Erdmagnetfeldmodells aus dem Modell zu entfernen, oder es zumindest zu minimieren.

Dazu betrachten wir die Radialkomponente von Magnetfeldmessungen auf Halborbits des Satelliten CHAMP, jeweils von der Nachtseite der Erde. Vereinfachend nehmen wir an, dass die Halborbits Meridianen folgen und alle Messungen auf gleicher Höhe stattfanden. Die Modelle für das externe Feld sind nicht sehr genau. Die Residuen, d. h. die Abweichungen des errechneten Modells von den tatsächlichen Messwerten entlang der Halborbits enthalten noch relativ lange Wellenlängen. Wir nehmen nun an, dass man diese Residuen durch die Radialkomponente eines externen Felds ohne zeitliche Variation relativ genau beschreiben kann. Zudem betrachten wir ein zeitlich konstantes Feld inneren Ursprungs, das lithosphärische Rauschmodell. Es ist nun mit Messungen entlang der Halborbits nicht möglich, das innere Feld vom äußeren

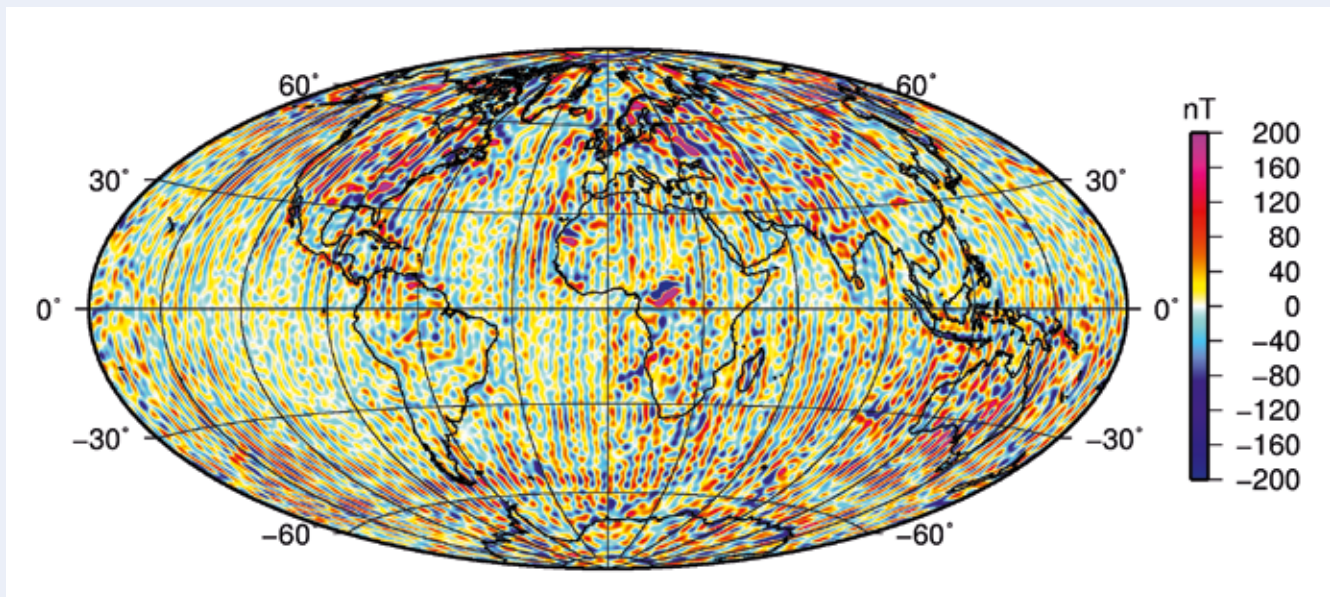


Abb. 3: Karte der Radialkomponente des geomagnetischen Lithosphärenfelds an der Erdoberfläche nach dem ersten Inversionsschritt. Deutlich zu sehen sind Rauschartefakte entlang der Satellitenbahnen nahe der Antarktis, im Atlantik und im östlichen Pazifik.

Fig. 3: Map of the vertical down component of the lithosphere magnetic field model at the Earth's surface. Along track noise is particularly visible around Antarctica, and in the Indian, Atlantic and eastern Pacific Ocean.

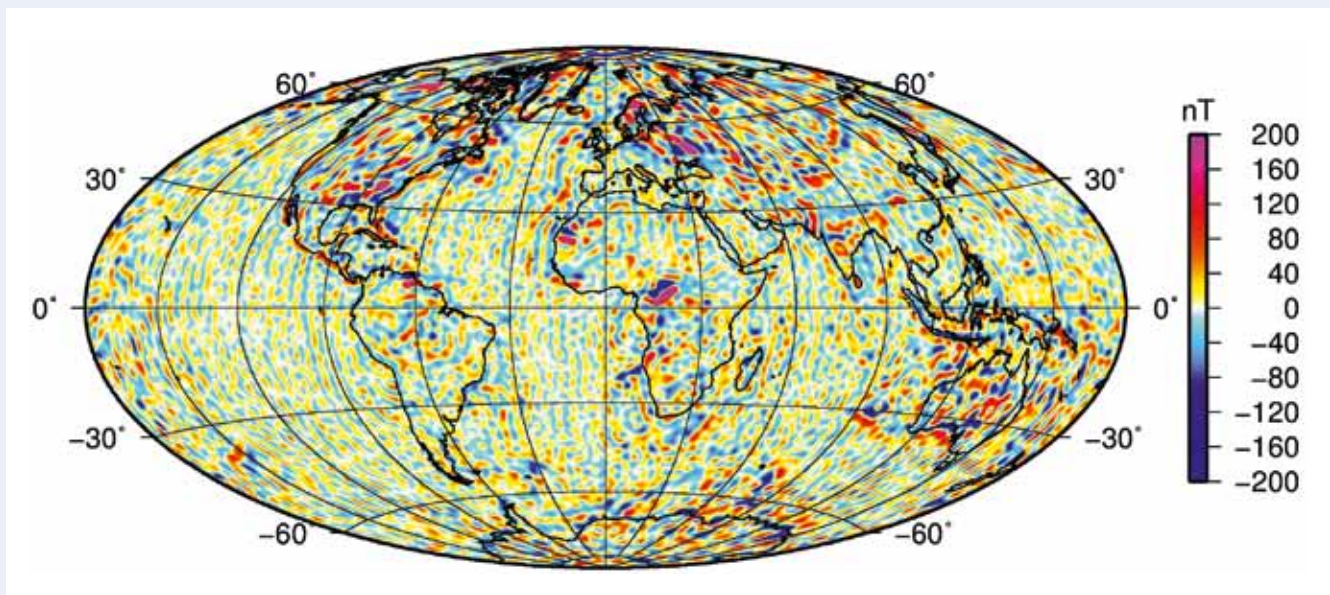


Abb. 4: Radialkomponente des Lithosphärenfelds an der Erdoberfläche nach der Nachbearbeitung. Das Rauschen, das sich im unprozessierten Modell durch starke Streifenbildung in Nord-Süd-Richtung äußert, ist deutlich reduziert. Die Anomalien sind am deutlichsten über den Kontinenten sowie über dem Indischen und dem Pazifischen Ozean.

Fig. 4: Map of the vertical down component of the final lithospheric field model at the Earth's surface. The noise has been significantly reduced. Anomalies are particularly well defined over continents, and Indian and Pacific oceans.

Feld zu unterscheiden. Daher können wir die Residuen des äußeren Felds mit dem Modell des inneren Felds modellieren (mit der Methode der kleinsten Quadrate) und finden eine von Null verschiedene Lösung für jeden Halborbit. Aus der Kombination aller verfügbaren und geeigneten Halborbits kann man ein globales Modell des Lithosphärenrauschfelds berechnen und erhält damit ein Lithosphärenfeldmodell, das durch die nicht erfassten Beiträge der externen Feldkomponenten in der Radialkomponente des Erdmagnetfelds entstehen würde. In gleicher Weise berechnet man das Rauschen im Lithosphärenmodell, das durch eine Störung des internen Felds erzeugt werden würde. Solche Rauschmodelle wurden dann für verschiedene in Frage kommende Quellen berechnet, so z. B. für ein Dipolfeld, wie es durch globale, induzierte Ströme in den leitfähigen Schichten der Erde erzeugt werden würde oder für Stromsysteme in der Ionosphäre.

Um diese Ergebnisse für die Verbesserung eines Lithosphärenfelds zu nutzen, wird zuerst ein grobes Lithosphärenmodell aus den vorhandenen Satellitendaten berechnet. In einem zweiten Schritt, der Nachbearbeitung, werden ein neues Lithosphärenmodell und ein Rauschmodell gleichzeitig bestimmt. Dabei wird von dem Modell des ersten Schritts ausgegangen. Diese Dateninversion ist nicht-linear und wird iterativ gelöst, d. h. in mehreren Schritten, wobei das Modell in jedem Schritt verbessert wird bis die Verbesserung einen bestimmten Schwellenwert unterschreitet. In Abb. 3 ist das Lithosphärenmodell nach dem ersten Schritt dargestellt. Deutlich sind noch die Rauschartefakte entlang der Satellitenbahnen zu sehen. Das ist besonders deutlich über den Polen der Fall, wo feldparallele Ströme die Messwerte stark beeinflussen, sowie über Teilen der Ozeane, wo keine unterstützenden Observatoriumsdaten zur Verfügung stehen. Abb. 4 zeigt das Lithosphärenfeld nach der Nachbearbeitung. Das Rauschen ist deutlich schwächer, während tatsächliche Anomalien, z. B. im westlichen Zentral-Afrika oder Australien, deutlich sichtbar sind.

Ausblick

Die Anzahl der verfügbaren Messungen des Erdmagnetfelds und ihre Genauigkeit haben in den letzten Dekaden stark zugenommen. Das liegt an der Realisierung von innovativen Satellitenmissionen (z. B. CHAMP) und verbesserten Messinstrumenten. Um die Flut von Geomagnetfelddaten bestmöglich für die Modellierung des Lithosphärenfelds zu nutzen, sind sorgfältige Datenselektion sowie immer wieder innovative Methoden notwendig, die es z. B. ermöglichen, die Quellen des Erdmagnetfelds voneinander zu trennen oder das Rauschen zu charakterisieren. Am GFZ haben wir Methoden entwickelt, die mithilfe eines Modells für das Messrauschen bei Satellitenmessungen helfen, die Qualität der Lithosphärenfeldmodelle in einem Nachbearbeitungsschritt weiter zu verbessern. Die kommende Satellitenmission Swarm, für die derzeit Auswertungs-Software am Deutschen GeoForschungsZentrum GFZ

und anderen führenden Instituten in Europa entwickelt wird, wird mit den zu erwartenden Mengen an hochpräzisen Geomagnetfelddaten zu weiteren Verbesserungen der Kernfeld- und Lithosphärenfeldmodelle beitragen.

Literatur

- Blakely, R. J. (1995): *Potential theory in gravity and magnetic applications*, Cambridge [u.a.], 441 p.
- Lesur, V., Rother, M., Vervelidou, F., Hamoudi, M., Thébault, E. (2013): *Post-processing scheme for modelling the lithospheric magnetic field*. - *Solid Earth*, 4, 1, 105-118, 10.5194/se-4-105-2013.
- Menke, W. (1984): *Geophysical data analysis: discrete inverse theory*, Orlando [u.a.], 260 p.
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T., Flannery, B. P. (1992): *Numerical Recipes in C: the art of scientific computing*, Cambridge [u.a.], 994 p.
- Reigber, C., Lühr, H., Schwintzer, P. (2002): *CHAMP mission status*. - *Advances in Space Research*, 30, 2, 129-134, 10.1016/S0273-1177(02)00276-4.
- Schachtschneider, R. (2011): *Error distribution in regional inversions of potential fields from satellite data*, Potsdam, 96 p.

Glossar

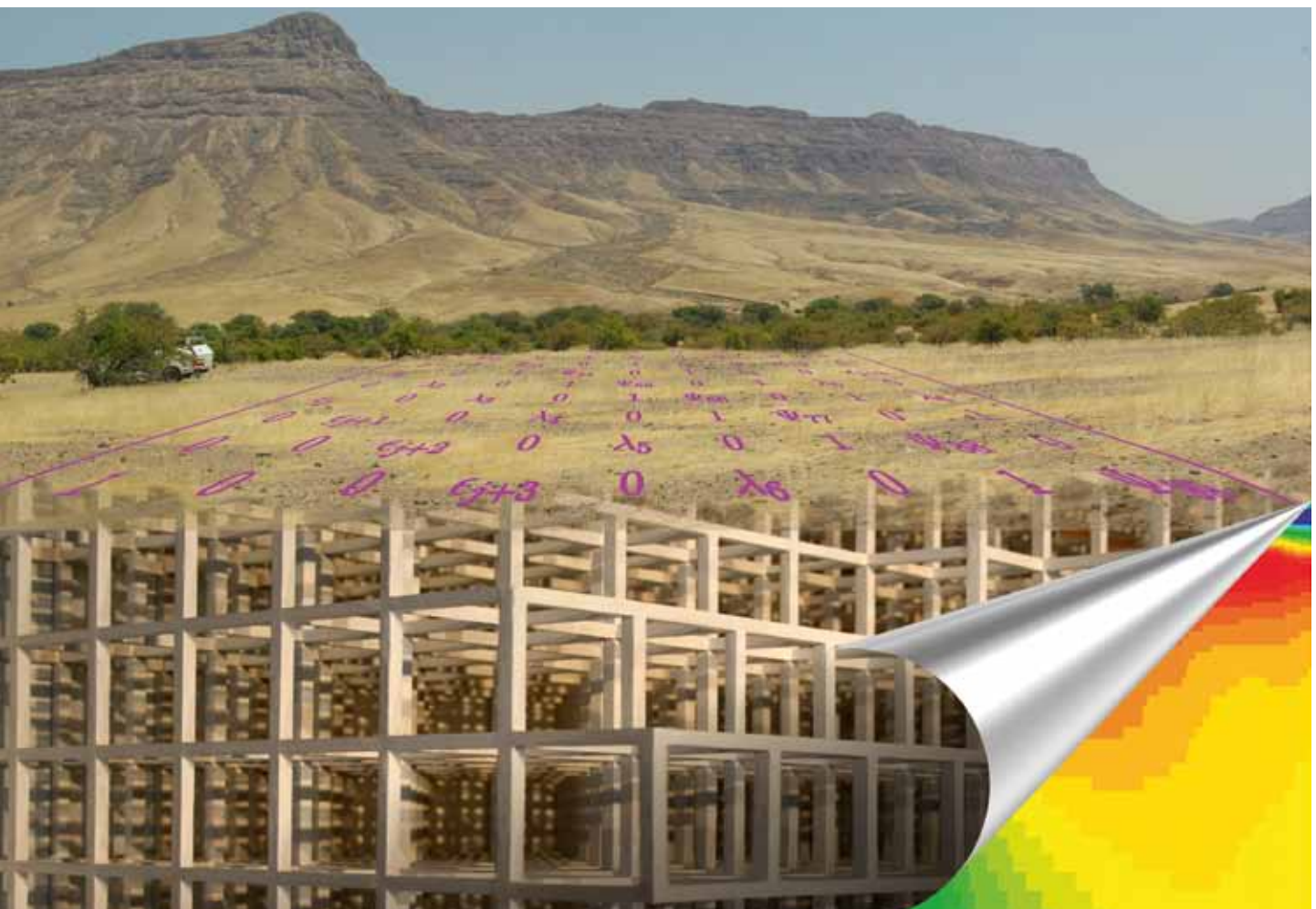
- Basis:** Eine (in praktischen Fällen unendliche) Menge von linear unabhängigen Funktionen, die einen bestimmten Raum aufspannen. Alle Funktionen aus diesem Raum lassen sich durch eindeutige Linearkombinationen dieser Basisfunktionen darstellen.
- Inversion:** Berechnung der Modellparameter aus Messwerten. Das ist ein indirektes Problem. Die idealen, fehlerfreien (und daher theoretischen) Messwerte lassen sich mit Hilfe einer Abbildungsmatrix direkt aus den Modellparametern ableiten.
- Kugelfunktionen:** global auf der Kugel definierte Funktionen. Sie bilden je nach Normierung eine orthogonale oder gar ortho-normale Basis auf der Kugeloberfläche. Mit Hilfe der K. lassen sich Funktionen auf der Kugel in ihren spektralen Bestandteilen darstellen (s. Spektrum).
- Lithosphäre:** oberste feste, durchschnittlich 100 km dicke Schicht der Erde. In den oberen Schichten der L. kann remanente Gesteinsmagnetisierung existieren. Methode der kleinsten Quadrate: Inversionsmethode (s. Inversion), bei der die Summe der euklidischen Abstände der Messwerte zum errechneten Modell minimiert wird.
- Regularisierung:** Stabilisierung der Inversion, z. B. durch Addition einer Diagonalmatrix zur Systemmatrix (Tikhonov-Regularisierung).
- Remanente Magnetisierung:** Teil der Gesteinsmagnetisierung, der nach Verschwinden des umgebenden Feldes erhalten bleibt. R.M. ist nur unterhalb der materialspezifischen Curie-Temperatur möglich und daher auf Tiefen kleiner als ca. 50 km beschränkt.
- Spektrum:** Energieverteilung einer Funktion oder eines Felds auf verschiedene Wellenlängen.

Berechnung des elektrischen Widerstands im Untergrund

100 Jahre CPU-Zeit in einem Jahr

Oliver Ritter, Dirk Brändlein, Alexander Grayver, Naser Meqbel, Gerard Muñoz, Kristina Tietze, Ute Weckmann
Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam

Earth materials can be characterized by their electrical resistivity. Geophysicists use electromagnetic methods to decipher the electrical structure of earth, to determine chemical and physical properties of rocks and to investigate associated dynamic processes within earth. Measured data, typically observed at earth's surface, cannot be directly converted into a comprehensive image of the subsurface. To achieve this goal geophysicists use mathematical and numerical techniques which require significant computational resources. We discuss application of electromagnetic sounding methods, show depth sections derived from 3D inversion, discuss field configuration simulations and resolution tests, introduce the concept and potential of joint inversion and give an outlook on monitoring to decipher temporal changes of the subsurface.



Der elektrische Widerstand ist eine messbare, physikalische Materialeigenschaft von Körpern. Je größer die elektrische Spannung oder je kleiner der elektrische Widerstand, umso größer ist der fließende elektrische Strom. Auch die Gesteine im Untergrund haben elektrische Eigenschaften und Widerstände, die von ihrer Beschaffenheit, aber auch von geochemischen oder mechanischen Zuständen und Prozessen beeinflusst werden. Geophysikerinnen und Geophysiker arbeiten mit sogenannten Ersatzmodellen, um komplexe Leitfähigkeitsverteilungen im Untergrund auflösen zu können. Dabei stellt man sich die Erde als ein dreidimensionales Gitter aus Widerständen und Kondensatoren vor, in dem elektromagnetische Felder durch induzierte Ströme erzeugt werden. In der Natur sind diese Stromquellen z. B. weltweite Blitzentladungen oder Stromsysteme in der Ionosphäre für die klassische Magnetotellurik (MT) und künstliche Stromdipole bei der aktiven oder Controlled Source-Elektromagnetik (CSEM). Mit Strom- und Spannungsmessungen an der Oberfläche lässt sich der elektrische Aufbau der Erde anschließend rekonstruieren (vgl. „System Erde. GFZ-Journal“ (2012) 2, S. 38-43).

Die hier vorgestellten Verfahren zur Tiefenerkundung der elektrischen Leitfähigkeitsstruktur basieren auf dem Prinzip der elektromagnetischen Induktion. Während seismische Methoden hochaufgelöste Bilder von elastischen Parametersprüngen wiedergeben und damit detaillierte Strukturmodelle liefern können, besteht die Stärke der elektromagnetischen Methoden in ihrer Sensitivität gegenüber Gesteinswässern (Fluiden) und Porenfüllungen. Daher sind elektromagnetische Verfahren während der letzten Jahre zunehmend zur Prospektion von Kohlenwasserstoffen eingesetzt worden. Dies gilt ebenso für die Erkundung fluider Phasen in Kluftsystemen im Bereich geothermischer Ressourcen oder zur Detektion und zum Monitoring von CO₂ nach Verpressung in tiefen Aquiferen. Fluide steuern oder stehen unmittelbar im Zusammenhang mit einer Vielzahl geologischer Prozesse im Erdinnern, wie z. B. Erdbeben, Mineralisierungen oder Schmelzbildung. Die Erkundung der elektrischen Leitfähigkeitsstruktur ist deshalb eine effektive Methode, um fluide Phasen im Erdinnern direkt abzubilden.

Die Erdmodelle können mathematisch mit unterschiedlicher Komplexität beschrieben werden: eindimensional (1D, Widerstand ändert sich nur mit der Tiefe), zweidimensional (2D, Widerstand ändert sich mit der Tiefe und einer horizontalen Richtung) und dreidimensional (3D, Widerstand ändert sich in allen Raumrichtungen). Auch Stromquellen lassen sich mathematisch z. B. über Amplitude und Signalform beschreiben. Über physikalische Gesetze, wie das verallgemeinerte Ohm'sche Gesetz und die Maxwell-Gleichungen, können dann für bekannte Stromquellen und Widerstandsverteilungen an jedem Ort des

Modells elektromagnetische Felder berechnet und so das elektrische Verhalten des Modells simuliert werden.

Einfache Modelle (1D) lassen sich analytisch exakt berechnen. Dagegen können bei fast allen komplexeren Modellen die zugrundeliegenden Differentialgleichungen nur mit Hilfe von numerischen Näherungen gelöst werden. In der Elektromagnetik werden häufig Finite Differenzen- oder Finite Elemente-Verfahren eingesetzt, um die 2D- oder 3D-Verteilung der elektromagnetischen Felder im Untergrund zu berechnen. Für diese Verfahren wird die Erde in eine Vielzahl von kleinen Zellen mit zugeordnetem Widerstand aufgeteilt, d. h. in ein diskretisiertes Modell überführt. Mit Hilfe von numerischen Verfahren kann dann eine Näherungslösung für das mathematische Problem gefunden werden.

Diese Simulationsrechnungen alleine reichen für die meisten wissenschaftlichen Aufgaben nicht aus. In der Regel werden zunächst Messwerte aufgenommen, für die man anschließend ein Modell sucht, das diese Daten erklären kann. Die Abbildung vom Daten- auf den Modellraum wird als Inversion bezeichnet. In der Elektromagnetik wird diese inverse Abbildung als „nicht eindeutiges“ und „schlecht-gestelltes“ Problem beschrieben. Messdaten sind fehlerbehaftet, die Anzahl und Verteilung der Messorte ist eingeschränkt, und die Messdauer ist begrenzt. Deshalb gibt es nicht nur ein, sondern eine Reihe von Inversionsmodellen, die die Messdaten ähnlich gut erklären können.

Numerische Lösungen für Simulations- und Inversionsverfahren werden mit Hilfe von Computern berechnet, wobei moderne Algorithmen eine große Anzahl von Prozessoren gleichzeitig verwenden. Trotzdem sind die Rechenzeiten enorm. Einer der Autoren dieses Beitrags (A. G.), war im Jahr 2012 bei der Entwicklung seines neuen 3D-Inversionsverfahrens der Hauptnutzer des GFZ-Rechenclusters. In seinem ersten Jahr als Doktorand benötigten seine Berechnungen aufsummiert über 100 Jahre Prozessorzeit. Dies ist nur möglich, wenn viele dieser Rechenkerne (CPUs) gleichzeitig zum Einsatz kommen.

Im Folgenden wird vorgestellt, wie Modellierung und Inversion auf unterschiedliche elektromagnetische Verfahren und Fragestellungen angewendet werden können.

Die große Skala – 3D-Magnetotellurik-Inversion

Mithilfe von magnetotellurischen (MT) Messungen untersuchen Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftler großräumige geologische Strukturen von einigen 100 m bis zu mehreren 100 km Ausdehnung. Abb. 1 zeigt das Widerstandsmodell einer ausgeprägten, großen Grabenstruktur im Bereich des Toten Meeres (Israel/Jordanien), das mittels 3D-Inversionsrechnung aus MT-Daten gewonnen wurde (vgl. Meqbel und Ritter, 2013).



Kontakt: O. Ritter
(oritter@gfz-potsdam.de)

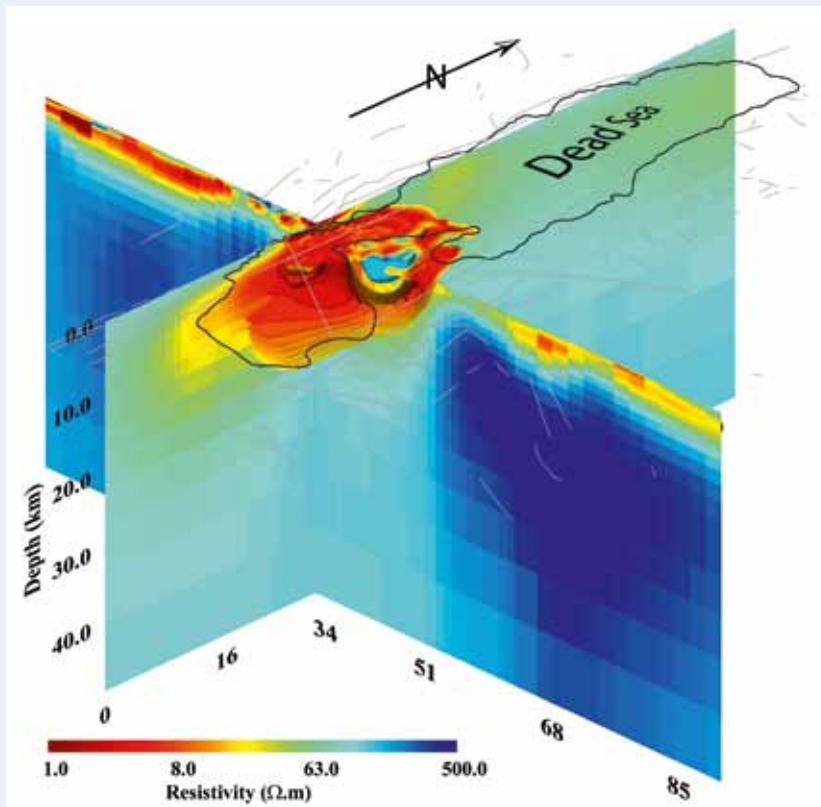


Abb. 1: Vertikale Schnitte durch ein 3D-Widerstandsmodell der Grabenstrukturen im Bereich des Toten Meeres. Die Strukturen mit niedrigen Widerständen (rote Färbung) unterhalb des Toten Meeres entsprechen vermutlich Sedimentgesteinen, die salzhaltige Wässer enthalten. Diese werden von einer oberflächennahen Struktur mit hohen Widerständen (blauer Körper) unterhalb der Al-Lisan-Halbinsel unterbrochen, die als Salzstock interpretiert wird.

Fig. 1: Vertical sections of a 3D resistivity model of the Dead Sea Basin. Low resistivity structures (red colours) below the Dead Sea reflect sedimentary rocks containing saline fluids. These are interrupted by a shallow resistive structure (blue colours) beneath the Al-Lisan peninsula, which is interpreted as a salt dome.

3D-MT-Inversionen sind iterative Verfahren. Ausgehend von einem Startmodell wird das Modell schrittweise verändert, um eine Modellantwort zu ermitteln, die den gesamten Datensatz bestmöglich erklärt. Hierzu werden bei jedem Schritt zunächst Messdaten für das aktuelle Widerstandsmodell simuliert und mit den tatsächlich gemessenen Daten verglichen. Anschließend werden die Modellsensitivitäten in der Sensitivitätsmatrix berechnet, die den Einfluss jeder Modellzelle auf jeden einzelnen Datenpunkt beschreibt. Dies ist einer der rechenintensivsten Schritte, da eine solche Matrix üblicherweise mehrere Milliarden von Elementen umfasst. Aus der Gesamtheit dieser Sensitivitäten und der Abweichung zwischen gemessenen und simulierten Daten lässt sich eine Verbesserung des Widerstandsmodells berechnen. Hierfür gibt es eine Reihe von Lösungsansätzen, die auf unterschiedlichen mathematischen Konzepten beruhen (z.B. Gauß-Newton, nicht-linear konjugierte Gradienten). Prinzipiell definiert man einen Toleranzbereich für die gemessenen Daten, so dass die Inversionsschritte solange ausgeführt werden, bis die simulierten Daten den Toleranzrahmen erreichen. Eine große Herausforderung bei solchen Inversionen ist, dass das mathematische Problem unterbestimmt ist: Einer großen Anzahl an Modellzellen (in der Größenordnung von Zehner-Millionen), die erforderlich sind, um die Ausbreitung der elektromagnetischen Felder im Untergrund mit hinreichender Genauigkeit zu simulieren, steht eine weitaus geringere Anzahl an Messpunkten gegenüber (Zehntausende). Daher werden zusätzliche Bedingungen an das Widerstandsmodell während der Inversion gestellt, z.B. dass einzelne Strukturen sich über größere Distanzen ausdehnen und sich nicht stark von Zelle zu Zelle ändern. Mathematisch wird dies durch die sogenannte Modellregularisierung umge-

setzt, die die Variation der Widerstände im Modell glättet. Die Anwendbarkeit einer solchen Bedingung ergibt sich zum einen aus der Methode selbst, denn nur Strukturen mit einer gewissen Mindestgröße haben einen Einfluss auf die Messdaten, zum anderen zeigt uns die Natur, dass die Eigenschaften einzelner Gesteinsformationen über große Entfernungen homogen sein können. Komplexer werden die Modellbedingungen, wenn Mikrostrukturen in diesen Formationen, wie z.B. in Klüften und Foliationen, eine sogenannte Anisotropie ausbilden, so dass der Widerstand richtungsabhängig wird. Entlang der Vorzugsrichtung dieser Strukturen kann z.B. ein geringerer elektrischer Widerstand vorliegen als senkrecht dazu. Diese intrinsischen Gesteinseigenschaften werden mit anisotropen Inversionen modelliert. Dadurch vergrößert sich der Modellraum auf sechs Widerstandsparameter pro Zelle, weshalb weitere Regularisierungsparameter notwendig werden, die richtungsabhängige Widerstände erlauben (Chen, 2012).

Um einen MT-Datensatz mit Hilfe eines Abbilds der Widerstandsstruktur zu interpretieren, genügt es nicht, ein einzelnes Modell zu berechnen. Wenn z.B. verschiedene Einstellungen für Regularisierungsparameter eingesetzt werden, ist es wichtig, die Variationsbreite der Lösungen zu untersuchen und so ein Modell zu ermitteln, das mit einem Minimum an Strukturen die Daten im gewählten Toleranzbereich erklärt (Tietze und Ritter, 2013).

Planung eines Experiments mit aktiven Stromquellen

Die klassische MT benötigt natürliche Stromquellen in Form von Gewittertätigkeit oder Stromsystemen in der Ionosphäre.

Bei Messungen sind diese Quellen aber nicht kontrollierbar. Besonders in dichtbesiedelten Gebieten mit starken anthropogenen Störsignalen ist es daher von Vorteil, künstliche Stromquellen einzusetzen; man spricht dann von aktiven oder Controlled Source EM (CSEM)-Verfahren.

Jedes EM-Feldexperiment muss sorgfältig geplant werden, damit ein aussagekräftiges Abbild der Widerstandsverteilung im Untergrund erstellt werden kann. Neben Empfängerverteilung und Akquisitionsparametern müssen bei künstlichen Stromquellen deren Lokation und Signalstärken optimiert werden. Um Sondierungstiefen und Auflösungsigenschaften für unterschiedliche Feldkonfigurationen abzuschätzen, wird ebenfalls die Sensitivitätsmatrix ausgewertet. Bei CSEM-Verfahren lässt sich daraus berechnen, inwieweit sich bei bestimmten Sender- und Empfängerpositionen eine Änderung in der Widerstandsstruktur des Untergrunds auf die messbaren elektromagnetischen Felder auswirkt. Die Berechnung der Sensitivitätsmatrix ist aufwendig, da Tausende von großen linearen Gleichungssystemen gelöst werden müssen (Grayver et al., 2013).

Ein weiteres Problem besteht darin, die enorme Menge an abstrakter Information, die in der Sensitivitätsmatrix enthalten ist, verständlich darzustellen: die sogenannte L_2 -Norm ordnet jeder Spalte der Sensitivitätsmatrix jedem Punkt des Modellraums einen einzigen Wert zu, der ein Maß für die Empfindlichkeit in Bezug auf alle Sender, Empfänger und Frequenzen eines Experiments ist. Mithilfe der Sensitivitätsmatrix können aber auch Fragen nach dem Auflösungsvermögen für eine bestimmte Messkonfiguration beantwortet werden. Abb. 2 zeigt Auflösungsradien für ein CSEM-Experiment des

Deutschen GeoForschungsZentrums GFZ, das 2010 in der Nähe von Ketzin (Brandenburg) am Versuchsstandort zur geologischen Speicherung von CO_2 (vgl. „System Erde. GFZ-Journal“ (2011) 2, S. 44-51) durchgeführt wurde, um ein regionales Widerstandsmodell des Untergrunds zu erstellen. Die Radien geben die kleinste Ausdehnung von Strukturen an, die mit dem Verfahren prinzipiell noch aufgelöst werden können. Wie erwartet, nimmt das Auflösungsvermögen mit der Tiefe ab.

Für die Ergebnisse in Abb. 2 wurden rund 4000 lineare Gleichungssysteme mit jeweils 800 000 Unbekannten gelöst. Da diese Lösungen voneinander unabhängig sind, können sie parallel berechnet werden und sind damit besonders für moderne Computercluster – wie das aus über 3000 Rechenkernen bestehende am GFZ – geeignet. Mit 64 Prozessoren auf dem Cluster betrug die Rechenzeit zwei Stunden. Auf einem modernen PC hätten diese Berechnungen mehrere Tage gedauert.

Unterschiedliche Skalen verbinden – gleichzeitige Inversion von multiplen EM-Verfahren

Elektromagnetische Verfahren haben in Abhängigkeit vom Frequenzgehalt der Felder und den verwendeten Quellen jeweils ein unterschiedliches Auflösungsvermögen gegenüber einzelnen Untergrundstrukturen. EM-Datensätze verschiedener Methoden ergänzen sich und können gemeinsam invertiert werden, um so das Untergrundmodell zu verbessern. Die Schwierigkeit besteht darin, eine geeignete Gewichtung der beteiligten Methoden bei der Suche nach einem gemeinsamen Modell zu finden. Im einfachsten Fall wird die Gewichtung der

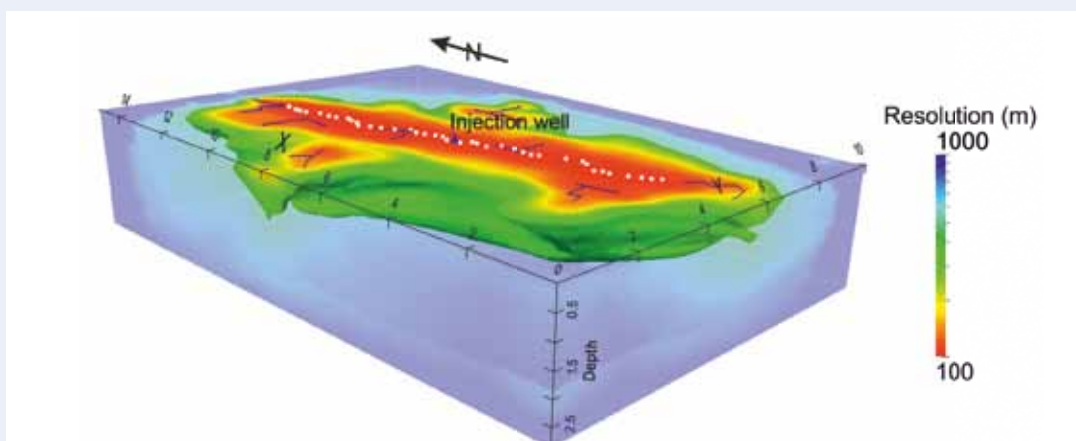


Abb. 2: Auflösungsvermögen für eine bestimmte Sender-Empfänger-Konfiguration eines CSEM-Experiments nahe Ketzin. Weiße Punkte zeigen Empfängerpositionen an, blaue Linien Lokationen der Stromspeisung. Farben geben die minimalen Längen von Objekten an, die noch aufgelöst werden können: Das grün eingefärbte Volumen kennzeichnet den Bereich, in dem die Auflösungsradien 400 m übersteigen.

Fig. 2: Resolution potential for a particular source-receiver configuration of a CSEM experiment near Ketzin. White rectangles indicate receiver positions, blue lines show transmitter locations. Colours indicate minimum lengths for objects to be resolved. The volume coloured in green depicts the boundary where resolution radii exceed 400 m.

einzelnen Methoden gegeneinander zuvor für den gesamten Inversionsprozess festgelegt und fixiert. Die Annahme eines gleichbleibenden Beitrags jedes Datensatzes ist jedoch ein wesentlicher Nachteil. Am GFZ wurde deshalb ein neues, adaptives Gewichtungsverfahren entwickelt, das Modellaktualisierungen während der Inversion einbezieht und die spezifischen Auflösungseigenschaften der einzelnen Methoden in verschiedenen Inversions- bzw. Modellentwicklungsphasen besser berücksichtigt. Der neue Ansatz beruht auf dem Vergleich der Datengradienten zwischen einzelnen Methoden. Datengradienten geben an, in welcher Weise das Modell geändert werden muss, um den jeweiligen Datensatz besser erklären zu können. Nach jedem Iterationsschritt werden die Gradienten der Einzelverfahren normalisiert, so dass für jede Methode in gleichem Maß die Anpassung verbessert wird.

Um das neue Verfahren zu testen, wurden mit einem einfachen 3D-Modell synthetische MT- und CSEM-Datensätze generiert. Abb. 3a zeigt einen Querschnitt aus dem 3D-Modell für das an 180 Messorten MT-Daten und an 70 Stationen für 35 Senderpositionen (Quellen) CSEM-Daten berechnet wurden. Abb. 3b und c zeigen jeweils 3D-Inversionsergebnisse für die einzelnen Verfahren, in Abb. 3d ist das Ergebnis der gemeinsamen Inversion dargestellt. Sowohl die oberflächennahen als auch die tieferen Strukturen sind hier besser aufgelöst als mit den einzelnen Verfahren.

Eine weitere Dimension – Time-Lapse/Monitoring-Verfahren

Die bisher gezeigten Modelle stellen die Widerstandsverteilung zu einem fixen Zeitpunkt dar. Die Erde ist aber ein dynamisches System, dessen Eigenschaften sich mit der Zeit ändern. Bei geologischen Prozessen können diese Änderungen Jahrzehnte bis Jahrtausende benötigen (Brändlein et al., 2012). Bei vielen technischen Fragestellungen wie z. B. der Ölförderung und beim Betrieb von geothermischen Anlagen oder an hochdynamischen Grenzen tektonischer Platten von Subduktionszonen finden Prozesse im Untergrund auf einer viel kürzeren Zeitskala statt. Wenn die zeitliche Entwicklung erfasst werden soll, sind kontinuierliche (Monitoring) oder wiederholte (Time-Lapse) Beobachtungen des Untergrunds notwendig.

Mit Wiederholungsmessungen kann für jeden neuen Datensatz ein neues Modell der Widerstandsverteilung berechnet werden. Da sich die Messdaten zwischen aufeinanderfolgenden Messungen oft nur wenig ändern und die Inversionsverfahren von vielen anderen Parametern beeinflusst werden, ergeben sich so oft keine signifikant unterscheidbaren Modelle. Alternativ kann man im Datenbereich arbeiten. Ausgehend von einem Bezugsmodell und dem darauf beruhenden Basisdatensatz berechnet man den Einfluss, den eine Änderung des Bezugsmodells auf die verschiedenen Modellergebnisse hat. Unterschiede kann man dann mit tatsächlichen Messwerten vergleichen und so Änderungen im Untergrund abschätzen.

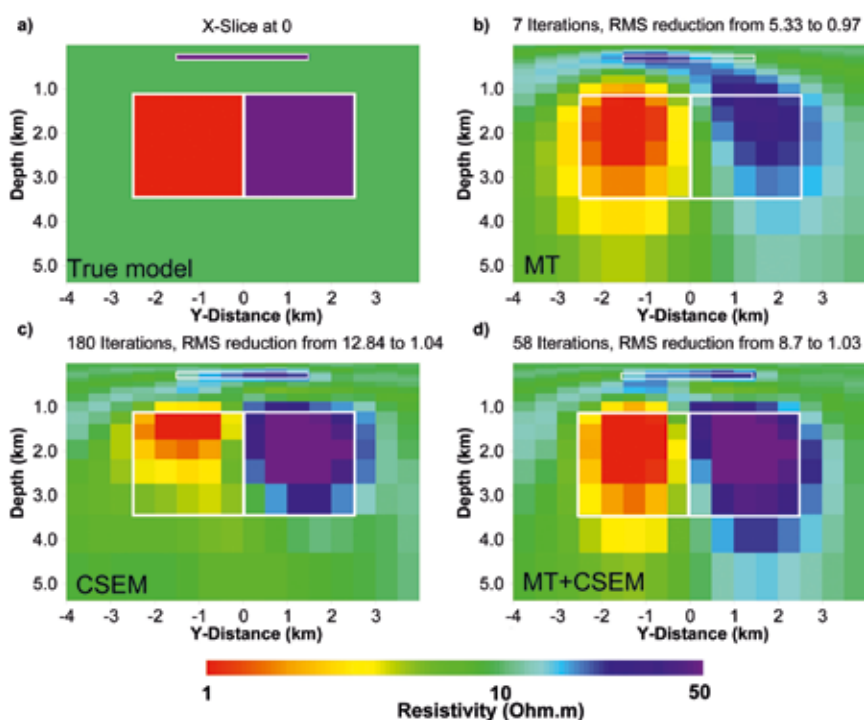


Abb. 3: Beispiel einer gemeinsamen 3D-Inversion von MT- und CSEM-Daten, die mit mithilfe eines einfachen 3D-Modells generiert wurden. a) Querschnitt durch das 3D-Ausgangsmodell. Es besteht aus einer flachen Struktur mit hohen Widerständen und zwei tieferen gut und schlecht leitenden Blöcken. b) und c) zeigen die 3D-Inversionsergebnisse jeweils für MT und CSEM. Der tiefe Block wird besser durch MT aufgelöst, während die oberflächennahe Struktur besser durch CSEM aufgelöst wird. d) In der gemeinsamen 3D-Inversion sind alle Bereiche gut aufgelöst.

Fig. 3: Example for joint 3D inversion of MT and CSEM data, generated with a simple 3D model. a) cross-section of the original 3D model. It consists of a shallow resistive structure and two deeper conductive and resistive blocks. b) and c) show 3D inversion results of MT and CSEM data separately. The deep conductive block is better resolved with MT, while the shallow structure is better resolved with CSEM. d) With 3D joint inversion all structures are better resolved when compared with inversions of the individual methods.

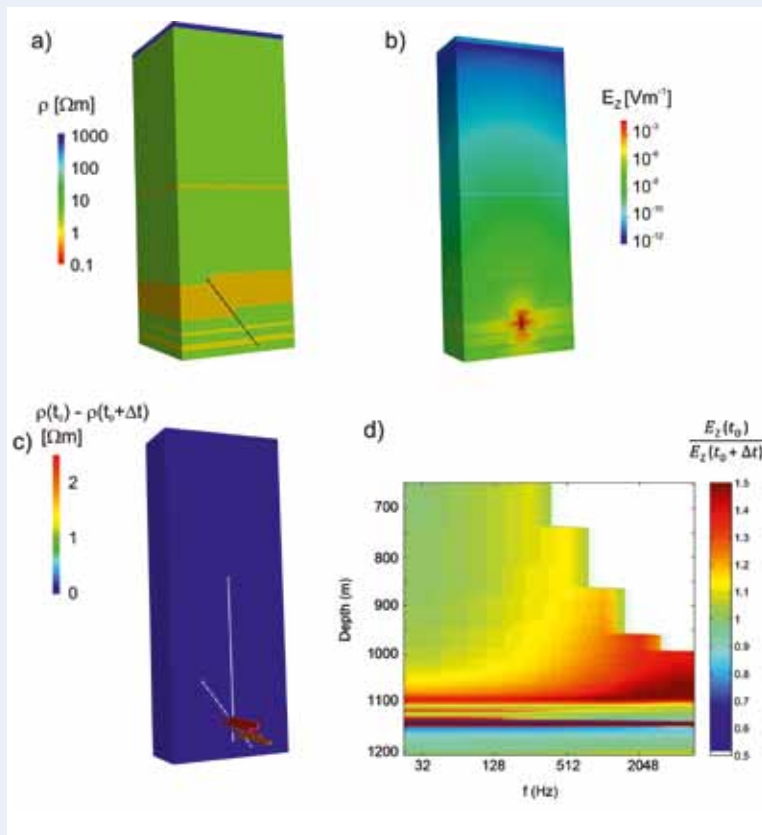


Abb. 4: a) 3D-Widerstandsmodell zu Beginn der Simulationszeit. Gesteinsschichten haben unterschiedliche Widerstände (Farben), die schwarze Linie ist eine Störungszone. b) Verteilung des vertikalen elektrischen Feldes (E_z) in einer Beobachtungsbohrung. Die Stromquelle (Dipol) befindet sich in einer Tiefe von rund 1100 m. Rote und blaue Farben zeigen hohe bzw. niedrige Werte von E_z an. c) Salzwasser migriert entlang der Störungszone und verändert dadurch die elektrischen Widerstände in der Umgebung; blau: keine Änderung, rot: Widerstandsänderung d) Das Verhältnis zwischen E_z vor und nach der Salzwassermigration. Bereiche, in denen sich E_z kaum geändert hat, erscheinen in Grün; rote und blaue Farben weisen auf erhöhte bzw. erniedrigte Felder.

Fig. 4: a) 3D resistivity model at the start of the simulation. Various layers appear with differing resistivity (colours), black line indicates a fault. b) Distribution of the vertical electric field (E_z) in an observation borehole. The transmitter (dipole) is located at a depth of ca. 1100 m. Red and blue colours indicate high and low field strengths. c) Salt water migrates along the fault, thereby modifying the resistivity structure in its vicinity; blue: no change, red: modified resistivity structure. d) Ratio of E_z before and after salt water migration. Regions with little changes in E_z appear in green, red and blue colours indicate higher and lower field strengths, respectively.

Abb. 4 zeigt eine Simulationsstudie für Salzwassermigration entlang einer Störungszone. Das Bezugsmodell beruht auf einem geologischen Modell. Abb. 4d zeigt, dass man über das in einer Beobachtungsbohrung gemessene vertikale elektrische Feld abschätzen kann, in welchen Bereichen und in welcher Richtung Veränderungen im Untergrund stattgefunden haben.

Ausblick

Das volle Potential der hier vorgestellten Verfahren wird sich erst in den kommenden Jahren entfalten. Um aussagekräftige 3D-Inversionen rechnen zu können, sind aufwändige Experimente mit entsprechend dichter Instrumentenabdeckung notwendig. Moderne numerische Verfahren werden in Zukunft noch stärker für parallele Rechnerstrukturen optimiert werden, um Strukturen immer feiner und mit größerer Nähe zur Realität abbilden zu können. Die Entwicklung von Algorithmen zur Inversion verschiedener elektromagnetischer Verfahren mit ihren inhärenten Multiskaligkeiten aber auch in Richtung von Multi-Physik-Inversionen, d.h. geophysikalische Verfahren, die unterschiedliche physikalische Parameter auflösen (EM, Seismik, Gravimetrie, Magnetik), sind ein spannendes Zukunftsthema. Monitoring bzw. Zeitschrittverfahren sind die Felder mit dem vielleicht größten Anwendungspotential zur

Überwachung und Optimierung von geotechnischen Anlagen wie z.B. Grundwasserversalzung, Geothermie, Öl-/Gas-Förderung, unterirdische Speicher aber auch von aktiven tektonischen Gebieten und damit verbundenen Naturphänomenen. Entwicklungsbedarf besteht hier sowohl im experimentellen (Sensorik) als auch im mathematisch numerischen Bereich (z.B. Time-Lapse-Inversion).

Literatur

- Brändlein, D., Lühr, H., Ritter, O. (2012): Direct penetration of the interplanetary electric field to low geomagnetic latitudes and its effect on magnetotelluric sounding. - *Journal of Geophysical Research*, 117, A11314, 10.1029/2012JA018008.
- Chen, X. (2012): Two-dimensional constrained anisotropic inversion of magnetotelluric data, Potsdam, 151 p.
- Grayver, A., Streich, R., Ritter, O. (2013): Three-dimensional parallel distributed inversion of CSEM data using a direct forward solver. - *Geophysical Journal International*, 193, 3, 1432-1446, 10.1093/gji/ggt055.
- Meqbel, N., Ritter, O., DESIRE Group (2013): A magnetotelluric transect across the Dead Sea Basin: electrical properties of geological and hydrological units of the upper crust. - *Geophysical Journal International*, 193, 3, 1415-1431, 10.1093/gji/ggt051.
- Tietze, K., Ritter, O. (2013 online first): 3D magnetotelluric inversion in practice – the electrical conductivity structure of the San Andreas Fault in Central California. - *Geophysical Journal International*, 10.1093/gji/ggt234.

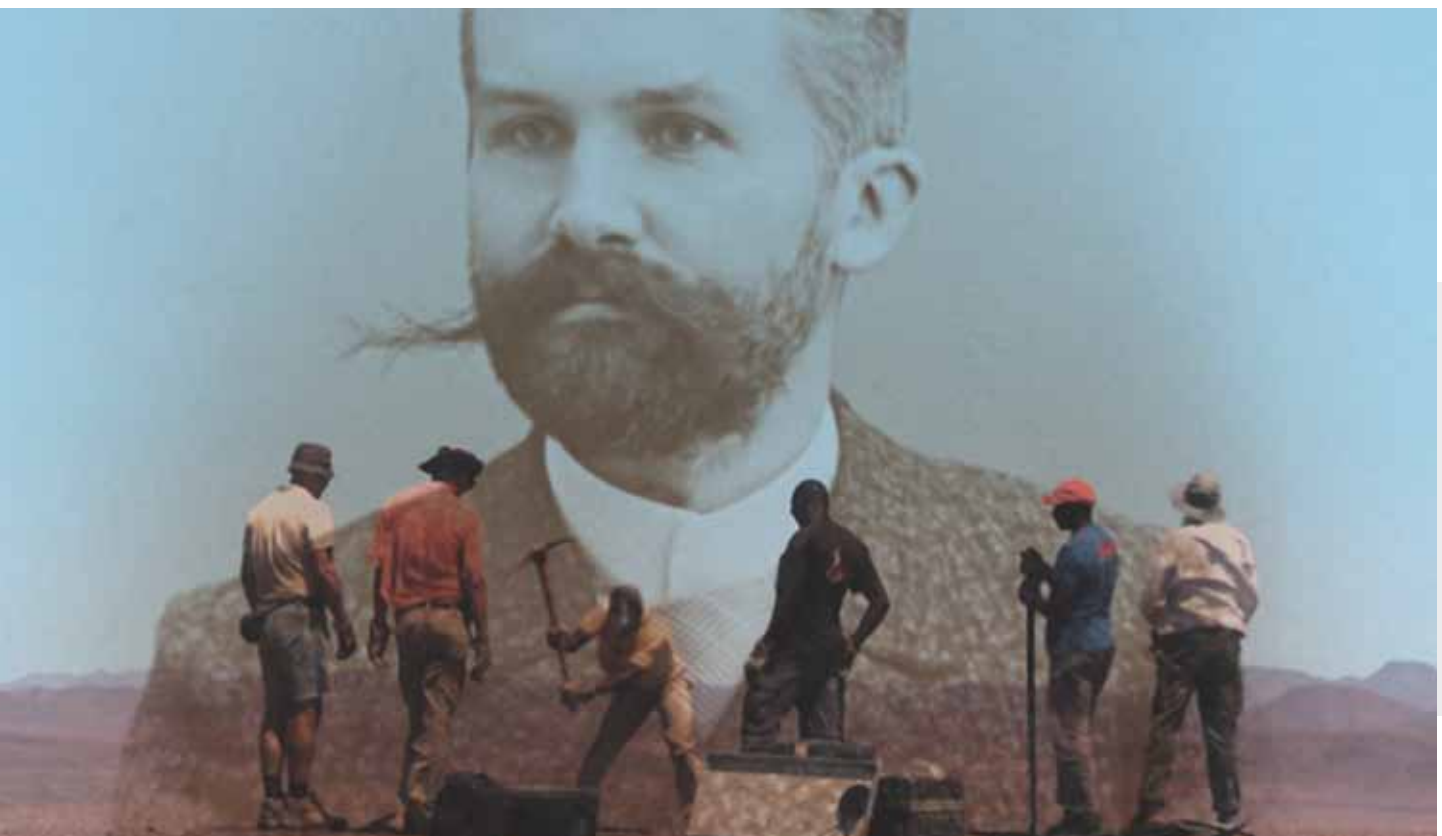
Die Erde durchleuchten: Modellierung von seismischen Signalen

Rainer Kind^{1,2} und Forough Sodoudi^{2,1}

¹ Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam

² Freie Universität Berlin

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



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

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

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

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

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

Die digitale Revolution in der Seismologie

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



Kontakt: R. Kind
(kind@gfz-potsdam.de)



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

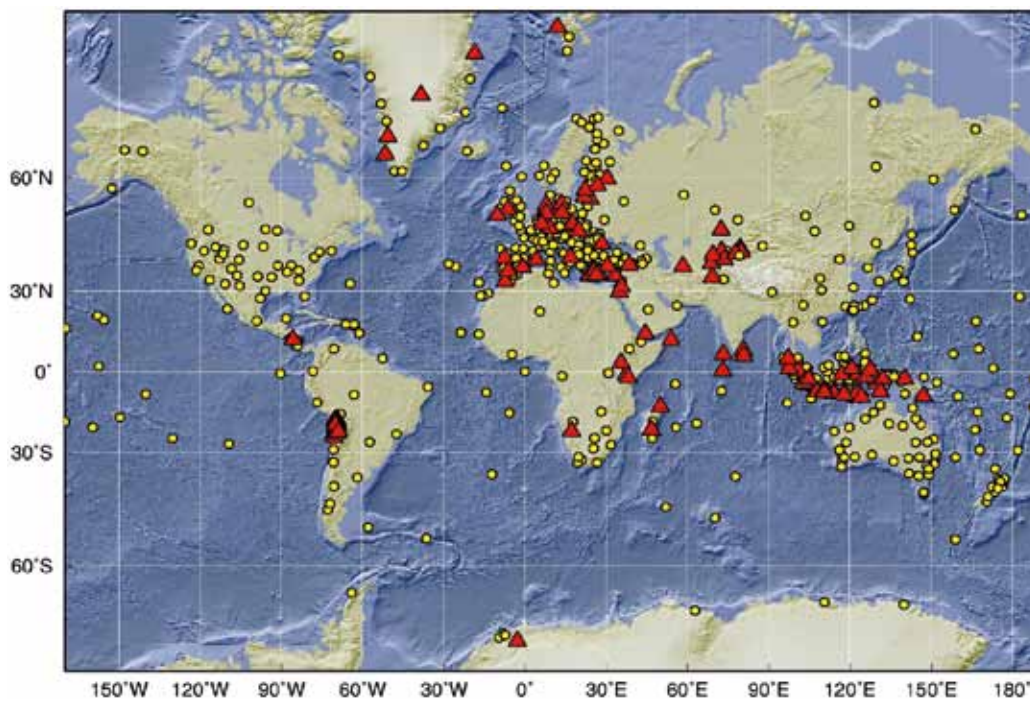


Fig. 1: Top: Installation of a seismic station on the inland ice of Greenland. Bottom: Earthquake stations of the GEOFON network (red) and cooperating stations from other countries (yellow) which deliver data in near-realtime to the GFZ.

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

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

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

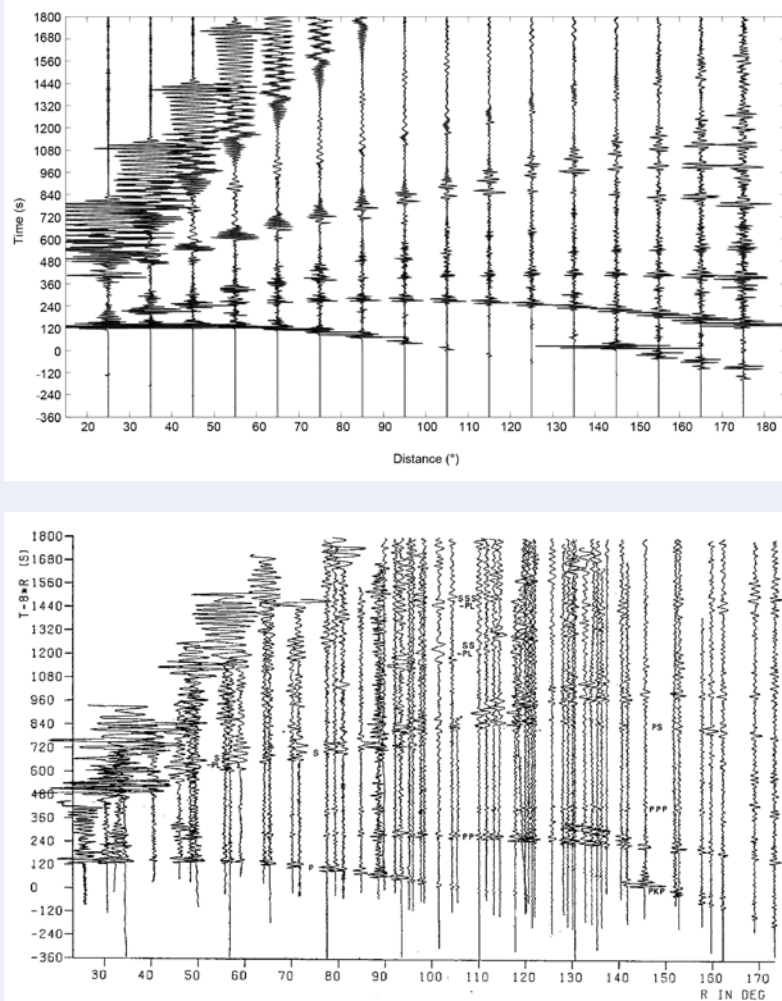


Abb. 2: (Oben): Globale Registrierungen des Erdbebens vom 21. August 1967 nahe der Küste von Sumatra mit dem WWSSN-Netz (Müller und Kind, 1976). (Unten): Entsprechende theoretische Seismogramme, die mit der Reflektivitätsmethode berechnet wurden. Die prinzipielle Übereinstimmung mit den beobachteten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

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

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

Receiver Function-Methode

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

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

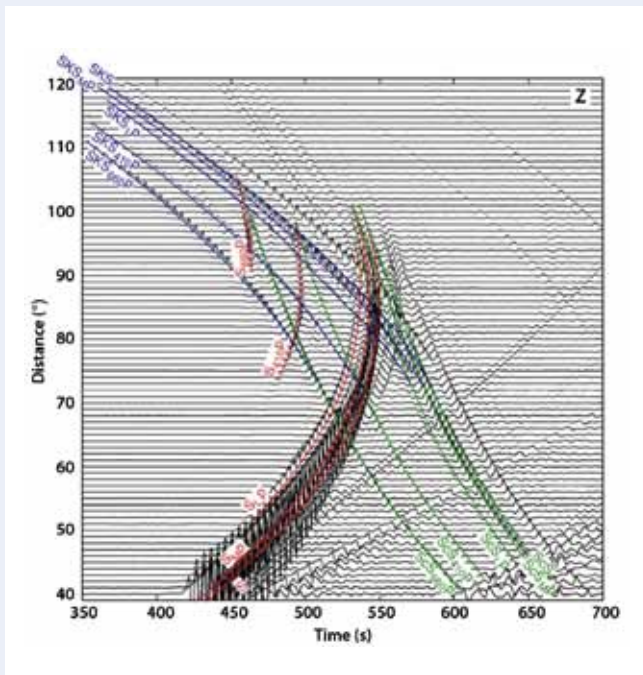


Abb. 3: Detaildarstellung theoretischer Seismogramme um die seismischen Hauptphasen S (rot), ScS (grün) und SKS (blau). S ist durch den Erdmantel gelaufen, ScS wurde an der Kern-Mantel-Grenze reflektiert und SKS lief als S-Welle durch den Mantel und als P-Welle durch den Kern (aus Yuan et al., 2006).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

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

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

Ausblick

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

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

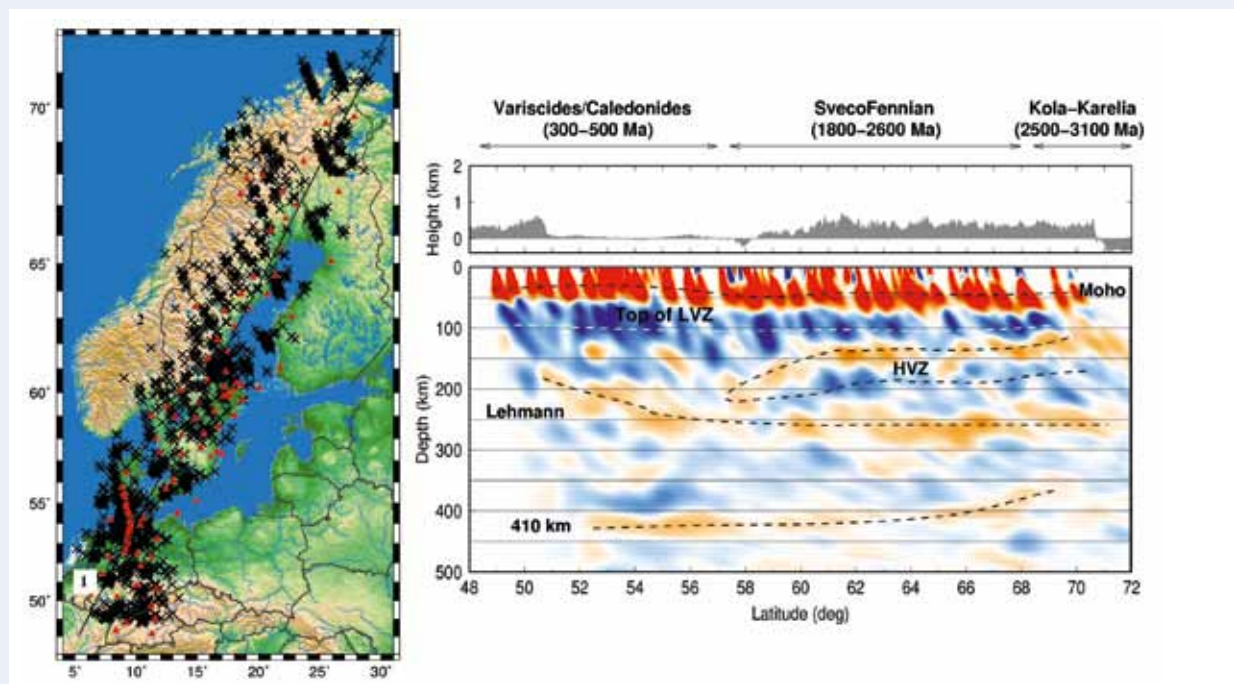


Abb. 4: Links: Seismische Stationen von Süddeutschland bis Nordschweden, deren Daten mit Hilfe der Receiver Function-Methode zur Untersuchung des oberen Mantels benutzt wurden. Rote Dreiecke markieren die Lage seismischer Stationen, schwarze Kreuze markieren die Lage der Orte, an denen von unten einfallende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

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

Literatur

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

Am Puls der Erde

Natürliche Vibrationen und deren Analyse mit der seismischen Interferometrie

Christoph Sens-Schönfelder¹ und Tom Richter^{1,2}

¹ Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam

² Institut für Geologische Wissenschaften, Freie Universität Berlin

Mathematical developments summarized as seismic interferometry provide the basis for a multitude of methods to analyze ambient vibrations in seismology. Usually called seismic noise these vibrations are seismic waves excited by wave motion in the oceans, wind, and anthropogenic activity. An intriguing benefit of ambient noise as seismological signal is its permanent availability that allows for a continuous monitoring of wave propagation. Here we present two applications to different environments that investigate dynamic processes in the subsurface. The first application uses the simplicity of a rather exotic environment – the Moon – to relate variations of the seismic velocity in the lunar crust to material change caused by the strong temperature differences between day and night. On Earth the situation is more complex as atmospheric effects and active tectonics also affect the material as demonstrated in the investigation in northern Chile. Here, co-seismic velocity reductions are superimposed on environmental changes of annual periodicity.



Seit Beginn der Registrierung von Erdbeben mit Seismometern war die natürliche Bodenunruhe ein unerwünschter Effekt, der die Detektion und Lokalisierung von Erdbeben erschwerte und Strukturuntersuchungen beeinträchtigte. Diese Sichtweise hat sich in den vergangenen zehn Jahren grundlegend verändert. Die Bodenunruhe wird durch elastische Wellen verursacht, die sich genau wie die von Erdbeben oder künstlichen seismischen Quellen angeregten Wellen im Untergrund ausbreiten. Erst die theoretischen Entwicklungen der seismischen Interferometrie haben dazu geführt, dass Informationen über das Ausbreitungsmedium nicht nur aus Wellenfeldern mit klar identifizierbaren impulsiven Quellen gewonnen werden können, sondern auch aus der Bodenunruhe, deren zahlreiche Quellen sich zeitlich überlagern und räumlich verändern.

Diese Möglichkeit hat zu einer starken Verbesserung Oberflächenwellen-basierter tomographischer Untersuchungen geführt. Sie hat aber durch die permanente Verfügbarkeit des seismischen Umgebungsrauschens auch zu einer vollständig neuen Beobachtungsmethode geführt, die es erlaubt, zeitlich hochaufgelöst geringfügige Veränderungen im Untergrund zu detektieren.

Seismische Interferometrie

Grundlage vieler seismischer Methoden ist die Greensche Funktion der elastischen Wellengleichung für das Untersuchungsmedium. Sie stellt die Impulsantwort $G(\mathbf{A}, \mathbf{B})$, also das Signal dar, das ein Sensor an der Position \mathbf{A} nach einer impulsiven punktförmigen Anregung am Ort \mathbf{B} aufzeichnen würde. Traditionell ist dieses Signal nur durch eine direkte Messung zugänglich, was eine Quelle und einen Empfänger erfordert. Mithilfe der seismischen Interferometrie lässt sich $G(\mathbf{A}, \mathbf{B})$ aber durch die geeignete Kombination von Signalen beliebiger Quellen an verschiedenen Orten rekonstruieren beziehungsweise mathematisch repräsentieren, wenn diese an den beiden Orten \mathbf{A} und \mathbf{B} aufgezeichnet wurden. Die Geometrie dieser Konfiguration ist in Abb. 1 dargestellt.

Vereinfacht lautet das Repräsentationstheorem für diesen Fall:

$$G(\mathbf{A}, \mathbf{B}) + \hat{G}(\mathbf{A}, \mathbf{B}) \approx \sum_i G(\mathbf{A}, \mathbf{x}_i) \otimes G(\mathbf{B}, \mathbf{x}_i).$$

(Wapenaar et al., 2010). \otimes steht dabei für die mathematisch einfache Operation der Korrelation. $\hat{G}(\mathbf{A}, \mathbf{B})$ stellt das zeitlich am Nullpunkt gespiegelte Signal dar. Praktisch müssen also nur die Korrelationen der Registrierungen vieler Quellen an \mathbf{A} und \mathbf{B} summiert werden, um das gewünschte Signal zu erhalten. Der Vorteil, das Signal $G(\mathbf{A}, \mathbf{B})$ durch eine Kombination vieler anderer Signale auszudrücken, besteht nun darin, dass an die seismischen Quellen nahezu keine Anforderungen gestellt werden müssen. Sie können sich in beliebiger Distanz und Richtung befinden und sich sogar zeitlich überlagern, ihre Signale müssen nur an den beiden Lokationen \mathbf{A} und \mathbf{B} registriert werden. Die natürliche Bodenunruhe ist für diesen Zweck ideal geeignet.

Anschaulich lässt sich die seismische Interferometrie als Filter erklären. Die Bodenunruhe stellt eine vielfältige Mischung aus Wellen dar, welche in allen möglichen Richtungen durch das Medium laufen. Die seismische Interferometrie filtert diejenigen Anteile heraus, die nacheinander beide Empfänger passieren. Die zwei Terme auf der linken Seite des obigen Repräsentationstheorems stammen bei dieser Interpretation von Anteilen des Wellenfelds, die entweder erst von Seismometer \mathbf{A} und anschließend von Seismometer \mathbf{B} aufgezeichnet werden oder erst von \mathbf{B} und dann von \mathbf{A} . Im folgenden wird der Begriff Korrelationsfunktionen für die Zusammensetzung der rekonstruierten Greenschen Funktion und deren zeitlich gespiegelter Version verwendet.

Da sich auf diese Weise mit zwei Empfängern ein Signal erzeugen lässt, für dessen direkte Messung man eine geeignete Quelle benötigen würde, kann man mithilfe der Interferometrie virtuelle Quellen erzeugen. In der Seismologie ist das von entscheidender Bedeutung, denn die Installation von seismischen Stationen ist erprobte Grundlage eines jeden seismologischen Experiments, Erdbeben als Quellen entziehen sich dagegen jeder Kontrolle. Durch dieses neue Anwendungsgebiet hat sich die Nutzung seismischer Daten stark erweitert. Zugleich werden auch neue Anforderungen an die Rechenleistung gestellt, denn die Volumina der Datenströme bewegen sich jenseits der Terabyte-Linie. Zwar werden – algorithmisch sehr einfach – die Daten korreliert, aber der Vorteil, die Datenmenge durch die Korrelation zu verringern, löst sich durch die paarweise Operation schnell wieder auf, da die Anzahl der Korrelationssignale mit dem Quadrat der Stationsanzahl ansteigt.

Links: Installation einer Creepmeter-Messstation im Integrated Plate boundary Observatory Chile (IPOC) (Foto: T. Richter, GFZ)

Left: Installation of a creep-meter measurement device within the Integrated Plate boundary Observatory Chile (IPOC)



Kontakt: Ch. Sens-Schönfelder
(sens-schoenfelder@gfz-potsdam.de)

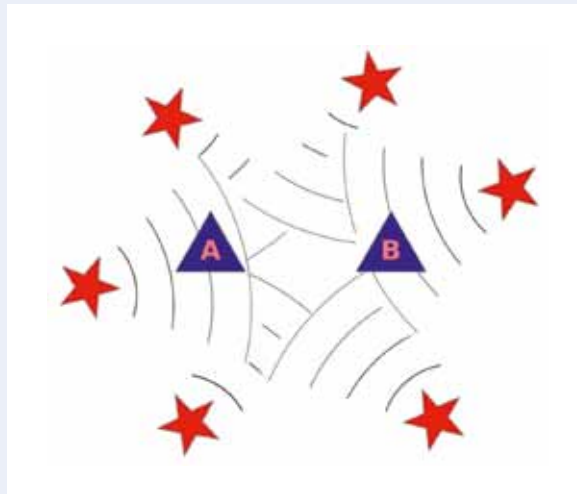


Abb. 1: Illustration der konventionellen (links) und der interferometrischen (rechts) Konfiguration für die Messung des Signals, das eine am Ort B befindliche Quelle am Ort A erzeugt. In der konventionellen Konfiguration ist eine seismische Quelle (Stern) am Ort B und ein Seismometer (Dreieck) am Ort A erforderlich. Die Konfiguration für die interferometrische Messung dagegen erfordert die Installation von Seismometern an beiden Orten A und B und seismische Quellen, die beliebig im Umfeld des Messgebiets verteilt sein können.

Fig. 1: Illustration of the conventional (left) and interferometric (right) configuration for the measurement of the signal recorded at A from an excitation by a source at B. The conventional configuration requires a source (star) at location B and a seismometer (triangle) at location A. Instead the interferometric measurements require the installation of two sensors at both locations A and B together with seismic sources distributed arbitrarily in the surroundings.

Monitoring

Die Möglichkeit, das durch natürliche Quellen kontinuierlich angeregte seismische Rauschen für seismologische Untersuchungen zu nutzen, hat der Seismologie eine neue Dimension eröffnet: die Zeit.

Konventionelle seismologische Untersuchungen des Untergrunds, die auf aktiven Quellen beruhen, erfordern entweder einen hohen finanziellen und logistischen Aufwand, wenn es sich um künstliche Quellen wie Sprengungen handelt, oder sie erfordern in der passiven Seismologie einen langen Untersuchungszeitraum, wenn sie Erdbebensignale nutzen, da letztere unkontrolliert auftreten und das Experiment solange eingerichtet bleiben muss, bis geeignete Ereignisse auftreten. In beiden Fällen handelt es sich jedoch um eine zeitliche Punktmessung; eine Untersuchung von zeitlichen Veränderungen des Untergrunds ist schwierig, weil aktive Wiederholungsmessungen den hohen Aufwand nur in Ausnahmefällen – zum Beispiel zur Reservoirüberwachung – rechtfertigen, und die Nutzung von Erdbeben mit langen Untersuchungszeiten nur eine sehr eingeschränkte zeitliche Auflösung zulässt.

Das seismische Rauschen als Signalquelle erlaubt dagegen eine kontinuierliche Messung mit hoher zeitlicher Auflösung ohne jegliche Kosten für aktive Quellen. Damit erschließt sich der Seismologie die Möglichkeit, zusätzlich zur Struktur des Untergrunds auch dessen Dynamik zu untersuchen und Prozesse zu studieren, die das Ausbreitungsverhalten seismischer Wellen beeinflussen. Wie auch bei Strukturuntersuchungen ist die Geschwindigkeit der seismischen Wellen dabei der wichtigste Parameter. Da die Geschwindigkeitsverteilung des Untergrunds verhältnismäßig stabil ist, wird die Untersuchung zeitlicher Veränderungen besonders dann effektiv, wenn die hohe und kontinuierliche zeitliche Auflösung mit einer hohen Präzision kombiniert wird. Die mit direkten Wellen erreichbare Genauigkeit im Bereich von wenigen Prozent reicht dafür nicht aus. Es ist aber seit den Neunzigerjahren bekannt, dass gestreute seismische Wellen, die längere Zeit durch den Untergrund laufen, eine sehr viel höhere Sensitivität gegenüber geringfügigen Veränderungen haben. Solche Wellen treten im Anhang der auf direktem Weg laufenden P- und S-Phasen auf und werden als seismische Coda registriert. Durch die längere Laufzeit der Codawellen steigern sich geringe Geschwindigkeitsänderungen zu deutlichen Laufzeitänderungen die es

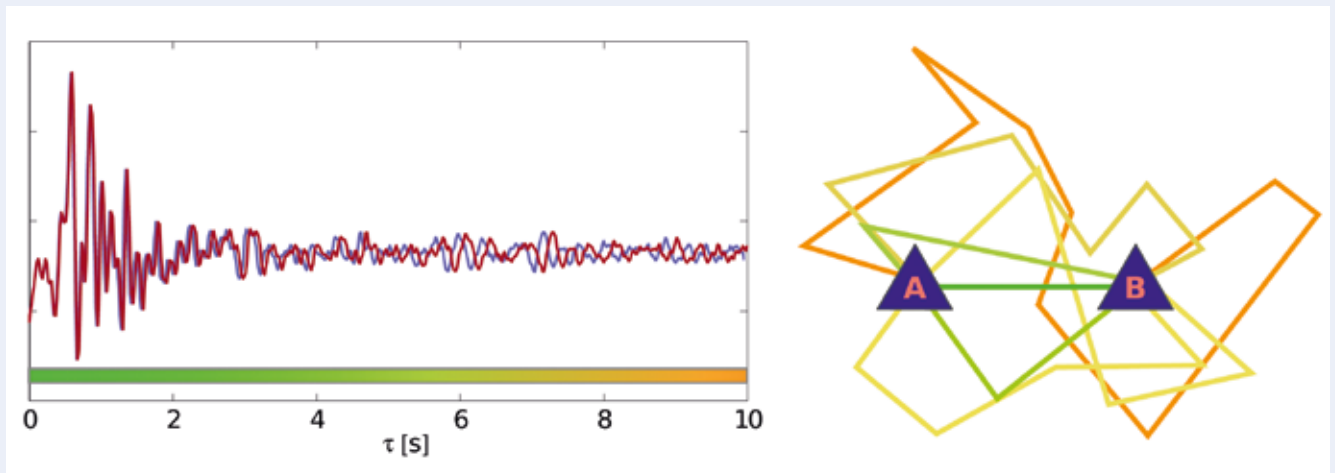


Abb. 2: Codawellen-Interferometrie: Wellenformen der Korrelationsfunktion eines Stationspaars sind für zwei verschiedene Untergrundgeschwindigkeiten (rote und blaue Kurve) im linken Teil mit farbcodierter Zeitachse dargestellt. Die Farbe der im rechten Teil angedeuteten Laufwege entspricht der Laufzeit dieser Wellen. Die Differenz der Wellengeschwindigkeiten führt in der Korrelationsfunktion zu einer zunehmenden Phasenverschiebung der beiden Signale zu größeren Laufzeiten und damit zu einer größeren Genauigkeit bei der Messung der Geschwindigkeitsdifferenz.

Fig. 2: Coda wave interferometry: Correlation functions of one station pair are shown for two different subsurface velocities (red and blue curves) in the left part with a color coded time axis. Right part illustrates possible wave paths colored according to their travel time. The difference in the wave speed leads to an increasing phase shift in the correlation functions that allows for high precision measurements of velocity variations.

erlauben, relative Änderungen mit einer Genauigkeit von unter 0,1 % zu messen (Abb. 2).

Dieser Ansatz, die gestreuten Wellen in den durch Korrelation des seismischen Rauschens erzeugten Signalen zur Untersuchung von zeitlichen Veränderungen der seismischen Geschwindigkeiten zu nutzen, hat zu einer Fülle von Untersuchungen in ganz verschiedenen Regionen geführt (Sens-Schönfelder und Wegler, 2011). Im folgenden werden zwei Beispiele dargestellt, die in sehr unterschiedlichen Situationen einen Beitrag zum Verständnis dynamischer Prozesse im Untergrund liefern.

Geschwindigkeitsänderungen an der Mondoberfläche

Eine Untersuchung, die den Erkenntnisgewinn der methodischen Entwicklungen im Bereich des Monitorings mit seismischer Interferometrie verdeutlicht, ist die Analyse der fast 40 Jahre alten seismischen Aufzeichnungen vom Mond.

Im Zuge der Apollo 17-Mission wurden auf dem Mond Seismometer für aktive Experimente mit Explosionsquellen zur Erkundung des flachen Untergrunds installiert. Nach Abschluss der aktiven Experimente wurden über einen Zeitraum von acht Monaten Dauerregistrierungen vorgenommen. Die Konfiguration des Experiments ist in Abb. 3 dargestellt.

Mittels interferometrischer Prozessierung wurden aus den Daten der Bodenerdbeben die Greenschen Funktionen für die Laufwege zwischen den einzelnen Seismometern rekonstruiert (Abb. 3). Deutlich zu erkennen sind darin die energiereichen Oberflächenwellen, die paarweise mit positiven und negativen Laufzeiten auftreten. Durch die kontinuierliche Bodenerdbeben, die auf dem Mond durch thermische Spannungen verursacht wird, können diese Signale zur Messung von Geschwindigkeitsvariationen verwendet werden. In Abb. 4 sind die Korrelationsfunktionen dargestellt, die aus jeweils 24 Stunden seismischen Rauschens an den Stationen G3 und G4 erstellt wurden. Zusätzlich zu der bereits in Abb. 3 erkennbaren Struktur lassen sich nun zeitliche Veränderungen beobachten.

Obwohl die deutlichsten Veränderungen der Korrelationsfunktionen im Zusammenhang mit den Anregungsprozessen des Rauschens stehen, bringt eine genaue Analyse der Wellenformen mittels Codawellen-Interferometrie Veränderungen der seismischen Geschwindigkeiten zutage, die einem im folgenden beschriebenen Prozess an der Mondoberfläche zuzuordnen sind. Abb. 4 stellt diese Veränderungen über den Verlauf der acht Mondphasen dar. Es zeigt sich ein charakteristischer Verlauf mit sinkender seismischer Geschwindigkeit während des Mondtags, minimaler Geschwindigkeit zum Sonnenuntergang und ansteigender Geschwindigkeit im Verlauf der Mondnacht. Diese Charakteristik legt einen Zusammenhang mit der Temperatur der Mondoberfläche nahe. Mit den Materialparametern, die durch die thermischen Experimenten der Apollo-Mission gewonnen wurden, lässt sich aus der Sonneneinstrahlung der Tagesgang der Geschwindigkeitsvariationen modellieren (Sens-Schönfelder und Larose, 2010). Ein weiterer Hinweis auf die Temperatur als Ursache der seismischen Geschwindigkeitsänderungen stammt von deren Maxima. Diese zeigen im Verlauf der acht Mondphasen eine gleichmäßige Veränderung mit größten Amplituden im Januar, die in ihrer Phasenlage mit den Schwankungen des Abstands zwischen Sonne und Mond und den sich daraus ergebenden Änderungen der Sonneneinstrahlung übereinstimmen (Abb. 4).

Erdbeben-initiierte und saisonale Geschwindigkeitsänderungen in Chile

Aktive Tektonik und klimatische Einwirkungen beeinflussen die Geschwindigkeit seismischer Wellen auf der Erde in sehr viel komplexerer Weise, als das auf dem Mond der Fall ist. In Nordchile, einer der aktivsten Erdbebenregionen der Welt, betreibt das Deutsche GeoForschungsZentrum GFZ zusammen mit dem Institut de Physique du Globe Paris (IPGP) und mehreren chilenischen Partneruniversitäten das Integrated Plate boundary Observatory Chile (IPOC). Nach dem Starkbeben bei Concepción am 27. Februar 2010 befindet sich dieses geophysikalische Observatorium in der letzten verbliebenen seismischen Lücke der chilenischen Subduktionszone. Das letzte Starkbeben fand hier vor über 130 Jahren statt und es wird erwartet, dass in den nächsten Jahren ein starkes Erdbeben die seitdem aufgestauten Spannungen entlädt. Der seismologische Teil des IPOC-Netzwerks besteht momentan aus 20 Breitband-Seismografen, die teilweise seit 2006 ununterbrochen betrieben werden. Das Medium in der Umgebung der einzelnen Stationen wurde mithilfe von täglich konstruierten Autokorrelationsfunktionen auf Geschwindigkeitsänderungen analysiert. Die Autokorrelation bildet in obigem Repräsentationstheorem den Sonderfall mit identischen Orten **A** und **B**. Die Auswertung zeigt, dass die Geschwindigkeit im Medium aufgrund lokaler Erdbeben sprunghaft sinkt und im Lauf der

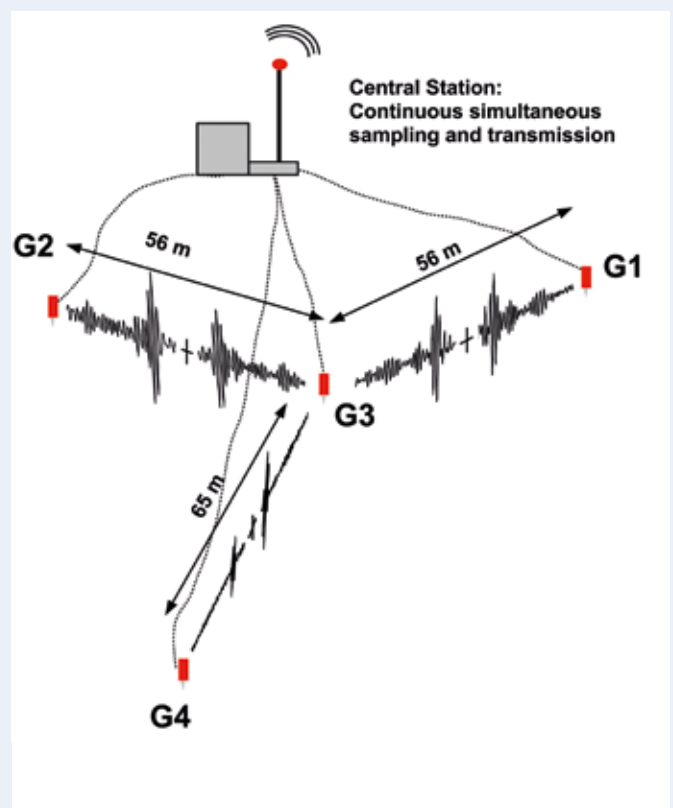


Abb. 3: Stationskonfiguration des Apollo 17 Lunar Seismic Profiling-Experiments (LSPE), für das von August 1976 bis April 1977 kontinuierliche Daten des seismischen Rauschens vorliegen. G1 bis G4 bezeichnen die Seismometer. Zwischen den Seismometern sind die gemittelten Korrelationsfunktionen dargestellt.

Fig. 3: Station configuration of the Apollo 17 Lunar Seismic Profiling Experiment (LSPE) that acquired continuous data of seismic noise from August 1976 through April 1977. G1 through G4 indicate seismometers. Averaged correlation functions are drawn between the seismometers.

nächsten Tage wieder langsam auf das Ursprungsniveau zurückkehrt. Abb. 5 zeigt die Amplitude dieses Effekts an den verschiedenen Stationen für das Erdbeben bei Tocopilla am 14. November 2007 in zwei Frequenzbereichen.

Eine besondere Rolle fällt der Station bei Patache (PATCX) zu: Aufgrund der lokalen Geologie reagiert diese Station besonders sensibel (Abb. 6). Dabei überlagern sich drei verschiedene Effekte. Erstens bestand eine sprunghafte Geschwindigkeitsabnahme mit dem Tocopilla-Erdbeben, die erst

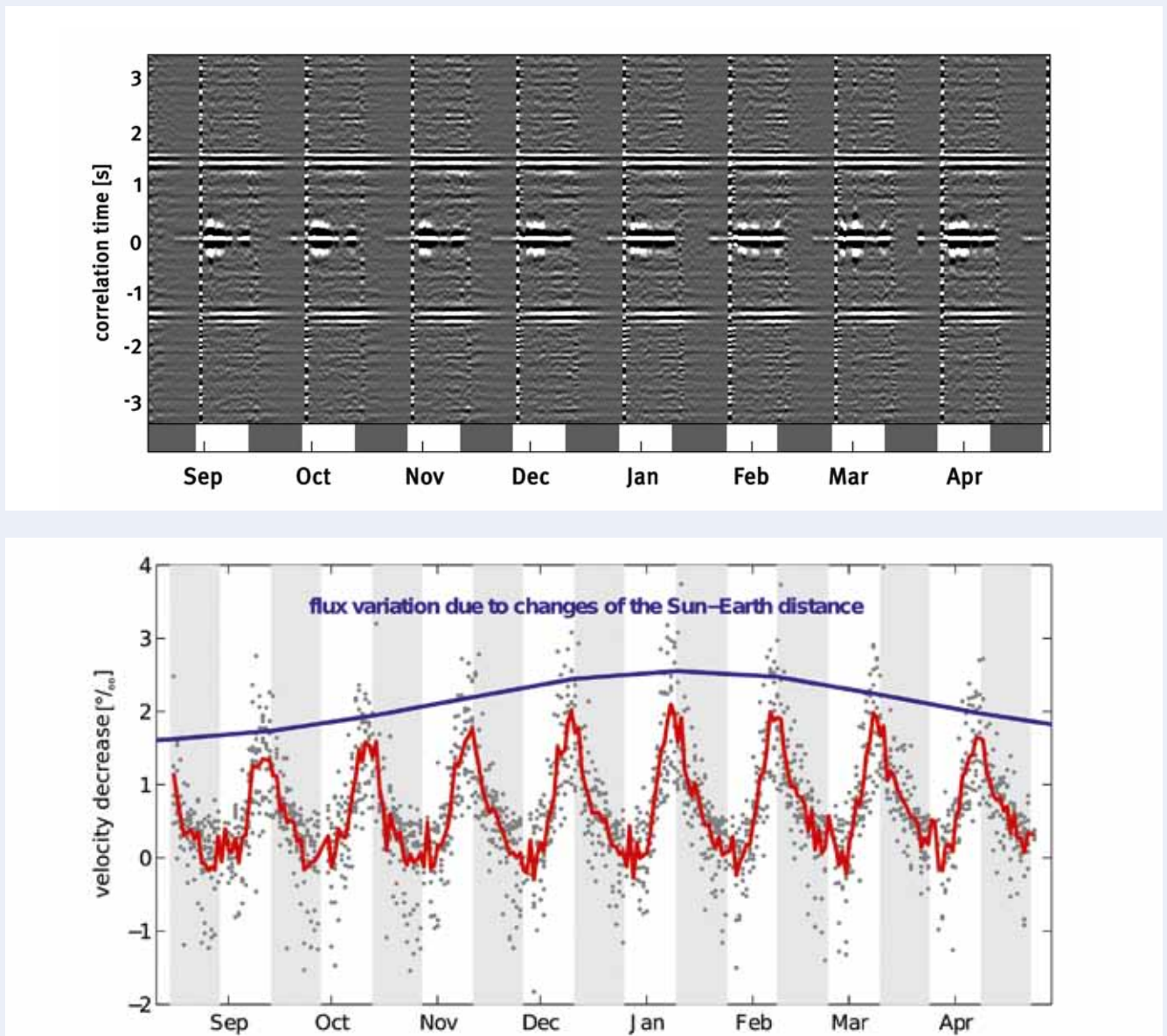


Abb. 4: Korrelationsfunktionen des Seismometerpaars G_3 – G_4 für je 24 h seismisches Rauschen (oben) und gemessene Geschwindigkeitsänderungen (unten). Grau hinterlegt sind Zeiten ohne Sonneneinstrahlung. Deutlich zu erkennen sind im oberen Bild die kohärenten Oberflächenwellen bei $\pm 1,5$ s. In der unteren Abbildung stellen graue Punkte Messungen an verschiedenen Seismometerkombinationen und die rote Kurve deren Mittelwert dar. Die blaue Kurve gibt die Variationen der solaren Strahlungsleistung aufgrund der Abstandsänderung zwischen Sonne und Mond an.

Fig. 4: Correlation functions of the sensor pair G_3 – G_4 for 24 h segments of seismic noise (top) and estimated velocity variations (bottom). Gray background indicates times without sunlight on the instruments. The coherent surface waves at ± 1.5 s are clearly visible. In the lower figure gray dots indicate individual measurements of different sensor combinations and the red curve indicates the average. The blue curve shows the variation of the solar irradiation due to changes of the distance between the Sun and Moon.

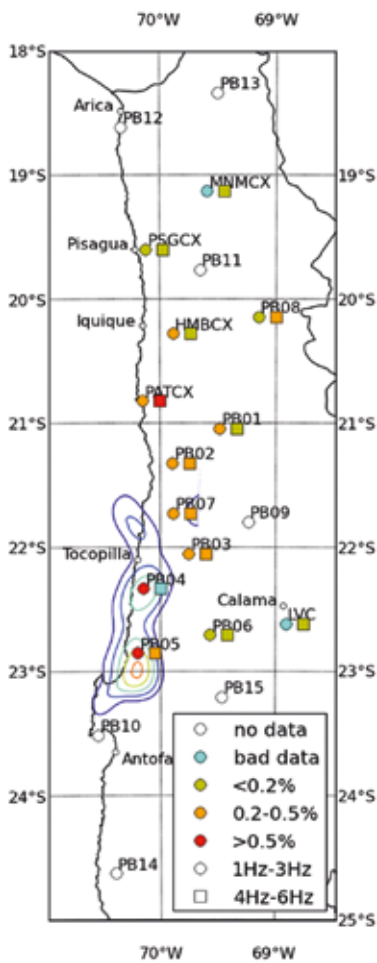


Abb. 5: Seismologischer Teil des IPOC-Netzwerks mit farblich codierter relativer Geschwindigkeitsreduktion in zwei verschiedenen Frequenzbändern aufgrund des Erdbebens bei Tocopilla (links). Isolinien markieren die Verschiebung auf der Bruchfläche von 0,5 m bis 3 m nach Schurr et al. (2012). Eine Abnahme der seismischen Geschwindigkeit von über 0,5 % ist an den zwei unmittelbar in der Bruchzone liegenden Stationen sowie an der sensitiven Station bei Patache zu beobachten. Rechts: Seismische Station des IPOC-Netzwerks (Foto: T. Richter, GFZ)

Fig. 5: Seismological part of the IPOC-network with color-coded velocity reductions caused by the Tocopilla earthquake from November 14, 2007 in two distinct frequency bands (left). Slip model according to Schurr et al. (2012) is indicated for slip from 0.5 m up to 3 m. A reduction of the seismic velocity above 0.5% is found at the two stations within the rupture area and at the sensitive station Patache. Right: Seismic station of the IPOC-network

innerhalb von zwei Jahren wieder zurückging. Der zweite Effekt ist eine jahreszeitliche Schwankung der Geschwindigkeit, welche diese sprunghafte Geschwindigkeitszunahme überlagert. Dabei sind im chilenischen Sommer hohe Geschwindigkeiten und im Winter niedrige Geschwindigkeiten zu beobachten. Der dritte Effekt besteht aus der schon erwähnten kurzfristigen Geschwindigkeitsabnahme aufgrund lokaler Erdbeben. Die beiden Erdbebeneffekte ergeben für die Station bei Patache eine Geschwindigkeitsabnahme von insgesamt 1,1 %. Mithilfe der Frequenzabhängigkeit kann die jahreszeitliche Änderung

auf einen oberflächennahen Prozess zurückgeführt werden. Dies verstärkt die Vermutung, dass Temperatur- und Spannungsschwankungen in der obersten Schicht des nahen Salar Grande für die beobachteten periodischen Geschwindigkeitsänderungen verantwortlich sind.

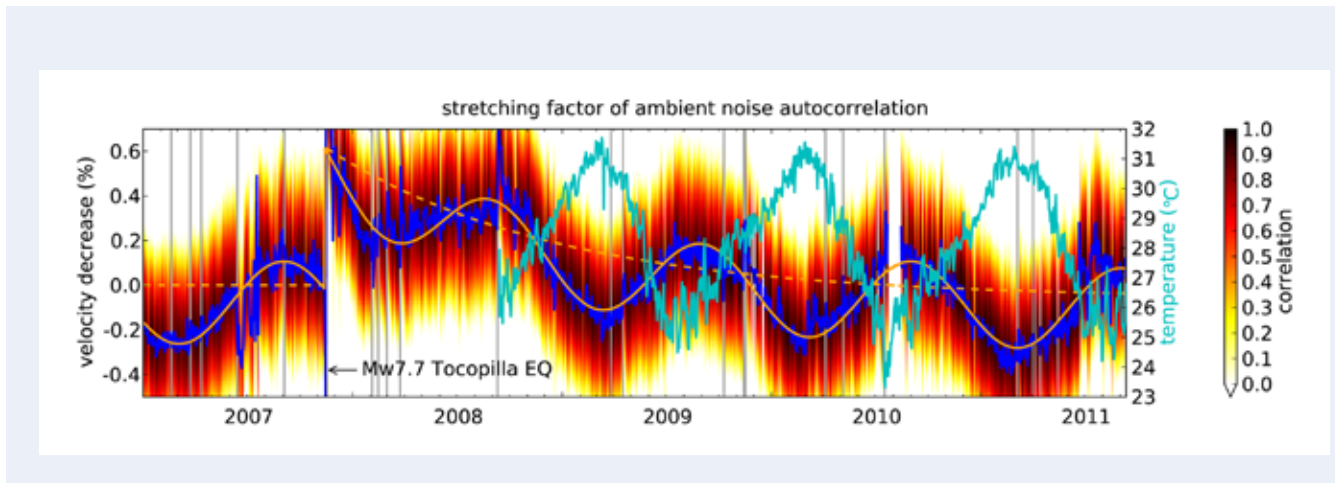


Abb. 6: Beobachtete Geschwindigkeitsänderung für die Station bei Patache (blaue Linie). Tage, in denen lokale Erdbeben mit einer Magnitude größer als 5,5 auftraten, sind mit vertikalen, grauen Linien gekennzeichnet. Zu beobachten sind drei verschiedene Effekte: 1. kurzfristige Geschwindigkeitsabnahmen aufgrund lokaler und regionaler Erdbeben, 2. längerfristige Geschwindigkeitszunahme nach der Geschwindigkeitsreduktion im Zuge des Tocopilla-Erdbebens (gestrichelte, orange Linie), 3. eine periodische Geschwindigkeitsänderung aufgrund des Klimaeinflusses (vergleiche mit eingezeichnetem Temperaturgang).

Fig. 6: Velocity variation observed at the station Patache (blue line). Days with local earthquakes of magnitude above 5.5 are marked by vertical gray lines. Three effects may be observed: 1st: short term velocity reductions after local earthquakes, 2nd: long term velocity increase as recovery after the co-seismic velocity drop of the Tocopilla event, 3rd: periodic velocity variation caused by climatic influences (compare indicated temperature variations).

Ausblick

Die mathematischen Methoden der seismischen Interferometrie zur Analyse des seismischen Rauschens haben die Möglichkeit zur Strukturuntersuchung des Untergrunds verbessert und die zeitliche Überwachung von Prozessen in der Erde ermöglicht. Diese Methoden sind bereits etabliert. Die Entwicklung in der seismischen Interferometrie hält aber an und verspricht für die Zukunft neue Erkenntnisse in der Seismologie.

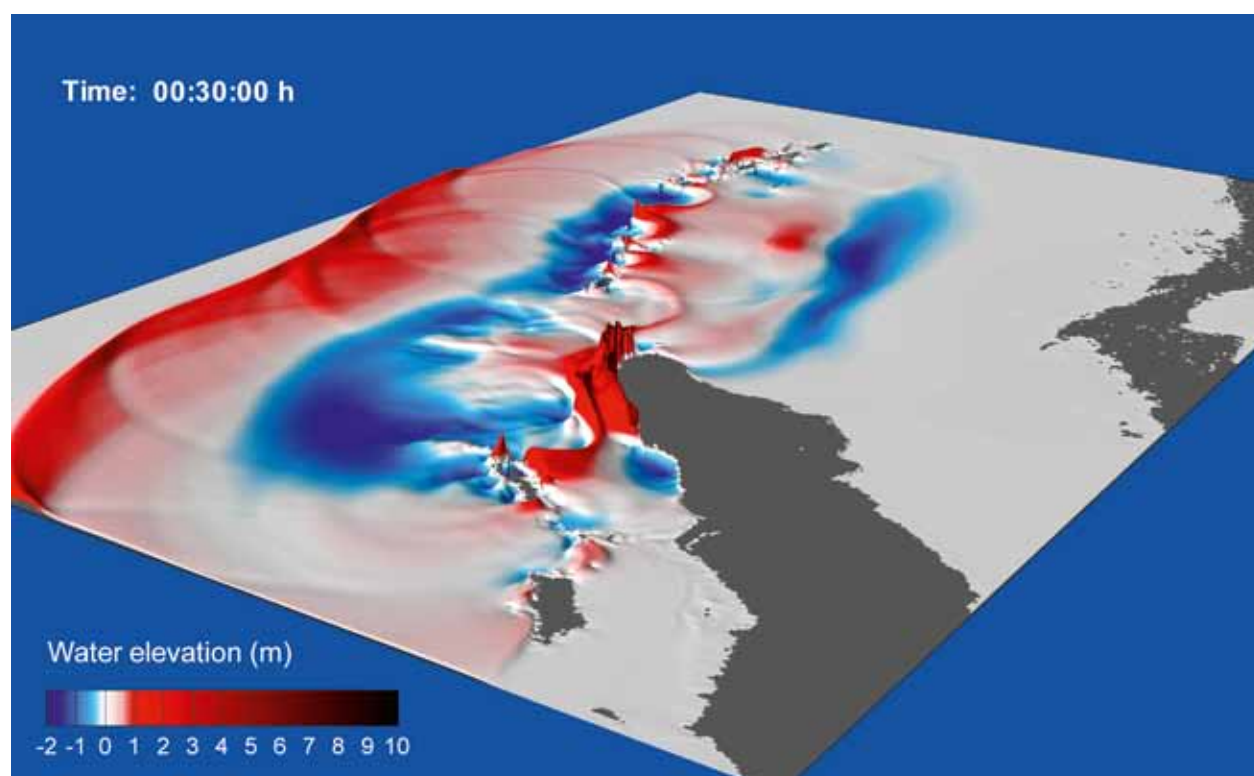
Literatur

- Schurr, B., Asch, G., Rosenau, M., Wang, R., Oncken, O., Barrientos, S., Salazar, P., Vilotte, J. P. (2012): The 2007 M7.7 Tocopilla northern Chile earthquake sequence: Implications for along-strike and downdip rupture segmentation and megathrust frictional behavior. - *Journal of Geophysical Research*, 117, B5, 10.1029/2011JB009030.
- Sens-Schönfelder, C., Larose, E. (2010): Lunar noise correlation, imaging and monitoring. - *Earthquake Science*, 23, 5, 519-530, 10.1007/s11589-010-0750-6.
- Sens-Schönfelder, C., Wegler, U. (2011): Passive image interferometry for monitoring crustal changes with ambient seismic noise. - *Comptes Rendus Geoscience*, 343, 8-9, 639-651, 10.1016/j.crte.2011.02.005.
- Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X., Verdel, A. (2010): Tutorial on seismic interferometry : Part 1 — Basic principles and applications. - *Geophysics*, 75, 5, 75A195-75A209, 10.1190/1.3457445.

Schnelle und zuverlässige Tsunami-Frühwarnung mit hochpräziser Echtzeit-GNSS-Prozessierung und gleichzeitiger Simulation

Andrey Babeyko, Andreas Höchner, Maorong Ge, Rongjiang Wang, Stephan Sobolev
Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam

Modern near-field tsunami early warning systems must provide a tsunami alarm as early as 5 to 10 minutes after an earthquake. Working within this time limit, traditional seismic methods tend to underestimate the total moment magnitude in case of giant (Sumatra 2004, Tōhoku 2011) as well as slow, ‘tsunami’ (Java 2006, Mentawai 2010) earthquakes. Moreover, representation of a tsunami source as a point-source, i.e. location plus magnitude, is usually insufficient for a reliable near-field early warning. Using numerical simulation of earthquake rupture and associated crustal deformation and tsunami wave’s propagation, we demonstrate that recent high-precision real-time Global Navigation Satellite System (GNSS) arrays may serve as a key component of near-field tsunami early warning system. The main advantage of the GNSS-arrays, placed close to an epicenter, is that they directly measure surface displacements necessary for tsunami source inversion already during the earthquake. Taking the Great March 2011 Tōhoku-oki earthquake as an example, we demonstrate the ability of real-time GNSS to provide qualified tsunami early warning in only three minutes after beginning of the earthquake. To do so, we combine real-time Precise Point Positioning (PPP) processing with fast slip inversion and on-the-fly tsunami simulation. This allows the observation of the earthquake growth in almost real-time (plus about one minute processing overhead) by simultaneously computing tsunami warning levels. Already three minutes after the earthquake begins, GNSS-derived moment magnitude estimation reaches its final value of $M_w = 9.0$ and tsunami forecasting stabilizes as well.



Die meisten Subduktionszonen – Regionen, in denen eine Lithosphärenplatte unter eine andere in den Erdmantel abtaucht – liegen in der Nähe bewohnter Küsten. Entlang dieser Zonen können starke Erdbeben und in deren Folge zerstörerische Tsunami auftreten. Bei solchen Naturkatastrophen bleibt für die Bevölkerung der angrenzenden Küstengebiete wenig Zeit für Rettungsmaßnahmen. Typischerweise dauert es 20 bis 40 Minuten, bis die erste Tsunami-Welle die Küste erreicht. Zieht man davon die Zeit ab, die nötig ist, um die Messdaten, die für eine Frühwarnung nötig sind, zu prozessieren, eine Prognose zu erstellen, sowie eine Warnung zu verbreiten, wird klar, dass zuverlässige Tsunami-Frühwarnung im Nahbereich äußerst anspruchsvoll ist.

Moderne Tsunami-Frühwarnsysteme müssen in der Lage sein, innerhalb von fünf bis zehn Minuten nach einem Erdbeben eine Warnung auszugeben. Bei solch einer kurzen Zeitvorgabe tendieren traditionelle seismische Methoden dazu, im Fall sehr großer Beben (Sumatra 2004, Japan 2011) oder langsamer, sogenannter „Tsunami“-Beben (Java 2006, Mentawai 2010), die Gesamtgröße des Bebens zu unterschätzen (z.B. Lomax und Micheline, 2009; Hoshiba et al., 2011; Duputel et al., 2011).

Infolge des Extrem-Bebens und des Tsunami vor Sumatra 2004 verstärkten sich die Bemühungen, schnellere seismische Methoden zur Bestimmung der tatsächlichen Momentenmagnitude zu entwickeln. Zum Beispiel wurde gezeigt, dass die W-Phasen-Momententensor-Inversionsmethode Lösungen bei Beben mit $M_w = 9,0$ innerhalb von 20 Minuten bestimmen kann (Duputel et al., 2011). Eine andere Lösung (M_{wpd} -Magnitude) basiert auf der Analyse der „Duration-Amplitude“ von seismischen P-Wellen zur raschen Bestimmung des Tsunami-Potentials großer und langsamer Beben (Lomax und Micheline, 2009). Trotz schnellerer und genauerer Magnitudenbestimmung liefern aber auch diese neueren Methoden nicht genügend Daten für eine zuverlässige Nahbereich-Tsunami-Frühwarnung, da sie die Beben- und Tsunami-Quelle als

Punktquelle approximieren. Für eine qualifizierte Prognose sind aber zusätzliche Informationen über die Ausdehnung des Bruchs und die Verteilung der relativen Verschiebungen zwischen den tektonischen Platten unabdingbar (Sobolev et al., 2007; Babeyko et al., 2010). Hochseebojen oder Sensoren am Meeresboden können im Fall transozeanischer Tsunami die sich ausbreitende Welle identifizieren und helfen, zusätzliche Informationen über die Quelle zu bestimmen. Sie sind jedoch für die Nahbereichswarnung aufgrund der knappen Zeitvorgabe nicht verwendbar.

Fortschritte in der Hochpräzisions-Echtzeitverarbeitung von GNSS-Daten – Global Navigation Satellite System, also GPS, Galileo, GLONASS und BeiDou – machen küstennahe GNSS-Arrays zu einer wertvollen Komponente für Tsunami-Frühwarnsysteme (Sobolev et al., 2007; Blewitt et al., 2009). GNSS-Empfänger, welche in der Nähe des Epizentrums liegen, haben entscheidende Vorteile gegenüber Breitbandseismometern und Akzelerometern. Sie minimieren die Antwortzeit und messen direkt die Deformation der Erdoberfläche, die Ursache des Tsunami. Am Deutschen GeoForschungsZentrum GFZ wurde nach der Tsunami-Katastrophe 2004 daher ein Konzept für ein „GPS-Schild“ zur Tsunami-Frühwarnung vorgeschlagen (Sobolev et al., 2006, 2007) und im Rahmen des unter Federführung des GFZ entwickelten Tsunami-Frühwarnsystems GITEWS (German Indonesian Tsunami Early Warning System, www.gitews.org), das auch auf Daten eines GNSS-Netzwerks zurückgreift, weiterentwickelt (Falck et al., 2010).

Im Folgenden stellen wir die drei Hauptschritte der GNSS-basierten Tsunami-Frühwarnung vor und erläutern diese in einem Rückvergleich am Beispiel des Tōhoku-Ereignisses 2011.

Schritt 1: Übertragung und Prozessierung der Daten

Der erste Schritt in der Tsunami-Frühwarnkette besteht darin, die koseismischen Verschiebungen an der Erdoberfläche zu bestimmen, welche später zur Quelleninversion genutzt werden. Grundsätzlich erzeugen GNSS-Empfänger Rohdaten der Satellitensignale, die prozessiert werden müssen, um die Position der GNSS-Antenne zu bestimmen. Die Herausforderung liegt darin, dass dies sehr schnell und mit sehr hoher Präzision im Zentimeterbereich geschehen muss. Um die erforderliche Genauigkeit zu erreichen, sind Korrekturdaten zu den von den Satelliten ausgesandten Orbit- und Uhrinformationen nötig. Diese werden mittels Echtzeitverarbeitung der Daten von globalen (IGS International GNSS Service) und regionalen Referenzstationen gewonnen. Am GFZ wird seit 2007 an der Echtzeit-GNSS-Prozessierung für verschiedene Anwendungen in den Geowissenschaften gearbeitet. Die in diesem Rahmen entwickelte Software EPOS-RT (Ge et al., 2009) ist in der Lage, globale Echtzeit-PPP (Precise Point Positioning)-Prozessierung durchzuführen und, je nach Art der verwendeten Korrekturdaten, eine Positionsgenauigkeit von 2 bis 3 cm zu erreichen (Ge et al., 2011; Abb. 1).

Links: Simulation des Tsunami am 26. Dezember 2004 vor der Küste Nordsumatras (Indonesien). Die Welle erreicht die Küstengebiete in Banda Aceh bereits 30 Minuten nach Bebenbeginn – eine Herausforderung für die Tsunami-Frühwarnung im Nahbereich.

Left: Simulation of the Indian Ocean Boxing Day 2004 tsunami near North Sumatra (Indonesia). Note that the tsunami strikes the coast of Banda Aceh as soon as 30 minutes after the earthquake beginning, which illustrates the challenge of the near-field tsunami early warning.



Kontakt: A. Babeyko
(babeyko@gfz-potsdam.de)

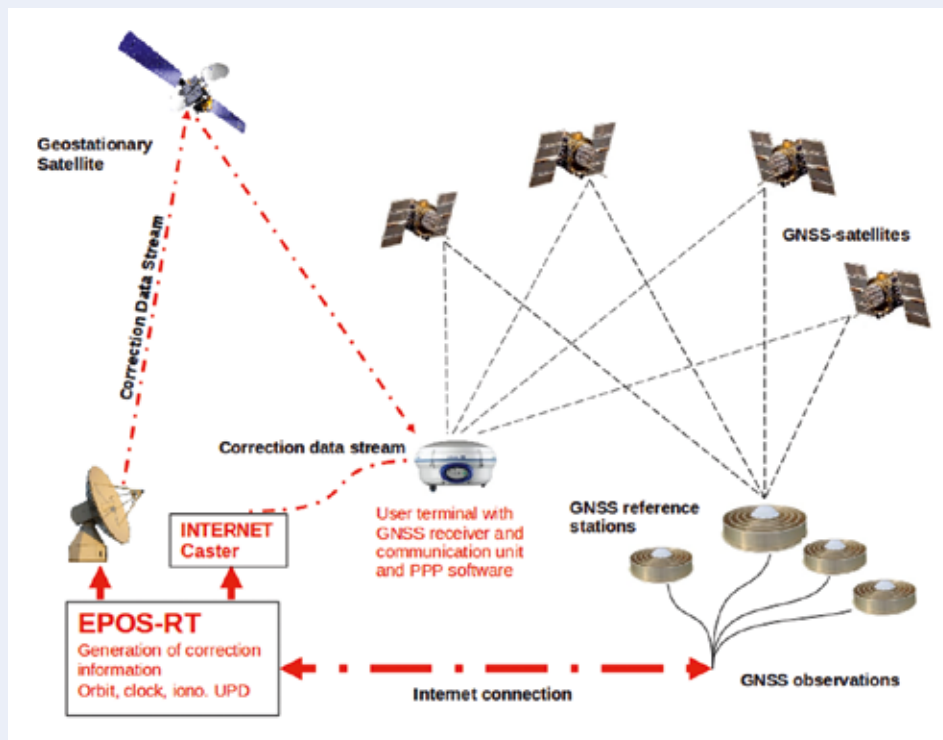


Abb. 1: Prinzip des Hochpräzisions-Echtzeit-PPP (Precise Point Positioning): zusätzlich zur üblichen Positionsbestimmung über GNSS-Satelliten erhält der Empfänger (User terminal) kontinuierlich einen Korrekturdatenstrom, welcher mittels der Software EPOS-RT aus globalen und/oder regionalen GNSS-Beobachtungen errechnet wird.

Fig. 1: Principles of high-precision real-time PPP (Precise Point Positioning) processing: in addition to standard positioning from GNSS satellites, the user terminal constantly receives a correction data stream computed by EPOS-RT software from global and/or regional GNSS observations.

In unserem Rückvergleich für das Tōhoku-Ereignis 2011 wenden wir diese Methode auf genau die Daten an, wie sie zum Zeitpunkt des Bebens zur Verfügung standen, um die Möglichkeit für eine Tsunami-Frühwarnung zu beurteilen. Wir verwenden GNSS-Rohdaten des GEONET-Netzwerks, welches durch GSI (Geospatial Information Authority of Japan) betrieben wird, von einem Tag vor bis einen Tag nach dem Beben, mit einem Samplingintervall von 30 Sekunden. Im Rahmen des Rückvergleichs werden die GNSS-Rohdaten der PPP-Prozessierung zugeführt, ausschließlich mit quasi-Echtzeit-Informationen verarbeitet und die resultierenden Verschiebungsvektoren in Schritt 2 – der Inversion – verwendet.

Schritt 2: Inversion der Quellparameter

Das GNSS-Prozessierungssystem versorgt das Tsunami-Warnzentrum mit koseismischen Verschiebungsvektoren der Erdoberfläche, welche im nächsten Schritt in Tsunami- bzw. Bebenherdparameter umgerechnet werden. Dies ist ein typisches Inversionsproblem, welches mittels Greenscher Funktionen gelöst werden kann. Dazu wird der dreidimensionale seismogene Bereich der Plattengrenzfläche als System von Patches diskretisiert (Abb. 2a). Für jedes Patch wird nacheinander eine relative tektonische Plattenverschiebung von 1 m angesetzt und die resultierenden Deformationsvektoren an allen Stationen berechnet. Hierfür kann ein einfaches Modell für den homogenen elastischen Halbraum verwendet werden, oder wie in unserem Fall, ein am GFZ entwickeltes realistischeres, geschichtetes Erdmodell (Wang, 2006; viskoelastischer Code PSGRN/PSCMP).

Die berechneten Greenschen Funktionen können genutzt werden, um die beobachteten Deformationen an den Stationen zu invertieren und die relative koseismische Verschiebung zwi-

schen den tektonischen Platten (Slip-Verteilung) zu berechnen. Die Kalibrierung der Inversionsprozedur wird im vor herein mittels synthetischer Vorwärts-Szenarien (checkerboard-, homogene- und realistische Slip-Verteilung) durchgeführt, indem das Vorwärts- mit dem invertierten Modell verglichen und die Gewichtungsterme angepasst und fixiert werden (Hoechner et al., 2008). Je nach Verfahren dauert die Inversion nur einige Sekunden.

Mit der so bestimmten Slip-Verteilung an der Plattengrenzfläche kann die Deformation des Meeresbodens berechnet werden. Diese stellt die Tsunami-Anfangsbedingung dar. Die Berechnung der Tsunami-Ausbreitung und der erwarteten Wellenhöhen und Ankunftszeiten an der Küste ist Gegenstand des dritten Schritts.

Schritt 3: Tsunami-Prognose

Die moderne Tsunami-Prognose beruht ausschließlich auf numerischen Simulationen der Tsunami-Wellenausbreitung. Da die Wellenausbreitung stark durch die Bathymetrie und Reflektionen an der Küste beeinflusst wird, gibt es keine einfachen Relationen wie z. B. zum Erstellen von shake-maps für Erdbeben, die die Verbindung von der Quelle zu Wellenhöhen an der Küste herstellen. Stattdessen muss für jede Quelle die komplette Wellenausbreitung berechnet werden.

Üblicherweise werden Szenarien vorausberechnet und in einer Datenbank abgelegt. Während eines Ereignisses werden ein oder mehrere Szenarien aus der Datenbank gezogen und als Basis für die Frühwarnung verwendet. Dieser Ansatz hat allerdings gravierende Nachteile:

- Die Datenbank enthält Tsunami-Szenarien für vordefinierte, vereinfachte Quellenmodelle, z. B. mit homogener Slip-

Verteilung. Dies stellt für kleinere Ereignisse kein Problem dar, bei großen Beben können aber starke Heterogenitäten auftreten (z. B. Sumatra 2004).

- Die Anzahl der Szenarien ist limitiert, da erheblicher Speicherplatz benötigt wird. Deshalb muss der Parameterraum der Szenarien räumlich und in der Magnitude diskretisiert werden, die Magnitude z. B. typischerweise in Intervallen von 0,2. Dies erscheint relativ fein, aber ein Unterschied von 0,2 in der Magnitude entspricht aufgrund der logarithmischen Skala einem Faktor 2 im seismischen Moment.
- Die abgelegten Szenarien sind statisch. Es ist also aufwendig, neue Daten zu integrieren.
- Schließlich muss diese Datenbank mit erheblichem Aufwand gewartet werden.

Rasche Fortschritte in der Computerleistung in den letzten Jahren eröffnen die Möglichkeit für einen alternativen Ansatz ohne vorberechnete Szenarien mittels on-the-fly (d. h. Echtzeit-)Berechnung der Tsunami-Ausbreitung. Diese on-the-fly Tsunami-Simulationen verwenden relativ einfache numerische

Approximationen für die Wellenausbreitungsgleichungen. Die darauf basierenden Simulationsalgorithmen sind sehr schnell und verfügen über genügend Genauigkeit für die Berechnung der Wellenausbreitung im offenen Meer. Da man mit diesen Methoden die Überflutung an der Küste nicht detailliert berechnen kann, verwendet man stattdessen verschiedene Amplifikationsschemata, um die Wellenhöhe an der Küste aus den naheliegenden tieferen Positionen zu errechnen. Dies ist ein verbreiteter Ansatz, der z. B. auch am japanischen Tsunami-Frühwarnsystem verwendet wird.

Abb. 3 stellt unser Tsunami-Ausbreitungsmodell für das Tōhoku-Ereignis 2011 dar und wurde mit der GFZ-Software „easyWave“ berechnet. Die Anfangsbedingung entspricht der Quelleninversion 180 Sekunden (siehe Schritt 2) nach Bebenbeginn. Während die Auswirkung an der japanischen Küste innerhalb von nur knapp zehn Sekunden berechnet werden kann, benötigt die Simulation für die transozeanische Ausbreitung aufgrund der längeren Simulationsrechenndauer und des sich adaptiv vergrößernden Rechengitters erheblich mehr Zeit.

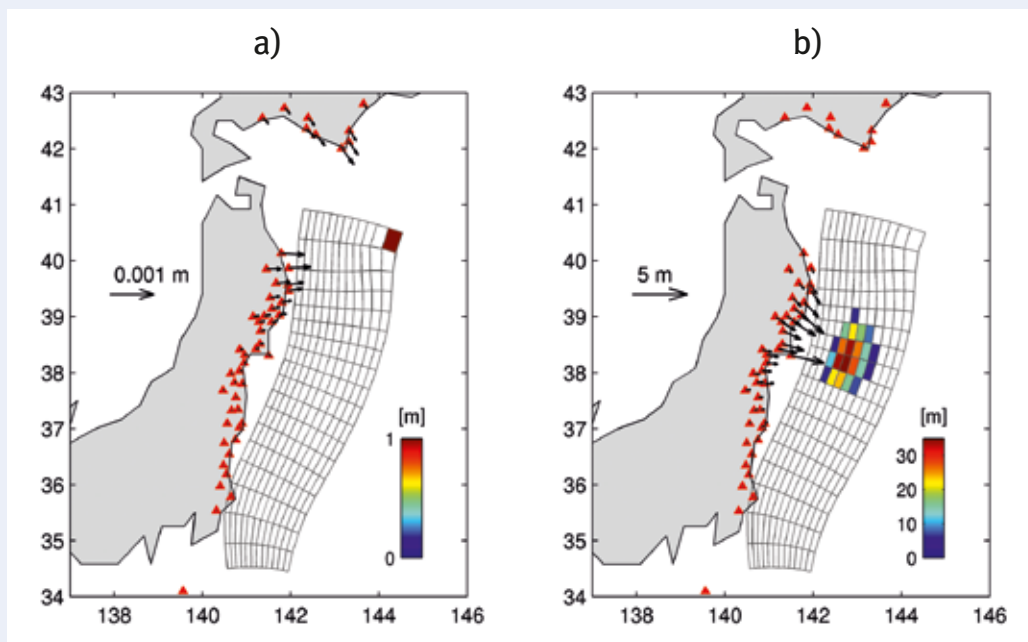


Abb. 2: Inversion der durch GNSS bestimmten Erdoberflächenverformung in Erdbeben- und Tsunami-Quellparameter am Fallbeispiel des Tōhoku-Ereignisses 2011. a) Konzept der Greenschen Funktionen: Ansetzen einer normierten Verschiebung an jedem einzelnen Patch des diskretisierten seismogenen Platteninterfaces (Gitter) und Berechnung der resultierenden Verformung (Vektoren) an jeder GNSS-Station (Dreiecke). b) Nach Echtzeitmessung der koseismischen Stationsverschiebungen (Vektoren) werden die vorberechneten Greenschen Funktionen verwendet, um diese in eine durch das Erdbeben ausgelöste relative koseismische Verschiebung zwischen den tektonischen Platten (Slip-Verteilung) rückzuprojizieren.

Fig. 2: Inversion of GNSS-derived surface displacements into earthquake and tsunami source parameters of the case example Tohoku event of 2011. a) Concept of Greens' functions: application of unit slip at every single patch of the discretized seismogenic plate interface (grid), and computation of response dislocations (vectors) for all GNSS-stations (triangles). b) After measuring real-time coseismic station displacements (vectors), the pre-computed Greens' functions are used to back-project them into earthquake slip distribution.

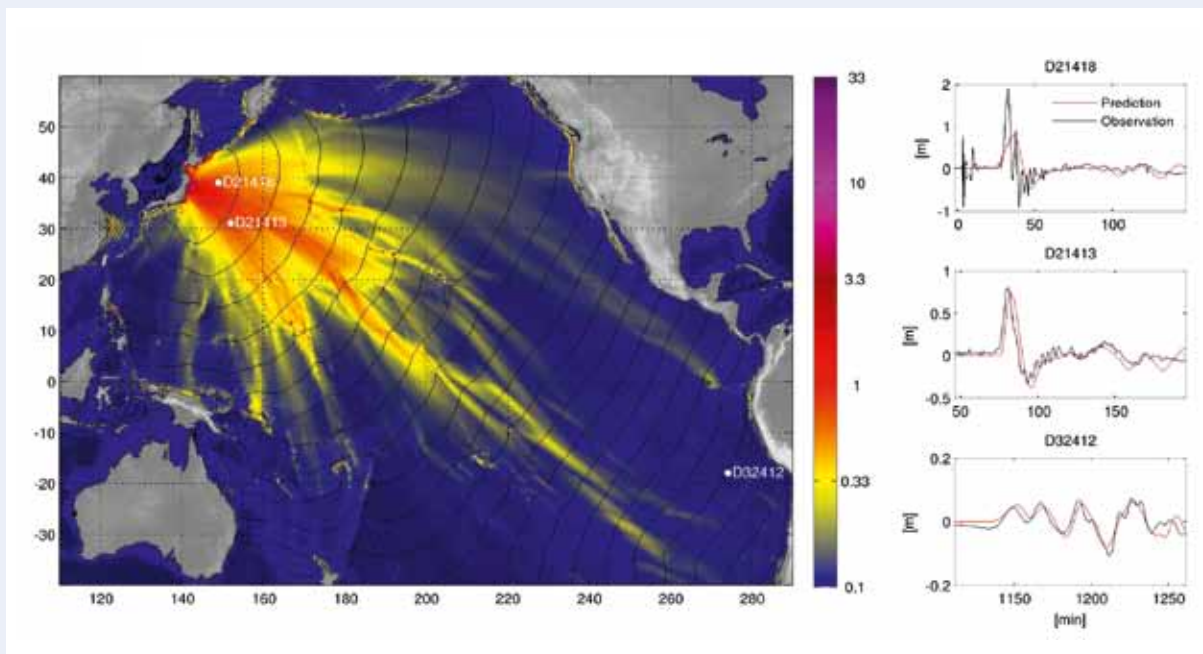


Abb. 3: Tsunami-Ausbreitungsmuster (maximale Wellehöhe, on-the-fly berechnet), basierend auf GNSS-Daten am Fallbeispiel des Tōhoku-Ereignisses 2011, welche drei Minuten nach Bebenbeginn verfügbar waren. Ein Vergleich der Modellprognose mit unabhängigen späteren Beobachtungen (US DART-Bojen) zeigt eine gute allgemeine Übereinstimmung, aber auch die Tatsache, dass die ausschließlich GNSS-basierte Inversion nicht in der Lage ist, einige kleinskalige Quellenkomplexitäten aufzulösen (siehe die kurzwelligen Spitzen bei DART 21418).

Fig. 3: Tsunami propagation pattern (maximum wave heights) computed on-the-fly and corresponding to GNSS-data available at 3 minutes after beginning of the Tōhoku earthquake 2011. Comparison of model with independent, later observations (US DART buoys) shows good overall fit but also the fact that GNSS-only based inversion cannot resolve some small-scale source complexity (see short wavelength peaks at DART 21418).

Zusammenführung der einzelnen Schritte

Die drei erwähnten Schritte können nun angewendet werden, um ein „Replay“ des Tōhoku-Ereignisses durchzuführen. „Replay“ meint hierbei, dass die Situation nachgestellt wird, wie sie in einem Warnzentrum, das an das GEONET-Netzwerk angeschlossen ist, stattfinden würde. Wie bereits ausgeführt, werden die Rohdaten durch EPOS-RT verarbeitet, die resultierenden Stationsverschiebungen zur Slip-Verteilung an der Quelle invertiert, die Meeresbodendeformation und schließlich die Wellenausbreitung berechnet sowie die Warnlevel bestimmt. Diese Prozessierung läuft als Schleife, bis eine stabile Lösung erreicht wird.

Abb. 4 zeigt Momentaufnahmen für die Tsunami-Prognose, dargestellt in drei Reihen und beginnend bei einer Minute nach dem Bebenbeginn. Die angegebene Zeit (links) entspricht der unteren Grenze, welche durch die Physik bestimmt wird, also für Bruchpropagation plus Ausbreitungszeit der seismischen Wellen bis zu den Stationen. Ungefähr eine Minute muss für die drei Prozessierungsschritte hinzugefügt werden.

Bemerkenswert ist, dass das Beben beobachtet und zugleich – während des Bruchvorgangs – eine Tsunami-Warnung bestimmt werden kann. Nach einer Minute (plus eine Minute Prozessierungszeit) beträgt der maximale invertierte Slip ungefähr 6 m (siehe Tabelle in Abb. 4). Die geschätzte Magnitude beträgt bereits $M_W = 8,4$ und die Warnlevel zeigen einen „major Tsunami“ für die Sendai-Präfektur an. 30 Sekunden später erreicht die Magnitude $M_W = 8,7$. Für ausgedehnte

Küstengebiete werden bereits mehr als 10 m maximale Wellenhöhe prognostiziert. Das Slip-Modell stabilisiert sich etwa drei Minuten nach Beginn des Bebens. Die Magnitude erreicht den endgültigen Wert von $M_W = 9,0$ und die maximale prognostizierte Wellenhöhe beträgt 29 m.

Die Qualität der GNSS-basierten Tsunami-Prognose kann beurteilt werden, indem die Warnlevel mit Feldmessungen an der Küste in den Wochen nach dem Beben (Mori et al., 2012) verglichen werden. Dieser Vergleich (Abb. 4, rechts) zeigt die gute Übereinstimmung der Prognose für das Tōhoku-Ereignis. Die Fallstudie demonstriert, dass die herausfordernde Aufgabe der Tsunami-Frühwarnung im Nahbereich enorm von der Kopplung neuer GNSS-Prozessierungsalgorithmen und numerischer Modellierung profitieren kann. Das japanische GEONET-Netzwerk wurde bisher nicht für die Tsunami-Frühwarnung eingesetzt, da die erforderlichen Technologien erst in den letzten Jahren entwickelt wurden.

Ausblick

Die Arbeiten des GFZ werden dazu beitragen, dass Echtzeit-GNSS-Netzwerke zukünftig als wichtige Komponente der Tsunami-Frühwarnung genutzt werden können. Beispielsweise ist geplant, in Chile, ebenfalls ein Land mit hoher Tsunami-Exposition, ein GNSS-Netzwerk mit mehr als 120 Stationen entlang der Pazifikküste mit Unterstützung des GFZ aufzubauen und so die technische Basis für eine schnelle Tsunami-Frühwarnung zu schaffen.

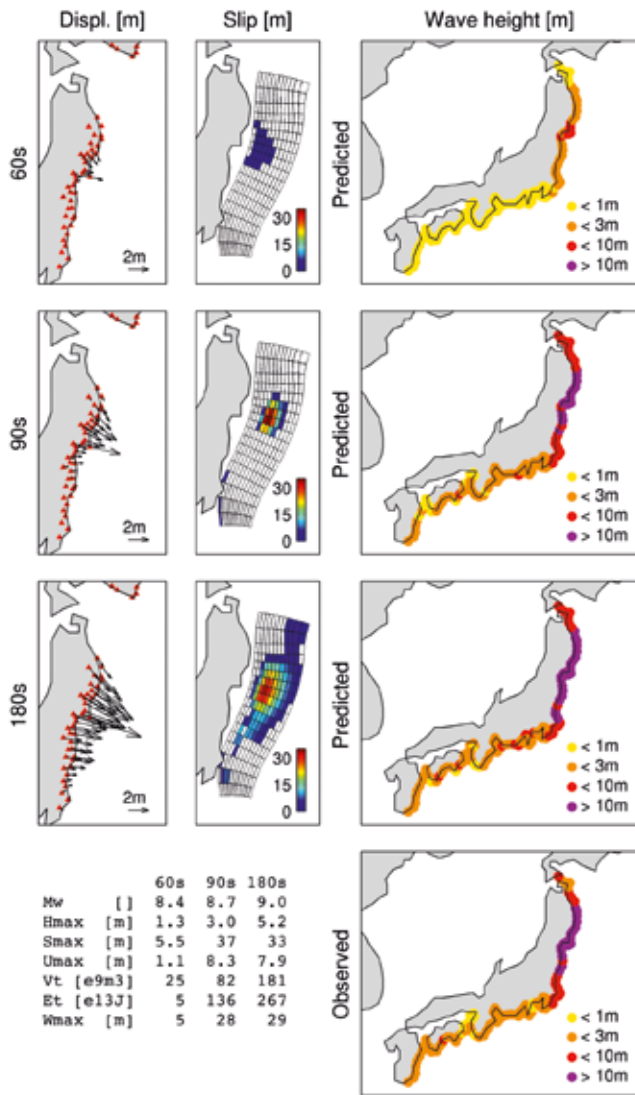


Abb. 4: Datenprozessierung und Tsunami-Vorhersage nach 60, 90 und 180 Sekunden Erdbebenzeit (obere drei Reihen). Die Echtzeit-GNSS-Verschiebungsvektoren (linke Spalte) werden invertiert, um die Slip-Verteilung an der Bruchfläche zu erhalten (mittlere Spalte). Diese Quellmodelle werden verwendet, um die geschätzten maximalen Wellenhöhen an der Küste zu berechnen (rechte Spalte). Die rechte untere Tafel zeigt die gemessenen Wellenhöhen. Die Tabelle enthält Schlüsseleigenschaften der drei Erdbeben- und Tsunami-Modelle. Mw: Momentenmagnitude, Hmax: maximale beobachtete horizontale Verschiebung an den GNSS-Stationen, Smax: maximaler invertierter Slip an der Bruchfläche, Umax: maximale modellierte Anhebung des Meeresbodens, Vt: anfängliches Tsunami-Volumen, Et: anfängliche potentielle Tsunami-Energie, Wmax: geschätzte maximale Wellenhöhe an den Küstenpunkten.

Fig. 4: Data processing and resulting tsunami forecasts for the three moments of time (in rows): 60, 90 and 180 seconds after the earthquake origin time. Real-time GNSS displacements (left panels) are inverted for slip at the fault (middle panels). These source models are used to compute estimated coastal tsunami wave heights (right panels). Lower right panel: Observed wave heights. The table contains key characteristics of the three succeeding earthquake and tsunami models. Mw: moment magnitude, Hmax: maximum observed horizontal displacement at the GPS stations, Smax: maximum inverted slip at the fault, Umax: maximum modeled uplift at the sea floor, Vt: initial tsunami volume, Et: initial tsunami potential energy, Wmax: maximum estimated wave height at the coastal points of interest.

Literatur

- Babeyko, A. Y., Hoechner, A., Sobolev, S. V. (2010): Source modeling and inversion with near real-time GPS: a GITEWS perspective for Indonesia. - *Natural Hazards and Earth System Sciences (NHES)*, 10, 7, 1617-1627, 10.5194/nhess-10-1617-2010.
- Blewitt, G., Hammond, W., Kreemer, C., Plag, H.-P., Stein, S., Okal, E. (2009): GPS for real-time earthquake source determination and tsunami warning systems. - *Journal of Geodesy*, 83, 3-4, 335-343, 10.1007/s00190-008-0262-5.
- Duputel, Z., Rivera, L., Kanamori, H., Hayes, G. P., Hirshorn, B., Weinstein, S. (2011): Real-time W phase inversion during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. - *Earth Planets Space*, 63, 7, 535-539, 10.5047/eps.2011.05.032.
- Falck, C., Ramatschi, M., Subarya, C., Bartsch, M., Merx, A., Hoeberechts, J., Schmidt, G. (2010): Near real-time GPS applications for tsunami early warning systems. - *Natural Hazards and Earth System Sciences (NHES)*, 10, 2, 181-189, 10.5194/nhess-10-181-2010.
- Ge, M., Chen, J., Gendt, G. (2009): EPOS-RT: Software for Real-time GNSS Data Processing, (Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, EGU2009-8933), General Assembly European Geosciences Union (Vienna, Austria 2009).
- Ge, M., Dousa, J., Li, X., Ramatschi, M., Wickert, J. (2011): A novel-real-time precise positioning service system: global precise point positioning with regional augmentation, 3rd International Colloquium Galileo Science (Copenhagen, Denmark 2011).
- Hoechner, A., Babeyko, A. Y., Sobolev, S. V. (2008): Enhanced GPS inversion technique applied to the 2004 Sumatra earthquake and tsunami. - *Geophysical Research Letters*, 35, L08310, 10.1029/2007GL031333.
- Hoshiba, M., Iwakiri, K., Hayashimoto, N., Shimoyama, T., Hirano, K., Yamada, Y., Ishigaki, Y., Kikuta, H. (2011): Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0) - *Earthquake Early Warning and observed seismic intensity*. - *Earth Planets Space*, 63, 7, 547-551, 10.5047/eps.2011.05.031.
- Lomax, A., Michelini, A. (2009): MwPd: a duration – amplitude procedure for rapid determination of earthquake magnitude and tsunamigenic potential from P waveforms. - *Geophysical Journal International*, 176, 1, 200-214, 10.1111/j.1365-246X.2008.03974.x
- Mori, N., Takahashi, T., The 2011 Tohoku earthquake tsunami joint survey group (2012): Nationwide post event survey and analysis of the 2011 Tohoku earthquake tsunami. - *Coastal Engineering Journal*, 54, 1, 1250001-1, 10.1142/S0578563412500015.
- Sobolev, S. V., Babeyko, A. Y., Wang, R., Galas, R., Rothacher, M., Stein, D., Schröter, J., Lauterjung, J., Subarya, C. (2006): Towards Real-Time Tsunami Amplitude Prediction. - *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 87, 37, 374, 378.
- Sobolev, S. V., Babeyko, A. Y., Wang, R., Hoechner, A., Galas, R., Rothacher, M., Sein, D. V., Schröter, J., Lauterjung, J., Subarya, C. (2007): Tsunami early warning using GPS-Shield arrays. - *Journal of Geophysical Research*, 112, B08415, 10.1029/2006JB004640.
- Wang, R., Lorenzo Martín, F., Roth, F. (2006): PSGRN/PSCMP - a new code for calculating co- and post-seismic deformation, geoid and gravity changes based on the viscoelastic-gravitational dislocation theory. - *Computers and Geosciences*, 32, 4, 527-541, 10.1016/j.cageo.2005.08.006.

Erdbebensimulation im Computer

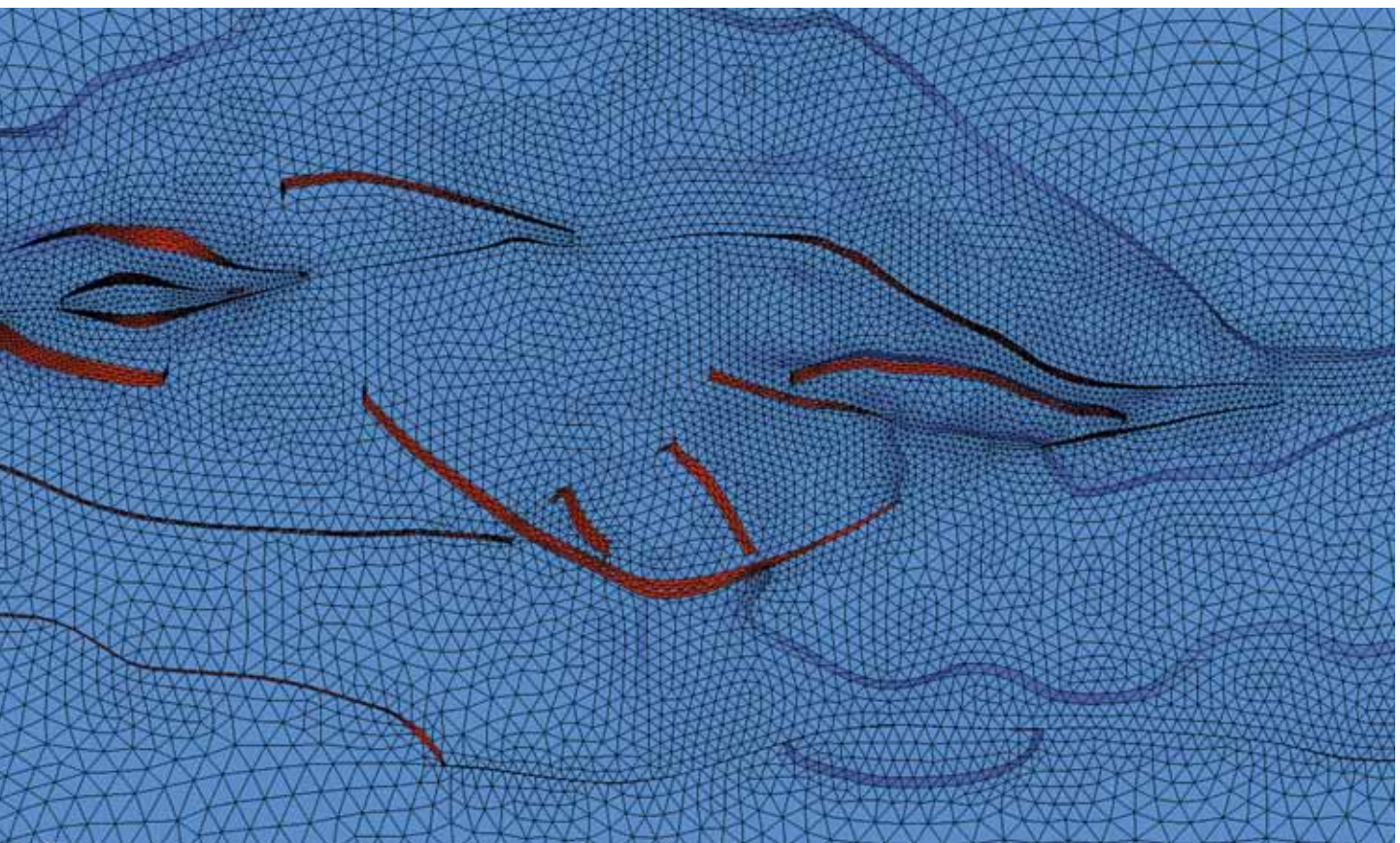
Erwartungen, Grenzen und Herausforderungen der vierdimensionalen Computersimulation von Erdbeben-Szenarien für das Marmarameer südlich von Istanbul

Oliver Heidbach¹, Tobias Hergert², Dietrich Stromeier¹, Gottfried Grünthal¹

¹ Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam

² 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 τ einen kritischen Schwellwert τ_{crit} , so versagt ein Segment und es kommt zu einem plötzlichen Versatz von mehreren Metern entlang der Störung auf einer Bruchlänge von Zehner- bis hundertern 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 Wiederkehrzeit 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)

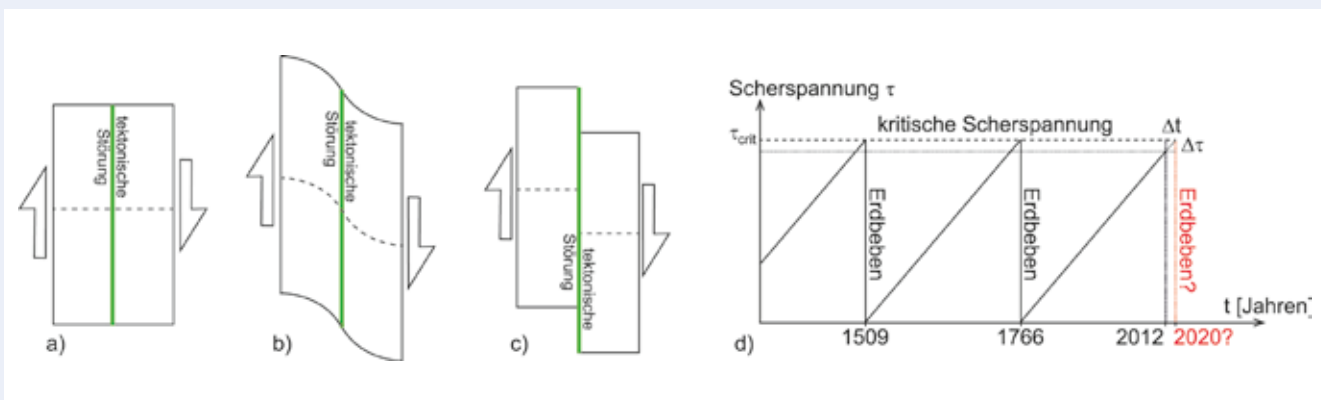


Abb. 1: Illustration des Erdbebenzyklus. a) bis c) Aufsicht auf ein Gebiet mit senkrechter tektonischer Störung (grüne Linie); gestrichelte Linie deutet beispielsweise einen Zaun oder Bahngleise als Marker an. d) Akkumulation und Abbau von Scherspannungen mit der Zeit. Die Jahreszahlen 1509 und 1766 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 Δt 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 Δt the time, the plate motion needs to accumulate these shear stresses.

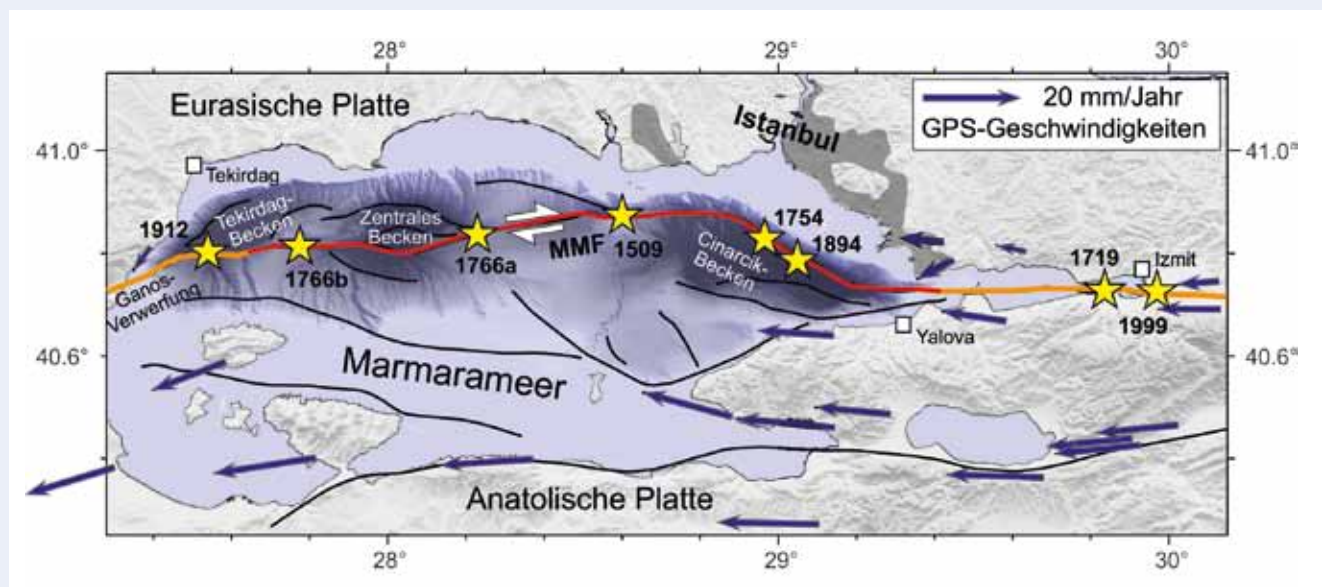


Abb. 2: Tektonische Störungen und angenommene Lage der größten historischen und aufgezeichneten Erdbeben an der zentralen Störung (MMF – Main Marmara Fault) ab 1500 AD (Ambraseys und Finkel, 1991). Die rote Linie markiert die seismische Lücke, die seit 1766, bzw. 1894 verhaft ist. In Orange ist die Bruchlänge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

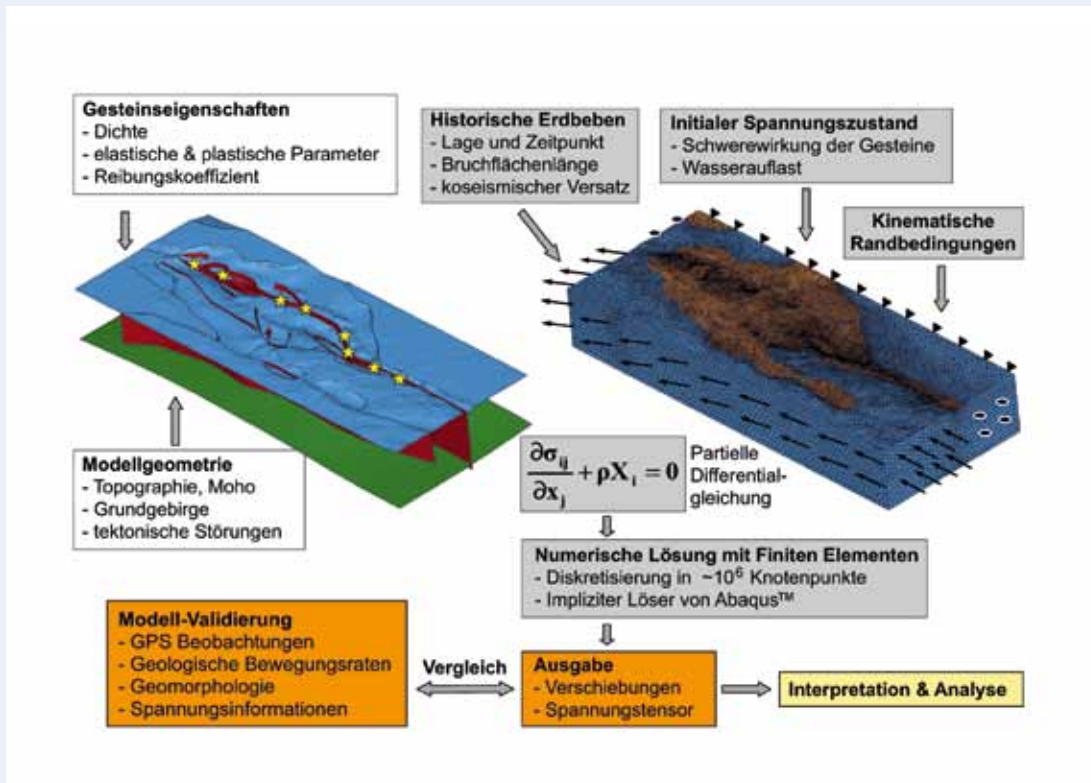


Abb. 3: Arbeitsablauf bei einer Computersimulation von Erdbeben-Szenarien. Neben den Eingabe- und Ausgabewerten in den weißen und orangen Boxen ist der zentrale Teil die physikalisch-mathematische Formulierung (graue Boxen). Die Differentialgleichung beschreibt das Kräftegleichgewicht zwischen der Änderung des Spannungstensors σ_{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 σ_{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.

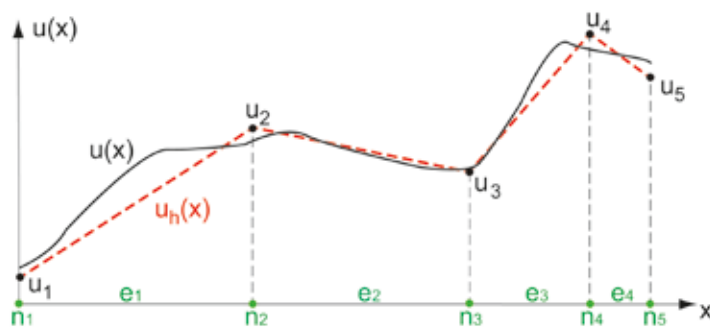


Abb. 4: Näherungslösung $u_h(x)$ (rot gestrichelt) der exakten, unbekanntenen Lösungsfunktion $u(x)$ (schwarz) durch stückweise lineare Funktionen (Polynome). Nur an den Knotenpunkten n_1 bis n_5 der eindimensionalen linearen Finite Elemente e_1 bis e_4 wird die wahre Lösung approximiert. Die Knotenverschiebungen 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 σ und der daraus resultierenden Verschiebung u . Wird angenommen, dass diese rheologische Beziehung rein linear-elastisch ist mit σ_{ij} als Spannungstensor, ϵ_{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 ρ 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.

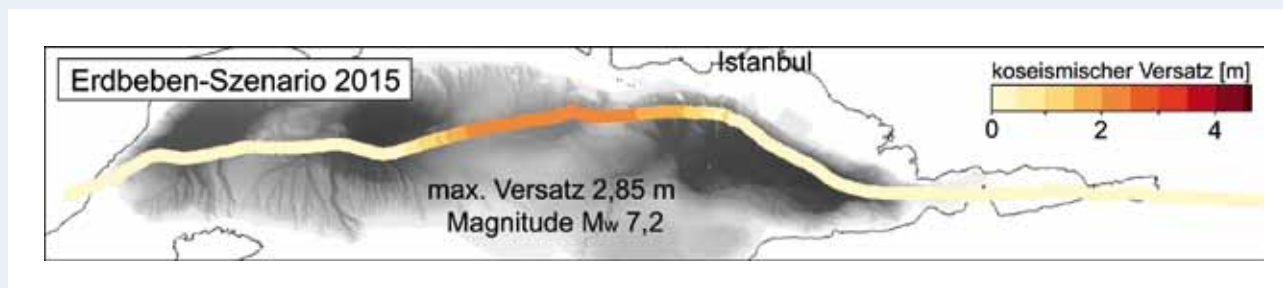


Abb. 5: Computersimulation eines Erdbeben-Szenarios im Marmarameer südlich von Istanbul für das Jahr 2015 im zentralen Segment

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 verhaktten 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 Mw 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)

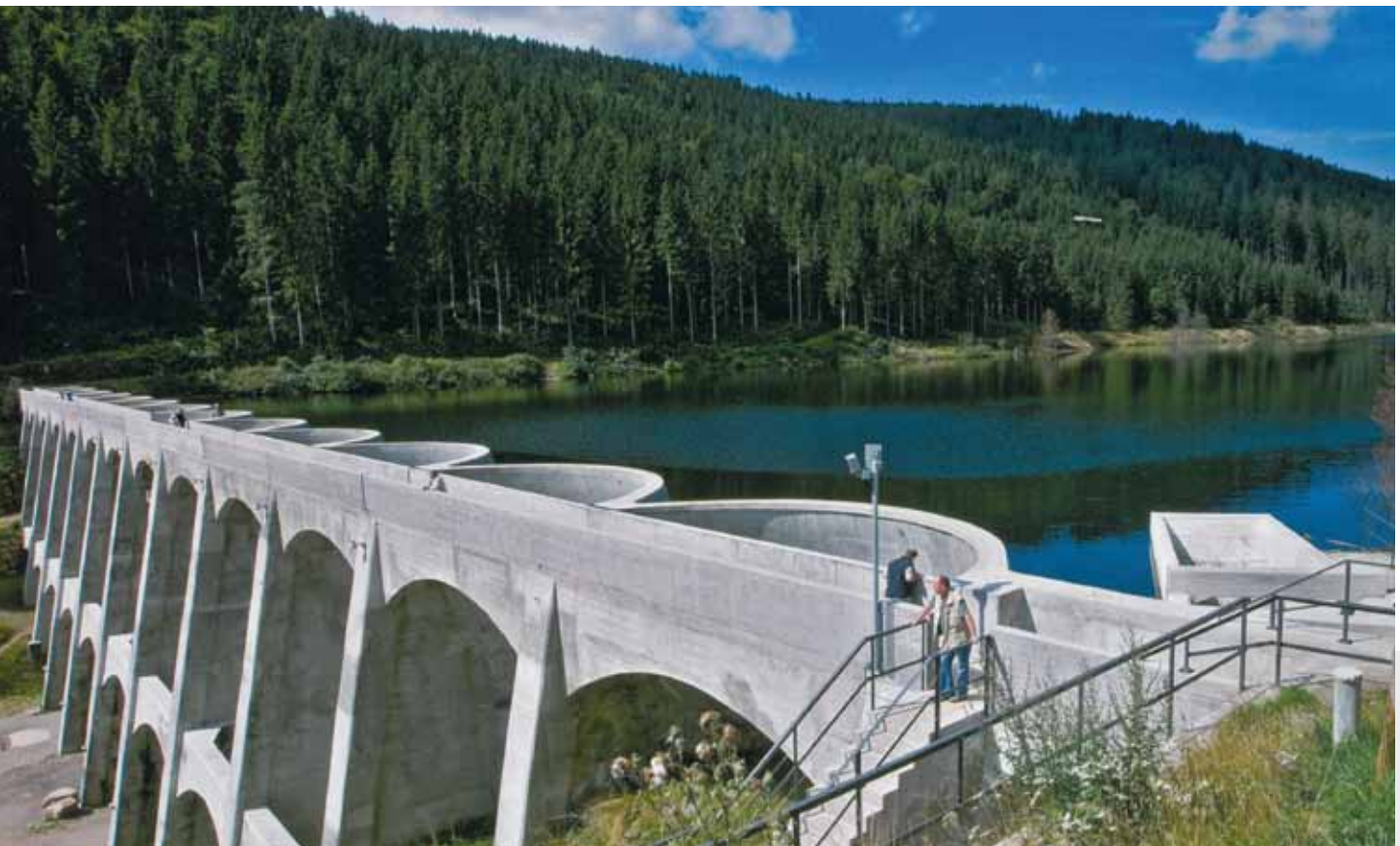
Fig. 6: View of the megacity Istanbul across the Bosphorus

Probabilistische seismische Gefährdungsabschätzungen

Gottfried Grünthal, Dietrich Stromeyer, Oliver Heidbach
Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam

Probabilistic seismic hazard assessments (PSHA) represent one of the most practice-oriented products seismology can offer to society. As seismic load information, results of PSHA build the basis for earthquake-resistant building codes and safety proofs. They form the decisive input for seismic risk assessments and are, with this, of importance for the insurance industry. Thereby, PSHAs contribute directly to the reduction of earthquake risk, since the earthquake-resistant design of buildings represents the only sustainable protection against this kind of natural hazards.

This contribution provides in a compressed form a view into the methodical basis of PSHA. In the focus are here mathematical models, which enable the generation of PSHA with quantified uncertainties on the basis of geophysical and geological data. Typical results of a PSHA are presented in form of seismic hazard curves, seismic hazard maps and response spectra for the national code DIN19700 for safety proofs of hydraulic constructions like, e.g., dams of water reservoirs (Grünthal, 2008; Grünthal et al., 2009b).



Probabilistische seismische Gefährdungsabschätzungen (Englisch: probabilistic seismic hazard assessments PSHA) gehören zu den praxisrelevantesten Forschungsergebnissen, die die Seismologie der Gesellschaft bieten kann. PSHA beschreiben die Wahrscheinlichkeit des Auftretens oder Überschreitens von Bodenerschütterungsparametern (1) von bestimmter Amplitude, (2) an konkreten Lokationen und (3) innerhalb eines bestimmten Zeitintervalls, d.h. sie repräsentieren eine Langzeitprognose erwarteter Bodenerschütterungen für gewünschte Eintreffenswahrscheinlichkeiten. Diese werden parametrisiert z. B. in maximalen Bodenbeschleunigungen, Bodenschwinggeschwindigkeiten, Bodenverschiebungen, in Form von makroseismischen Intensitäten und in jüngster Zeit vor allem als spektrale Beschleunigungen der Resonanz von gedämpften Einmassenschwingern, die, stark vereinfacht, die Reaktion von Gebäuden mit ihren charakteristischen Eigenperioden wiedergeben.

Die Ergebnisse der PSHA bilden als seismische Lastannahmen das Rückgrat von Baunormen zum erdbebengerechten Konstruktionsentwurf und zum Sicherheitsnachweis bei Bebeeinwirkungen, sind die entscheidende Eingangsgröße für Abschätzungen zum Erdbebenrisiko und damit Grundlage relevanter Produkte der Versicherungswirtschaft. Damit stellen PSHA einen direkten Beitrag zur Reduktion von Risiken durch Erdbeben dar, da das erdbebengerechte Bauen den einzigen nachhaltigen Schutz vor dieser Naturgefahr bietet. Nicht nur global, sondern selbst in Deutschland ist mit den relativ seltenen stärkeren Beben das größte Potential zu erwartender Verluste im Vergleich zu anderen Naturgefahren verbunden (Munich Re, 1999; Allmann und Smolka, 2000; Grünthal et al., 2006).

PSHA verkörpern die Integration verschiedenster geowissenschaftlicher Disziplinen, d.h. sie fußen auf möglichst langen Beobachtungsreihen zur Seismizität einer Region, von paläoseismologischen Befunden über historische mittelalterliche Beben bis zu Daten modernster seismologischer Registriertechnik. Weitere wesentliche Eingabegrößen umfassen Daten zur Strukturgeologie und Neotektonik, die in Verbindung mit dem Spannungszustand Aufschluss geben zum Bebeeinwirkungspotential von Bruchstörungen in verschiedenen tektonischen

Regimen. Eine wichtige Eingangsgröße bilden Modelle des spektralen Verhaltens von Bodenbewegungen in Abhängigkeit von Magnituden, Entfernungen zwischen einem zu untersuchenden Standort und bebengenerierenden Bruchflächen, dem tektonischen Regime und den Baugrundeigenschaften am Standort. Statistische Modelle verbinden schließlich alle Eingangsdaten, wobei der Gegenstand dieses Beitrags im Wesentlichen der statistische Teil der hochkomplexen PSHA-Analysemethoden ist.

Eine Herausforderung moderner PSHA ist die vollständige Berücksichtigung der Unsicherheiten in allen Ausgangsparametern und Modellen, wobei zu unterscheiden ist zwischen aleatorischen und epistemischen Unsicherheiten. Erstere beschreiben den inhärenten, intrinsischen Zufallscharakter einer Größe – über die zu integrieren ist –, wogegen die epistemischen Unsicherheiten unser unvollständiges Wissen, z. B. zu Modellannahmen, widerspiegeln. Sie werden in PSHA durch verschiedene Äste logischer Bäume berücksichtigt und führen zu Fraktalen der Ergebnisdarstellungen. Moderne PSHA beziehen schließlich mögliche Langzeit-Veränderlichkeiten (Grünthal et al., 2009a) in die Gefährdung ein. Ebenso wird derzeit die Simulation erwarteter Erdbebenszenarien anhand geomechanisch-numerischer Modelle mit PSHA-Methoden kombiniert, um Eintretenswahrscheinlichkeiten solcher Szenarien zu quantifizieren (vgl. Artikel Heidebach et al. in diesem Heft). Diese am Deutschen GeoForschungsZentrum GFZ entwickelte Methodik zum Forward Induced Seismic Hazard Assessment (FISHA) befindet sich bereits in der Anwendungsphase. Gegenwärtig werden hiermit deterministische Simulationen zur Abschätzung der Änderung von Auftretensraten induzierter Seismizität bei Fluidstimulation von Georeservoirs vorgenommen (Hakim-hashemi et al., 2013).

Neben methodischen Grundlagen der PSHA werden weiter unten beispielhaft ausgewählte Aspekte der Gefährdungsabschätzung für die Wasserbaunorm DIN 19700 zum Sicherheitsnachweis von z. B. Talsperren präsentiert (Grünthal, 2008; Grünthal et al., 2009b).

PSHA-Methodik

Gegenstand einer probabilistischen seismischen Gefährdungsanalyse ist die quantitative Abschätzung der Überschreitensrate $\nu[A \geq a]$ eines Bodenbewegungsparameters A bezüglich eines vorgegebenen Niveaus a an einem Ort unter Berücksichtigung aller Beben, die an diesem Ort eine signifikante Bodenbewegung generieren könnten. Die ersten theoretischen Überlegungen zur PSHA gehen auf Cornell (1968), ein erstes Computerprogramm auf McGuire (1976) zurück. In allgemeiner Form gilt:

$$\nu(\vec{r}_0)[A \geq a] = \int_V \int_{m_{min}}^{m_{max}} P[A \geq a | m, \vec{r}, \vec{r}_0] \cdot \lambda(m, \vec{r}) \, dm d\vec{r} \quad (1)$$

Links: Linachtalsperre im Südschwarzwald – erdbebensicher nach denkmalgerechter Sanierung (Foto: Wilfried Dold, Vöhrenbach)

Left: Linach Dam in the southern Black Forest – earthquake resistant after monument protected restoration



Kontakt: G. Grünthal
(ggrue@gfz-potsdam.de)

$P[A \geq a | m, \vec{r}, \vec{r}_0]$ ist die Wahrscheinlichkeit des Erreichens oder Überschreitens von a unter der Bedingung, dass am Quellpunkt \vec{r} ein Beben mit der Magnitude m eintritt und $\lambda(m, \vec{r})$ beschreibt die Volumendichte der seismischen Rate in Abhängigkeit von der Magnitude an diesem Ort. Integriert wird über das gesamte für den Zielort \vec{r}_0 relevante Quellgebiet V sowie den zugehörigen Magnitudenbereich $m_{min} \leq m \leq m_{max}$. Die Gefährdungskurve ist die grafische Darstellung der funktionalen Abhängigkeit der Überschreitensrate $\nu[A \geq a]$ vom Niveau a des Bodenbewegungsparameters A an einem Beobachtungspunkt. Dieser Begriff wird i.d.R. jedoch für die aus $\nu[A \geq a]$ abgeleitete Überschreitenswahrscheinlichkeit $P[A \geq a]$ benutzt, vgl. Box 1 sowie Abb. 1.

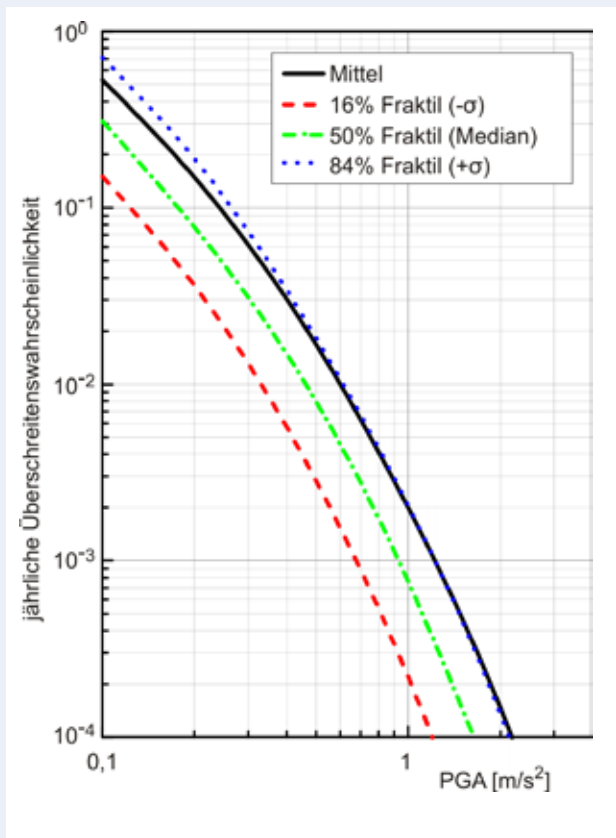


Abb. 1: Gefährdungskurven der maximalen Bodenbeschleunigung für das Zentrum von Köln in Form von Fraktile (Mittel, Median und Median \pm Standardabweichung (84% und 16%))

Fig. 1: Mean, median and median \pm standard deviation fractile (84% and 16%) hazard curve of peak ground acceleration for the centre of Cologne

Box 1: Überschreitenshäufigkeiten als Poission-Prozess

Die zeitliche Abfolge von Erdbeben ist im einfachsten Fall ein diskreter Zufallsprozess und wird unter Annahme der Unabhängigkeit der Ereignisse (Gedächtnislosigkeit) durch eine homogene Poisson-Verteilung (Stationarität) gut approximiert. Dieses Modell gilt aufgrund der Zufallsselektion auch für die Schätzung der Überschreitungen eines Bodenbewegungsparameters A bezogen auf ein vorgegebenes Gefährdungsniveau a . Die Wahrscheinlichkeit, dass bei einem Poisson-Prozess mit einer stationären Ereignisrate ν wenigstens ein Ereignis im Zeitintervall τ eintritt, ist

$$P[N \geq 1] = 1 - e^{-\nu \tau}$$

Diese Gleichung definiert den Zusammenhang zwischen den in seismischen Gefährdungsanalysen genutzten Begriffen: jährliche Überschreitensrate (ν), Überschreitenswahrscheinlichkeit ($P[N \geq 1]$) von a und mittlere Wiederkehrperiode ($T=1/\nu$). In Tabelle 1 sind Parameterwerte für einige typische normungsrelevante Anwendungen zusammengestellt.

Im Fall zeitabhängiger Seismizitätsdaten ist zu prüfen, welche Wahrscheinlichkeitsverteilung die Daten am besten beschreibt; hierzu gehören die Weibull-, Gamma-, Lognormal- und Brownian Passage Time-Verteilung oder deren Kombinationen (Grünthal et al., 2009a).

Die seismische Intensitätsrate $\lambda(m, \vec{r})$

Die Volumendichte der seismischen Intensitätsrate $\lambda(m, \vec{r})$ in Gleichung (1) verkörpert in einem quantitativen Modell das gesamte formalisierte Wissen zur Bebenaktivität in einem Untersuchungsgebiet. In dieser Größe werden in Abhängigkeit von der Modellwahl (Punkt-, Störungs- oder Volumenquelle, smoothed seismicity) die entsprechenden Magnitudenhäufigkeitsverteilungen im Bedarfsfall in Abhängigkeit vom tektonischen Regime (Aufschiebung, Abschiebung, Seitenverschiebung) berücksichtigt.

Berechnungsgrundlage zuverlässiger Intensitätsraten sind detaillierte katalogisierte Seismizitätsdaten, die möglichst weit in die Historie zurückreichen und in Form harmonisierter Momentmagnituden M_w parametrisiert sind. Einzig die Momentmagnitude fußt auf einem physikalischen Konzept und ist die Größe, für die die Abminderungsmodelle (s. u.) skaliert sind. M_w werden mittels Chi-Square-Regressionen (Stromeyer et al., 2004) aus anderen Magnitudenarten oder makroseismischen Intensitäten ermittelt. Moderne Bebenkataloge (Grünthal et al., 2009c; Grünthal und Wahlström, 2012) gründen sich zunehmend auf Interpretationen zeitgenössischer historischer Quellen. Danach erweisen sich in einzelnen Gebieten bis zu 58% der Schadenbeben aufgrund früherer Bundesdeutscher Bebenkataloge als nie stattgefunden Scheinbeben. Die Abb. 2 zeigt die katalogisierte Seismizität im Untersuchungsgebiet seit 1000 AD, das im Folgenden näher betrachtet wird.

Tabelle 1: Normungsrelevante Gefährdungsszenarien typischer Hoch- und Industriebauten

normungsrelevante Anwendungen	angenommene Standzeit (τ)	prozentuale Überschreitenswahrscheinlichkeit von Bodenbewegungen während der Standzeit	jährliche Überschreitensrate	mittlere Wiederholungsperiode
normale Hochbauten	50 a	10 %	$2,1 \cdot 10^{-3}/a$	475 a
große Talsperren	100 a	4 %	$4 \cdot 10^{-4}/a$	2500 a
kerntechnische Anlagen	50 a	0,05 %-0,005 %	$10^{-5}-10^{-6}/a$	10 000-100 000 a

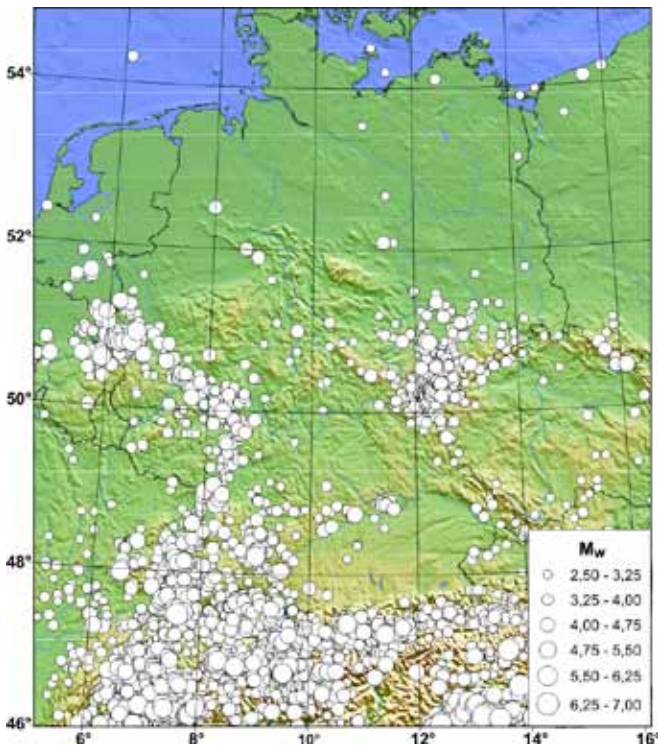


Abb. 2: Beobachtete Seismizität im Untersuchungsgebiet 1000 AD bis 2003 (Grünthal et al., 2009b,c)

Fig. 2: Observed seismicity in the study area 1000 AD to 2003 (Grünthal et al., 2009b,c)

Das in einer PSHA am häufigsten verwendeten Standardmodell für die seismische Intensitätsrate einer einzelnen Quellregion ist eine separierbare Volumenquelle (areal source model). Dieses Modell setzt sich zusammen aus der flächennormierten Magnitudenhäufigkeit einer homogenen seismischen Quelle $\lambda_{as}(m)$ und einer tiefenabhängigen Magnitudendichteverteilung $f_m(h)$

$$\lambda(m, \vec{r}) = \lambda_{as}(m) \cdot f_m(h) \quad (2)$$

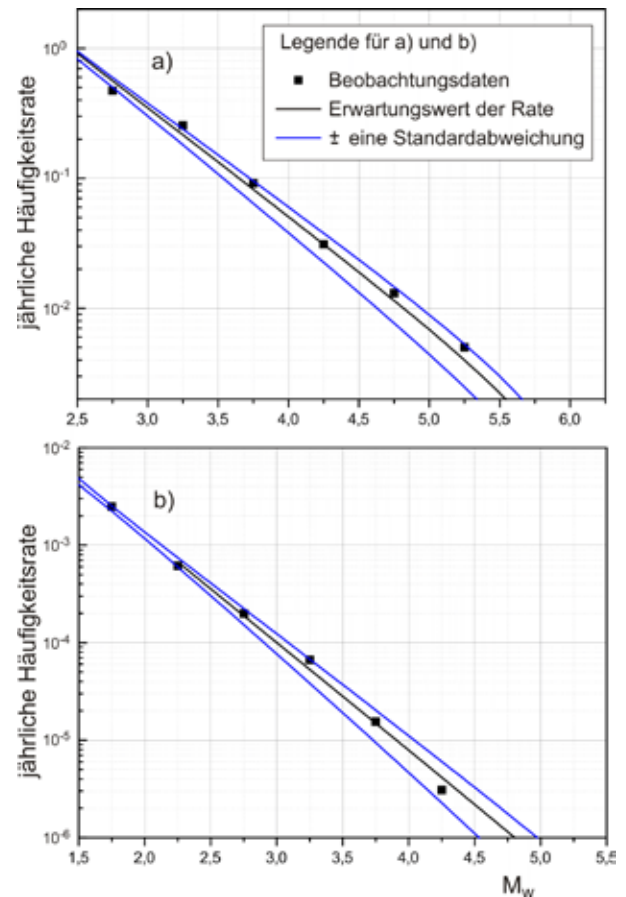


Abb. 3: Flächennormierte (pro 1000 km²) kumulative jährliche Magnitudenhäufigkeitsraten für zwei seismische Quellen: a) Hohenzollernalb, als Beispiel für eine seismische Quelle mit hoher Seismizität und b) für die kombinierte Quellregion Mitteleuropäische Senkungszone plus Dänische Bucht, als Beispiel für ein Gebiet sehr geringer Bebenaktivität

Fig. 3: Area normalized (per 1000 km²) cumulative annual frequency-magnitude rate of two seismic sources: a) Hohenzollernalb, example of a source with high seismicity and b) Central European Basin plus Danish Embayment, example of a region with low activity

Box 2: Magnitudenhäufigkeitsverteilung

Die klassische Gutenberg-Richter-Relation beschreibt in ihrer kumulativen Form

$$v_C(m) = \alpha \cdot \exp(-\beta \cdot m)$$

die Magnitudenhäufigkeitsrate $v_C(m)$ für das Auftreten von Erdbeben mit Magnituden $\geq m$ in einer seismischen Quelle. Unter Berücksichtigung maximal zu erwartender Magnitude m_{max} ergibt sich

$$v_C(m) = v_0 \frac{\exp(-\beta \cdot m_{max}) - \exp(-\beta \cdot m)}{\exp(-\beta \cdot m_{max}) - \exp(-\beta \cdot m_0)}$$

mit der kumulativen Rate v_0 für eine Magnitude m_0 (der kleinsten Bebenklasse mit hinreichend vielen Bebenaten) und der bei m_{max} abgeschnittenen exponentiellen Wahrscheinlichkeitsverteilung. Die Maximum-Likelihoodschätzung der Parameter v_0 und β liefert nicht nur deren Erwartungswerte, sondern auch deren Unsicherheiten als zweidimensionale Verteilungsfunktion für v_0 und β . In modernen PSHA wird diese Verteilungsfunktion durch optimal gewählte und gewichtete (v_0, β) -Paare diskretisiert und in logischen Bäumen berücksichtigt.

Die in Gleichung (2) benötigte Magnitudenhäufigkeitsverteilung $\lambda_{as}(m)$ ist, bis auf einen flächenabhängigen Normierungsfaktor, mit der Ableitung von $v_C(m)$ identisch:

$$\lambda_{as}(m) \sim - \frac{dv_C(m)}{dm}$$

Beide Verteilungen sind aus den Bebenkatalogen zu bestimmen. Das Standardmodell für die Magnitudenhäufigkeitsverteilung $\lambda_{as}(m)$ leitet sich aus der klassischen Gutenberg-

Richter-Relation ab (vgl. Box 2). Die beiden Parameter v_0 und β dieser Verteilung werden mittels Maximum-Likelihoodschätzung (M-L) aus Magnitudenhäufigkeiten diskreter Magnitudenklassen unter Berücksichtigung der Wahrscheinlichkeitsdichte maximal zu erwartender Magnituden m_{max} der entsprechenden Quellregion bestimmt (vgl. Abb. 3). Die Resultate der nachfolgend skizzenhaft präsentierten Anwendung beruhen auf einer Kombination vieler dieser Standardquellmodelle.

Die bedingte Wahrscheinlichkeit $P[A \geq a | m, \vec{r}, \vec{r}_0]$

Die bedingte Wahrscheinlichkeit $P[A \geq a | m, \vec{r}, \vec{r}_0]$ beschreibt die Probabilistik der aleatorischen Unsicherheiten in der entfernungsabhängigen Amplitudenabminderung eines Bodenbewegungsparameters von der Quelle bis zum Zielort (Box 3). Für das zugehörige Dämpfungsmodell hat sich international der Begriff „Ground motion prediction equation“ GMPE durchgesetzt. Nur sehr einfache frühe GMPE sind unmittelbar mit den Variablen m , \vec{r} und \vec{r}_0 beschreibbar. Moderne Relationen benötigen zusätzliche regionale Modellparameter mit indirektem Bezug zu den Basisvariablen. So ist etwa der Abstand R zwischen Quelle und Zielort nur für Beben kleiner Magnitude (Punktquelle) mit der Hypozentralentfernung $R = |\vec{r} - \vec{r}_0|$ oder der Epizentralentfernung identisch. Für stärkere Beben ($m > 5$) ist R häufig eine spezifische Metrik bezüglich Herdfläche und Zielort (Joyner-Boore distance, rupture distance). Deren Berechnung erfordert neben den Ortsvariablen \vec{r} und \vec{r}_0 die Kenntnis einer Verteilung der Geometrie (Orientierung und Größe) möglicher Herdflächen im Quellgebiet. Auch die Berücksichtigung des tektonischen Regimes sowie der Untergrundbedingungen in einer GMPE verlangt nach entsprechenden Modellen (Verteilungen) in der Quellregion bzw. am Zielort (vgl. Abb. 4).

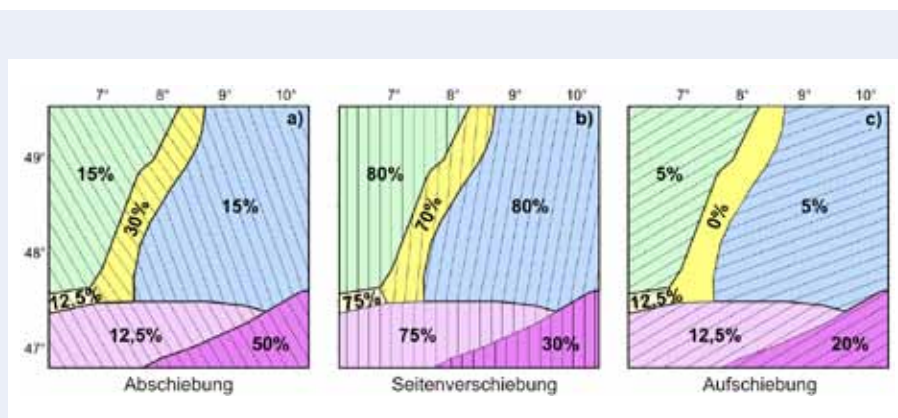


Abb. 4: Prozentualer Anteil von a) Abschiebungs-, b) Seitenverschiebungs- und c) Aufschiebungstektonik in einem Quellenmodell Süddeutschlands (Grünthal et al., 2009b)

Fig. 4: Percentage of a) normal b) strike slip c) thrust faulting for a source model of south Germany (Grünthal et al., 2009b)

Box 3: Probabilistik der aleatorischen Unsicherheit in GMPEs (Ground motion prediction equation)

Die Standardform einer GMPE lautet bei festen Werten für Untergrundbedingungen und tektonischem Regime

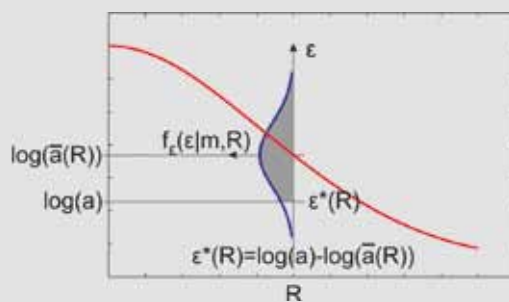
$$\log(A(m,R)) = \log(\bar{a}(m,R)) + \varepsilon(m,R)$$

$A(m,R)$ bezeichnet die Wahrscheinlichkeitsvariable eines Bodenbewegungsparameters (z. B. PGA), $\bar{a}(m,R)$ ist irgendein mittleres empirisches Modell (Mittel oder Median) und $\varepsilon(m,R)$ die aleatorische Unsicherheit von $\bar{a}(m,R)$. R steht für eine beliebige Abstandsmetrik zwischen Quelle und Zielort. Für makroseismische Intensitäten entfallen die Logarithmen.

Sei $f_\varepsilon(\varepsilon|m,R)$ die Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung von $\varepsilon(m,R)$ dann gilt

$$P[A \geq a|m,R] = \int_{\varepsilon^*}^{\infty} f_\varepsilon(\varepsilon|m,R) d\varepsilon$$

$P[A \geq a|m,R]$ ist die graue Fläche unter $f_\varepsilon(\varepsilon|m,R)$.



Das Residuum ε wird häufig als normalverteilt und unabhängig von m und R angenommen, $f_\varepsilon(\varepsilon) = \phi(0,\sigma,\varepsilon)$, wobei in PSHA in diesem Fall auf die Standardabweichung σ normiert wird, $f_\varepsilon(\varepsilon) = \phi(0,1,\varepsilon)$. Die Integration wird i.d.R. nur bis zwei oder drei σ ausgeführt.

Anwendung zur Berechnung der seismischen Lastannahmen für die nationale Wasserbaunorm DIN19700

Wie oben erwähnt, soll die beschriebene Methodik am Beispiel der Berechnung seismischer Lastannahmen zum Standsicherheitsnachweis von Wasserbauten erläutert werden. Entsprechend des Anwendungsgebiets der Norm ist das Quellgebiet so groß zu wählen, dass alle Bebenherde mit Einfluss auf das Zielgebiet erfasst werden. Ein Quellmodell einer PSHA mit einer Vielzahl teils kleinräumiger Regionen mit angenommener homogener seismischer Intensitätsrate zeigt Abb. 5. Zur Berücksichtigung der Unsicherheiten solcher Modelle finden mehrere in Form eines logischen Baums Eingang in die Berech-

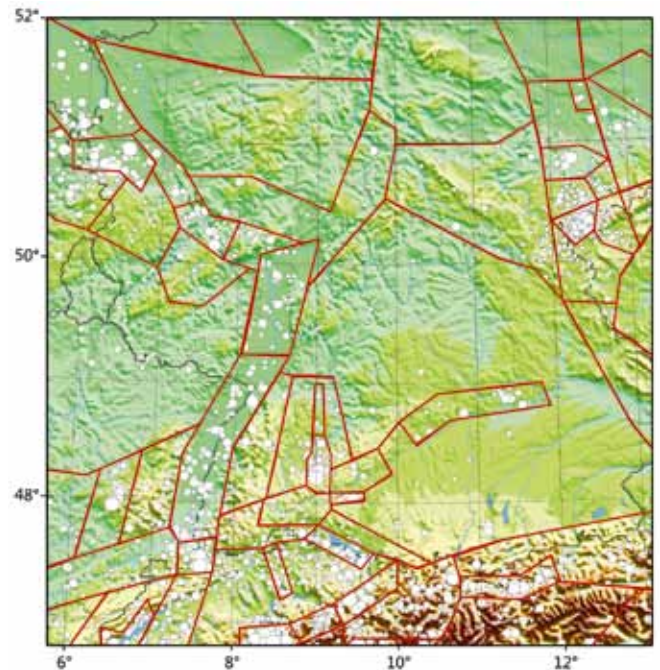


Abb. 5: D-A-CH Quellenmodell (Grünthal et al., 1998); Ausschnitt

Fig. 5: D-A-CH source model (Grünthal et al., 1998); excerpt

nungen. Der logische Baum der Quellregionenmodelle für die vorliegende Untersuchung mit sieben Endzweigen ist in Abb. 6 dargestellt. Die erste Knotenebene unterscheidet zwischen groß- und kleinräumigen Modellen, in der zweiten Ebene werden zwei Varianten großräumiger Modelle ausgewiesen während in der dritten Ebene drei Varianten kleinräumiger Modelle Eingang finden. Zusätzlich sind für eine dieser Varianten drei weitere lokale Variationen (für die Niederrheinische Bucht) vorgesehen. Somit ergeben sich insgesamt 528 separate Quellregionen.

Die epistemischen Unsicherheiten der Parameter jeder einzelnen seismischen Quelle sind als weiterer logischer Baum in Abb. 7 veranschaulicht. Die erste Knotenebene trifft die Auswahl der drei für die Quelle anwendbaren GMPE, wobei diese Auswahl die epistemische Unsicherheit dieser Modelle ausdrückt. In der zweiten Ebene spiegeln sich die Unsicherheiten der seismischen Intensität in Form mehrerer ν_0 - β Paare für die Magnitudenhäufigkeitsverteilung der Quelle wider, sowie in der dritten Ebene die diskretisierten Wahrscheinlichkeitsdichteverteilungen von m_{max} . Die Kombination beider Bäume ergibt 315 Endzweige für die Berechnung des Einflusses jeder einzelnen Quelle für die PSHA.

Das Ergebnis einer PSHA mit logischem Baum sind Wahrscheinlichkeitsverteilungen von Überschreitensraten bzw. entsprechender Überschreitenswahrscheinlichkeiten eines Bodenbewegungsparameters bezogen auf ein vorgegebenes Niveau am Zielort. Diese Verteilungen erlauben die Berechnung von Ergebnisfraktilen. Für eine flächenmäßige Darstel-

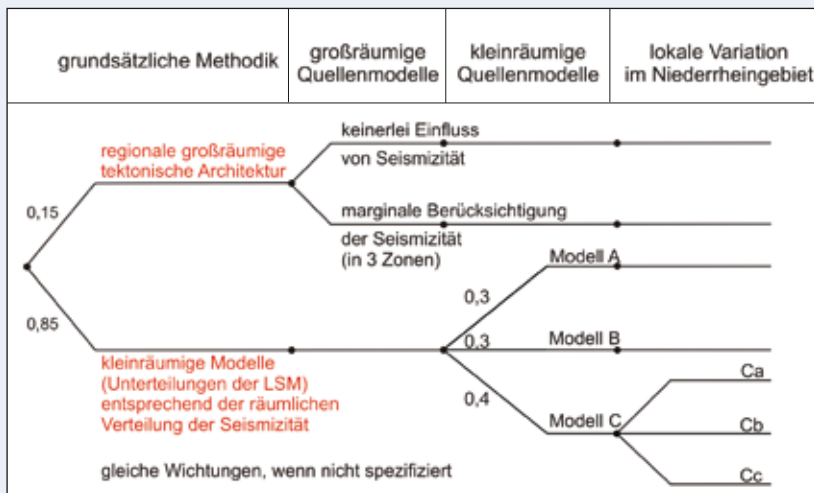


Abb. 6: Logischer Baum der Quellregionenmodelle zur Behandlung ihrer epistemischen Unsicherheiten

Fig 6: Logic tree of the source region models to address their epistemic uncertainties

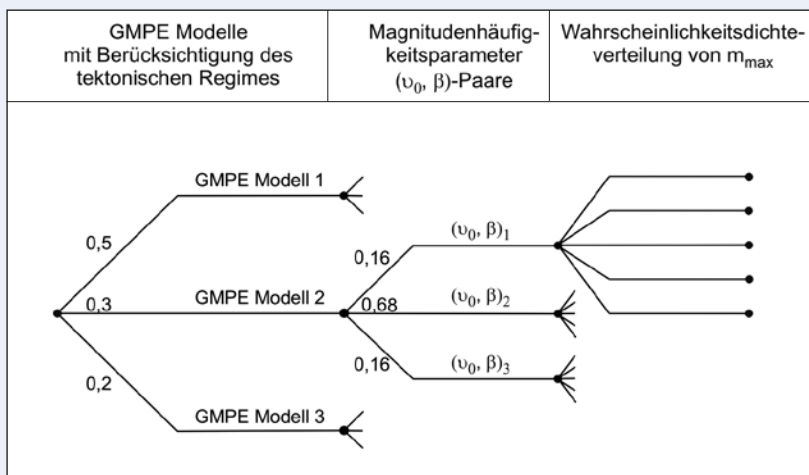


Abb. 7: Struktur des logischen Baums pro seismischer Quelle. An den Verzweigungen sind die jeweiligen Wichtungen angegeben; bei Nichtangabe sind sie identisch

Fig. 7: Structure of the logic tree per seismic source. At the branches the appropriate source weights are shown; if not given they are identical

lung der Ergebnisse in Form von Gefährdungskarten sind diese Rechnungen für eine große Anzahl von Zielorten durchzuführen (bei einem Raster von $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ 6200 Punkte in dieser Anwendung), was eine extreme Herausforderung an Hard- und Software bedeutet. Abb. 8 zeigt beispielhaft eine Karte der spektralen Antwortbeschleunigung für 4% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 100 Jahren bei einer Schwingperiode von 0,4 Sekunden. Direkte Anwendung in baodynamischen Sicherheitsnachweisen finden gefährdungskonsistente Beschleunigungsantwortspektren (uniform hazard spectrum, UHS) für einen Zielort (Abb. 9). Diese umfassen die PSHA für einen Zielort für ein vorgegebenes Gefährdungsniveau anhand der Berechnungen für eine Vielzahl von Schwingungsperioden. Mit dem Web-Portal <http://www.gfz-potsdam.de/DIN19700> kann für jeden Punkt der Bundesrepublik Deutschland das zugehörige UHS für verschiedene Gefährdungsniveaus bezogen auf den Untergrundtyp am Zielpunkt interaktiv abgefragt werden.

Literatur

- Allmann, A., Smolka, A. (2001): Increasing loss potential in earthquake risk – a reinsurance perspective, European Center for Geodynamics and Seismology Workshop “Evaluation of the potential for large earthquakes in regions of present day low seismic activity in Europe” (Han-sur-Lesse, Belgium 2000), 1-4.
- Cornell, C. A. (1968): Engineering seismic risk analysis. - Bulletin of the Seismological Society of America, 58, 5, 1583-1606.
- Grünthal, G., Mayer-Rosa, D., Lenhardt, W. (1998): Abschätzung der Erdbebengefährdung für die D-A-CH-Staaten - Deutschland, Österreich, Schweiz. - Bautechnik, 75, 10, 753-767.
- Grünthal, G. (2008): Erdbebengefährdungskarten für die Bemessung von Stauanlagen nach DIN 19700, Erfahrungsaustausch Betrieb von Hochwasserrückhaltebecken in Baden-Württemberg. Berichtsband 14. Jahrestagung ‘Sicherheitsrelevante Einwirkungen auf Hochwasserrückhaltebecken - Extreme Betriebszustände’, WBW Fortbildungsgesellschaft für Gewässerentwicklung mbH, 25-29.

- Grünthal, G., Bosse, C., Stromeyer, D. (2009): Die neue Generation der probabilistischen seismischen Gefährdungseinschätzung der Bundesrepublik Deutschland : Version 2007 mit Anwendung für die Erdbeben-Lastfälle der DIN 19700:2004-07 'Stauanlagen', (Scientific Technical Report , 09/07), Potsdam, 81 p.
- Grünthal, G., Hakimhashemi, A., Schelle, H., Bosse, C., Wahlström, R. (2009): The long-term temporal behaviour of the seismicity of the Dead Sea Fault Zone and its implication for time-dependent seismic hazard assessments: a report related to the DFG project Geo-DESIRE (Geoscientific Dead Sea Integrated Research Project), (Scientific Technical Report , 09/09), Potsdam, 45 p.
- Grünthal, G., Wahlström, R., Stromeyer, D. (2009): The unified catalogue of earthquakes in central, northern, and northwestern Europe (CENEC) - updated and expanded to the last millennium. - *Journal of Seismology*, 13, 4, 517-541, 10.1007/s10950-008-9144-9.
- Grünthal, G., Thieken, A. H., Schwarz, J., Radtke, K. S., Smolka, A., Merz, B. (2006): Comparative risk assessments for the city of Cologne, Germany - storms, floods, earthquakes. - *Natural Hazards*, 38, 1-2, 21-44, 10.1007/s11069-005-8598-0.
- Grünthal, G., Wahlström, R. (2006): New generation of probabilistic seismic hazard assessment for the area Cologne/Aachen considering the uncertainties of the input data. - *Natural Hazards*, 38, 1-2, 159-176, 10.1007/s11069-005-8611-7.
- Grünthal, G., Wahlström, R. (2012): The European-Mediterranean Earthquake Catalogue (EMEC) for the last millennium. - *Journal of Seismology*, 16, 3, 535-570, 10.1007/s10950-012-9302-y.
- Hakimhashemi, A., Yoon, J. S., Heidbach, O., Zang, A., Grünthal, G. (2013): FISHA - forward induced seismic hazard assessment application to synthetic seismicity catalog generated by hydraulic stimulation modeling. - *PROCEEDINGS, Thirty-Eighth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University, Stanford, California, February 11-13, 2013. CD-ROM SGP-TR-198, 455-461.
- Heidbach, O., Hergert, T., Grünthal, G., Stromeyer, D. (2013): Erdbebensimulation im Computer. - *System Erde*, 3, 1, 46-53
- McGuire, R. K. (1976): FORTRAN computer program for seismic risk analysis, (Open-file report / United States Department of the Interior, Geological Survey ; 76-67), [Denver, Colo.], 90 p.
- Münchener Rückversicherungsgesellschaft (1999): Naturkatastrophen in Deutschland – Schadenserfahrungen und Schadenspotentiale, München.
- Stromeyer, D., Grünthal, G., Wahlström, R. (2004): Chi-square regression for seismic strength parameter relations, and their uncertainties, with applications to an Mw based earthquake catalogue for central, northern and northwestern Europe. - *Journal of Seismology*, 8, 1, 143-153, 10.1023/B:JOSE.000009503.80673.51.

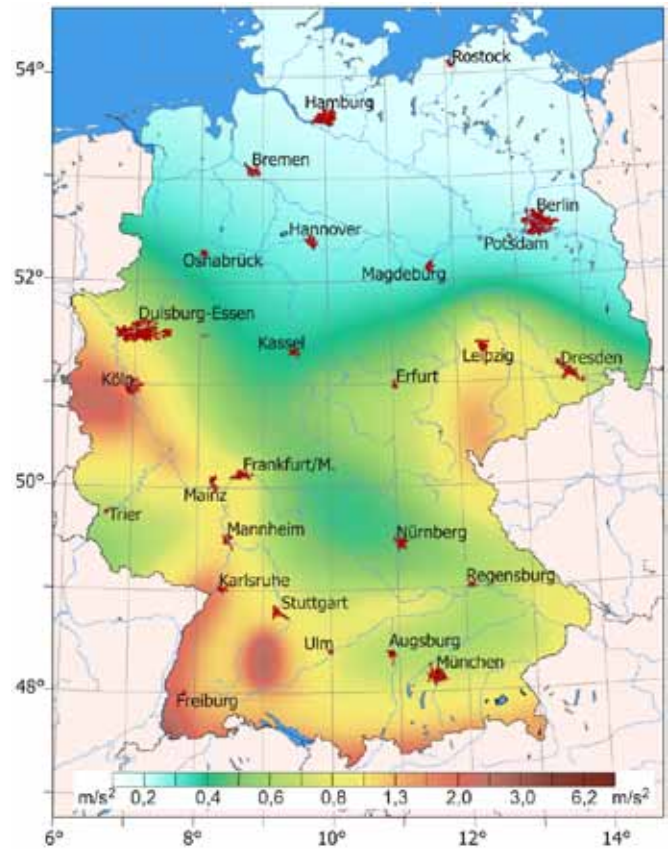


Abb. 8: Karte der spektralen Antwortbeschleunigung für 4 % Überschreitenswahrscheinlichkeit in 100 Jahren bei 0,4 sec (bzw. $v = 4 \cdot 10^{-4}/a$ oder $T = 2500$ Jahre)

Fig. 8: Map of spectral acceleration for 4 % probability of exceedance in 100 years for 0.4 s (corresponding to $v = 4 \cdot 10^{-4}/a$ or $T = 2500$ years)

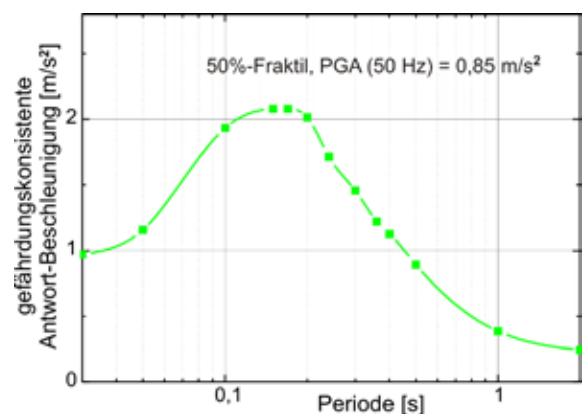


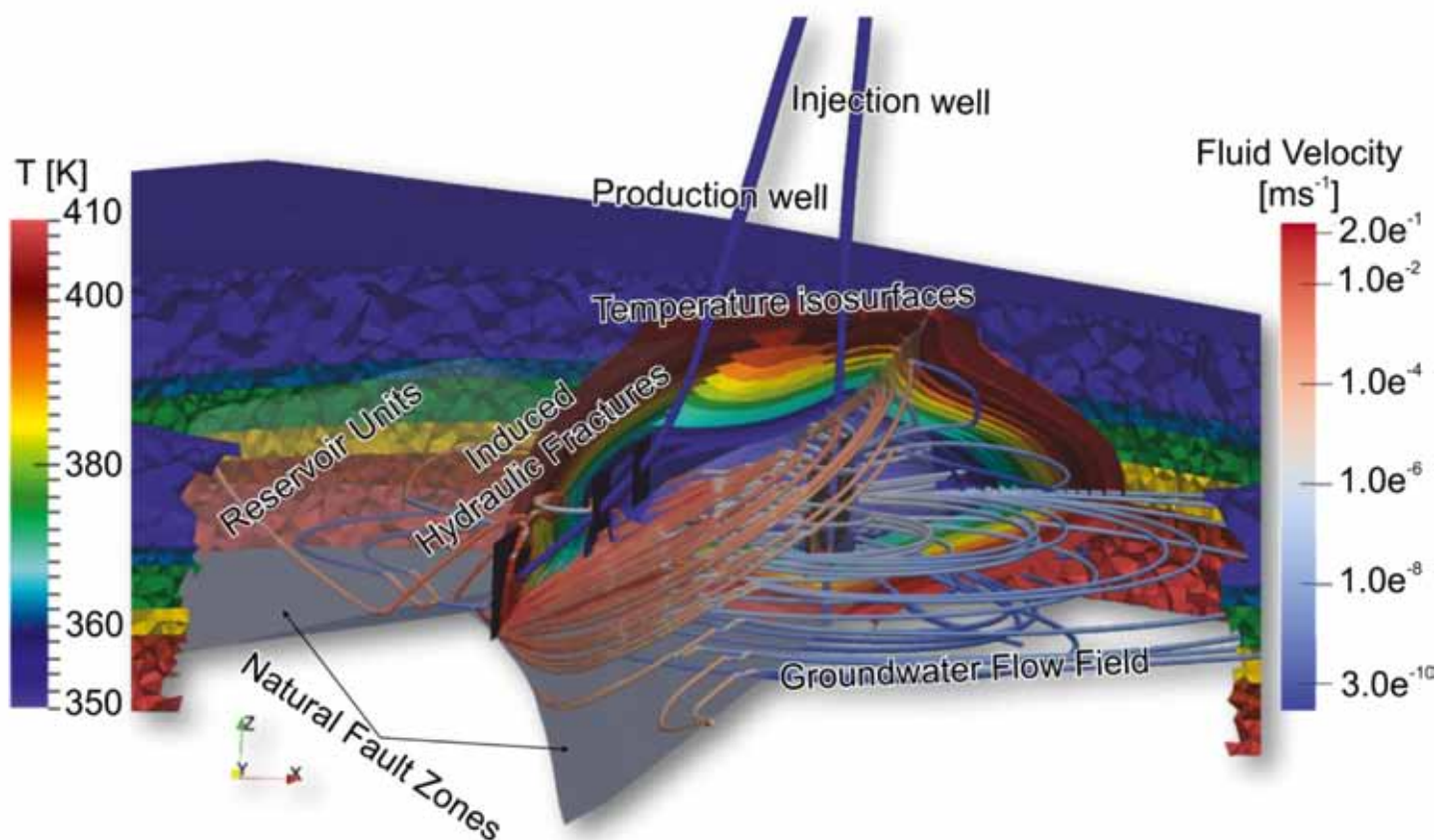
Abb. 9: Gefährdungskonsistentes horizontales Antwortspektrum (5 % Dämpfung) der Bodenbeschleunigung für die Ortslage Breisach ($T = 500$ Jahre, felsiger Untergrund)

Fig. 9: Uniform hazard spectrum (5 % attenuation) of horizontal ground acceleration for the site Breisach ($T = 500$ years, hard rock)

Beckenmodellierung: Temperatur in Sedimentbecken

Mauro Cacace, Magdalena Scheck-Wenderoth, Yvonne Cherubini, Anna Maria Przybycin
Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam

The formation of mineral and energy resources involves the interaction of groundwater flow, mechanical deformation, mass and heat transport processes. Thereby, groundwater flow patterns, temperature field, and fluid-rock interactions are all interdependent. This calls for a unified description linking the coupling between the different scales and related physical phenomena involved. A mathematical formulation of the main driving processes affecting basin fluid and heat transport allows developing numerical models as tools to examine the interactions of simultaneously active processes and variable parameters within the constraints given by physical principles and taking into account proper temporal and three dimensional spatial scales. Therefore, the usage of mathematical models is justified by the help they bring in the understanding and verification of specific mechanisms acting in natural systems. In Section "Basin Analysis" at GFZ German Research Centre for Geosciences mathematical models of increasing degree of complexity are applied to the study of energy and mass transport processes in complex sedimentary basins.



Studien zur Entstehung und Entwicklung von Sedimentbecken sind zum Verständnis der Erdsystemdynamik und der in Sedimentbecken enthaltenen Energie- und Mineralressourcen entscheidend. Insbesondere die Temperaturverteilung der Erdkruste wird von internen und externen Faktoren beeinflusst. Interne Faktoren sind durch Gesteinseigenschaften, wie die thermische Leitfähigkeit oder die radiogene Wärmeproduktion von Gesteinen bestimmt und interagieren mit externen Parametern, wie Oberflächentemperatur, basalem Wärmefluss aus dem Erdmantel und Grundwasserströmung.

Grundlegende Kenntnisse zur Temperaturverteilung in der Erdkruste basieren in erster Linie auf Temperaturmessungen in Bohrungen, deren räumliche Interpolation nicht immer ausreichend ist, um die dreidimensionale Temperaturverteilung im Untergrund zu beschreiben. Gesteinseigenschaften und damit auch die Wärmeleitung variieren räumlich. Zudem kann der Wärmetransport durch weitere Prozesse beeinflusst werden, die im Zusammenhang mit Fluidfluss in der Tiefe stehen. So führt die Kombination verschiedener Wärmetransportmechanismen in unterschiedlichen Gesteinen zu horizontalen und vertikalen Veränderungen des Temperaturgradienten.

Fluide bewegen sich über geologische Zeiträume in Sedimentbecken ebenfalls infolge externer und interner Kräfte, die verschiedene Fließmechanismen bewirken. Dies resultiert in zeitlich veränderlichen Druck- und Temperaturanomalien. Berücksichtigt man schließlich auch die sehr langen zeitlichen (Millionen Jahre) und räumlichen (hunderte Kilometer) Skalen von Sedimentbecken, wird es unmöglich, die Transportprozesse in Sedimentbecken allein mithilfe von Labor- und Geländestudien zu erklären. Großräumige Modelle des zeitlich variablen Fluid- und Wärmetransports in Sedimentbecken sind daher von grundlegender Bedeutung, um die Entwicklung der Becken und der darin enthaltenen Mineral- und Energieresourcen zu verstehen.

Links: Modellierungsergebnis: Isothermenflächen und Grundwasserströmungslinien als Ergebnis einer Simulation des Entwicklungszyklus des geothermisch genutzten Reservoirs Groß Schönebeck (In-situ-Geothermielabor des GFZ) über einen Zeitraum von 30 Jahren

Left: Model result: temperature isosurface and groundwater pathlines after simulating 30 years in the life cycle of the Groß Schönebeck geothermal reservoir (GFZ in situ research lab)



Kontakt: M. Cacace
(cacace@gfz-potsdam.de)

In der Sektion „Sedimentbeckenanalyse“ am Deutschen Geoforschungszentrum GFZ werden mathematische Modelle entwickelt, die Energie- und Massentransportprozesse in komplexen Sedimentbecken beschreiben und demonstrieren, wie eine geeignete Anwendung mathematischer Techniken dazu beitragen kann, unser Verständnis des Systems Erde zu verbessern. Die Ergebnisse dieser Studien stellen neue Informationen zur Dynamik des Wärmeflusses in sedimentären Becken bereit, die im Innern durch lateral variierende Gesteinseigenschaften und Störungszonen beeinflusst werden.

Transienten (zeitlich veränderlicher) Fluidfluss und Wärmetransport in Becken können mit dem sogenannten Kontinuumsansatz modelliert werden. Allerdings weist auch dieser Grenzen in der Darstellung gestörter Gesteine, der Auswirkung von Heterogenitäten und der Verfügbarkeit verlässlicher Daten zur Permeabilität und anderen Gesteinseigenschaften auf. Die Box auf Seite 68 beinhaltet die wichtigsten Grundgleichungen, die zur Modellierung des Grundwasserflusses und des Wärmetransports in Sedimentbecken herangezogen werden. Die Aufstellung gekoppelter Gleichungen in einem stetigen mathematischen Modell beschreibt die relevanten Prozesse, die das Grundwasser, den Druck und das Temperaturfeld beeinflussen. Nach der Definition des mathematischen Problems muss für die Lösung ein konzeptuelles geologisches Modell konstruiert werden, das die physikalischen Eigenschaften und Informationen zu Anfangs- und Randbedingungen integriert und auf welches das mathematische Modell angewendet werden kann. Dies wird schließlich mit Hilfe geeigneter numerischer Verfahren, z. B. der Finite Elemente-Methode umgesetzt.

Wärmeleitung durch Konduktion

Thermische Konduktion ist eine Art der Energieübertragung innerhalb und zwischen Körpern aufgrund eines existierenden Temperaturgradienten. Dabei wirkt Wärmeleitung auf molekularer Ebene mittels Kollision und diffusiver Übertragung von kinetischer, Rotations- und Vibrationsenergie durch feste, flüssige und gasförmige Körper. Unter konduktiven Bedingungen fließt Wärme von einem Körper mit höherer Temperatur zu einem Körper mit geringerer Temperatur. Bei Abwesenheit externer Fluidbewegungen und falls Hebung und Senkung des Beckens langsam genug sind, kann Konduktion als der dominierende Wärmetransportmechanismus betrachtet werden und mit einer vereinfachten Form der Energieerhaltungsgleichung (siehe Box) beschrieben werden. Unter solchen Bedingungen ist der konduktive Wärmefluss von drei Faktoren abhängig: (1) die über das Volumen gemittelte thermische Leitfähigkeit, (2) die durch den Zerfall von natürlich vorkommenden Radionukliden erzeugte radiogene Wärme und (3) der basale Wärmefluss aus dem Erdmantel. Insgesamt können heterogene Materialeigenschaften und die Mehrdimensionalität ihrer Auswirkungen auf der Beckenskala wirkungsvoll mit numerischen Methoden wiedergegeben werden.

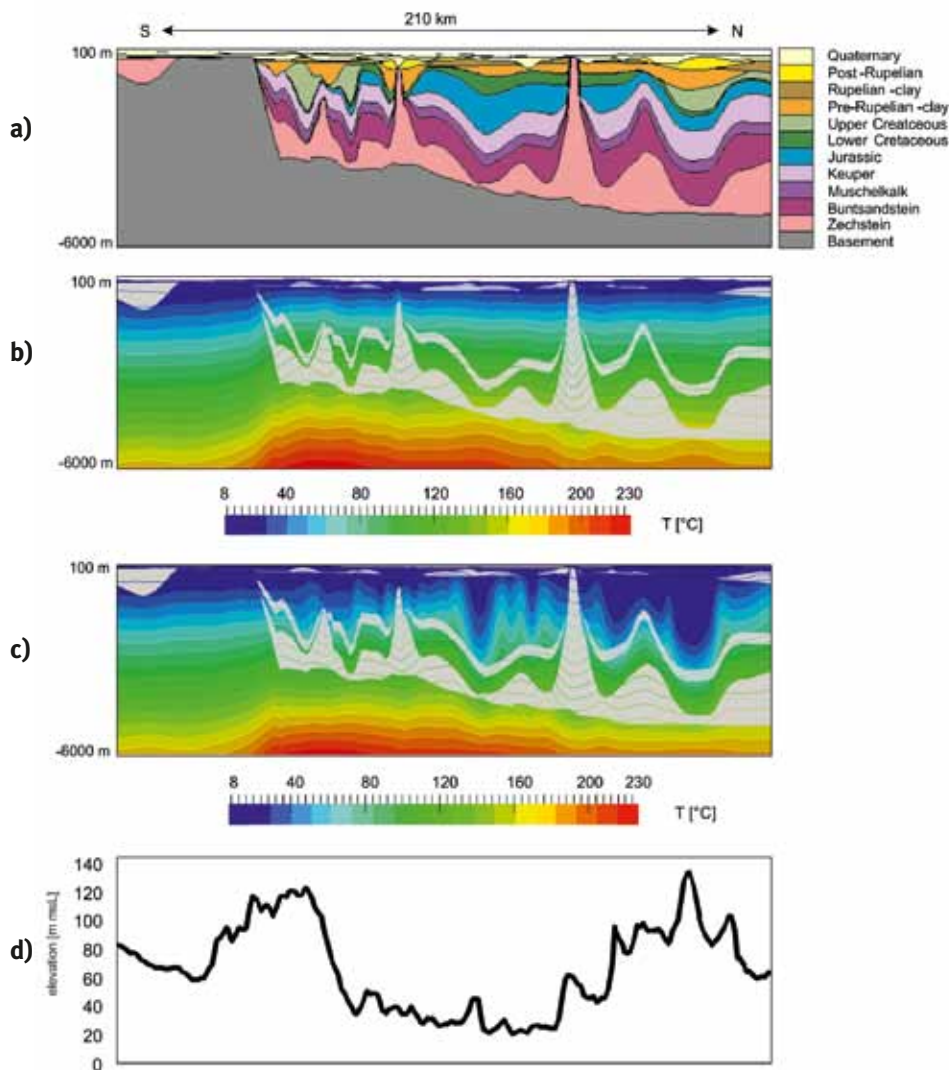


Abb. 1: a) Aufbau der sedimentären Schichten entlang eines N-S-gerichteten Profils durch ein 3D-Strukturmodell von Brandenburg (nach Noack et al., 2013). b) Modellerte Temperaturverteilung des stationären konduktiven thermischen Feldes entlang des Profils. c) Temperaturverteilung aufgrund konduktiven, advektiven und konvektiven Wärmetransports. Graue Bereiche heben die Geometrie des Permischen Zechsteinsalzes, des Mitteltriassischen Muschelkalks und des Tertiären Rupeltons hervor. d) Topographie entlang des Profils.

Fig. 1: a) N-S Cross-section showing the resolved sedimentary units as extracted from a 3D model of Brandenburg (after Noack et al., 2013). b) Modelled temperatures along the cross-section from steady state conductive calculations. c) Temperature distribution due to conductive, advective and convective heat transport. Grey areas highlight the geometry of the Permian Zechstein salt, the Middle Triassic Muschelkalk and Tertiary Rupelian-clay aquitards. d) Topography along profile.

Interessante Fallstudien bieten Sedimentbecken mit eingelagerten Salzschiechten, da die thermische Leitfähigkeit des Salzes zwei bis drei Mal höher ist als die normaler Sedimente. Hier lieferten Modellierungsstudien nützliche Informationen zur Auswirkung des Salzes auf die umgebende Temperaturverteilung. Abb. 1b illustriert eine typische Temperaturverteilung entlang eines Querschnitts durch ein Sedimentbecken, welches eine Salzschiecht mit variabler Mächtigkeit und Geometrie enthält. Als Konsequenz der durch das Salz erzeugten Wärmerefraktion entsteht eine dipolförmige thermische Anomalie innerhalb und um den Salzkörper herum, die sehr asymmetrisch ausgebildet sein kann. Eine negative Anomalie bildet sich nahe der Basis der Salzstruktur aus, während an der Spitze des Salzdoms eine positive Anomalie entsteht. Diese Eigenschaft impliziert, dass die aus einem Becken abgeführte Wärmemenge sehr sensitiv bezüglich der Tiefe der Salzstruktur ist und als solche beispielsweise signifikant den Reifeprozess von Erdölmuttergesteinen in der Umgebung der Salzstruktur beeinflussen kann.

Extern gesteuerte Fluidmigration und Wärmeübertragung

Ein wichtiger Antriebsmechanismus für flachen sowie tiefen Grundwasserfluss im Untergrund sind Gradienten des hydraulischen Drucks, welche unter anderem durch das topographische Relief erzeugt werden (Garven, 1995). Das Fließen des Grundwassers geht mit dem Austausch von Wärme einher. Diese Form des Wärmetransports wird Advektion genannt und ist eine Form der Energieübertragung, in der Fluidbewegung durch externe Ursachen hervorgerufen wird, die zur Entstehung von hydraulischen Druckgradienten führen. Generell findet der Grundwasserfluss von Bereichen mit hohem Druck, den Grundwasserneubildungsgebieten, zu Gebieten mit niedrigem Druck, den Grundwasserabflussgebieten statt. Innerhalb eines durch Advektion bestimmten thermischen Regimes wird Wärme direkt durch das Grundwasser transportiert, was einen linearen Zusammenhang zwischen Fluidgeschwindigkeiten und thermischen Gradienten zur Folge hat. Daher kann

advektiver Wärmetransport durch die Fähigkeit des Systems, den Fluidfluss aufrecht zu erhalten, quantifiziert werden. Entsprechend ist der advective Wärmetransport von der hydraulischen Leitfähigkeit und der Permeabilität des Systems abhängig (Darcy-Gleichung, siehe Box). Beckenweite, thermische Auswirkungen des Grundwasserflusses sind häufig sehr subtil und schwierig nachzuverfolgen. Wenn geologische Schichten kontinuierlich und horizontal geschichtet sind und keine großen topographischen Unterschiede im Becken existieren, kann das Temperaturprofil bis zu einer beträchtlichen Tiefe nahezu linear verlaufen. Dagegen kann es in Sedimentbecken mit komplexer Geologie und Topographie starke Temperaturvariationen in derselben Tiefe geben. Intrakontinentale Becken, wie das Zentraleuropäische Beckensystem, das Michigan- und das Pariser Becken, die von Grundgebirge mit geringer Permeabilität umgeben sind und entlang des Beckens kein starkes topographisches Gefälle aufweisen, wurden lange Zeit als relativ frei von hydrodynamischer Umverteilung von Wärme betrachtet. Allerdings haben dreidimensionale Modellierungen des gekoppelten Fluid- und Wärmetransports, die in jüngster Zeit für kleinere Bereiche des Zentraleuropäischen Beckensystems durchgeführt wurden, gezeigt, dass die heutige thermische Struktur solcher Beckenkonfigurationen nur unter Berücksichtigung advektiver Komponenten (Abb. 1d) verstanden werden kann (Cacace et al., 2010; Kaiser et al., 2011; Noack et al., 2013).

Interner Antrieb von Fluidmigration und Wärmeübertragung

Fluidbewegungen im Untergrund werden auch aufgrund von Dichtegradienten im Fluid ausgelöst, die durch Temperatur- oder Salinitätsunterschiede verursacht werden, auch wenn diese in sedimentären Becken nur einen lokalen Stellenwert

zu haben scheinen. Diese Form der Wärmeübertragung wird als freie Konvektion bezeichnet. Freie thermische Konvektion ist eine Art des Wärmeaustauschs, bei dem Fluidbewegung nur durch Dichtegradienten innerhalb des Fluids aufgrund existierender Temperatur- und Druckgradienten erfolgt. Diese Art des sich selbsterhaltenden Fluidflusses resultiert in der Bildung einer sogenannten Konvektionszelle (Abb. 2). Die mathematische Formulierung der freien thermischen Konvektion basiert auf der nichtlinearen Kopplung der Erhaltungsgleichungen von Impuls, Masse und Energie.

Numerische Modelle zeigen, dass großräumige Konvektion ein wichtiger Wärmetransportmechanismus in sogenannten Hochenthalpie-Systemen ist, die sich in vulkanisch aktiven Gebieten befinden, wie z. B. im hydrothermalen System von Yellowstone oder Wyoming in den USA, entlang von Mittel-ozeanischen Rücken, oder in der Taupo-Vulkanzone (TVZ) auf der Nordinsel Neuseelands. Für das letztgenannte Gebiet konnten Kissling & Weir (2005) zeigen, dass das Auftreten der größten geothermischen Felder auf kalte Fluide meteorischen Ursprungs im Innern des Gebiets zurückzuführen ist, die als heiße Wässer am Rand der Region aufsteigen (Abb. 3). Weiterführende numerische Untersuchungen von Cacace & Kissling (2012) bestätigten, dass die Interaktion von tiefer Konvektion mit dem flachen Grundwassersystem die an heißen Quellen des Vulkangebiets beobachtete Variabilität von Flussraten und Wärme erklärt (Abb. 4).

Fluidfluss und Wärmeübertragung durch Störungen

Störungen können, abhängig von ihren hydraulischen Eigenschaften, die Erschließung von geothermischen Reservoiren, die Migration von Kohlenwasserstoffen oder die Ablagerung

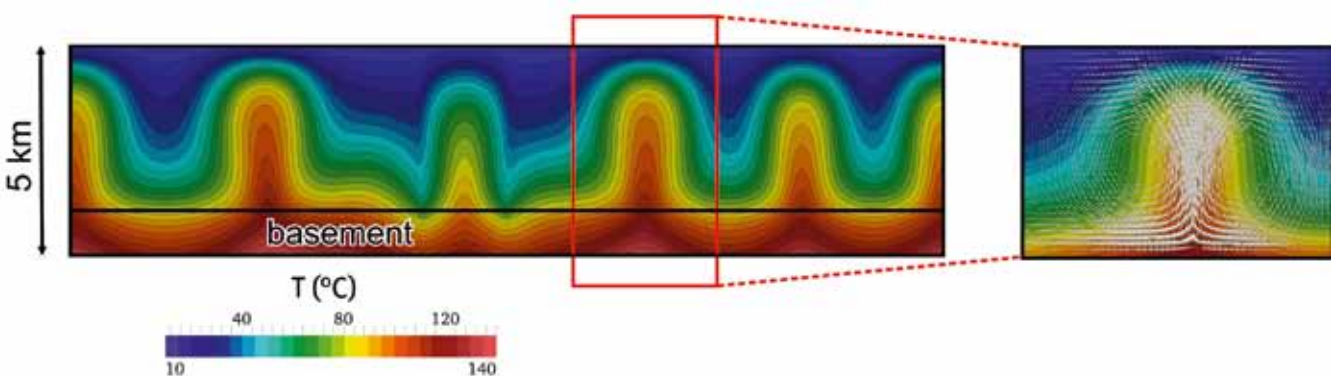


Abb. 2: Temperaturverteilung (°C) infolge freier thermischer Konvektion in einem homogenen Grundwasserleiter (Aquifer). Die schwarze Linie markiert die Basis des Aquifers, der von einer geringpermeablen Schicht unterlagert wird. Der vergrößerte Ausschnitt einer Konvektionszelle rechts zeigt schematisch die Vektoren des Grundwasserflusses im zentralen Bereich des Auftriebs.

Fig. 2: Temperature distribution (°C) due to free thermal convection in a homogeneous aquifer. The black line marks the base of the aquifer, which is bounded below by a low-permeability basement unit. The close up view on the central convection cell (right) schematically illustrates the groundwater flow vectors in the central upwelling region.

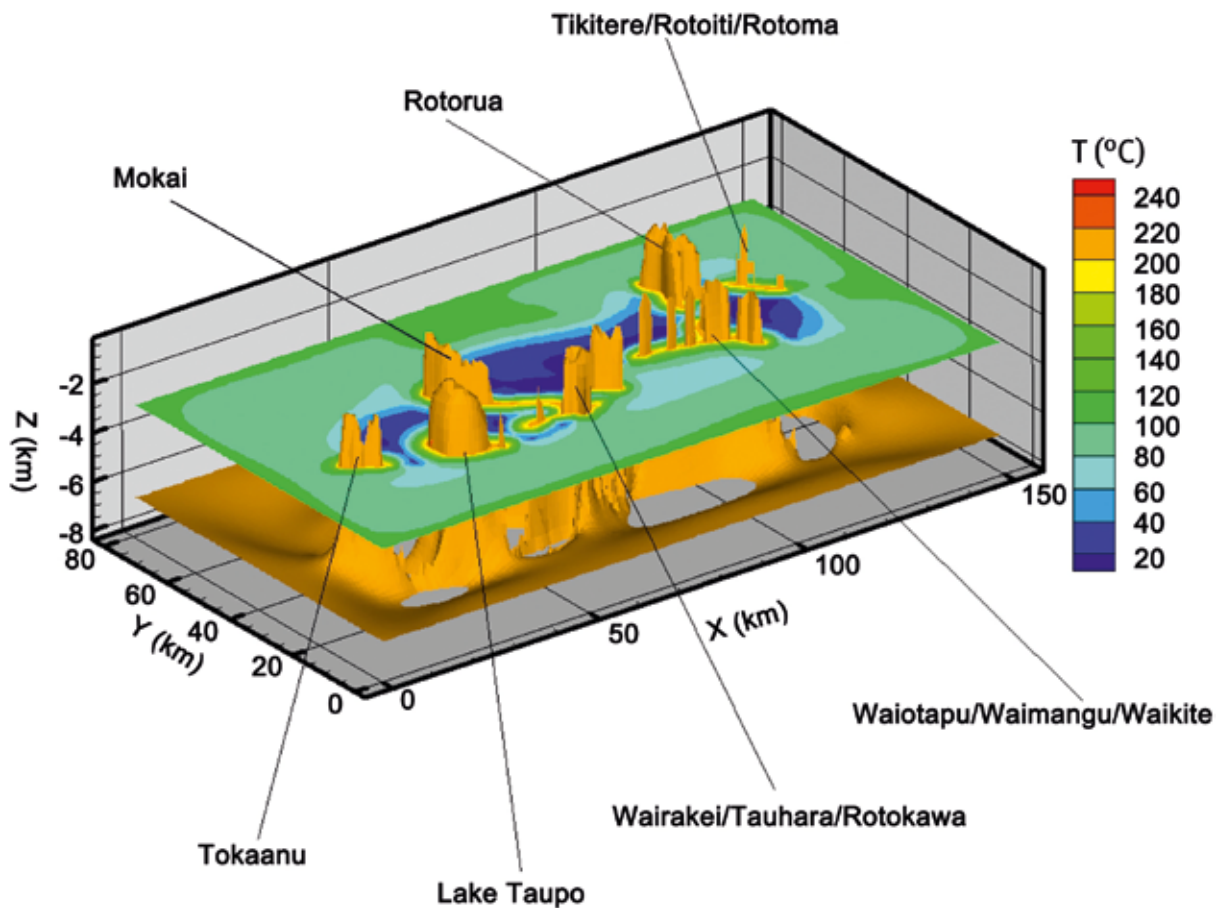


Abb. 3: Dreidimensionale Darstellung ($220\text{ }^{\circ}\text{C}$ -Isotherme und Schnitt in 3 km Tiefe) der Temperaturverteilung des tiefen thermischen Felds der Taupo Volcanic Zone (TVZ) auf regionaler Skala (nach Kissling & Weir, 2005). Verschiedene Namen bezeichnen die wichtigsten geothermischen heißen Quellen.

Fig. 3: 3D view ($T=220\text{ }^{\circ}\text{C}$ isosurface and plane at 3 km depth) of the regional-scale deep temperature distribution in the Taupo Volcanic Zone (TVZ), after Kissling & Weir, 2005). Different names identify major geothermal hot springs.

von Erzen kontrollieren. Trotz ihrer Bedeutung stellt das Verständnis wie hydraulische Eigenschaften und Dynamik von Fließ- und Transportprozessen in Störungszonen zusammenwirken, noch eine große Herausforderung für die Modellierung dar. Numerische Studien zum gekoppelten Fluid- und Wärmetransport, die große regionale Störungszonen im Nordostdeutschen Becken integrieren, konnten den Einfluss der Interaktion zwischen Störungszone und Gesteinsmatrix auf das Temperaturfeld und Fluidsystem quantifizieren (Cherubini et al., 2013) und zeigen, dass der hydrodynamische und thermische Einfluss von Störungen strukturell an ihren internen Permeabilitätsaufbau gekoppelt ist. Permeable Störungszonen, die den Fluidfluss fokussieren, haben einen großen Einfluss auf das thermische Feld innerhalb der Störungszonen und in dem sie umgebenden sedimentären Bereich (Abb. 5). Im Gegensatz dazu haben impermeable Störungszonen nur einen sehr geringen thermischen Effekt und beeinflussen das Fluidsystem lediglich im Störungsbereich und im unmittelbar angrenzenden Gestein. Störungszonen können also in Abhängigkeit von ihrer Durchlässigkeit und Geometrie in dynamischer Wechselwirkung mit der regionalen Grundwasserzirkulation stehen und Druck- und Temperatur-Anomalien bewirken, die weit in die umgebende poröse Gesteinsmatrix reichen.

Jüngste numerische Modellierungsstudien zur geothermischen Reservoirdynamik (Cacace et al., 2013) zeigen außerdem, wie existierende Störungszonen und induzierte Störungen die übergeordnete Permeabilitätsstruktur modifizieren und dadurch die Fließdynamik des Reservoirs verändern, (siehe Titelbild dieses Artikels, Seite 62). Dies hat einen großen Einfluss auf die Produktivität des Reservoirs, die abhängig von der Architektur des Störungsnetzwerks und dessen Lage zur Injektionsbohrung gesteigert oder reduziert werden kann.

Diese am GFZ erstellten Modelle charakterisieren die physikalischen und geodynamischen Prozesse, die mit der Entstehung und Entwicklung von Sedimentbecken in Zusammenhang stehen. Ein besseres Verständnis dieser Prozesse trägt dazu bei, die in Sedimentbecken enthaltenen fossilen und erneuerbaren Geo-Energie-Ressourcen nachhaltig zu erschließen. Daten- und modellgestützte Vorhersagen zur Verfügbarkeit von Ressourcen stellen somit wertvolle Entscheidungshilfen zu deren Nutzung dar und fördern die Entwicklung zur Energiewende.

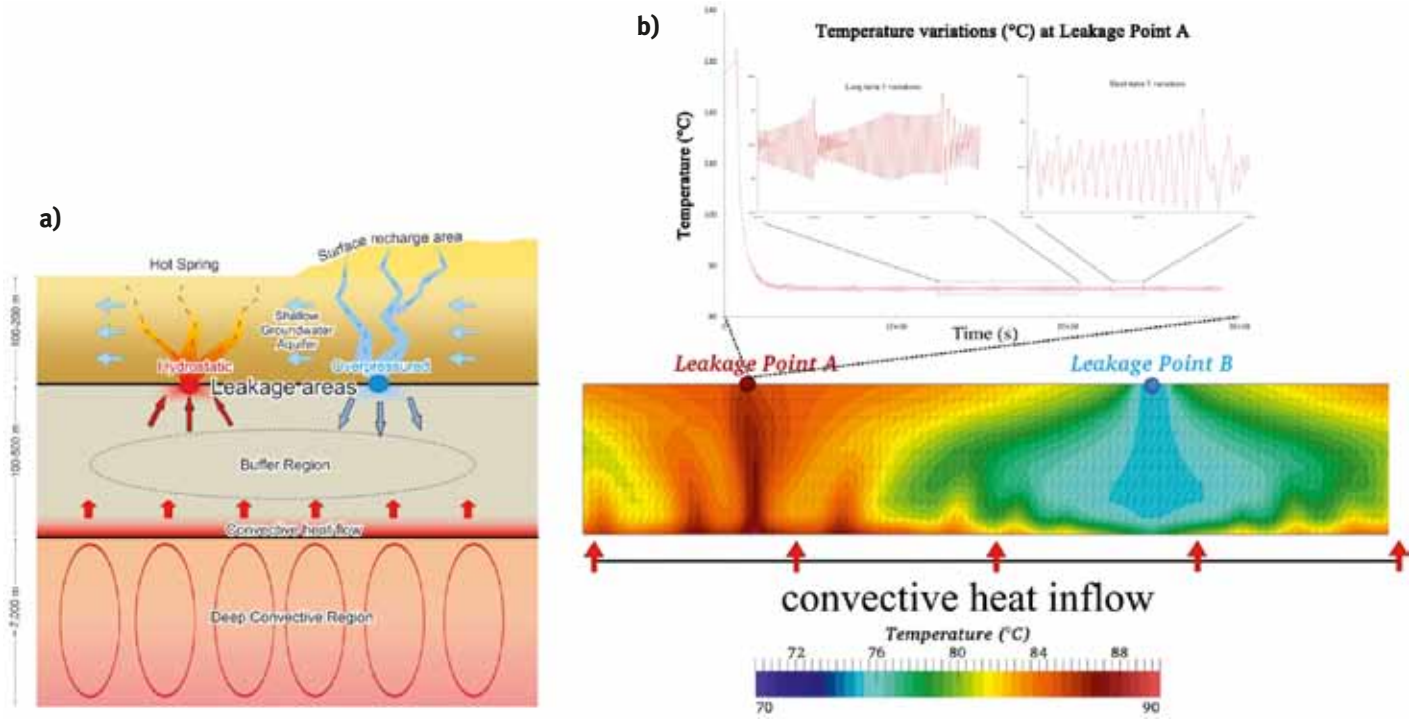


Abb. 4: a) Schematisches konzeptuelles Modell der oberflächennahen Quellen in der TVZ (nach Cacace & Kissling, 2012). b) Temperatureergebnisse (unten) und Temperaturschwankungen am Quellaustritt (oben) von numerischen Simulationen, die auf dem konzeptuellen Modell basieren

Fig. 4: a) Schematic diagram showing the conceptual surface spring model in the TVZ, after Cacace & Kissling (2012). b) Temperature results (bottom figure) and variation at outlet point (upper figure) from numerical simulations based on the conceptual model of geothermal spring behaviour

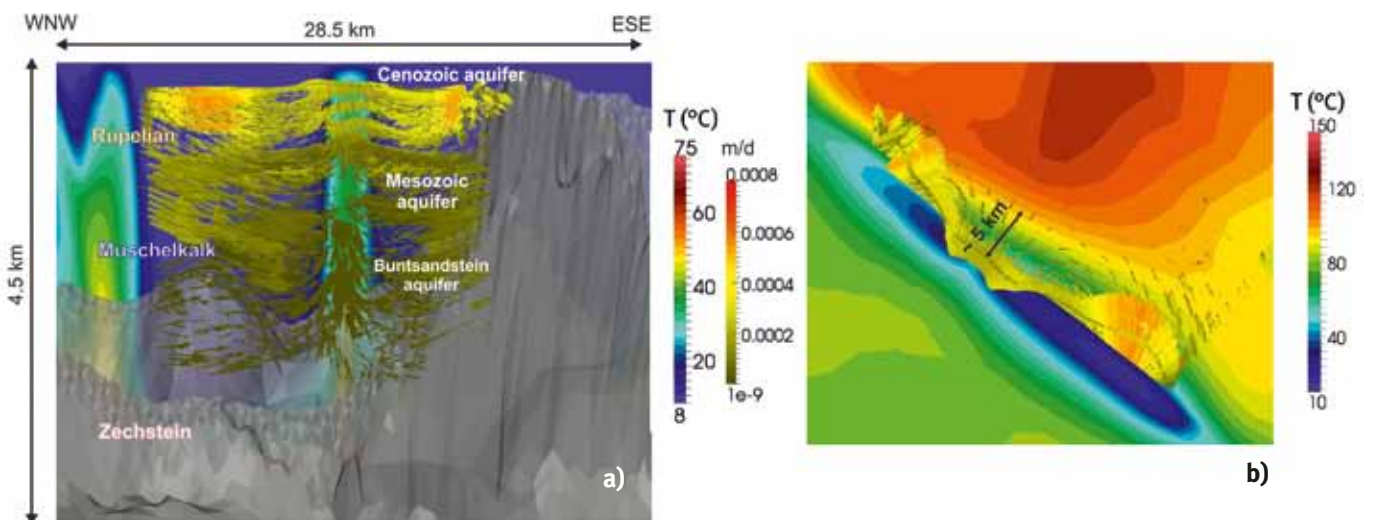


Abb. 5: a) Dreidimensionale Darstellung des Grundwasserströmungsfelds um eine permeable Störungszone mit der Temperaturverteilung im Hintergrund, die in ein 3D-Strukturmodell von Brandenburg integriert wurde (nach Cherubini et al. 2013). Die Geschwindigkeitsvektoren zeigen Grundwasserfluss von den umgebenden durchlässigen Aquifersedimenten hin zur permeablen Störungszone an. b) Die Draufsicht auf das Grundwasserströmungsfeld und die Temperaturverteilung in 3000 m Tiefe illustriert den Einflussbereich der Störungszone auf das regionale Stömungs- und Temperaturfeld.

Fig. 5: a) 3D view of the flow field around a permeable fault zone integrated in a regional-scale 3D model of Brandenburg (after Cherubini et al., 2013). The velocity vectors indicate flow from the surrounding aquifer sediments towards the permeable fault zone. b) Top view of the flow field on the temperature distribution at 3000 m depth illustrating the range of influence of the fault zone on the regional flow and thermal field.

Mathematische Formulierung – Grundgleichungen und deren Kopplung

Konduktiver Wärmetransport: $c\rho(\partial T/\partial t) = \text{div}(\lambda \text{grad}T) + Q$

Eine mathematische Beschreibung von Grundwasserströmung- und Wärmetransport in geologischen Medien wird durch die Kombination der Erhaltungsgleichungen von Masse und Energie mit der Darcy-Impulsgleichung erhalten.

$$\mathbf{q}^f = -\frac{k}{\mu^f} \cdot (\nabla p + \rho_r \nabla z) \quad \text{Impulserhaltung (Darcy-Gesetz)}$$

$$\frac{\partial[\varepsilon\rho^f + (1-\varepsilon)\rho^s]}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho^f \mathbf{q}^f) = \varepsilon Q^f + (1-\varepsilon)Q^s \quad \text{Massenbilanz}$$

$$\frac{\partial[\varepsilon\rho^f c^f + (1-\varepsilon)\rho^s c^s]T}{\partial t} = -\nabla \cdot [\rho^f c^f \mathbf{q}^f T] - \nabla \cdot \mathbf{j} + \varepsilon Q_e^f + (1-\varepsilon)Q_e^s \quad \text{Energiebilanz}$$

Kopplung der nichtlinearen Zustandsgleichungen durch Fluid-/Dichteschwankungen

Das System der oben angegebenen partiellen Differentialgleichungen wird durch Setzen einer Zustandsgleichung für die Dichte des Mediums in Bezug auf die primären Variablen (p und T) geschlossen, $\rho^f = \rho^f(p, T)$:

$$\rho^f = \rho_0^f [1 + \gamma(p - p_0) - \beta(T - T_0)]$$

\mathbf{q}^f = Darcy-Fluidgeschwindigkeit (Vektor) [m s^{-1}]

c^f = spezifische Wärmekapazität des Fluids [$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$]

$\rho_r = \frac{\rho^f}{\rho_0^f} - 1$ = relative Dichte der Flüssigkeit [kg m^{-3}]

c^s = spezifische Wärmekapazität der Matrix [$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$]

p = Porendruck [Pa]

$\mathbf{j} = \{[\varepsilon\lambda^f + (1-\varepsilon)\lambda^s] \mathbf{I} + c^f \rho^f \mathbf{D}^f\} \cdot \nabla T$ = nicht advektiver Energiefluss (Vektor) [W m^{-2}]

k = Permeabilität des porösen Mediums (Tensor) [m^2]

$\mathbf{D}^f = \alpha_T \|\mathbf{q}^f\| \mathbf{I} + (\alpha_L - \alpha_T) \frac{\mathbf{q}^f \otimes \mathbf{q}^f}{\|\mathbf{q}^f\|}$ = hydrodynamische Thermodispersion (Tensor) [$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$]

μ^f = dynamische Viskosität des Fluids [Pa s]

α_T = Querdispersivität [m]

z = vertikale Koordinate [m]

α_L = Längsdispersivität [m]

∇ = Nabla-Operator (Vektor) [m^{-1}]

ε = Porosität [-]

Q = Wärmequelle (radioaktiver Zerfall) [W m^{-3}]

ρ^s = Matrixdichte (Gestein) [kg m^{-3}]

Q_e^f = Fluid-Energie (Wärme) der Senke/Quelle [W m^{-3}]

ρ^f = Dichte der Flüssigkeit [kg m^{-3}]

Q_e^s = Matrix-Energie (Wärme) der Senke/Quelle [W m^{-3}]

Q^f = Fluidmasse der Senke/Quelle [$\text{kg m}^{-3} \text{s}^{-1}$]

t = Zeit [s]

Q^s = Matrixmasse der Senke/Quelle [$\text{kg m}^{-3} \text{s}^{-1}$]

T = Temperatur [K]

γ = Fluidkompressibilität [Pa^{-1}]

λ^f = Wärmeleitfähigkeit des Fluids [$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$]

β = Wärmeausdehnungskoeffizient [K^{-1}]

λ^s = Wärmeleitfähigkeit der Matrix [$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$]

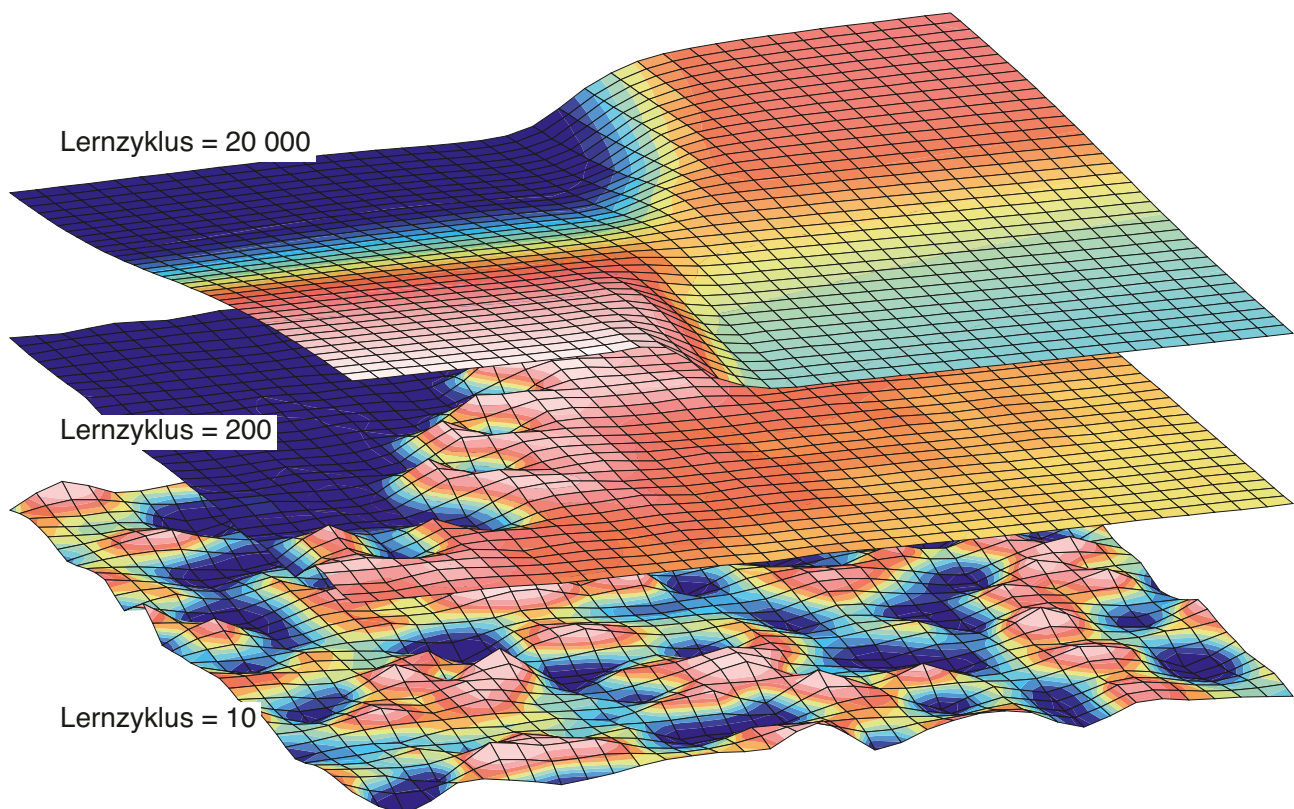
Literatur

- Cacace, M., Kaiser, B. O., Lewerenz, B., Scheck-Wenderoth, M. (2010): Geothermal energy in sedimentary basins: What we can learn from regional numerical models. - *Chemie der Erde - Geochemistry*, 70, Suppl. 3, 33-46, 10.1016/j.chemer.2010.05.017
- Cacace, M., Kissling, W. (2012): Hot and saline spring behaviour in the Taupo Volcanic Zone (New Zealand) and in the Northwest German Basin (Germany), 34th International Geological Congress - IGC (Brisbane, Australia 2012).
- Cacace, M., Blöcher, G., Watanabe, N., Moeck, I., Börsing, N., Scheck-Wenderoth, M., Kolditz, O., Huenges, E. (2013 online first): Modelling of fractured carbonate reservoirs: outline of a novel technique via a case study from the Molasse Basin, southern Bavaria, Germany. - *Environmental Earth Sciences*, 10.1007/s12665-013-2402-3.
- Cherubini, Y., Cacace, M., Scheck-Wenderoth, M. (2013): The impact of fault zones on the 3D coupled fluid and heat transport for the area of Brandenburg (NE German Basin), (Geophysical Research Abstracts Vol. 15, EGU2013-10929, 2013), General Assembly European Geosciences Union (EGU) (Vienna, Austria 2013).
- Garven, G. (1995): Continental-scale groundwater flow and geologic processes. - *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 89-117, 10.1146/annurev.ea.23.050195.000513
- Kaiser, B. O., Cacace, M., Scheck-Wenderoth, M., Lewerenz, B. (2011): Characterization of main heat transport processes in the Northeast German Basin: Constraints from 3-D numerical models. - *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 12, C07011, 10.1029/2011GC003535.
- Kissling, W., Weir, G. J. (2005): The spatial distribution of the geothermal fields in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. - *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 145, 1-2, 136-150, 10.1016/j.jvolgeores.2005.01.006
- Noack, V., Scheck-Wenderoth, M., Cacace, M. (2012): Sensitivity of 3D thermal models to the choice of boundary conditions and thermal properties: a case study for the area of Brandenburg (NE German Basin). - *Environmental Earth Sciences*, 67, 6, 1695-1711, 10.1007/s12665-012-1614-2.

Neuronale Netze und Selbstorganisation – neue Perspektiven bei der Interpretation von Geodaten

Klaus Bauer, Umar Muksin, Gerard Muñoz
Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam

Neural networks are simplified mathematical models to simulate certain aspects of information processing in biological nervous systems. Some principles adopted from nature include parallel processing, learning by example, and abstraction of knowledge. Neuro-computing is a rapidly growing branch of research, where constantly new types of neural networks are developed for different applications. Pattern recognition and classification is the typical application of such approaches. Many tasks in geosciences, particularly in data interpretation, can be considered and treated as classification problems. In such a terminology, the studied objects (e.g. sub-regions of earth models) are classified as rock types based on characteristic features (e.g. physical properties). Numerical solutions have to address challenges such as incorrectness and incompleteness of data, and overlap in some properties for different lithologies. The self-organizing map is an intriguing concept, which allows to establish a certain classification behavior by unsupervised learning. We developed a work flow at GFZ, which includes preparation of data, application of learning rules, the segmentation of the trained map by adopting image processing techniques, and employment of knowledge. Applications are shown from geothermal exploration projects in the Northeast German basin and in Indonesia, where different geophysical models from the same study area were combined for a joint lithological interpretation.



Die Interpretation von Geodaten lässt sich häufig als Problem der Mustererkennung und Klassifizierung beschreiben. Dabei werden Untersuchungsobjekte wie z. B. Gesteinsproben, Tiefenintervalle in Bohrungen, Regionen innerhalb eines 2D- oder 3D-Untergrundmodells oder Fernerkundungsdaten an Hand von charakteristischen Merkmalen (z. B. physikalische Kenngrößen, chemische Zusammensetzung, Isotopenverhältnisse oder Signalform-Eigenschaften) einer bestimmten Kategorie – in der Regel einem Gesteinstyp – zugeordnet.

Bei der mathematisch-numerischen Lösung von Teilaspekten dieser komplexen Aufgabenstellung ergeben sich eine Reihe von Schwierigkeiten: (1) Die Ausgangsdaten sind immer unvollständig auf Grund von Limitierungen bei der Datengewinnung (nur eine begrenzte Anzahl von Proben kann genommen werden; eingeschränkte Zugänglichkeit der Zielregion bei geophysikalischen Experimenten). (2) Naturgemäß sind die zu analysierenden Daten verrauscht und mit Fehlern behaftet. (3) Nicht immer ist vorab klar, welche Eigenschaften für die untersuchte Fragestellung besonders wichtig sind. (4) Die für eine bestimmte Klasse (Gesteinstyp) charakteristischen Merkmale weisen eine gewisse Streubreite auf, so dass es in manchen Eigenschaften zu Überlappungen mit anderen Klassen kommen kann.

Neuronale Netze sind, neben statistischen Verfahren, ein moderner Ansatz für die numerische Behandlung von Mustererkennungs- und Klassifizierungsproblemen, der den oben genannten Herausforderungen Rechnung trägt. Dieser Artikel beschäftigt sich mit dem mathematischen Konzept der sogenannten selbstorganisierenden Karten, einem speziellen Verfahren innerhalb der Neuroinformatik. Wir beschreiben eine am Deutschen GeoForschungsZentrum GFZ entwickelte Methodik und zeigen deren Anwendung auf verschiedene Fragestellungen bei der geothermischen Exploration, einem Schwerpunktthema am GFZ.

Links: Eine selbstorganisierende Karte verändert sukzessive ihre Parameter während des algorithmischen Lernens an Hand von Datenbeispielen.

Left: The parameters of a self-organizing map are successively modified during the algorithmic learning phase while data examples are analysed.

Was sind neuronale Netze?

Neuronale Netze sind mathematische Modelle, mit denen bestimmte Aspekte der Informationsverarbeitung in biologischen Nervensystemen in stark vereinfachter Weise nachgebildet werden. Als wesentliche Prinzipien werden dabei beispielsweise die parallele Bearbeitung und Verteilung von Information, Lernfähigkeit sowie Abstraktionsvermögen simuliert. In den meisten Fällen realisiert man diese neuronalen Modelle als Computerprogramme. Für verschiedene Aufgabenstellungen wurde eine Reihe von Netztypen entwickelt, die sich hinsichtlich Aufbau, Funktionsweise und Lernstrategie unterscheiden. Wie beim biologischen Vorbild bilden die namensgebenden Neuronen die Grundelemente eines neuronalen Netzes. An diesen Knotenpunkten werden Informationen gebündelt, durch bestimmte mathematische Operationen verarbeitet und über eine Vernetzung an andere Neuronen weitergeleitet. Die Berechnungsvorschriften sind bei jedem Netztyp anders definiert. In der Regel wird der am Neuron eingehende Wert mit relativ einfachen, stetig differenzierbaren Funktionen in einen Ausgabewert umgewandelt. Als Beispiel sei hier die Sigmoid-Funktion genannt. Die eigentliche Leistungsfähigkeit der neuronalen Netze entsteht durch die parallele Anwendung dieser Funktionen an vielen Knotenpunkten. Die Neuronen werden in Schichten zusammengefasst – auch dies ist eine Anleihe aus der Natur. Schnittstellen nach außen gibt es über eine Eingabeschicht zur Aufnahme von Daten, sowie, für die meisten Netztypen, über eine weitere Schicht zur Ausgabe der verarbeiteten Information. Alle internen Schichten und deren Vernetzung untereinander, sowie die Verknüpfung mit den externen Schnittstellen werden schließlich zu einer Netzwerk-Architektur zusammengefasst.

Bei Anwendungen fungieren neuronale Netze in ihrer Gesamtheit betrachtet als Eingabe-Ausgabe-System, haben demnach eine Filter-Funktion. Auf der Eingabeseite werden die zu klassifizierenden Daten eingelesen. Ähnlich wie bei der Mustererkennung beim Menschen dürfen diese Daten auch fehlerbehaftet, verrauscht und unvollständig sein. Die Ausgabe ist eine Klassifizierung der Eingabedaten, eine Zuordnung zu einer bestimmten Kategorie, also eine Erkennung. Das gesuchte Eingabe-Ausgabe-Verhalten wird in einer Trainingsphase an Hand von Beispielen erlernt. Dafür gibt es prinzipiell zwei Lernstrategien: Beim sogenannten überwachten Lernen werden Eingabemuster zusammen mit der gewünschten Netzausgabe vorgegeben. Auf diese Weise kann man a priori Wissen in die Datenanalyse einfließen lassen. Im mathematisch-numerischen Sinn entspricht das überwachte Lernen einer Optimierungsaufgabe. Hierfür kommen beispielsweise lokale Suchverfahren wie die Gradientenabstiegsmethode zum Einsatz. Das nicht-überwachte Lernen erfolgt ohne Vorgabe der Netzausgabe. Die Mustererkennung wird allein durch die in



Kontakt: K. Bauer
(klaus@gfz-potsdam.de)

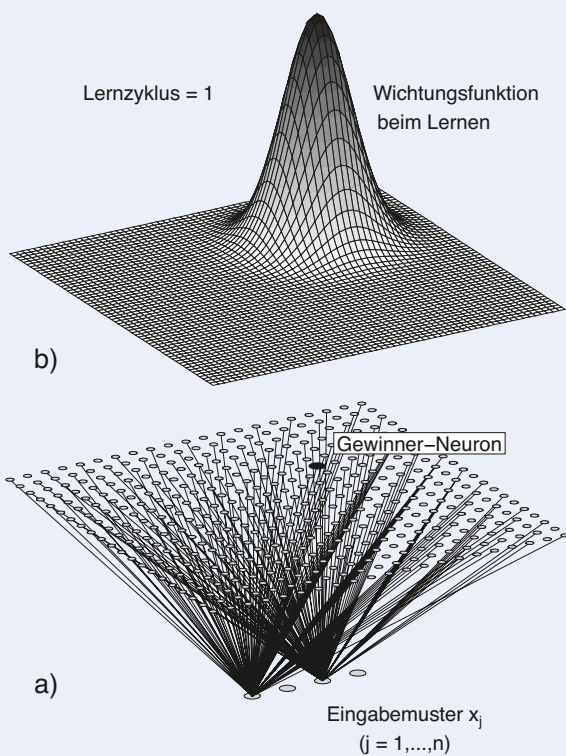


Abb. 1: a) Prinzipieller Aufbau eines neuronalen Netzes vom Typ „Selbstorganisierende Karte“. b) Eine Gauß-Funktion wird zur Gewichtung bei der Anwendung von Lernregeln verwendet.

Fig. 1: a) General architecture of a self-organizing map, the neural network type discussed in this article. b) A Gaussian is used as a weighting function during the application of a learning rule.

den Datenbeispielen enthaltenen Informationen erlernt. Der Vorteil in diesem Fall ist die Vermeidung von unkorrekten Vorgaben oder Vorprägungen (Bias) durch den Nutzer. Die mathematischen Aspekte des nicht-überwachten Lernens werden im Folgenden skizziert.

Selbstorganisierende Karten

Die sogenannten selbstorganisierenden Karten wurden vom finnischen Informatikprofessor Teuvo Kohonen entwickelt (Kohonen, 2001). Es handelt sich hierbei um den wahrscheinlich am häufigsten verwendeten Typ eines neuronalen Netzes mit einem nicht-überwachten Lernverfahren. Mit dieser Methodik können Datensätze in Teilgruppen mit jeweils ähnlichen Eigenschaften zerlegt und daraufhin klassifiziert werden. Ein wichtiger Aspekt ist hierbei, dass die Aufteilung in Kategorien ausschließlich auf Grund der inhärenten Eigenschaften der Daten erfolgt. Im Englischen spricht man deshalb auch von Data Mining.

Eine selbstorganisierende Karte besteht aus einer Eingabe sowie einer Neuronen-Schicht (Abb. 1a). Letztere, auch Kohonen-Schicht genannt, ist eine zweidimensionale Anordnung von Knoten. An der Eingabe werden Muster in Form von n -dimensionalen Daten-Vektoren eingelesen. Die Dimension n auf der Eingabeseite wird durch die Anzahl der zu Grunde gelegten Eigenschaften (Merkmale) vorgegeben. Ein Muster kann beispielsweise ein Zellblock in einem geologisch-geophysika-

lischen Untergrundmodell sein, für den verschiedene physikalische Eigenschaften bestimmte worden sind. Die Anzahl der Neuronen in der darüber angeordneten Schicht soll generell wesentlich kleiner als die Gesamtzahl der zu analysierenden Muster sein (Kohonen, 2001). Um z. B. bei einer Anwendung etwa 300 000 Muster zu analysieren, verwendeten wir eine Schicht mit 20 mal 20 Knoten (Muksin et al., 2013).

Die am GFZ entwickelte Methodik einer selbstorganisierenden Karte beinhaltet folgende Arbeitsschritte: (1) Aufbereitung der Daten, (2) nicht-überwachte Lernphase, (3) Segmentierung der trainierten Kohonen-Schicht mit Hilfe von Bildbearbeitungsalgorithmen, sowie (4) Anwendung des erlernten Wissens und Klassifizierung aller Daten. Im ersten Schritt werden die zu klassifizierenden Daten in Eingabemuster umgewandelt: Zur Veranschaulichung zeigt Abb. 2a ein Beispiel mit synthetischen Modellen für verschiedene geophysikalische Parameter aus hypothetischen seismischen und magnetotellurischen Experimenten. In der Regel sind solche Modelle wegen des unterschiedlichen Auflösungsvermögens der verschiedenen geophysikalischen Methoden nicht äquivalent parametrisiert. Deshalb ist zunächst eine Interpolation auf ein vereinheitlichtes Gittermodell erforderlich. Für jeden Gitterblock werden daraufhin die verschiedenen Kenngrößen (in diesem Fall: sogenannte P-Geschwindigkeit einer seismischen Kompressionswelle, Vertikalgradient der P-Geschwindigkeit, Dezimal-Logarithmus des elektrischen Widerstands) in Form eines Datenvektors $\vec{x}(t)$ zusammengefasst (t steht für die Auswahl einer bestimmten Gitterzelle):

$$\vec{x}(t) = \left(v_p(t), \frac{dv_p}{dz}(t), \log \rho(t) \right)^T \quad (1)$$

Für den elektrischen Widerstand bestimmt man hier den Dezimal-Logarithmus, weil dieser bei Gesteinen häufig über mehrere Größenordnungen variieren kann. Um alle Eingangsgrößen bei der Mustererkennung gleich zu behandeln, werden die einzelnen Vektorkomponenten mit Hilfe der jeweiligen Mittelwerte und Streubreiten auf das Intervall $(-1,1)$ normiert. Diese Normierung muss nach Abschluss der Analysen rückgängig gemacht werden.

Während des iterativen Lernprozesses werden per Zufall immer wieder Datenvektoren ausgewählt, an die Kohonen-Schicht weitergeleitet und eine Lernregel angewendet. Für diese Zwecke existiert für jedes Neuron i ein sogenannter Modellvektor $\vec{m}_i(t)$ mit der gleichen Dimension wie die Datenvektoren. Zu Beginn werden die Komponenten der Modellvektoren mit Zufallszahlen initialisiert. Daraufhin wird bei jedem Iterationsschritt t das sogenannte Gewinner-Neuron ermittelt, dessen Modellvektor $\vec{m}_w(t)$ den kleinsten euklidischen Abstand zum aktuell ausgewählten Datenvektor $\vec{x}(t)$ aufweist:

$$\forall i, \|\vec{x}(t) - \vec{m}_w(t)\| < \|\vec{x}(t) - \vec{m}_i(t)\|. \quad (2)$$

Die nun angewendete Lernregel soll bewirken, dass der Modell-

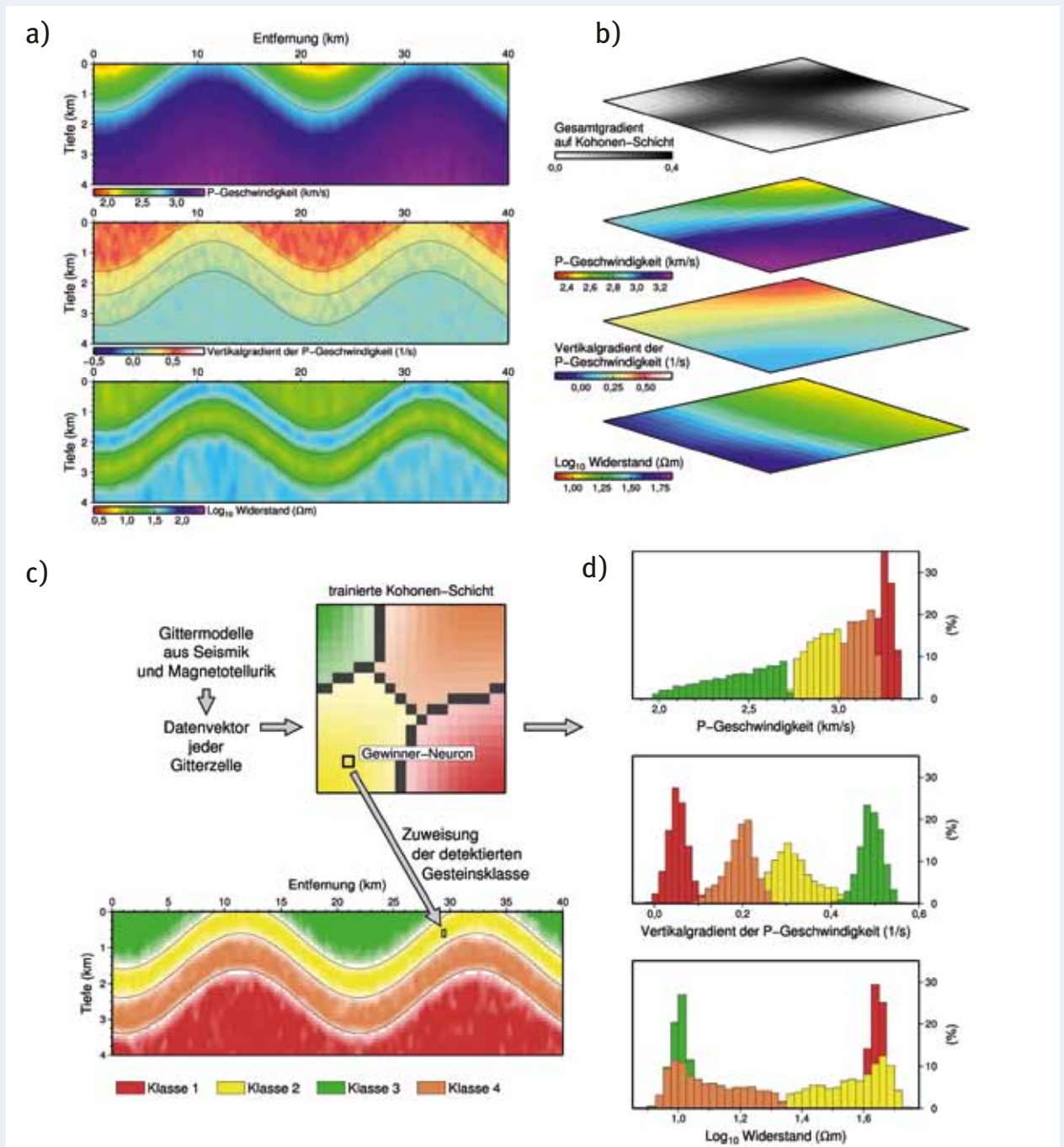


Abb. 2:

- a) Synthetisch erzeugte Erdmodelle für verschiedene physikalische Parameter.
- b) Komponenten der Kohonen-Schicht sowie Verteilung des Vektorgradienten nach Abschluss der Lernphase.
- c) Bestimmung eines lithologischen Modells durch Anwendung des erlernten Wissens.
- d) Histogramme zeigen die petrophysikalische Signatur der verschiedenen abgeleiteten Klassen.

Fig. 2:

- a) Synthetic earth models showing different physical properties.
- b) Components of the Kohonen layer together with the distribution of vector gradients after finishing the learning phase.
- c) A lithological model is derived by application of the learned knowledge.
- d) Histograms reveal the petrophysical signature for each class.

vektor des Gewinner-Neurons sowie, in etwas abgeschwächter Form, die Modellvektoren in der unmittelbaren Umgebung dem Eingabevektor $\vec{x}(t)$ ähnlicher werden. Weiter entfernte Neuronen sollen dabei unverändert bleiben. Dieses Verhalten wird durch folgende Operation erreicht:

$$\vec{m}_i(t+1) = \vec{m}_i(t) + \lambda(t) * n_{w_{ij}}(t) * (\vec{x}(t) - \vec{m}_i(t)) \quad (3)$$

Gleichung (3) bedeutet, dass alle Modellvektoren in Richtung des Eingabevektors korrigiert werden. Die Korrekturterme werden mit Hilfe einer am Gewinner-Neuron zentrierten Gauß-Funktion gewichtet (siehe Abb. 1):

$$n_{w_{ij}}(t) = \exp\left(-r_{w_{ij}}^2 / 2\sigma^2(t)\right), \quad (4)$$

Eine weitere Skalierung erfolgt mit der sogenannten Lernrate $\lambda(t)$. Mit zunehmendem Lernfortschritt werden sowohl die Lernrate als auch die Halbwertsbreite der Gauß-Funktion (Parameter $\sigma(t)$) kontinuierlich verkleinert.

Die häufig wiederholte Anwendung von Gleichung (3) führt dazu, dass für ähnliche Datenvektoren immer wieder die gleichen Neuronen (oder deren Nachbarn) auf der Kohonen-Schicht als Gewinner ermittelt werden. In einem weiteren, mathematischen Sinn entspricht dieses Verhalten einer topologischen Abbildung zwischen dem n-dimensionalen Parameterraum der Daten und dem 2-dimensionalen Raum der Kohonen-Schicht. Abb. 2b zeigt für jede Komponente die Werteverteilung auf der trainierten Kohonen-Schicht nach Abschluss der Lernphase. Man berechnet nun bestimmte Ähnlichkeitsmaße, um Regionen mit vergleichbaren Merkmalen zu identifizieren und zu separieren. Eine gängige Methode ist die Bestimmung des mittleren Abstands zwischen den Modellvektoren benachbarter Neuronen, beispielsweise für jeweils neun Knoten:

$$u_i = \frac{1}{N} \sum \|\vec{m}_i - \vec{m}_j\|_{i \neq j} \quad (5)$$

Alternativ verwenden wir den Vektorgradienten als Maß für die Änderung der Modellvektoren in x- und y-Richtung auf der Kohonen-Schicht:

$$|\nabla \vec{m}_i| = \sqrt{(\partial \vec{m}_i / \partial x)^2 + (\partial \vec{m}_i / \partial y)^2}. \quad (6)$$

Die Gradientenverteilung in Abb. 2b (oben) zeigt Gebiete mit kleinen Gradienten (weiß), die bestimmte Charakteristika in den Eingangsdaten repräsentieren. Diese Regionen werden durch große Gradientenwerte (dunkle Funktionsberge) voneinander getrennt. Durch die Verwendung des Vektorgradienten konnten wir ein automatisches Verfahren zur Aufteilung der Kohonen-Schicht in unterschiedliche Klassen (Gesteinstypen) implementieren. Dabei werden die Funktionsberge als symbolische Wasserscheiden interpretiert, die man sinngemäß durch eine Flutung der Funktionstopographie detektieren kann (Bauer et al., 2012).

Abb. 2c illustriert, wie das erlernte Wissen auf alle Daten angewendet wird. Für jede Gitterzelle wird das Gewinner-Neuron auf der segmentierten Kohonen-Schicht ermittelt, und entsprechend seiner Klassenzugehörigkeit im Untergrundmodell farblich kodiert. In diesem Fall ergeben sich vier Lithologien, die in Schichten angeordnet sind. Das durch den Algorithmus abgeleitete lithologische Modell entspricht nahezu perfekt der vorgegebenen Struktur (siehe schwarze Schichtgrenzen in Abb. 2a und 2c). Die Histogramm-Verteilungen in Abb. 2d zeigen die petrophysikalischen Signaturen jeder Klasse. Interessanterweise konnte das neuronale Netz die unterschiedliche Signifikanz der verschiedenen Parameter erkennen – die Klassenaufteilung basiert vor allem auf den verschiedenen Vertikalgradienten der P-Geschwindigkeit, die anderen Merkmale zeigen weniger Differenzierung sowie Überlappungen zwischen verschiedenen Lithologien.

Anwendungsbeispiele in der Geothermie

Bei der geothermischen Erkundung bedient man sich eines umfassenden Spektrums geowissenschaftlicher Teildisziplinen und Methoden, um das Entwicklungspotenzial eines Untersuchungsgebiets abzuschätzen und Detailinformationen über den Untergrund für die Planung künftiger Geothermie-Anlagen bereitzustellen. Wichtige Fragestellungen sind hierbei u. a. eine möglichst genaue Kenntnis des Temperaturfelds, die Erstellung eines geologisch-geophysikalischen Untergrundmodells, der Nachweis von Störungssystemen als natürliche Transportwege für warme Fluide sowie die Chemie der natürlichen Wässer und Gase. Vor allem bei der Kombination der verschiedenen Informationen für eine gemeinsame Interpretation sind neue Methoden gefragt.

Im *In-situ*-Geothermielabor Groß Schönebeck, nördlich von Berlin, erforschen GFZ-Wissenschaftlerinnen und -Wissenschaftler Teilaspekte von der Erschließung des geothermischen Reservoirs bis zur Energiewandlung in einem Kraftwerk unter realen Bedingungen. Beispielsweise wird untersucht, wie geophysikalische Methoden möglichst effizient für die geothermische Erkundung des Untergrunds eingesetzt werden können. Dabei werden magnetotellurische und seismische Experimente durchgeführt. Bei der Magnetotellurik wird die elektrische Leitfähigkeit der Gesteine im Untergrund mit natürlichen elektromagnetischen Feldern bestimmt. Die kontrollierte Anregung seismischer Wellen dient zur Ableitung der elastischen Gesteinseigenschaften im Untergrund. Beide Methoden ergänzen sich, weil die elektrischen Leitfähigkeiten primär durch die Porenraumeigenschaften der Gesteine und die elastischen Parameter vor allem durch die feste Gesteinsmatrix beeinflusst werden.

Anhand dieser Experimente wurde erstmalig untersucht, wie Ergebnisse aus seismischen und magnetotellurischen Verfahren mit Hilfe der selbstorganisierenden Karten gemeinsam inter-

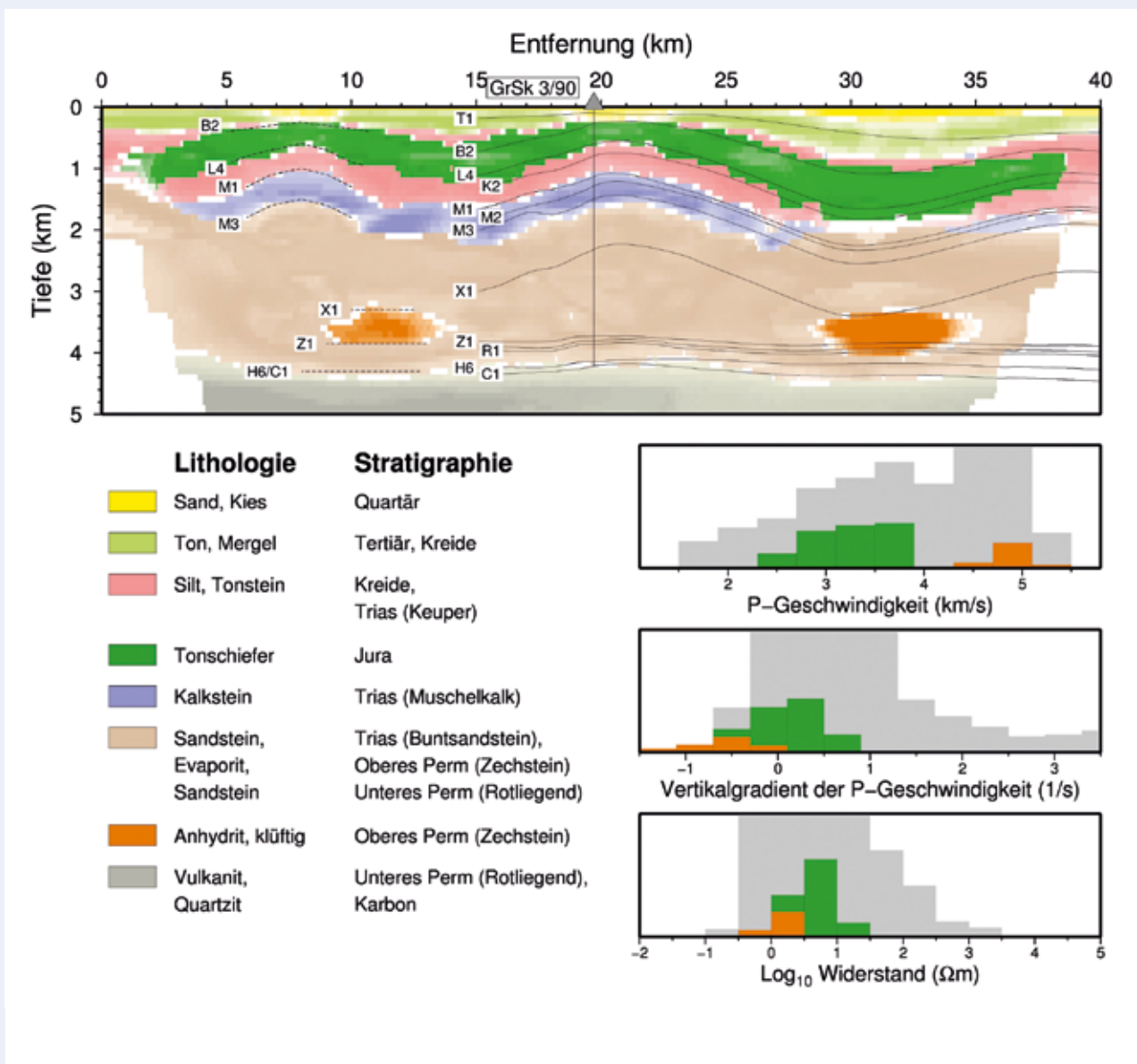


Abb. 3: Nordostdeutsches Becken: Ableitung eines lithologischen Modells durch gemeinsame Interpretation verschiedener geophysikalischer Daten mit Hilfe einer selbstorganisierenden Karte. Die Histogramme zeigen die physikalischen Eigenschaften ausgewählter Gesteinsklassen. (GrSk 3/90: Geothermiebohrung bei Groß Schönebeck)

Fig. 3: A lithological model was derived in the Northeast German basin from joint interpretation of multi-disciplinary geophysical data using self-organizing maps. Histograms show the physical properties of selected rock types.

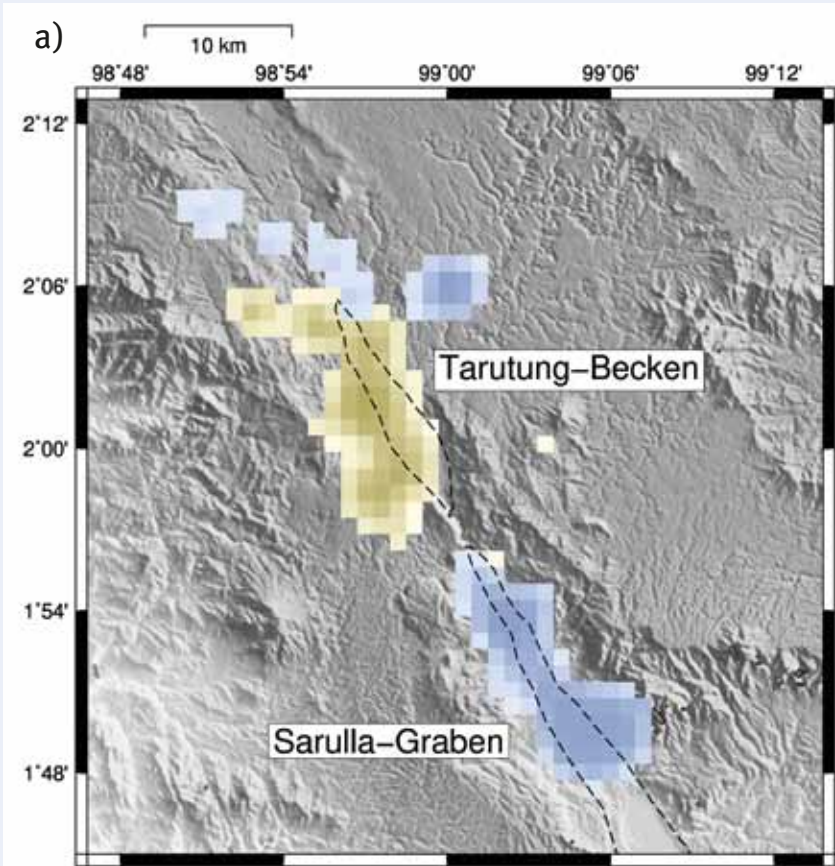
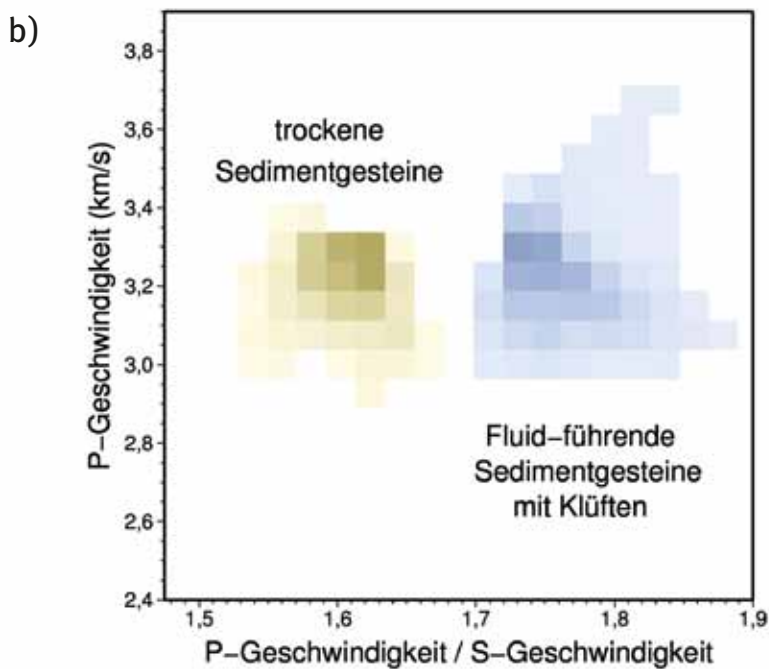


Abb. 4: Beispiel aus der geothermischen Erkundung auf Sumatra (Indonesien). a) Lokale Erdbeben werden für die Bestimmung seismischer Eigenschaften benutzt. Die gemeinsame Interpretation liefert ein lithologisches Modell des Untersuchungsgebiets. b) Die Unterscheidung markanter Gesteinstypen basiert auf der Kombination verschiedener Merkmale.

Fig. 4: Geothermal exploration in Sumatra (Indonesia). a) Local earthquakes were used to derive seismic properties. The joint interpretation provides a lithological model for the target region. b) The identification of distinct rock types is reached by combined analysis of different seismic properties.



pretiert werden können (Bauer et al., 2012). In Abb. 3 sieht man das daraus abgeleitete geologische Modell. Zu Grunde gelegt wurden elektrische Leitfähigkeiten aus der Magnetotellurik sowie P-Geschwindigkeiten und deren Vertikalgradienten aus der Seismik. Insgesamt wurden acht verschiedene Gesteinsklassen interpretiert. Die Verteilung im Untergrund zeigt Sedimentschichten, die seit dem Karbon im Norddeutschen Becken abgelagert worden sind. Im oberen Bereich sind deutliche Schichtaufwölbungen erkennbar, die durch Aufstiegsbewegungen der tieferen Salzschieben verursacht wurden. Die genaue Kenntnis der Salzstrukturen ist für die Modellierung des Temperaturfelds besonders wichtig, da dieses Gestein durch spezielle Wärmeleitfähigkeitseigenschaften gekennzeichnet ist.

Das GFZ ist weltweit aktiv an der Geothermie-Forschung beteiligt. Ein regionaler Schwerpunkt ist hierbei Indonesien, ein Land mit besonders großem Potenzial für geothermische Stromerzeugung. Auf Sumatra testeten wir, inwieweit man lokale Erdbeben für eine geothermische Vorerkundung nutzen kann (Muksin et al., 2013). Die durch viele kleine Beben angeregten elastischen Wellen liefern bei Anwendung von tomographischen Auswertverfahren detaillierte Abbilder des Untergrunds. Wir kombinierten verschiedene elastische Gesteinseigenschaften (P- und S-Geschwindigkeiten) für eine gemeinsame Interpretation mit Hilfe einer selbstorganisierenden Karte (Abb. 4). Dadurch konnten Regionen identifiziert werden, die für eine geothermische Nutzung besonders gut geeignet sind.

Weitere Anwendungen und Ausblick

Wir verwenden den bei uns entwickelten Ansatz einer selbstorganisierenden Karte inzwischen routinemäßig bei unterschiedlichen Fragestellungen. Die Anwendungen sind Beiträge zu verschiedenen Forschungsschwerpunkten am GFZ: Gashydratforschung in Nordkanada (Bauer et al., 2008), geologisch-geophysikalische Interpretation im Umfeld eines magmatischen Komplexes in Namibia (Stankiewicz et al., 2010), Nachweis von fluid-gesättigten Regionen am Toten Meer (Weber et al., 2012) und lithologische Strukturuntersuchung an der San Andreas-Störung (Ryberg et al., 2012). In der Zukunft planen wir Anwendungen, bei denen komplette Signalformen analysiert und klassifiziert werden. Der Vorteil besteht in der Offenlegung von zusätzlichen Merkmalen durch das neuronale Netz, wodurch weitere Details bei der Interpretation sichtbar werden können.

Literatur

- Bauer, K., Muñoz, G., Moeck, I. (2012): Pattern recognition and lithological interpretation of collocated seismic and magnetotelluric models using self-organizing maps. - *Geophysical Journal International*, 189, 2, 984-998, 10.1111/j.1365-246X.2012.05402.x.
- Bauer, K., Pratt, R. G., Haberland, C., Weber, M. (2008): Neural network analysis of crosshole tomographic images: The seismic signature of gas hydrate bearing sediments in the Mackenzie Delta (NW Canada). - *Geophysical Research Letters*, 35, L19306, 10.1029/2008GL035263.
- Kohonen, T. (2001): *Self-Organizing Maps*, (Springer series in information sciences ; 30), (Physics and astronomy online library), Berlin [u.a.], 501 p.
- Muksin, U., Bauer, K., Haberland, C. (2013): Seismic Vp and Vp/Vs structure of the geothermal area around Tarutung (North Sumatra, Indonesia) derived from local earthquake tomography. - *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 260, 27-42, 10.1016/j.jvolgeores.2013.04.012.
- Ryberg, T., Hole, J. A., Fuis, G. S., Rymer, M. J., Bleibinhaus, F., Stromeyer, D., Bauer, K. (2012): Tomographic Vp and Vs structure of the California Central Coast Ranges, in the vicinity of SAFOD, from controlled-source seismic data. - *Geophysical Journal International*, 190, 3, 1341-1360, 10.1111/j.1365-246X.2012.05585.x.
- Stankiewicz, J., Bauer, K., Ryberg, T. (2010): Lithology classification from seismic tomography: additional constraints from surface waves. - *Journal of African Earth Sciences*, 58, 547-552, 10.1016/j.jafrearsci.2010.05.012.
- Weber, M., Helwig, S. L., Bauer, K., Haberland, C., Koch, O., Ryberg, T., Maercklin, N., Ritter, O., Schulze, A. (2012): Near-surface properties of an active fault derived by joint interpretation of different geophysical methods - the Arava/ Araba Fault in the Middle East. - *Near Surface Geophysics*, 10, 5, 381-390, 10.3997/1873-0604.2012031.

Data Mining und visuelle Datenexploration zur Beantwortung geowissenschaftlicher Fragestellungen

*Doris Dransch, Mike Sips, Andrea Unger, Patrick Köthur
Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam*

Geoscientists collect various data to study system Earth. To extract all the knowledge inherent in the data is a challenge geoscientists have to face. Methods for data mining and visual data exploration developed in computer science facilitate knowledge extraction from data. Although these methods are mostly applied to business data, they also offer potential to extract knowledge from geoscientific data. In our research we adapt and enhance methods from data mining and visual data exploration to geoscientific requirements. Two examples are given that show how the novel methods contribute to geoscientific research: The extraction of interesting spatiotemporal patterns from large data sets and the comparison of data from simulation models and real world observations.



Ziel der Geowissenschaften ist es u. a., Prozesse des Systems Erde, wie z. B. Veränderungen des Meeresspiegels oder Veränderungen im Wasserhaushalt, besser verstehen zu können. Dazu werden immer bessere Verfahren der Beobachtung und Datenerfassung entwickelt. Eine Herausforderung ist, aus den hierbei generierten vielfältigen Daten relevante Information zu extrahieren. Die Informatik hat im Bereich Data Mining und visuelle Datenexploration ein umfangreiches Methodenrepertoire zur Informationsextraktion entwickelt.

Unter Data Mining wird der Prozess verstanden, bei dem in Daten nach Mustern, Merkmalen und Zusammenhängen, wie z. B. geographische Regionen mit ähnlichem zeitlichem Verhalten, gesucht wird. Dazu werden Ansätze aus maschinellem Lernen, Statistik und Datenbanksystemen kombiniert. Visuelle Datenexploration ermöglicht es, ein umfassendes Verständnis der Daten und der darin enthaltenen Informationen zu erlangen. Sie umfasst die visuelle Repräsentation von Daten in Verbindung mit der Möglichkeit, in der Visualisierung Operationen auf den Daten durchzuführen, z. B. die Auswahl bestimmter Werte per „Mausklick“. Im Bereich der visuellen Datenexploration werden Ansätze aus Computergraphik, Informations- und wissenschaftlicher Visualisierung sowie Mensch-Computer-Interaktion kombiniert.

Die in der Informatik entwickelten Methoden zu Data Mining und visueller Datenexploration stellen allgemeine Ansätze dar, die für die spezifischen Anforderungen der Geowissenschaften angepasst und weiterentwickelt werden müssen. Diese Anpassung und Weiterentwicklung erfolgt in der Sektion „Geoinformatik“ am Deutschen GeoForschungszentrum GFZ.

Auffindung räumlich-zeitlicher Muster in großen Datenmengen

In den Geowissenschaften werden oft sehr große Datenmengen erzeugt. Diese Datenmengen können z. B. durch Simulationsmodelle, welche die Prozesse der Erde abbilden, oder

durch Satellitenbeobachtungen erzeugt werden. Ein Beispiel sind Satellitendaten zur Entwicklung der Meereshöhe, die Rückschlüsse auf Prozesse in den Ozeanen ermöglichen. Die Daten sind aufgrund ihrer Menge nicht mehr in ihrer Gesamtheit zu erfassen. Daher sind Verfahren erforderlich, die Teilmengen der Daten extrahieren, in denen interessante Muster und Merkmale zu finden sind. Diese können beispielsweise geographische Regionen mit ähnlichem zeitlichem Verhalten der Meereshöhe sein oder ein markanter räumlicher Zustand der Meereshöhe und dessen Vorkommen in der Zeit. In der Sektion Geoinformatik am GFZ wurde ein Verfahren entwickelt, das mit einer Kombination aus Data Mining-Methoden und visueller Datenexploration Geowissenschaftlerinnen und Geowissenschaftler dabei unterstützt, aus der Gesamtmenge von Daten die Teilmengen zu extrahieren, die interessante Muster und Merkmale aufweisen. Das Verfahren wurde an gut verstandenen Daten der Meereshöhe evaluiert. Dabei konnte gezeigt werden, dass das Verfahren in der Lage ist, bekannte Phänomene wie El Niño- und La Niña-Ereignisse, d. h. veränderte Strömungen und Temperaturen in Ozean und Atmosphäre, zu extrahieren. Die Testdaten liegen als Skalarwerte in einer räumlichen Auflösung von 194 x 96 Gitterpunkten und in 876 Zeitschritten vor.

In einem ersten Schritt wird ein Data Mining-Verfahren eingesetzt. Hierbei werden die Daten mit Hilfe eines hierarchischen Clusterings aggregiert, welches alle Zeitschritte anhand der Ähnlichkeit ihrer räumlichen Ausprägungen der Meereshöhe zu Gruppen zusammenfasst. Daraus resultiert eine Hierarchie von Aggregationen, die eine Vielzahl möglicher Gruppierungen ähnlicher Zeitschritte beinhaltet (Abb. 1a). Jede Aggregation in der Hierarchie ermöglicht es, eine bestimmte Menge von Zeitschritten durch ein einzelnes räumliches Muster näherungsweise zu beschreiben (Abb. 1b). Welche der Aggregationen relevant sind, hängt von der geowissenschaftlichen Fragestellung ab und kann daher nur von Experten bestimmt werden. Daher wurde das Clustering-Verfahren durch zusätzliche Komponenten (K1, K2, K3) zur visuellen Datenexploration ergänzt (Abb. 2). Damit können das Ergebnis des hierarchischen Clustering-Verfahrens wie auch die räumlichen Muster der einzelnen Aggregationen dargestellt werden. K1 zeigt die hierarchische Baumstruktur aller durch das Clustering gebildeten möglichen Aggregationen der Zeitschritte mit ähnlichen räumlichen Ausprägungen der Meereshöhe. Die Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftler können die einzelnen Aggregationen direkt am Bildschirm auswählen und visuell explorieren. Für jede Aggregation lässt sich mittels der Visualisierungskomponente K1 und K2 die räumliche wie auch die zeitliche Verteilung der Meereshöhe anzeigen. Farben der Umrandung ordnen räumliche Verteilung und zeitliche Verteilung einander

Links: Die Weiterentwicklung von Methoden aus Data Mining und visueller Datenexploration für geowissenschaftliche Fragestellungen ist Forschungsgegenstand der Sektion „Geoinformatik“ am GFZ.

Left: The enhancement of methods from data mining and visual data exploration for geoscientific application is research topic of “Geoinformatics” Section at GFZ.



Kontakt: D. Dransch
(dransch@gfz-potsdam.de)

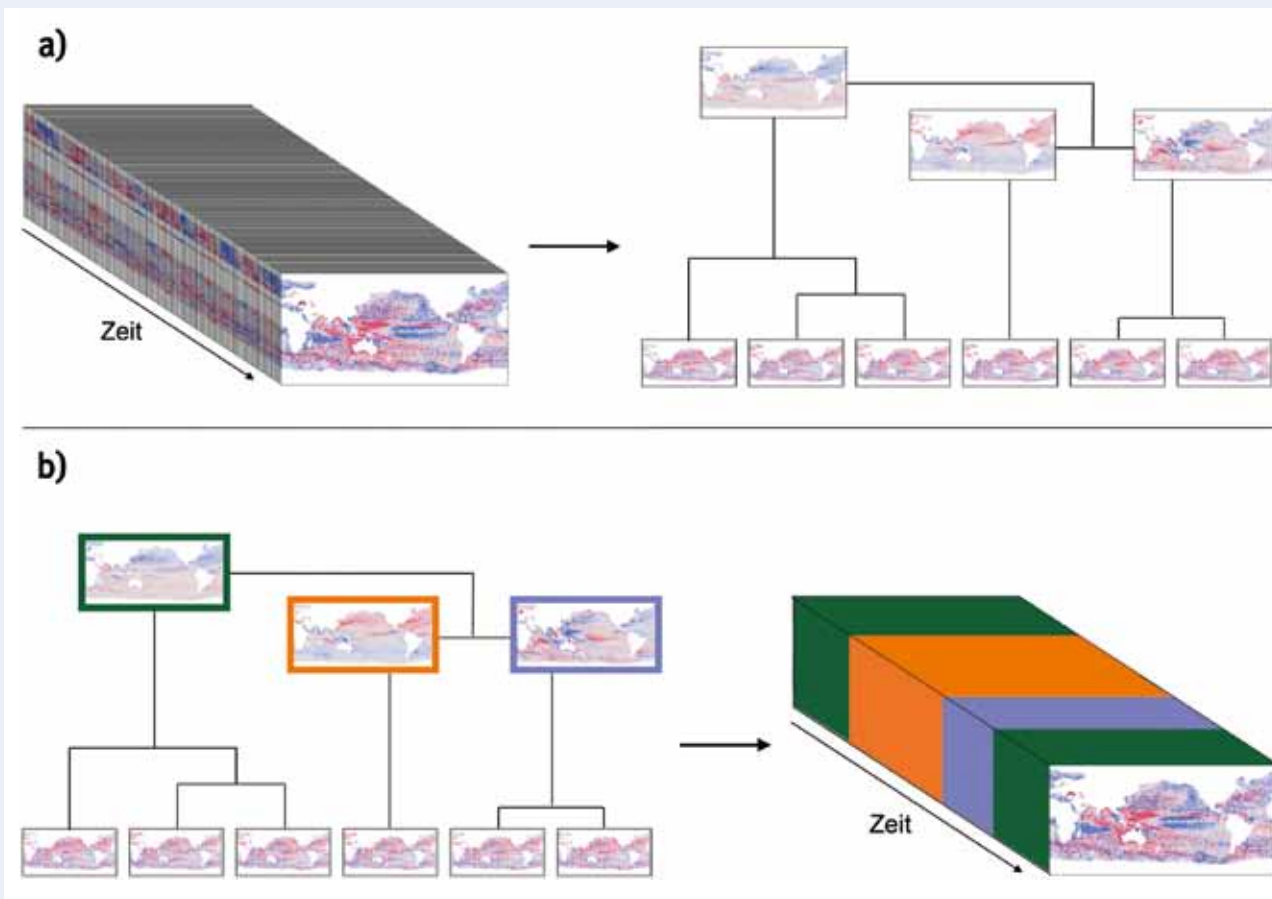


Abb. 1: Data Mining am Beispiel von El Niño- und La Niña-Ereignissen: Durch Aggregation werden alle Zeitschritte anhand der Ähnlichkeit ihrer räumlichen Ausprägungen der Meereshöhe zu Gruppen zusammengefasst (a). Jede Aggregation in der Hierarchie beschreibt näherungsweise eine bestimmte Menge von Zeitschritten durch ein einzelnes räumliches Muster (b).

Fig. 1: Data Mining using the example of El Niño and La Niña phenomena: The clustering groups all time steps with similar spatial patterns of sea level height (a). Each cluster approximates a set of time steps with one spatial pattern (b).

zu. Zusätzlich wird ein statistisches Maß durch die Komponente K_3 visualisiert, das die Homogenität bzw. Heterogenität einer Aggregation durch einen Balken deutlich macht. Je länger der Balken ist, umso heterogener ist die Aggregation. Durch die visuelle Datenexploration werden Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftler in die Lage versetzt, das automatisierte Clustering-Verfahren nachzuvollziehen und die einzelnen Aggregationen zu bewerten. Auf dieser Basis können die für die Fragestellung relevanten Aggregationen ausgewählt werden.

Im Testbeispiel konnten die Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftler mit Hilfe unseres Verfahrens die bekannten charakteristischen Muster der El Niño- und La Niña-Ereignisse aus den Daten der Meereshöhe extrahieren. Dies zeigt, dass mit dem Verfahren relevante Muster in großen Datenmengen erkannt werden können. Aufgrund des positiven Resultats wird das Verfahren derzeit erweitert, um auch Regionen mit gleichem zeitlichem Verhalten aus großen raum-zeitlichen Datenmengen extrahieren zu können. Das Verfahren bietet die Möglichkeit, Teilmengen objektiv auf Basis definierter Kriterien zu bilden.

Vergleich von Daten aus Beobachtungen und Simulationsmodellen

Simulationsmodelle müssen daraufhin überprüft und bewertet werden, wieweit sie Prozesse der realen Welt korrekt abbilden. Ein Verfahren für diese Validierung ist der Vergleich von Daten aus Beobachtungen mit Daten aus Simulationen. Eine Möglichkeit ist, mit Hilfe statistischer Verfahren eine Maßzahl für die Übereinstimmung der Simulations- und Beobachtungsdaten zu berechnen. Diese Maßzahl kann einen Wert zwischen Null (keine Übereinstimmung) und Eins (volle Übereinstimmung) annehmen. Werte zwischen Null und Eins stellen unscharfe Ergebnisse (Fuzzylogik) dar, wie z. B. „stimmt wenig überein“ oder „stimmt stark überein“.

In enger Kooperation von Geowissenschaften und Informatik wurde am GFZ mit Hilfe interaktiver Visualisierung ein Verfahren und Werkzeug zum Vergleich von Beobachtungs- und Simulationsdaten entwickelt. Dieses Verfahren wurde exemplarisch für die Validierung eines Modells der glazial-

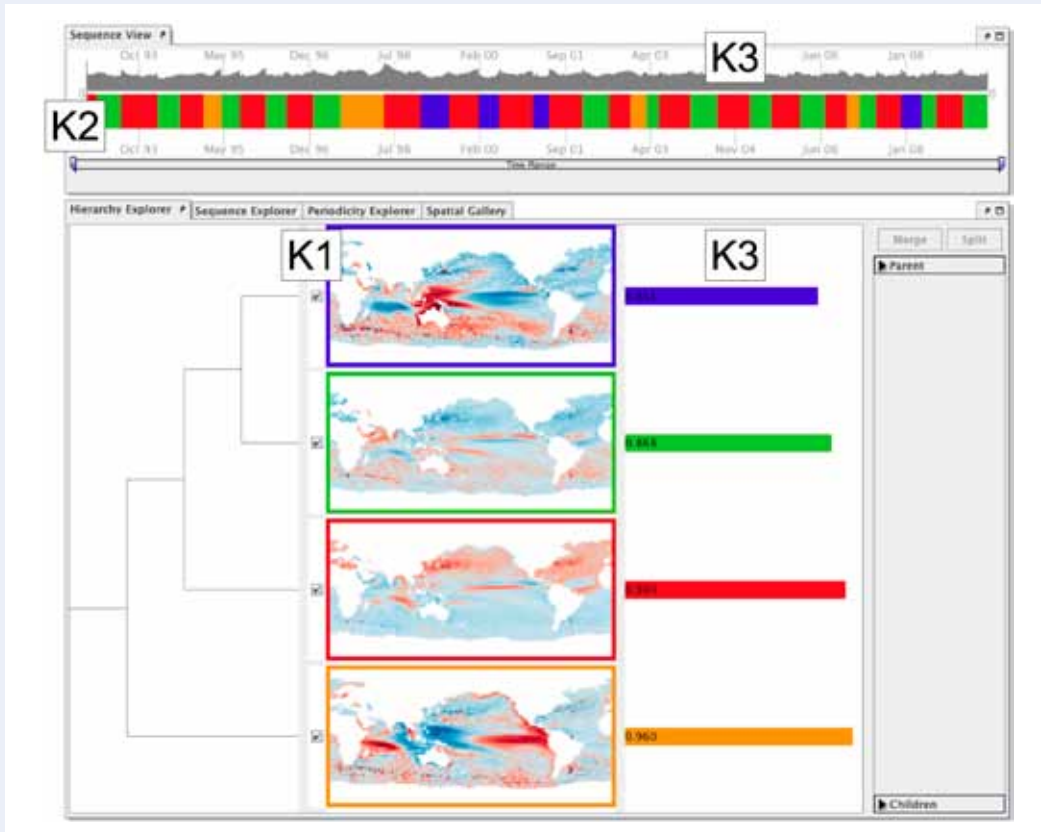


Abb. 2: Werkzeug zur visuellen Exploration der durch das Clustering erzeugten Aggregationen von Zeitschritten mit ähnlichen räumlichen Ausprägungen der Meereshöhe. Mit Hilfe der Komponente K1 kann die hierarchische Struktur der Aggregation ähnlicher Zeitschritte exploriert werden. Für jeden Knoten der Hierarchie lässt sich die räumliche Ausprägung der Meereshöhe darstellen. Komponente K2 zeigt die zeitliche Verteilung der Aggregationen. Komponente K3 gibt Auskunft über die Güte der Aggregation.

Fig. 2: Tool to visually explore the clustering results of time series data of sea level height. K1 presents the resulting cluster hierarchy. It also allows for depicting the spatial pattern of sea level height for each cluster. K2 visualizes the temporal distribution of clusters. K3 shows the quality of single aggregations.

isostatischen Ausgleichsbewegung implementiert. Das Modell bildet das Heben und Senken der Erdkruste ab, das durch das Abtauen der Eismassen der letzten Kaltzeit hervorgerufen wurde. Dieser Prozess hat Auswirkungen auf die Veränderung des Meeresspiegels und ist daher von entscheidender Bedeutung für die Vulnerabilität von Küstenregionen.

Für die Validierung des Simulationsmodells stehen überwiegend paläontologische Daten zur Verfügung, wie z. B. fossile Muscheln oder Pflanzenbestandteile. Die paläontologischen Daten dienen als Indikator für historische Meeresspiegellhöhen. Sie liefern keine exakten Werte für die Meeresspiegellhöhe sondern unscharfe Werteintervalle. Je nach Größe der Intervalle ist ihre Aussagekraft für die Bewertung der Güte eines Simulationsmodells unterschiedlich. Je kleiner die Intervalle, umso besser die Aussagekraft. Um das Maß der Übereinstimmung der exakten Simulationsdaten und der unscharfen paläontologischen Beobachtungsdaten berechnen zu können, wurde mittels des Fuzzylogik-Ansatzes für jede

paläontologische Beobachtung ein Wert zwischen Null und Eins errechnet. Durch diesen Vergleich sollen folgende Fragen beantwortet werden:

- A Welche Wertebelegung der Parameter des Modells der glazial-isostatischen Ausgleichsbewegung repräsentiert am besten den realen Prozess? Die Werte der Modellparameter, wie die Dicke der Lithosphäre, Viskosität des oberen Erdmantels und Viskosität des unteren Erdmantels, sind nicht bekannt, sondern nur geschätzt. Es ist zu prüfen, welche Parameterwerte zur besten Übereinstimmung von Beobachtungs- und Simulationsdaten in Raum und Zeit führen.
- B Gibt das Modell die reale raum-zeitliche Variation der glazial-isostatischen Ausgleichsbewegung wieder? Dazu ist zu überprüfen, wie hoch die Übereinstimmung von Beobachtungs- und Simulationsdaten in verschiedenen Regionen und Zeiträumen ist.

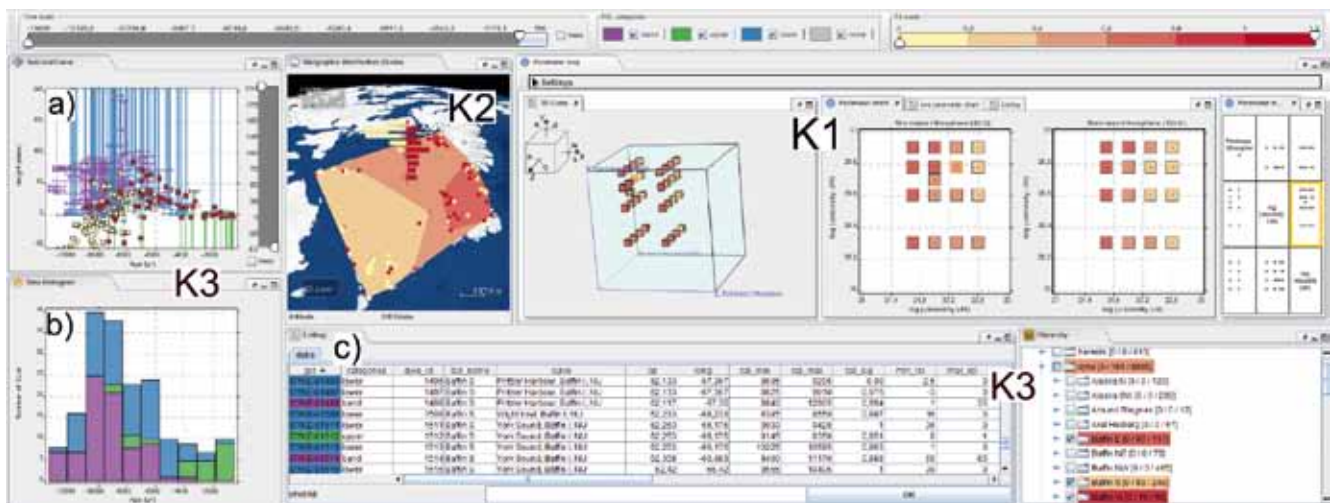


Abb. 3: Werkzeug zur visuellen Datenexploration für den Vergleich von Daten aus Beobachtungen und Simulationsmodellen. K1 erlaubt die Exploration der Übereinstimmung von Beobachtungs- und Simulationsdaten bezogen auf verschiedene Werte der Modellparameter. K2 zeigt die Übereinstimmung der Beobachtungs- und Simulationsdaten in ihrer räumlichen und zeitlichen Verteilung. K3 dient der Exploration der Beobachtungsdaten. Gezeigt werden für die einzelnen Beobachtungsdaten a) das Alter und ihre Gültigkeitsintervalle (links oben), b) die Häufigkeitsverteilung nach Gruppen und Alter (Diagramm darunter), sowie c) Detailinformationen zu jeder Beobachtung aus der Datenbank (Tabellen rechts unten).

Fig. 3: Tool to visually compare data from observation and simulation models and their goodness of fit. K1 facilitates exploration the goodness of fit of observation and simulation data with respect to different values of model parameters. K2 shows goodness of fit in space and time. K3 allows for exploring observation data. It depicts a) age and interval of value (top left), b) frequency distribution (bottom left), and c) detail information for each single observation from the data base (tables bottom right).

C Wie hoch ist die Aussagekraft der einzelnen paläontologischen Beobachtungsdaten für die Bewertung der Güte des Simulationsmodells? Es ist zu beurteilen, wie groß die Werteintervalle der einzelnen unscharfen paläontologischen Beobachtungsdaten sind. Aus der Größe der Werteintervalle lässt sich ableiten, wie zuverlässig die einzelnen paläontologischen Beobachtungen sind; je kleiner die Intervalle, umso zuverlässiger ist die Beobachtung.

Das gemeinsam mit Geowissenschaftlerinnen und Geowissenschaftlern entwickelte Verfahren und Werkzeug hilft bei der Beantwortung dieser drei Fragen. Das Verfahren erlaubt es, visuell zu explorieren, wie Beobachtungs- und Simulationsdaten in Raum und Zeit übereinstimmen. Dafür wurden verschiedene interagierende Komponenten entwickelt. Basis ist eine Datenbank, die die Beobachtungsdaten, Simulationsdaten und verschiedene Modellbeschreibungen mit unterschiedlichen Parametrisierungen integriert und für weitere Berechnungen und Visualisierungen zur Verfügung stellt. Die Datenbank ist eng mit drei interaktiven Visualisierungskomponenten (K1, K2 und K3) verknüpft (Abb. 3).

Die Visualisierungskomponente K1 unterstützt die Beantwortung der Frage A: Welche Wertebelegung der Parameter des Modells der glazial-isostatischen Ausgleichsbewegung repräsentiert am besten den realen Prozess? Sie zeigt die Übereinstimmung von Beobachtungs- und Simulationsdaten

für bestimmte Wertebelegungen der Parameter des glazial-isostatischen Simulationsmodells. Der Würfel spannt den Modellparameterraum auf. In diesem Beispiel sind das folgende Parameter: Dicke der Lithosphäre, Viskosität des oberen Erdmantels und Viskosität des unteren Erdmantels. Jeder kleine Würfel zeigt ein konkretes Modell mit einer konkreten Parameterwertbelegung. Die Farbe gibt an, wie hoch die Übereinstimmung von Beobachtungs- und Simulationsdaten für dieses konkrete Modell ist: je röter, umso höher die Übereinstimmung. Die Darstellungen rechts neben dem Würfel zeigen einzelne Schnitte durch den Modellparameterraum, die interaktiv selektiert werden können.

Die Visualisierungskomponenten K2 und K3 tragen zur Beantwortung der Fragen B und C bei: Gibt das Modell die reale raum-zeitliche Variation der glazial-isostatischen Ausgleichsbewegung wieder? Wie hoch ist die Aussagekraft der einzelnen paläontologischen Beobachtungsdaten für die Bewertung der Güte des Simulationsmodells? K2 zeigt für einzelne oder Gruppen von Beobachtungen die Übereinstimmung mit den Simulationsdaten. Die Farbe ist analog zu der Farbe der Würfel gewählt, je röter die Färbung, je besser die Übereinstimmung. Durch ein Diagramm wird zudem dargestellt, wie die paläontologischen Beobachtungsdaten über die Zeit verteilt sind, und wie sie mit den Simulationsdaten übereinstimmen. Die Vertikale ist die Zeitachse, die Horizontale gibt an, wie viele paläontologische Beobachtungsdaten in jeder Altersgruppe vorhanden

sind. Die Anordnung der Balken zur Mittelachse zeigt an, wie viele Observationsdaten mit Simulationsdaten übereinstimmen (rechte Seite) bzw. nicht übereinstimmen (linke Seite). Die Komponente K3 gibt Informationen zu einzelnen paläontologischen Beobachtungsdaten. Das Diagramm links oben in Abb. 3 zeigt das Alter und das Werteintervall der einzelnen Daten. Die Farben Grün, Blau und Violett differenzieren die verschiedenen Typen von Meeresspiegelindikatoren. Die gelb- und rotgefärbten Quadrate stellen wie in K1 die Übereinstimmung von Beobachtungs- und Simulationsdaten dar. Das Diagramm unterhalb der Abbildung macht deutlich, wie viele paläontologische Beobachtungsdaten pro Typ und Alter vorhanden sind. Die Tabellen rechts von dem Diagramm enthalten Sichten auf die Datensätze der Datenbank; sie geben zusätzliche Informationen zu den paläontologischen Beobachtungsdaten.

Die einzelnen Komponenten sind über ein Interaktionskonzept miteinander verbunden. Wird in K1 interaktiv ein konkretes Modell ausgewählt, wird die Übereinstimmung von Beobachtungs- und Simulationsdaten berechnet und das Ergebnis sofort in den Ansichten von K2 und K3 dargestellt. Umgekehrt kann in K2 oder K3 interaktiv eine Teilmenge von Daten ausgewählt werden, um für diese Teilmenge die Übereinstimmung bezüglich eines konkreten in K1 ausgewählten Modells zu berechnen und anzuzeigen. Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftler können mit diesem Verfahren sukzessive die Übereinstimmung der Beobachtungs- und Simulationsdaten explorieren und dabei ein umfassendes Verständnis dafür gewinnen, wie gut ihr Simulationsmodell den realen Prozess wiedergibt.

Ausblick

Data Mining und visuelle Datenexploration ergänzen traditionelle geowissenschaftliche Methoden. Sie ermöglichen, Daten ohne Annahmen zu explorieren und damit auch unbekanntes Informationen aus Daten zu extrahieren. Visuelle Datenexploration gibt zudem einen schnellen, intuitiven und umfassenden Blick über die Daten und trägt dadurch zu einem besseren Verständnis der Daten bei. Zukünftig ist geplant, Data Mining und visuelle Datenexploration für weitere geowissenschaftliche Anwendungsfelder zu erschließen. Ein Beispiel hierfür ist die Extraktion von Informationen aus Daten verschiedener Simulationsläufe von geochemischen Modellen der Wasser-Gesteins-Interaktion. Ein anderes Beispiel ist die Extraktion von Informationen zu Auswirkungen und Schäden von Naturgefahren aus sozialen Netzwerken wie „Twitter“.

Literatur

- Andrienko, G., Andrienko, N., Demsar, U., Dransch, D., Fabrikant, S.I., Jern, M., Kraak, M.-J., Schumann, H., Tominski, C. (2010): Space, time and visual analytics. - *International Journal of Geographical Information Science*, 24, 10, 1577-1600, 10.1080/13658816.2010.50804
- Dransch, D., Köthur, P., Schulte, S., Klemann, V., Dobslaw, H. (2010): Assessing the quality of geoscientific simulation models with visual analytics methods - a design study. - *International Journal of Geographical Information Science*, 24, 10, 1459-1479, 10.1080/13658816.2010.510800.
- Keim, D., Kohlhammer, J. J., Ellis, G., Mansmann, F. (Eds.) (2010): *Mastering the information age : solving problems with visual analytics*, Goslar, 168 p.
- Köthur, P., Sips, M., Unger, A., Kuhlmann, J., Dransch, D. (2013 online first): Interactive visual summaries for detection and assessment of spatiotemporal patterns in geospatial time series. - *Information Visualization*, 10.1177/1473871613481692.
- Sips, M., Köthur, P., Unger, A., Hege, H.-C., Dransch, D. (2012): A Visual Analytics Approach to Multiscale Exploration of Environmental Time Series. - *IEEE Transactions on Visualization and Computer Graphics*, 18, 12, 2899-2907, 10.1109/TVCG.2012.191.
- Unger, A., Schulte, S., Klemann, V., Dransch, D. (2012): A Visual Analytics Concept for the Validation of Geoscientific Simulation Models. - *IEEE Transactions on Visualization and Computer Graphics*, 18, 12, 2216-2225, 10.1109/TVCG.2012.190.

Modellierung als Werkzeug

Interviews mit drei Doktoranden des Helmholtz-Kollegs GeoSim

In unserer dichtbevölkerten Welt wird es immer wichtiger, Naturgefahren besser zu verstehen. Wissenschaftliche Beobachtungen und Messungen sind jedoch häufig zu ungenau, um die Dynamik der damit verbundenen Prozesse zu quantifizieren. Einige Beispiele:

- Wir können Gesteinslawinen beobachten, aber nur selten in Aktion vermessen. Insbesondere gilt das für große Lawinen. Weil diese Ereignisse schwer vorhersagbar sind, ist es kaum möglich, Messinstrumente gezielt aufzustellen.
- Die Konvektion im Erdmantel treibt die Plattentektonik an und ist damit der Schlüsselprozess, der den Aufbau unseres Planeten bestimmt. Wir können das Erdinnere zwar über geophysikalische Messungen beobachten, aber nur mit niedriger zeitlicher und räumlicher Auflösung.
- Und sogar in der Erdkruste, wo Messdaten eine viel bessere Qualität haben, werden die kleinskaligen Heterogenitäten in Störungs- und Gesteinseigenschaften kaum aufgelöst. Dennoch spielen sie bei der Entstehung von Erdbeben eine entscheidende Rolle.

Wo Messdaten nicht ausreichen oder konstitutive Gleichungen nicht definiert sind, nutzen die Geowissenschaften die mathematische Modellierung als Werkzeug. An dieser Schnittstelle zwischen den Geowissenschaften und der Mathematik setzen die Arbeiten der Doktorandinnen und Doktoranden des Helmholtz-Kollegs GeoSim an. Das Kolleg ist 2011 aus einer Zusammenarbeit von 12 geowissenschaftlichen und sechs mathematischen Forschergruppen am GFZ, an der Freien Universität Berlin und an der Universität Potsdam hervorgegangen und wird über sechs Jahre von der Helmholtz-Gemeinschaft gefördert. Die Doktorandinnen und Doktoranden erhalten die Chance, im Rahmen von GeoSim ein strukturiertes, interdisziplinäres Ausbildungsprogramm zu durchlaufen. Für diese Ausgabe von „System Erde. GFZ-Journal“ hat Dr. Karen Leever, GeoSim-Koordinatorin, mit zwei GeoSim-Doktorandinnen und einem Doktoranden am GFZ über ihre Doktorarbeiten und die darin verwendeten mathematischen Werkzeuge gesprochen.

Der Motor im Erdmantel – Stabilität tiefer Mantelanomalien

Karen Leever (KL): In Deiner Doktorarbeit beschäftigst Du Dich mit Ereignissen, die sich ganz weit unten im Erdmantel abspielen. Was ist das Schlüsselthema Deiner Forschung?

Elvira Mulyukova (EM): Es wird allgemein akzeptiert, dass Mantelkonvektion – das langsame Fließen der Mantelgesteine, das mutmaßlich eine wichtige Antriebskraft der Plattentektonik ist – von Dichteunterschieden verursacht wird, die thermischen wie chemischen Ursprungs sind. Es mangelt aber an Kenntnissen über die thermochemischen Prozesse im Erdinnern, weil diese Prozesse nicht direkt beobachtet werden können. Eines der zuverlässigsten Resultate aufgrund von tomographischen Beobachtungen ist die Existenz von zwei großen S-Wellen-Geschwindigkeitsanomalien (Large Low Shear Velocity Provinces, LLSVP), die sich im untersten Teil des Erdmantels unter Afrika und dem Pazifik befinden (vgl. auch „System Erde. GFZ-Journal“ (2012) Heft 2, Artikel Sobolev und Steinberger, S. 56-61). Die niedrige Scherwellengeschwindigkeit in den LLSVP scheint nicht nur einen thermischen Ursprung (aufgrund höherer Temperatur) zu haben, sondern auch von chemisch unterschiedlichem Material mit höherer Dichte verursacht zu sein. Aufgrund von plattentektonischen Rekonstruktionen wird angenommen, dass die LLSVP sehr alt und stabil sind, und dass Material aus ihnen überwiegend von Manteldiapiren, die von ihren Rändern hochsteigen, zur Oberfläche gebracht wird.

Die Hauptfrage meiner Doktorarbeit ist, wie solche großen chemischen Reservoirs wie die LLSVP über hunderte von Jahrmillionen existieren können, ohne dass sie von der Mantelkonvektion zerstört werden. Welche physikalischen Eigenschaften des LLSVP-Materials, wie Dichte und Viskosität, tragen dazu bei? Ich benutze numerische Modellierung, um zu erforschen, wie die Mantelkonvektion Material aus einer Bodenschicht mit höherer Dichte mitnimmt. Mein Ziel ist, die langfristige thermochemische Entwicklung des Erdmantels zu verstehen, insbesondere die Rolle unterschiedlicher Dichte und Viskosität in den chemischen Heterogenitäten.



Dr. Karen Leever hat im Jahr 2007 ihre Doktorarbeit über die Entwicklung des Vorlandbeckens der Rumänischen Karpaten in Amsterdam verteidigt. Anschließend war sie als Postdoktorandin an der Universität Oslo, Norwegen. Seit 2010 arbeitet sie als wissenschaftliche Mitarbeiterin am GFZ und ist hier zudem seit April 2011 Koordinatorin von GeoSim.

Weitere Informationen zu GeoSim:
<http://www.geo-x.net/geosim>
Kontakt: Dr. Karen Leever (geosim@gfz-potsdam.de)

(Foto: E. Gantz, GFZ)

Elvira Mulyukova hat ihr Studium an der Universität Oslo, Norwegen, im Jahr 2011 mit einem M.Sc. in Physik abgeschlossen. In GeoSim setzt sie die in ihrer Masterarbeit begonnenen Forschungen über die Stabilität von tiefen Mantelanomalien mittels thermomechanischer numerischer Modellierungen fort. Elvira Mulyukova ist seit Oktober 2011 GeoSim-Stipendiatin und wird von Dr. Bernhard Steinberger (GFZ), Dr. Marcin Dabrowski (Labor für Numerische Geologie, Polnisches Geologisches Institut), und Prof. Volker John (WIAS/ Freie Universität Berlin) betreut.
Kontakt: mulyukov@gfz-potsdam.de



(Foto: E. Gantz, GFZ)

KL: Wie nutzt Du Mathematik in Deiner Arbeit? Welche Gleichungen löst Du in Deinen Modellen?

EM: Meine Aufgabe als numerische Modelliererin ist, zu überprüfen, ob das aus geologischen, geochemischen und geophysikalischen Beobachtungen zusammengesetzte konzeptionelle Modell physikalisch realistisch ist. Dazu ist eine mathematische Formulierung des physikalischen Systems erforderlich. Weil für das System von Gleichungen keine analytische Lösung möglich ist, wird es numerisch gelöst.

KL: Was ist die numerische Methode, die Du anwendest und warum ist gerade diese geeignet?

EM: Es gibt verschiedene rechnerische Herausforderungen bei der numerischen Modellierung von Konvektion in einer chemisch heterogenen Flüssigkeit, wie z. B. die großen Gradienten in der Temperatur, chemischer Zusammensetzung und Geschwindigkeit. Die Genauigkeit der Ergebnisse wird dadurch beeinträchtigt. Zusätzliche numerische Herausforderungen entstehen aufgrund der von Viskositätsunterschieden bedingten,

sehr unterschiedlichen Längenskalen. Einzelne Filamente des in der Strömung mitgenommenen, chemisch unterschiedlichen Materials, die ich untersuchen will, sind nicht dicker als 0,1 % der Mantelmächtigkeit. Ich arbeite mit an der Entwicklung eines zweidimensionalen Finiten-Elemente (FEM)-Programms, das die Modellierung von thermochemischer Konvektion in einem hohlen Zylinder ermöglicht, mit einer tiefen- und temperaturabhängigen Viskosität, die dem Erdmantel entspricht. Wir nutzen eine „Marker-in-cell“-Methode für die Advektion der chemischen und thermischen Felder. Der größte Vorteil dieses Verfahrens ist, dass keine numerische Diffusion auftritt. Zur Zeit arbeite ich an der Minimierung von Interpolationsfehlern zwischen Markern und Gitter und an der rechnerischen Optimierung.

KL: Zurück zum Mantel und den LLSVP. Was sind Deine wichtigsten Ergebnisse bislang? Und wie geht es weiter?

EM: In unseren Modellen beobachten wir, dass die Mitnahme von dichtem Material aus der Tiefe vorangetrieben wird durch (a) Erwärmung, d. h. die dichte Schicht quillt auf, wenn die hohe Dichte aufgrund einer Temperatursteigerung ausreichend verringert wird, (b) Aufquellen des Um-

gebungsmaterials und (c) kalte Strömungen entlang der Kern-Mantel-Grenze, die das dichte Material nach oben zwingen. Unser Ziel ist, die Effizienz der einzelnen Mitnahmemechanismen zu vergleichen, sowie deren Abhängigkeit von Dichte- und Viskositätskontrasten zwischen LLSVP und Umgebungsmaterial. Unsere Modellergebnisse sollen zeigen, welche thermischen und chemischen Strukturen das größte Überlebenspotenzial haben. Zuverlässige und genaue Simulationsmethoden sind unentbehrlich für ein besseres Verständnis der beteiligten physikalischen Prozesse.

Box 1: Unser mathematisches Modell enthält die folgenden Erhaltungsgesetze:

Massenerhaltung

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0$$

Impulserhaltung

$$Ra \left(T + \frac{Rc}{Ra} \Phi \right) = - \frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\mu \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \right]$$

Energieerhaltung

$$\frac{DT}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\bar{\kappa} \frac{\partial T}{\partial x_i} \right)$$

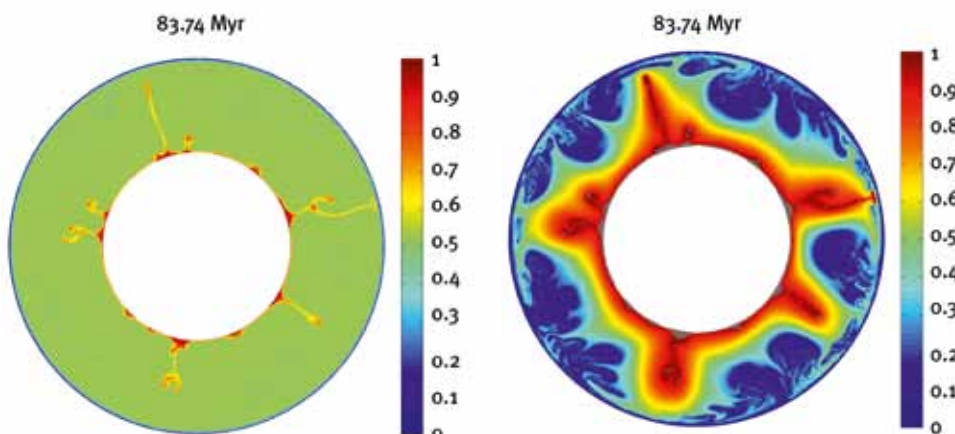
In diesen Differenzialgleichungen bestimmen Ra und Rc (die thermische und chemische Rayleighzahl) die Intensität der Konvektion. Der Dichteunterschied, der die Konvektion antreibt, ist eine einfache Summe aus den thermischen und chemischen Komponenten:

$$\Delta \rho = \Delta \rho_{th} + \Delta \rho_{ch} = \rho_0^A \alpha T + (\rho_0^A - \rho_0^B) \Phi$$

Mineralphysikalische Experimente haben gezeigt, dass die Viskosität der Mantelmaterialien stark von Temperatur und Druck abhängt. Die Druckabhängigkeit wird als eine Funktion der Tiefe ausgedrückt. Somit wird die Viskosität in unserem Modell wie folgt dargestellt:

$$\mu = \mu_i \exp[-\theta^T (T - T_0) + \theta^z (z - z_0)]$$

Thermochemische Konvektion in einem hohlen Zylinder nach rund 85 Mio. Jahren. Links: Temperatur (rot ist heiß); rechts: Farben stellen die ursprüngliche Tiefe des Materials dar; Dunkelrot: Material, das sich am Anfang an der Kern-Mantel-Grenze befand; Dunkelblau: Material war an der Erdoberfläche; Grau: LLSVP-Material, das am Anfang eine gleichmäßige Schicht auf dem Mantelboden bildete. Dieses Ergebnis illustriert, wie heiße Manteldiapire dichtes Material aus der Tiefe mitführen und deformieren.



... Erdbebeninteraktion verstehen und Seismizität vorhersagen

KL: Was ist das Ziel deiner Doktorarbeit?

Camilla Cattania (CC): Mein Ziel ist es, Seismizitätsmodelle, die Ort und Zeit von Erdbeben probabilistisch vorherzusagen versuchen, zu verbessern. Insbesondere versuche ich Nachbebensequenzen zu verstehen, indem ich Coulomb-Spannungswechselwirkungen und aus dem Labor bekanntes Reibungsverhalten in meinen Modellen berücksichtige.

KL: Könntest Du das weiter erläutern? Wie wird Deine Arbeit zu verbesserten probabilistischen Vorhersagen beitragen?

CC: Erdbeben entladen Spannungen, die sich auf den Störungen und deren Umfeld aufgebaut haben. Die Entladung führt zu Änderungen des Spannungsfelds in der Umgebung der Störungen, welche die Nachbebenaktivität bewirken. Diese Änderungen der Coulomb-Spannung (ΔCFS) sind das Fundament von modernen physik-basierten Erdbebeninteraktionsmodellen.

Es bestehen aber große Unsicherheiten in den Spannungsberechnungen, die beachtet werden müssen, wenn daraus probabilistische Vorhersagen abgeleitet werden sollen. Die meisten Modelle nehmen außerdem an, dass sich das Spannungsfeld nur durch die Hauptbeben ändert, d. h. die postseismischen Prozesse werden ignoriert. Das Ziel meiner Arbeit ist es, Modelle zu erzeugen, die sowohl

die Unsicherheiten in der Berechnung der Coulomb-Spannung, als auch zeitliche Änderungen des Spannungsfelds berücksichtigen.

KL: Welche Simulationsmethoden benutzt Du und warum genau diese?

CC: Ich würde meine Methode als „Physik-basierte Modellierung“ bezeichnen, im Gegensatz zu statistischen Seismizitätsmodellen, die ausschließlich auf empirischen Gesetzmäßigkeiten basieren, wie z.B. dem Omori-Gesetz für das Abklingen der Nachbebenaktivität und dem Gutenberg-Richter-Gesetz für die Größenverteilung. Dennoch enthalten meine Modelle eine stochastische Komponente: Die inherenten Unsicherheiten sind so groß, dass ein rein deterministisches Modell nicht ausreichen würde, um die beobachtete Seismizität zu beschreiben. In unserem Ansatz werden Unsicherheiten stochastisch berücksichtigt, indem die Simulation mit geänderten ΔCFS -Werten wiederholt wird.

Außerdem deuten beobachtete zeitliche Seismizitätsänderungen auf die Existenz zeitabhängiger physikalischer Prozesse hin, wie z.B. Änderungen der Reibungseigenschaften („Rate-state friction“) und räumliche Spannungsumlagerungen durch postseismische Prozesse. Viele Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftler nehmen an, dass Afterslip (d. h. aseismisches Nachkriechen infolge eines Erdbebens) und Nachbeben (d. h. durch das Hauptbeben verursachte Erdbeben)

eine entscheidende Rolle für die weitere Entwicklung der Seismizität besitzen. Zur Analyse dieser Prozesse erweitern wir unsere Modelle, indem wir zeitabhängige ΔCFS -Werte berücksichtigen.

KL: Welche mathematischen Werkzeuge nutzt Du?

CC: Ich benutze eine Monte-Carlo-Technik zur Berücksichtigung der Unsicherheiten. Mit den oben beschriebenen Methoden erhalten wir einen großen Satz von ΔCFS -Werten. Für jeden Wert wird die Seismizitätsrate als Funktion von Zeit und Raum berechnet, indem eine auf den Reibungsgesetzen beruhende Differentialgleichung gelöst wird. Analytische Lösungen gibt es dabei nur für einfache Belastungsgeschichten, z.B. wenn sich die Spannungen linear oder logarithmisch mit der Zeit ändern. Die Lösung für beliebige Spannungsverläufe erhalten wir durch die Interpolation der Spannungsgeschichte als stückweise lineare Funktion.

Letztendlich berechnet sich die Modellvorhersage durch die Mittelung aller möglichen Realisierungen der ΔCFS -Funktionen. Dabei wird die Entwicklung der Seismizität durch drei Parameter gesteuert, nämlich durch die Erdbebenrate vor dem Hauptbeben (r_0), die Empfindlichkeit der Störungen für Spannungsänderungen ($A\sigma$) und die Zeitskala (t_a), in der die Seismizität nach einer Spannungsänderung wieder in ihren Normalzustand zurückkehrt. Diese Parameter schätzen wir mit Hilfe der Maximum Likelihood-Methode (siehe Box 2) aus den beobachteten Erdbebenkatalogen ab.

KL: Hast Du ein Beispiel?

CC: Das Parkfield-Erdbeben im Jahr 2004 ($M_w=6,0$) in Kalifornien, USA, wurde von besonders großem Afterslip begleitet (das seismische Moment des Nachkriechens war von der gleichen Größenordnung wie das des Hauptbebens), und ist deswegen ein interessantes Beispiel, um die Rolle der postseismischen Pro-

Camilla Cattania hat 2011 ihren M.Sc. in Physik an der Universität Cambridge in England erhalten. Sie wird von PD Dr. Sebastian Hainzl und Prof. Frank Roth am GFZ betreut und ist seit Oktober 2011 Mitglied in GeoSim. **Kontakt:** camcat@gfz-potsdam.de

(Foto: E. Gantz, GFZ)

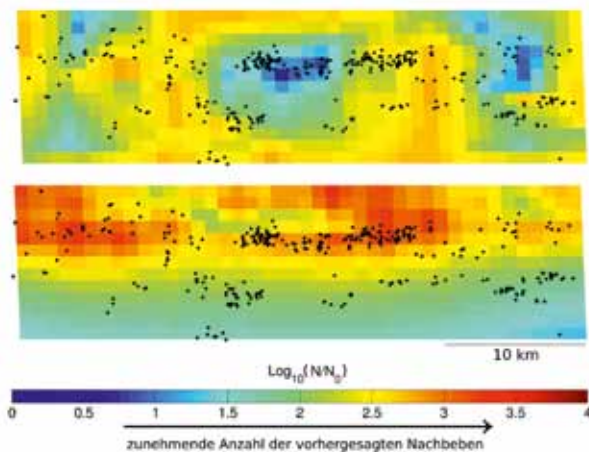


zesse bei der Erzeugung von Nachbeben zu untersuchen. Unsere Analyse zeigt, dass die Berücksichtigung des Nachkriechens einen großen Einfluss auf die Anzahl der vorhergesagten Ereignisse hat und ausserdem die Vorhersage der räumlichen Erdbebenverteilung erheblich verbessert (siehe Abbildung unten).

KL: Was sind Deine wichtigsten Schlussfolgerungen?

CC: Insgesamt zeigen unsere Ergebnisse, dass die Berücksichtigung der zeitabhängigen postseismischen Prozesse

das Potenzial hat, die probabilistische Abschätzung über Ort und Zeit mittelfristig auftretender Erdbeben zu verbessern. Zur Zeit sind wir damit beschäftigt, das Modell zu erweitern, um zusätzliche Quellen von Unsicherheiten und sekundäre Erdbebenwechselwirkungen berücksichtigen zu können. Künftig werden wir unsere Modelle auch auf andere Nachbebensequenzen anwenden, wie z.B. die Sequenzen des Tōhoku-Erdbebens 2011 ($M_w=9,0$) und des Darfield-Erdbebens 2010 ($M_w=7,1$).



Beobachtete Seismizität (schwarze Punkte: Nachbeben $M_w > 2,0$) auf der Störung des Hauptbebens in den 250 Tagen nach dem Parkfield-Erdbeben 2004 ($M_w = 6,0$) in Kalifornien, USA. Die Hintergrundfarben zeigen das Verhältnis zwischen der Anzahl der vorhergesagten Beben und den Hintergrundbeben, mit Berücksichtigung von Hauptbebenspannungen (oben) bzw. Nachbebenspannungen (unten). Die Verteilung der untiefen Nachbeben wird im letzteren Fall besser vorhergesagt.

Box 2:

Das Seismizitätsmodell basiert auf drei Parametern (r_0 , $A\sigma$, und τ oder alternativ $t_a^* = A\sigma/\tau$), deren Wert $\theta = (r_0, A\sigma, t_a)$ über die Maximierung des Likelihood-Werts ermittelt wird.

r_0 : Erdbebenrate vor dem Hauptbeben

$A\sigma$: Empfindlichkeit der Störungen für Spannungsänderungen

t_a : Zeitskala, in der die Seismizität nach einer Spannungsänderung wieder in ihren Normalzustand zurückkehrt

Für eine Anzahl von Beobachtungen y_i (z.B. Zeit und Ort der Erdbeben), ist der Likelihood-Wert L eines Parametersatzes θ definiert als die Wahrscheinlichkeit, mit der das Modell basierend auf den Parametern θ die Beobachtungen reproduziert:

$$L(\theta|y), P(y|\theta)$$

Für einen Katalog mit Ereignissen zu Zeiten ($t_1, t_2, t_3, \dots, t_N$) und Orten ($x_1, x_2, x_3, \dots, x_N$) gilt

$$P(y|\theta) = \left[\prod_{i=1}^n r(x_i, t_i) \right] e^{-N}$$

wobei N die Anzahl der Ereignisse und r die vorhergesagte Seismizitätsrate des Modells ist.

... Experimentelle Einblicke in die Dynamik gravitativer Massenbewegungen: Fragmentierung und Mobilität von Gesteinslawinen

KL: Was ist das Ziel Deiner Forschung?

Øystein Thordén Haug (ØTH): Gravitative Massenbewegungen – vor allem große Hangrutschungen und Bergstürze – gefährden weltweit Leben und Infrastruktur in Gebirgsregionen. Meine Doktorarbeit soll das Verständnis fundamentaler Aspekte der Dynamik, insbesondere den Effekt der Fragmentierung auf die Mobilität



Øystein Thordén Haug hat sein Studium an der Universität Oslo, Norwegen, 2012 mit einem M.Sc. in Physik abgeschlossen. Im Rahmen seiner Abschlussarbeit am Forschungszentrum „Physics of Geological Processes“ experimentierte er zum Thema „Fragmentierung während vulkanischer Eruptionen“. Seit April 2012 arbeitet er als experimenteller Wissenschaftler am GFZ zu Bruch- und Fragmentierungsprozessen während gravitativer Massenbewegungen. Das Projekt wird von Dr. Matthias Rosenau und Prof. Onno Oncken (GFZ) und Prof. Christof Schütte (Freie Universität Berlin) betreut. Kontakt: thorden@gfz-potsdam.de

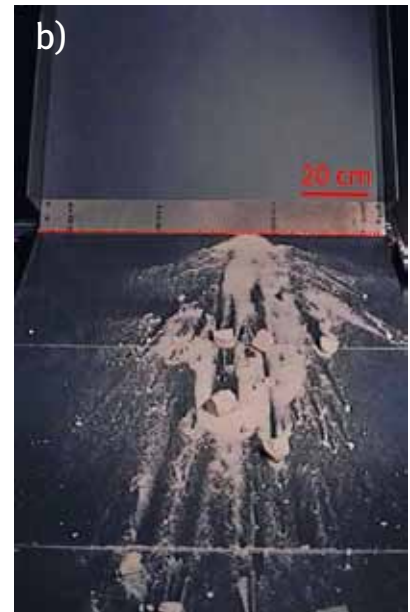
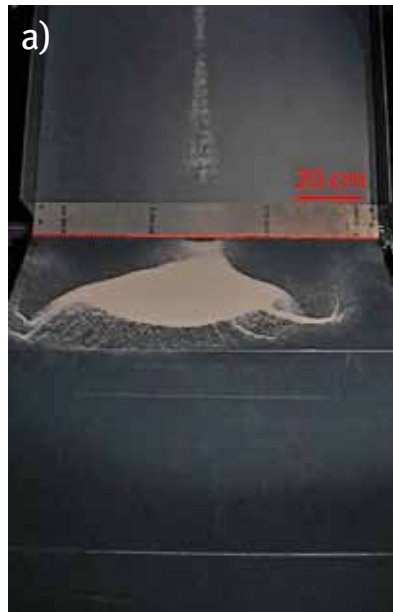
(Foto: E. Gantz, GFZ)

von Gesteinslawinen, verbessern. Geländebefunde haben gezeigt, dass die Mobilität mit der Größe der Gesteinslawine zunimmt, eine Beobachtung, die der einfachen Reibungsmechanik zunächst einmal widerspricht. Unterschiedliche Mechanismen werden derzeit diskutiert, die z. B. die Reibung an der Basis großer Lawinen reduzieren, aber es besteht bislang kein allgemeingültiges Erklärungsmodell.

KL: Welche Simulationmethoden wendest Du an und was zeichnet diese aus?

ØTH: Ich studiere gravitative Massenbewegungen in einer kontrollierten Laborumgebung, in der Lawinen und Rutschungen in kleinem Maßstab (etwa 1:3000) durch losen Sand bzw. spröde Blöcke (Abb. rechts oben), die über eine schiefe Ebene beschleunigen, simuliert werden. Skalierungsgesetze geben vor, dass die benutzen Materialien mechanisch sehr schwach sein müssen, um unter den Laborbedingungen, also unter Einwirkung einfacher Schwerkraft, zu fragmentieren. Meine erste Herausforderung war demnach ein auf unsere Zwecke abgestimmtes Analogmaterial zu finden. Eine Mixtur aus Quarzsand, der mit Gips zementiert wird, stellt derzeit unser ideales Analogmaterial dar.

In meinen Experimenten kann ich die komplette Entwicklung einer Gesteinslawine in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung unter Anwendung digitaler Hochgeschwindigkeitsfotografie beobachten und analysieren. Mein Aufbau erlaubt hierbei, die Größe der Lawinen über vier Größenordnungen hinweg zu variieren. Diese Experimente unter Laborbedingungen sind bislang einmalig und



Ablagerungen experimenteller Lawinen aus (a) losem Sand gegenüber (b) zementiertem Sand. Letzterer weist aufgrund der Fragmentierung eine höhere Mobilität auf, die die Auslaufweite erhöht. Beide Lawinen wurden über eine 45 Grad geneigte Ebene über einen Meter beschleunigt und schlugen entlang der roten gestrichelten Linie auf den horizontalen Boden auf.

erleichtern den Vergleich mit der Natur. Bei der Übertragung auf die Natur gilt es aber die Eigenarten der experimentellen Methode, wie begrenzte Reproduzierbarkeit und Randeffekte, möglichst quantitativ zu berücksichtigen.

KL: Welche mathematischen Werkzeuge benutzt du?

ØTH: Auch wenn ich in erster Linie einen experimentellen Ansatz verfolge, spielen mathematische Werkzeuge eine zentrale Rolle in meinen Studien.

Box 3: Kreuzkorrelation sequentieller Bilder: Particle Image Velocimetry (PIV)

Gegeben seien zwei sequentielle Bilder I_1 und I_2 . Das Ziel der PIV-Methode ist es, textuelle Muster aus dem ersten Bild im zweiten wieder zu finden und die Verschiebung zwischen den beiden Positionen relativ zu einem festen Koordinatensystem (z. B. die Ränder des Bildes) zu bestimmen. Dies wird erreicht, indem in Suchfenstern I_1^{ij} und I_2^{ij} (i und j referenzieren die Position des Suchfensters) der Euklidische Abstand berechnet wird:

$$R_e(s, t) = \sum_{m=0}^{M-1} \sum_{n=0}^{N-1} [I_1^{ij}(m, n) - I_2^{ij}(m - s, n - t)]^2$$

Die quadrierte Klammer kann erweitert werden zu

$$R_e(s, t) = \sum_{m=0}^{M-1} \sum_{n=0}^{N-1} I_1^{ij}(m, n)^2 - 2I_1^{ij}(s, t) \cdot I_2^{ij}(m - s, n - t)$$

Nur der mittlere Term dieser Summe ist abhängig von beiden Bildern und wir definieren demnach

$$R(s, t) = \sum_{m=0}^{M-1} \sum_{n=0}^{N-1} 2I_1^{ij}(s, t) \cdot I_2^{ij}(m - s, n - t)$$

als die Kreuzkorrelation.

Zum Beispiel wende ich die sogenannte Particle Image Velocimetry (PIV), ein optisches Verfahren zur Ableitung von Geschwindigkeitsfeldern, auf die Bilder der Hochgeschwindigkeitskamera an. PIV ist ein aus der Strömungsmechanik übernommenes Bildkorrelationsverfahren, das über Texturvergleich aus sequentiellen Bildern Bewegungsrichtung und -raten akkurat bestimmt (Box 3, Abb. rechts a+b). Benutzt man wie ein Augenpaar zwei engständige, zueinander geneigte Kameras, lassen sich mit der gleichen Methode dreidimensionale Bilder der Oberfläche der Lawine erzeugen. Aus solchen stereoskopischen Bildern lässt sich z. B. der Masseschwerpunkt leicht berechnen (Abb. rechts c+d).

Die mittels der PIV-Methode abgeleiteten Geschwindigkeitsfelder beinhalten eine Reihe von Informationen über die physikalischen Prozesse hinter den labormaßstäblichen Lawinen. Z. B. erlaubt die Bestimmung der Beschleunigung Rückschlüsse auf die Reibungskräfte an der Basis der Lawine. Auch kann die interne Verformung (Box 4) einer Lawine visualisiert und analysiert werden, um Aufschluss über die interne Dissipation von Energie zu erhalten.

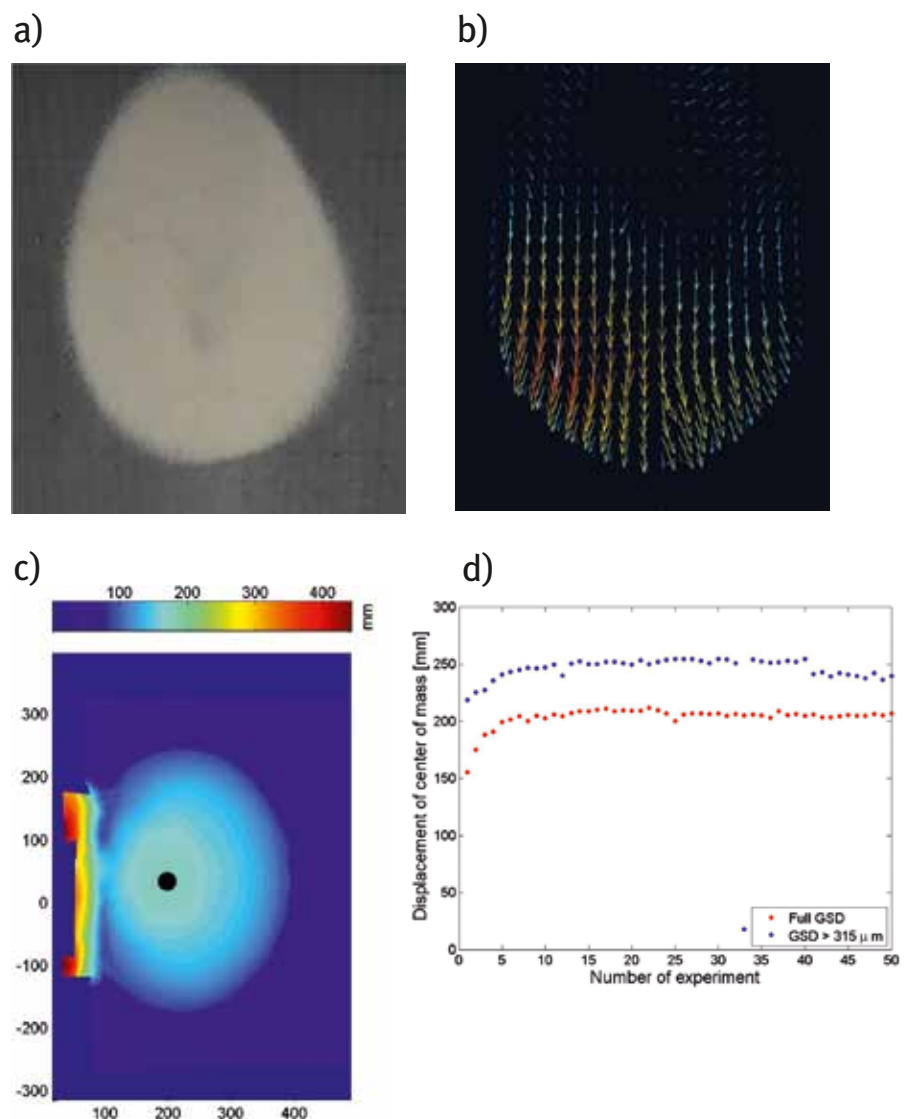
Auch erlaubt der experimentelle Ansatz die Durchführung zahlreicher Wiederholungsmessungen, um die natürliche Variabilität zu dokumentieren. Um solche große Datensätze zu bewältigen, nutze ich Methoden der Statistik zur Bestimmung von Unsicherheiten im Vergleich mit der Natur. Schlussendlich plane ich, meine experimentellen Ergebnisse mit empirischen und wenn möglich analytischen Lösungen zu beschreiben sowie mit numerischen Modellen zu vergleichen. ■

Box 4: Berechnung der Deformation mittels Vektoranalyse

Der infinitesimale Verformungstensor ε wird aus dem Gradienten des Versatzfeldes ∇u bestimmt:

$$\varepsilon = \frac{1}{2} (\nabla u + \nabla u^T), \text{ where } \nabla u = \begin{bmatrix} \frac{\partial u_1}{\partial x_1} & \frac{\partial u_1}{\partial x_2} \\ \frac{\partial u_2}{\partial x_1} & \frac{\partial u_2}{\partial x_2} \end{bmatrix}$$

Skalare Größen, die aus diesem infinitesimalen Verformungstensor abgeleitet werden, geben dann Hinweise auf Änderungen im Volumen oder Winkeln und werden als Deformationskarten dargestellt.



Beispiele typischer Daten aus dem experimentellen Ansatz. a) Ursprungsbild und b) mittels PIV (siehe Box 3) abgeleitete Geschwindigkeitsverteilung an der Oberfläche einer Sandlawine. c) Mittels PIV abgeleitetes Höhenmodell einer Lawinenablagerung (Farbskala = Höhe in mm). Der schwarze Punkt markiert die Lage des Masseschwerpunkts. d) Eine Serie von 50 Wiederholungsmessungen zur Entfernung des Masseschwerpunkts von Sandlawinen in Bezug auf die Startposition (in mm). Die Serienmessung demonstriert sowohl die Anwesenheit von Randeckten zu Beginn der Serie als auch die sehr gute Reproduzierbarkeit der Ergebnisse. (GSD: Grain Size Distribution = Korngrößenspektrum)

Astrium baut zwei neue Forschungssatelliten für NASA/GFZ-Mission GRACE-FO

Astrium, Europas führendes Raumfahrtunternehmen, wird zwei neue Forschungssatelliten für das Jet Propulsion Laboratory JPL (Pasadena, Kalifornien) der amerikanischen Weltraumbehörde NASA bauen. Die entsprechende Vereinbarung wurde Ende 2012 in Friedrichshafen unterzeichnet. Die Mission GRACE-FO (GRACE = Gravity Recovery and Climate Experiment, FO = Follow On) wird ab August 2017 für mindestens fünf Jahre die äußerst erfolgreichen Messungen der GRACE-Satellitenzwillinge, die seit 17. März 2002 im All sind, fortsetzen.

Die GRACE-Satellitenmission liefert seit 2002 einen wichtigen Beitrag zur globalen Klimaforschung. Aus den zeitlichen Änderungen des Schwerefelds leiten die Geowissenschaften neue Erkenntnisse ab über dynamische Vorgänge im Erdinneren, über die Tiefen- und Oberflächenströmungen in den Ozeanen und über die Veränderung der Eisbedeckung in Arktis und Antarktis und in den Gebirgen. Mit der ursprünglichen GRACE-Mission wurde erstmals beobachtet, welche Massen in Form von Wasser, Eis, Wasserdampf in Bewegung sind; sogar Grundwasserpegel lassen sich mit GRACE global und langfristig verfolgen.

Die beiden etwa 3 x 2 x 0,8 m großen und jeweils rund 580 kg schweren GRACE-FO-Satelliten werden wie ihre Vorgänger die Erde in einem Abstand von 220 km auf einer polaren Umlaufbahn in rund 500 km Höhe umrunden. Die beiden Satelliten messen dabei ständig und sehr genau den Abstand, den sie zueinander haben. Da dieser Abstand sich unter dem Einfluss der Erdgravitation verändert, lässt sich mit dieser Methode das Schwerefeld unseres Planeten kontinuierlich vermessen (vgl. Artikel von Ch. Förste in diesem Heft, S. 6-13).

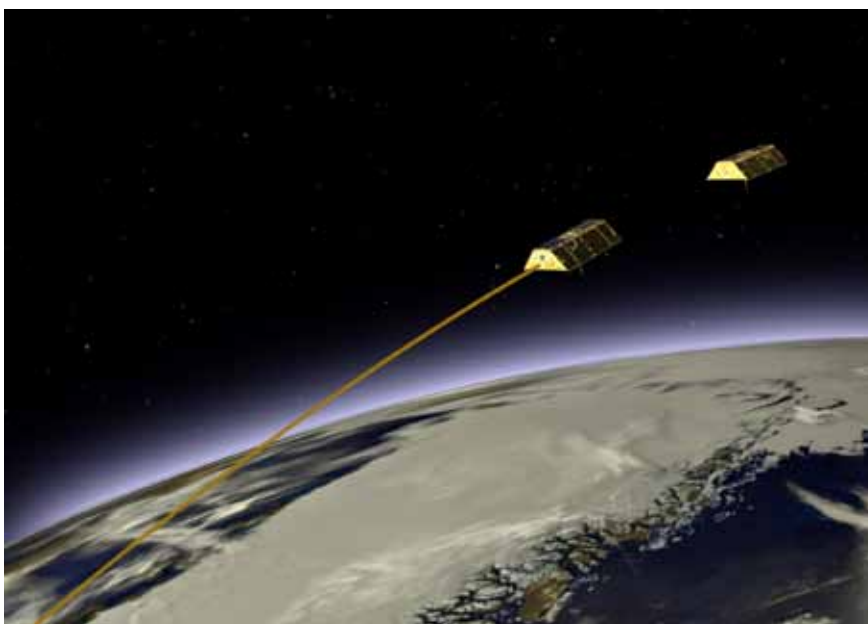
Die Positionsbestimmung durch GNSS-Empfänger (Global Navigation Satellite System) und die präzise Abstandsmessung zwischen den beiden GRACE-FO-Satelliten mittels einer Mikrowellenverbindung („Satellite-to-Satellite“) im Bereich weniger Tausendstel Millimeter ermöglichen die außergewöhnlich hohe Genauigkeit der Messergebnisse. Im Unterschied zu der ursprünglichen GRACE-Mission werden die neuen Satelliten zusätzlich Abstandsmessungen mit einem neuen Laser Ranging Interferometer (LRI) des Albert-Einstein-Instituts Hannover machen, das noch bis zu 50 mal genauer misst – als Technologieexperiment für

künftige Generationen von Gravitationsforschungssatelliten. Das zugehörige Preliminary Design Review wurde Ende Mai 2013 erfolgreich bei JPL in Pasadena durchgeführt.

Während der gesamten Missionsdauer von mindestens fünf Jahren werden die Messungen alle 30 Tage ein aktualisiertes Modell des Erdgravitationsfelds liefern. Außerdem erstellt jeder der beiden Satelliten täglich bis zu 200 Vertikalprofile der atmosphärischen Temperaturverteilung und des Wasserdampfgehalts.

Die deutschen Beiträge für GRACE-FO werden federführend vom GFZ realisiert und von Prof. Frank Flechtner, Leiter der GFZ-Sektion „Globales Geomonitoring und Schwerefeld“, koordiniert. Am GFZ werden darüber hinaus die wissenschaftlichen Daten der Mission ausgewertet.

Die Mittel für die deutsche Beteiligung an der deutsch-amerikanischen Satellitenmission stehen seit kurzem bereit, so dass die GRACE Follow-On-Satelliten jetzt gebaut werden können. ■



Kontakt:

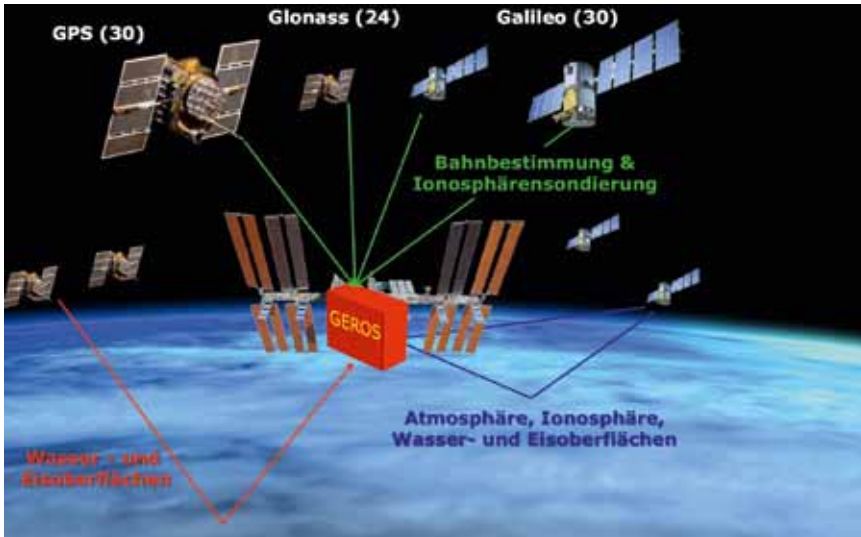
Prof. Frank Flechtner
GFZ-Sektion „Globales Geomonitoring und Schwerefeld“

E-Mail:

frank.flechtner@gfz-potsdam.de

Gravity Recovery and Climate Experiment – Follow On (Abbildung: Astrium)

Experiment zur Klimaforschung an Bord der Internationalen Raumstation ISS



GEROS-ISS: GNSS-Fernerkundung an Bord der ISS

Dr. Jens Wickert, GFZ-Sektion „GPS/ Galileo Erdbeobachtung“ koordinierte den Vorschlag eines internationalen Wissenschaftlerteams aus Deutschland, Dänemark, Schweiz, Spanien und den USA für ein innovatives Experiment GEROS-ISS zur Klimaforschung an Bord der ISS. Der Vorschlag konnte sich im Rahmen einer Ausschreibung der Europäischen Weltraumbehörde ESA gegen hochkarätige Konkurrenz aus ganz Europa durchsetzen. GEROS-ISS wurde als einziges Experiment für erste Studien zur Umsetzung empfohlen.

GEROS-ISS (GNSS Reflectometry, Radio Occultation and Scatterometry onboard ISS) wird von Ozeanoberflächen reflektierte Signale von Navigationssatelliten (GPS, Galileo, GLONASS, Beidou, QZSS) nutzen, um klimarelevante Eigenschaften dieser Oberflächen, wie geometrische Höhe, Meeresströmungen oder Wellenhöhe, die mit der Windgeschwindigkeit korreliert werden kann, zu erfassen. Zusätzlich wird angestrebt, Atmosphäreneigenschaften wie Temperatur und Wasserdampfgehalt der Atmosphäre sehr genau zu bestimmen, eine Methode, die mit dem deutschen Satelliten CHAMP wesentlich am GFZ entwickelt wurde.

Am 11. Juni 2013 wurde Dr. Wickert zum Vorsitzenden einer internationalen Wissenschaftlergruppe gewählt, die die ersten Schritte für die Umsetzung von GEROS-ISS steuern soll. Die verantwortungsvolle Arbeit der Science Advisory Group erfolgt in enger Kooperation mit der ESA und soll sicherstellen, dass die wissenschaftlichen Ziele der neuen Mission erreicht werden.

Aktuell bereitet die Expertengruppe Industriestudien zur konkreten technischen Umsetzung von GEROS auf der ISS vor, um die Machbarkeit der geplanten neuartigen Messungen näher zu untersuchen und einen exakten Kostenrahmen zu ermitteln. Der weitere Verlauf von GEROS und die endgültige Umsetzung sind von dem Ergebnis dieser Studien abhängig. Bei erfolgreichen Studien und planmäßigem Verlauf wird der Start von GEROS-ISS für 2018 erwartet.



Dr. Jens Wickert (GFZ, links) und Dr. Achim Helm (EADS) in der originalgetreuen Nachbildung des Europäischen Columbus-Moduls der ISS bei der ESA in Nordwijk bei Amsterdam, Niederlande

GFZ-Beteiligung am Aufbau des neuen Forschungszentrums Skolkovo bei Moskau

Das GFZ ist am Aufbau eines Zentrums für Weltraumgeodäsie, Navigation und Robotertechnik am Forschungszentrum Skolkovo, eines der größten russischen Entwicklungsprojekte, beteiligt. Skolkovo ist nach den Olympischen Winterspielen in Sotschi 2014 das derzeit größte russische Entwicklungsprojekt. Ziel ist der Aufbau verschiedener Teilzentren für Forschung, Ausbildung und Innovation für die heutigen Schlüsseltechnologien. Unweit von Moskau wird eine neue große

Innovationsstadt entstehen, die aus einer Universität und einem Technologiepark bestehen soll.

Zusammen mit der TU Berlin war das GFZ an der dreistufigen internationalen Ausschreibung mit einem erfolgreichen Antrag für die Bildung eines Center for Space Geodesy, Navigation and Robotics beteiligt. Neben zahlreichen russischen Universitäten und Forschungsinstituten sind das amerikanische JPL der NASA

und das DLR mit dem Institut für Planetenforschung in Berlin-Adlershof Antragspartner. An zwei wichtigen Projektbereichen des neuen Zentrums sind GFZ-Wissenschaftler des GFZ-Departments „Geodäsie und Fernerkundung“ in führender Position beteiligt: Geodesy and Earth Observations (Prof. Harald Schuh, Prof. Frank Flechtner) und Global Navigation Satellite Systems (Dr. Jens Wickert). Vor der endgültigen Bildung der Zentren stehen umfangreiche Vertragsverhandlungen, die im Sommer 2013 beginnen. ■

IUGG-Sekretariat am GFZ

Am 7. Juni 2013 fand die feierliche Eröffnung des Sekretariats der Internationalen Union für Geodäsie und Geophysik (IUGG) am GFZ statt. Das in der GFZ-Sektion „GPS/Galileo-Erdbeobachtung“ verankerte Sekretariat ist das Informationszentrum der IUGG und ihrer Partner, organisiert Veranstaltungen, publiziert Literatur und koordiniert die Weiterentwicklung der Organisation. Geowissenschaftliche Fragestellungen wie die Erkundung von Bodenschätzen, die Entwicklung von Maßnahmen zum

Schutz vor Naturgefahren, die Auswirkungen des Klimawandels und der Umweltschutz erfordern internationale und fächerübergreifende Zusammenarbeit. Die IUGG widmet sich seit fast hundert Jahren der Förderung, Koordination und Kommunikation der Erforschung der Erde und des erdnahen Weltraums. Als internationale Organisation und Interessensvertretung der Geophysikerinnen und Geophysiker organisiert die IUGG zahlreiche internationale Veranstaltungen wie Konferenzen und Trainingskur-

se, initiiert Forschungsprojekte und vernetzt ihre Mitglieder mit wissenschaftlichen Organisationen, Universitäten und Forschungsinstituten. Die Erhöhung des Frauenanteils in der Wissenschaft, die Förderung des wissenschaftlichen Nachwuchses und die Stärkung der internationalen Zusammenarbeit gehören zu den Zielen der IUGG. ■

Weiterführende Informationen:
<http://www.iugg.org>

Das Hochwasser vom Juni 2013 in Deutschland



Elbe-Hochwasser in Pirna im Juni 2013 (Foto: Wikipedia, Bernd Gross)

Vergleichbare Intensität – unterschiedliche Auswirkungen

Das Rekordhochwasser im Süden und Osten Deutschlands – nach Ausdehnung und Intensität das größte seit mindestens sechzig Jahren – hat die Einzugsgebiete von Donau und Elbe mit vergleichbar hoher Intensität getroffen. Analysen des Center for Disaster Management and Risk Reduction Technology (CEDIM) las-

sen aber erwarten, dass die Hochwasserfolgen dennoch in beiden Regionen sehr unterschiedlich ausfallen werden. Die Berechnungen lassen mittelschwere Auswirkungen an Donau und Lech erwarten. Die wichtigste Ausnahme ist hier der Landkreis Deggendorf, für den aufgrund der Dammbüche trotz der relativ hohen Resilienz schwere Folgen zu erwarten sind. Während die Hochwasser-

folgen am Rhein vernachlässigbar sind, wird mit schweren bis sehr schweren Auswirkungen an Elbe und Mulde gerechnet. Besonders betroffen sind hier die Landkreise Sächsische Schweiz-Osterzgebirge, Nordsachsen und Anhalt-Bitterfeld sowie Leipzig und Dresden. Die aktuelle Situation in den betroffenen Elbe-Abschnitten Sachsens-Anhalts, Brandenburgs und Niedersachsens sind bei der Abschätzung der Folgen noch nicht berücksichtigt.

Die Fähigkeit einer Gesellschaft, mit schwerwiegenden Ereignissen wie Naturkatastrophen umzugehen und die Folgen effektiv zu bewältigen, wird unter dem Begriff der Resilienz zusammengefasst. Mit einem Index für die Resilienz, den CEDIM mit beobachteten Auswirkungen wie Evakuierungen und Verkehrsunterbrechungen kombiniert, können erste vorläufige Schätzungen zur Schwere der Hochwasserfolgen und der Fähigkeit der Katastrophenbewältigung der betroffenen Landkreise vorgenommen werden. Dieses Konzept wurde für das aktuelle Hochwasser auf die Flüsse Donau, Elbe und Rhein, sowie Lech und Mulde übertragen. Der in CEDIM entwickelte Index für die Resilienz basiert auf sozialen, ökonomischen und institutionellen Daten sowie auf Informationen aus einer Befragung vom Auguthochwasser 2002 (Elbe) betroffener Haushalte. Für

die Schätzung der Folgen wird der Index mit aktuellen Angaben zu den von Evakuierung betroffenen Personen pro Landkreis und den hochwasserbedingten Verkehrsbehinderungen kombiniert. Setzt man die Berechnungen in Beziehung zu den schon bekannten Evakuierungsmaßnahmen und Verkehrsstörungen in den untersuchten Landkreisen, bestätigt sich der hier angenommene klare Zusammenhang zwischen hoher Resilienz und geringen Hochwasserauswirkungen. Die Ergebnisse zeigen eine hohe Resilienz in den Landkreisen an der bayerischen Donau und am Lech, hohe bis mittlere Resilienz an Oberrhein und Unterelbe und mittlere bis geringe Resilienz an Niederrhein, Elbe und Mulde.

Diese Information wird in Beziehung gesetzt zur Hochwasserintensität (berechnet als Jährlichkeit des maximalen Hochwasserabflusses im betroffenen Landkreis). Daraus wird eine Aussage über die Schwere der Hochwasserauswirkungen abgeleitet. Aus hydrologischer Sicht übertrifft das aktuelle Hochwasser 2013 das Augusthochwasser 2002 und das Ereignis vom Juli 1954. An Elbe und Mulde sowie an der bayerischen Donau werden fast überall Jährlichkeiten von über 100 Jahren erreicht oder überschritten. CEDIM ist eine interdisziplinäre Forschungseinrichtung im Bereich des Katastrophenmanagements und wird von den Helmholtz-Zentren GFZ und KIT gemeinsam betrieben. Es trägt bei zur Earth

System Knowledge Platform (ESKP) der Helmholtz-Gemeinschaft, mit der ab der zweiten Jahreshälfte 2013 aktuelle Informationen sowie Hintergrundwissen unter anderem zu extremen Wetter- und Klimaereignissen online im Internet bereitgestellt werden sollen. ■

Ausführlicher Bericht:

http://www.cedim.de/download/FDA_Juni_Hochwasser_Berichtz.pdf

Kontakt:

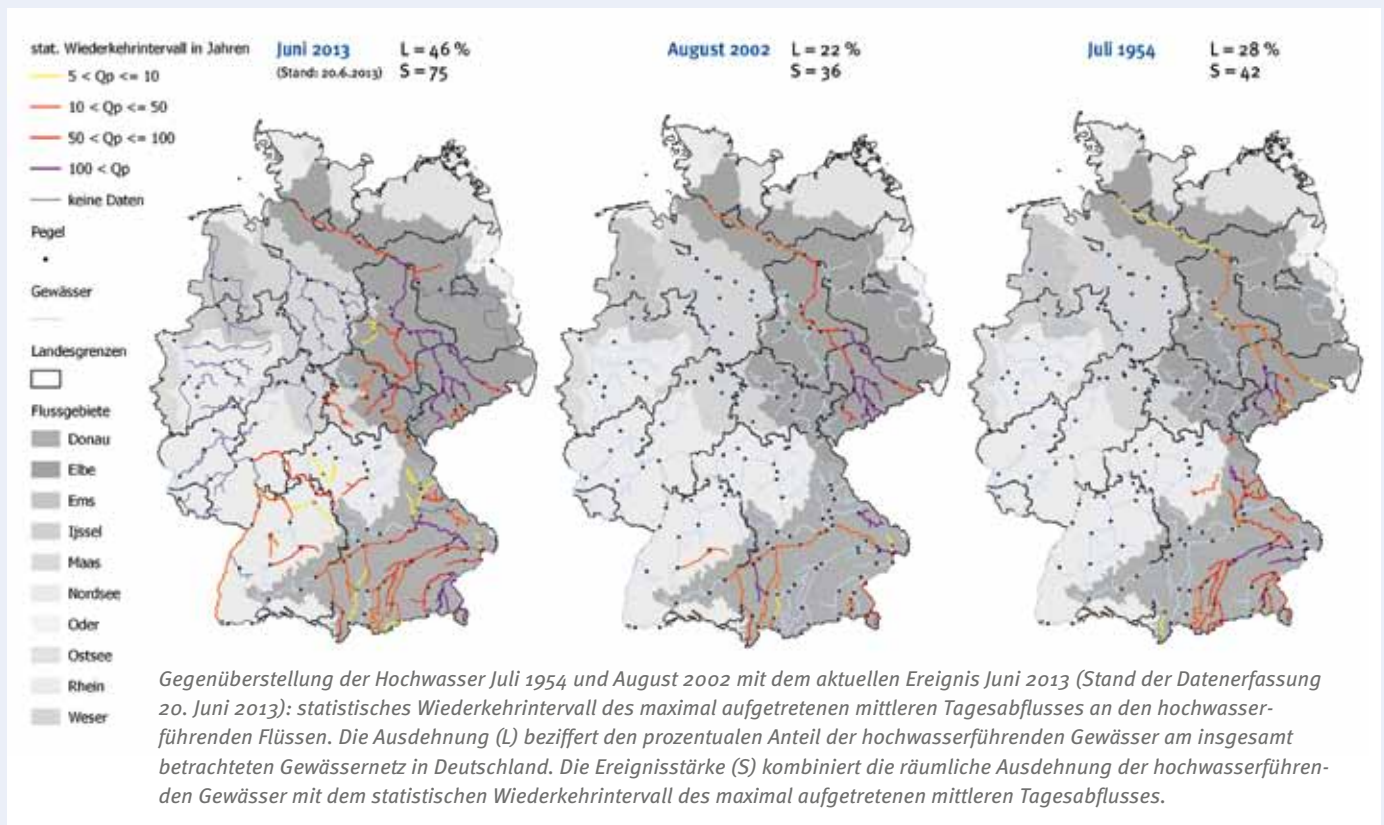
CEDIM-Geschäftsstelle:
cedim@gfz-potsdam.de

Ursachen und vergleichende Einordnung zu vergangenen Hochwasserereignissen

Ein umfangreicher Tiefdruckkomplex führte vom 27. Mai bis 3. Juni 2013 beständig feuchte Luft nach Mitteleuropa. In der Folge kam es in Deutschland, Tschechien, Österreich und der Schweiz besonders an den Nordrändern des Erzgebirges, des Thüringer, Bayerischen

und Oberpfälzer Waldes sowie der Alpen zu anhaltenden und intensiven, jedoch nur vereinzelt rekordverdächtigen Regenfällen. Insbesondere die Kombination mit den äußerst ungünstigen Vorbedingungen aufgrund der flächendeckenden und außergewöhnlich hohen Bodenfeuchte führte zu dem extremen Hochwasserereignis. Nach einem sehr

feuchten Mai wiesen etwa 40 % der Landesfläche Deutschlands neue Bodenfeuchterekorde auf – im Vergleich der Bodenfeuchten für den Monat Mai der letzten 50 Jahre. Folglich konnte der gesättigte Boden die neuerlichen Niederschläge nur sehr begrenzt aufnehmen. Das aktuelle Hochwasserereignis betrifft insbesondere die Einzugsgebiete



der Elbe mit Mulde und Saale und der Donau mit Inn, Isar und Lech. Das Ereignis reiht sich in eine Folge großer flussgebietsübergreifender Hochwasser ein. Es ist hinsichtlich der Saisonalität, der vorherrschenden Großwetterlage und der auslösenden Ursachen mit den Extremereignissen vom Juli 1954 und August 2002 vergleichbar. Das aktuelle Hochwasserereignis übersteigt die Stärke und Ausdehnung des bisherigen sommerlichen Rekordereignisses vom Juli 1954. Das Juni Hochwasser 2013 weist im Donauegebiet überwiegend höhere Abflüsse als die Vergleichsereignisse auf. An der Elbe traten nach dem Stand der Datenerfassung zum 11. Juni im Abschnitt unterhalb von Dresden bis zur Einmündung der Saale und im unteren Abschnitt der Mulde höhere Scheitelabflüssen als im August 2002 und Juli 1954

auf. Ein weiterer Unterschied liegt im gleichzeitigen Auftreten von extremen Hochwasserabflüssen in der Elbe, Mulde und Saale. Inzwischen wurden auch für den Elbeabschnitt unterhalb der Einmündung der Saale bis Neu Darchau neue Rekordwasserstände verzeichnet. Die ausgeprägte räumliche Ausdehnung des Hochwassers in sehr hoher Intensität stellt die Hochwasserbewältigung vor außergewöhnliche Herausforderungen, insbesondere in Hinblick auf den Einsatz und die Koordination von Hilfskräften, Geräten und Material. Für eine verlässliche Abschätzung der Schäden ist es zum derzeitigen Zeitpunkt zu früh. Erste Schadensschätzungen liegen für Deutschland mit rund 12 Mrd. Euro in der Größenordnung des Hochwassers 2002 – der bislang teuersten Naturkatastrophe in Deutschland.

Danksagung

Die langjährigen und ereignisbezogenen Abflussdaten wurden vom Bayerischen Landesamt für Umwelt, dem Sächsischen Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, dem Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft Sachsen-Anhalt, der Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie, der Hochwasser-Vorhersage-Zentrale Baden Württemberg und der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes über die Bundesanstalt für Gewässerkunde zur Verfügung gestellt. ■

Kontakt:

Prof. Bruno Merz:
bmerz@gfz-potsdam.de

Dr. Kai Schröter:
kschroet@gfz-potsdam.de

Wasser – Georessource und Lebensgrundlage

Einblicke in die interdisziplinäre Arbeitsgruppe Gesellschaft – Wasser – Technik an der Berlin-Brandenburgischen Akademie der Wissenschaften

Wasser technisch ausgereift zu gewinnen, möglichst nutzbringend zu verwenden und gerecht zu verteilen ist eine der großen Herausforderungen der Zukunft: der Zugang zu sauberem Trinkwasser und sanitären Einrichtungen nimmt den ersten Platz der UN-Entwicklungsziele ein. Eine umweltverträgliche Versorgung mit der Georessource Wasser ist angesichts von Bevölkerungswachstum, fortschreitender Industrialisierung und Klimawandel vielerorts nur durch innovative Techniken, nachhaltige Konzepte und politische Strategien möglich.

Um sauberes, trinkbares und zur Bewässerung geeignetes Wasser vorzuhalten, sind insbesondere in ariden Regionen technische Systeme zur Gewinnung, Speicherung und Verteilung unerlässlich. In der ehemaligen Sowjetunion wurde z.B. im zentralasiatischen Fergana-Tal



Staumauer der Toktogul-Talsperre in Kirgisistan (Foto: A. Gafurov, GFZ)

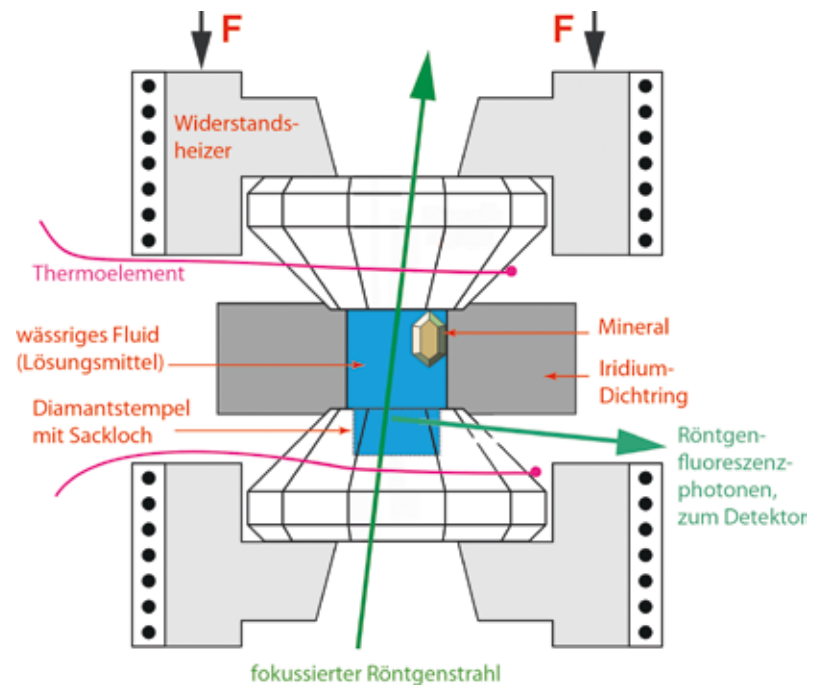
ein riesiges Bewässerungssystem eingerichtet. Durch Nutzung der Wassermassen aus den Flüssen Amudarja und Syrdarja entstand im dichtbesiedelten Tal eines der größten Baumwollanbaugebiete der Welt. Stau-Kaskaden werden zudem intensiv zur Erzeugung elektrischer Energie genutzt. Auf Kosten des schwindenden Aralsees: seine Zuflüsse führen nicht mehr ausreichend Wasser und der Wasserhaushalt einer ganzen Region ist nachhaltig gestört. Die an der Berlin-Brandenburgischen Akademie der Wissenschaften angesiedelte interdisziplinäre Arbeitsgruppe untersucht in Kooperation mit der Deutschen Akademie der Technikwissenschaften (acatech) sowie der Österreichischen und der Israelischen Akademie der Wissenschaften an Beispielen in Zentralasien, im Nahen Osten sowie in Deutschland die technischen, ökologischen, vor allem aber die gesellschaftlichen Anforderungen an wassertechnische Großprojekte. Neben zahlreichen universitären Partnern und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe wirkt das GFZ maßgeblich an der Entwicklung von entsprechenden Handlungsoptionen mit. Ziel ist die Beratung von Politik und relevanten Organisationen als Beitrag zu einer modernen wissenschaftsbasierten Entwicklungszusammenarbeit. ■

Weitere Informationen zur Arbeitsgruppe:

<http://www.bbaw.de/forschung/gwt/>

Extremes Wasser

Die Erde ist der einzige uns bekannte Planet, der Wasser in gewaltigen Mengen und in allen drei Phasenzuständen aufweist. Aber der irdische Allerweltstoff Wasser hat sehr ungewöhnliche Eigenschaften, die dann zutage treten, wenn man ihn unter hohen Druck und hohe Temperaturen bringt. Eine deutsch-finnisch-französische Forschergruppe veröffentlichte im März 2013 in der neuen Ausgabe der Proceedings of the National Academy of Science (PNAS), was geschieht, wenn man Was-



Prinzipieller Aufbau einer Diamantstempelzelle

ser unter Druck- und Temperaturbedingungen bringt, wie sie in der tiefen Erde herrschen. Bei Drücken über 22 MPa und Temperaturen über 374 °C, jenseits des kritischen Punkts, wird Wasser zu einem sehr aggressiven Lösungsmittel, ein Umstand, der entscheidend für die Physikochemie des Erdmantels und der Erdkruste ist.

„Ohne Wasser im Erdinneren gäbe es keine Stoffkreisläufe und keine Tektonik. Aber wie das Wasser im oberen Erdmantel und in der Erdkruste wirkt, ist immer noch Gegenstand intensiver Forschung“, sagte Dr. Max Wilke vom Deutschen GeoForschungszentrum GFZ, der zusammen mit seinem Kollegen Dr. Christian Schmidt und einem Team der TU Dortmund die Experimente durchführte. Die Forschergruppe brachte dazu das Wasser ins Labor. Zunächst wurde die mikroskopische Struktur von Wasser in Abhängigkeit von Druck und Temperatur experimentell mithilfe von Röntgen-Raman-Streuung untersucht. Dazu wurde die Diamantstempelzelle des GFZ an der Europäischen Synchrotronstrahlungsquelle ESRF in Grenoble benutzt, in denen sehr kleine Wasserproben eingeschlossen, geheizt und auf immer höhere Drücke gebracht wurden. Die Analyse der Daten erfolgte mit Hilfe von molekulardynamischen

Simulationsrechnungen durch den GFZ-Wissenschaftler Dr. Sandro Jahn.

Die Studie zeigt, dass die Struktur des Wassers sich kontinuierlich von einer geordneten vernetzten Struktur zu einer ungeordneten, gering vernetzten Struktur bei überkritischen Bedingungen entwickelt. Die Kenntnis dieser strukturellen Eigenschaften des Wassers in der tiefen Erde ist eine wichtige Grundlage zum Verständnis von chemischen Verteilungsprozessen in metamorphen und magmatischen Prozessen. Die Studie ermöglicht eine bessere Abschätzung des Verhaltens von Wasser unter Extrembedingungen bei geochemischen und geologischen Prozessen. Man nimmt an, dass die besonderen Eigenschaften von überkritischem Wasser auch das Verhalten von Magma steuern. ■

Sahle Ch. J., Sternemann C., Schmidt C., Lehtola S., Jahn S., Simonelli L., Huotari S., Hakala M., Pykkänen T., Nyrow A., Mende K., Tolan M., Hämäläinen K., Wilke M. (2013): Microscopic structure of water at elevated temperatures and pressures. PNAS, <http://www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1220301110>

Erdbebenlücke vor den Toren Istanbuls

Erdbebenforscherinnen und -forscher haben jetzt einen 30 km langen und zehn km tief reichenden Bereich entlang der Nordanatolischen Verwerfungszone südlich von Istanbul identifiziert, der Ausgangspunkt für ein starkes Erdbeben sein könnte. Die Seismologengruppe um Prof. Marco Bohnhoff, GFZ-Sektion „Geomechanik und Rheologie“, berichtet in der aktuellen Online-Ausgabe des Wissenschaftsmagazins *Nature*, dass dieser potentielle Erdbebenherd in nur 15 bis 20 km Entfernung zur historischen Altstadt Istanbuls liegt.

Die Istanbul-Marmara-Region im Nordwesten der Türkei mit mehr als 15 Mio. Einwohnern sieht sich einer hohen Wahrscheinlichkeit für ein Erdbeben der Magnitude 7 oder stärker ausgesetzt. Um die vor einem Starkbeben ablaufenden Prozesse an einer kritisch geladenen Verwerfungszone besser zu verstehen, wurde unter der Federführung des GFZ gemeinsam mit dem Kandilli-Erdbebenobservatorium aus Istanbul ein seismisches Messnetz auf den Prinzen-Inseln im Marmarameer vor Istanbul errichtet. Die Prinzen-Inseln bieten die einzige Möglichkeit, die unterhalb des Meeresbodens verlaufende Erdbebenzone aus wenigen Kilometern Entfernung zu überwachen.

Aus den jetzt vorliegenden Messdaten folgern die Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftler um Marco Bohnhoff, dass der Bereich vor der historischen Altstadt Istanbuls in der Tiefe verhakt ist. Sie identifizierten einen 10 km tief reichenden Block entlang der Verwerfungszone, der seit Messbeginn vor über vier Jahren keine seismische Aktivität aufweist. Dies könnte ein Hinweis darauf sein, dass das erwartete Marmara-Erdbeben dort seinen Ursprung nehmen könnte.

Dafür spricht auch, dass genau in diesem Bereich die Bruchzone des letzten starken Erdbebens der Region im Jahre 1999 endete – vermutlich an derselben



Beginn der GONAF-Pilotbohrung auf der Halbinsel Tuzla vor den Toren Istanbuls (Foto: GFZ)

Struktur, die die fortschreitende Verschiebung der Anatolischen Platte im Süden gegen die Eurasische Platte im Norden nun schon seit 1766 aufhält und dabei Spannung aufbaut. Die Resultate werden auch mit Erkenntnissen von anderen Verwerfungszone wie z.B. der San Andreas-Verwerfung in Kalifornien verglichen, um die physikalischen Prozesse vor einem Erdbeben besser zu verstehen.

Gegenwärtig intensiviert das GFZ seine Aktivität zur Überwachung der Erdbebenzone vor Istanbul weiter. Gemeinsam mit dem Türkischen Katastrophenschutz AFAD werden derzeit rund um das östliche Marmarameer mehrere 300 m tiefe Bohrungen abgeteuft, in die dann hochempfindliche Bohrlochseismometer eingesetzt werden. Mit diesem Geophysical borehole Observatory at the North Anatolian Fault GONAF

lässt sich die Messgenauigkeit und die Detektionsschwelle für Kleinstbeben nochmals um ein Vielfaches verbessern. Außerdem liefern die neuen Messdaten auch Erkenntnisse über die zu erwartende Bodenbewegung im Fall eines Erdbebens in der Region. Eine Vorhersage von Erdbeben ist wissenschaftlich nicht möglich.

Aber Studien wie die vorliegende liefern die einzige Möglichkeit, Erdbeben im Vorfeld bestmöglich in Bezug auf Ort, Magnitude und Bruchverlauf zu charakterisieren und so das Schadensrisiko besser abzuschätzen. ■

M. Bohnhoff, F. Bulut, G. Dresen, P. E. Malin, T. Eken, M. Aktar (2013): „An earthquake gap south of Istanbul“, *Nature Communications* 4, DOI: 10.1038/ncomms2999, 18. Juni 2013

Forschung als Motor für die Energiewende

Bundesforschungsministerin Prof. Johanna Wanka stellte am 4. März 2013 in Berlin die Nationale Plattform zur Energiewende vor. Mit der neuen Plattform werden die einzelnen Forschungsaktivitäten zu diesem Thema nun gebündelt, ganz im Sinn der Ethikkommission: sie empfehlen, die Energiewende in Deutschland als Gemeinschaftswerk zu begreifen.

Die Nationale Forschungsplattform besteht aus drei Teilen: Die erste Initiative kommt aus der Wissenschaft selbst mit dem Projekt „Energiesysteme der Zukunft“. Hier wird das Wissen zu Energiethematik aufbereitet, Energieszenarien ausgearbeitet und neue Forschungsthemen identifiziert. Das Projekt wird

von der Deutschen Akademie der Technikwissenschaften (acatech), der Nationalen Akademie der Wissenschaften Leopoldina und der Union der deutschen Akademien der Wissenschaften getragen. Die zweite Ebene der Plattform bildet das „Forschungsforum Energiewende“. In diesem Forum kommen unter Moderation und Koordination des BMBF gemeinsam mit dem Wirtschafts- und Umweltministerium alle Beteiligten der Energiewende mit der Forschung zusammen – also hochrangige Partner aus Politik, Wirtschaft und Zivilgesellschaft. Als dritte Säule entsteht ein Koordinierungskreis der großen Forschungseinrichtungen sowie der Vertreter der Hochschulen (Hochschulrektorenkonferenz, Deutsche Forschungsgemeinschaft).

Ziel ist es, dass die Wissenschaft aus dem, was in den anderen Projekten erarbeitet wird, in eigener Verantwortung Schlüsse für ihre Schwerpunkte in der Energieforschung zieht.

Die breitgefächerte Forschung zum Thema Geo-Energie am GFZ lässt sich gut in diesen Rahmen einbringen. Von der Geothermie über unkonventionelle fossile Brennstoffe bis zur geologischen Speicherung von Treibhausgasen, ergänzt um Forschungsarbeiten zur Struktur von Sedimentbecken, zur tiefen Biosphäre und Klima bieten die Geowissenschaften ein großes Spektrum an Themen für die jetzt aufgestellte Nationale Forschungsplattform Energiewende. ■

Internationale Zusammenarbeit



Das GFZ unterhält formelle Kooperationen mit 64 Ländern: 37 außereuropäisch, 27 europäisch

Das GFZ hat zur Erfüllung seiner Mission – die Erforschung des Systems Erde – von jeher ein weltumspannendes Netzwerk wissenschaftlicher Kooperationen. Derzeit unterhält das GFZ in über 60 Nationen formalisierte bilaterale Partnerschaften mit Forschungsinstitutionen und Unternehmen. Aufgrund seiner exzellenten Forschungsbedingungen ist das GFZ zudem eine attraktive Adresse für ausländische Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftler. Aktuell arbeiten und forschen über 200 ausländische Forscherinnen und Forscher aus 49 Ländern am GFZ.

Ein besonderes Interesse der bilateralen Zusammenarbeit gilt der gezielten Kooperation mit europäischen Forschungsinstitutionen. Ergänzend zu den bereits bestehenden intensiven Kontakten zur Polnischen Akademie der Wissenschaften fand auf Einladung des GFZ am 3. Dezember 2012 ein hochrangiges Treffen mit dem Polish Geological Institute, PGI (Polnischer Geologischer Dienst) am GFZ statt. In einer von beiden Seiten unterzeichneten Absichtserklärung wurden die Ressourcenforschung, die CO₂-Speicherung und die Wasserforschung als prioritäre Themen einer zukünftig engeren Zusammenarbeit definiert.

Auch mit Frankreich konnten die bilateralen Kontakte nachhaltig intensiviert

werden. So wurden im März 2013 mit Unterzeichnung eines entsprechenden Kooperationsvertrags die in 2011 begonnenen Verhandlungen mit dem Institut National des Sciences de l'Univers/Centre National de la Recherche Scientifique (INSU/CNRS) zur Gründung eines gemeinsamen International Associated Laboratory erfolgreich abgeschlossen. Neben der Fortsetzung der Gemeinschaftsaktivitäten im Rahmen des IPOC-Netzwerks (Integrated Plate Boundary Observatory Chile), erfolgen zukünftig auch bilaterale Forschungsprojekte im Marmarameer bei Istanbul, Türkei, und eine engere Zusammenarbeit in der Satellitenforschung. Die Zusammenarbeit dient in erster Linie dem Austausch und der Förderung junger Nachwuchswissenschaftlerinnen und Nachwuchswissenschaftler.

Einen exzellenten Start erlebte die vom GFZ angestoßene Initiative zur Bildung eines europäischen Netzwerks von Spitzeninstitutionen der Geoforschung. Nach dem Auftakttreffen hochrangiger Vertreter des italienischen INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia), der ETH Zürich, des Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP), des spanischen Institut de Ciencies de la Terra Jaume Almera (ICTJA) und des niederländischen GEORES-Consortiums, im September 2012 am GFZ, fand bereits im April 2013 die erste

Sitzung des Steering Committee für das neugegründete „Nat-Lab“-Netzwerk statt.

Global galt in den letzten Monaten Südafrika, Indien, China und Russland das besondere Interesse des GFZ. Anlässlich des Abschlusses des Deutsch-Südafrikanischen Wissenschaftsjahrs besuchte der südafrikanische Wissenschaftsminister Hon. Min. Derek Hanekom am 15. April 2013 das GFZ. Begleitet wurde er vom Vizepräsidenten des Nationalen Forschungsrats Südafrikas, Dr. Gansen Pillay. Dem hochrangigen Besuch vorausgegangen war das Abschlusskolloquium für das vom GFZ koordinierte Forschungsprogramm Inkaba yeAfrica (www.inkaba.org), dass Ende November 2012 am GFZ stattfand. Das Programm gab bisher etwa 200 Studierenden sowie Nachwuchswissenschaftlerinnen und Nachwuchswissenschaftlern aus beiden Ländern Zugang zu Spitzenforschung und reichhaltigen Bildungsangeboten. Durch dieses Angebot und mit rund 70 wissenschaftlichen Publikationen in internationalen Fachzeitschriften sowie zahlreichen Beiträgen bei Tagungen und Fachmessen wurde Inkaba yeAfrica zum Flaggschiff der deutsch-südafrikanischen Zusammenarbeit.



PGI-Direktor Prof. Jerzy Nawrocki und wissenschaftlicher Vorstand des GFZ, Prof. Reinhard Hüttl nach der Unterzeichnung eines Letter of Intent (LoI) zur zukünftigen Zusammenarbeit von PGI und GFZ (Foto: E. Gantz, GFZ)



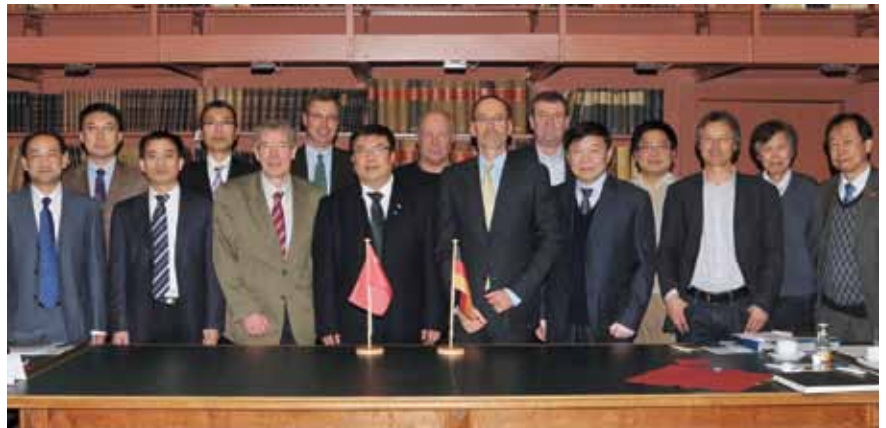
Hon. Min. Derek Hanekom und Prof. Reinhard Hüttl (Foto: E. Gantz, GFZ)

Mit Indien konnten die bereits bestehenden guten Kontakte weiter ausgebaut werden. In diesem Kontext steht der Besuch einer Reihe hochrangiger indischer Delegationen am GFZ. Den Auftakt machte am 14. Februar 2013 der Staatssekretär im Indischen Energieministerium, Uma Shankar, gefolgt von Dr. Shaylesh Nayak, Staatssekretär im indischen Ministerium für Geowissenschaften (MoES) am 9. Mai 2013 und einer hochrangigen indischen Wissenschaftlerdelegation am 30. Mai 2013. Die Besuche dienten der Vorbereitung mehrerer Kooperationsvorhaben, u. a. zwischen dem MoES, dem National Geophysical Research Institute (NGRI) und dem GFZ.



Besuch des Staatssekretärs im Indischen Energieministerium, Uma Shankar, und Prof. Reinhard Hüttel am GFZ (vordere Reihe, 3. und 4. von links) (Foto: E. Gantz, GFZ)

Auch die bereits vielfältigen Kooperationen des GFZ mit China werden zukünftig um eine weitere Komponente erweitert. Dies war das Ziel der vom Vize-Präsidenten Dr. Li Ming angeführten Delegation der China Academy of Space Technology, CAST, die am 21. März 2013 das GFZ besuchte. Im Rahmen dieses Treffens wurden die Vorbereitung eines Memorandum of Understanding (MoU) zur zukünftigen Zusammenarbeit und der Austausch von (Nachwuchs-)Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftlern vereinbart.



Besuch des Vize-Präsidenten der China Academy of Space Technology, Dr. Li Ming am GFZ (vordere Reihe, 4. von links). Rechts daneben Prof. Harald Schuh, der die Verhandlungen auf GFZ-Seite leitete. (Foto: E. Gantz, GFZ)

Zur Intensivierung der Wissenschaftskooperation mit Russland fand vom 8. bis 10. November 2012 in Moskau ein von GFZ und dem Helmholtz-Büro Moskau organisierter Workshop mit Vertretern der Russischen Akademie der Wissenschaften und Universitäten statt. Das Treffen bildete den Auftakt für eine engere Zusammenarbeit im Bereich der mineralischen Analytik und Rohstoffforschung. Im März 2013 wurde unter Federführung des GFZ dazu ein MoU mit führenden russischen Forschungsinstitutionen geschlossen. Im August 2013 wird der wissenschaftliche Vorstand des GFZ, Prof. Reinhard Hüttel Partnerinstitute in Moskau, Krasnojarsk und Novosibirsk besuchen.

Die Aktivitäten zwischen der Helmholtz-Gemeinschaft und dem Oman haben sich seit Unterzeichnung des Letter of Intend (LoI) im November 2012 ebenfalls sehr positiv weiterentwickelt. Zwischen dem 31. März und 6. April 2013 besuchte Prof. Hüttel auf Einladung der Omanischen Botschaft in Berlin den Oman. Im Zentrum des Besuchs standen Gespräche bei dem Research Council (TRC) und der GuTech (German University for Technology). Aktuell bereiten sich die drei Helmholtz-Zentren

GFZ, GEOMAR und UFZ darauf vor, gemeinsam mit dem TRC eine organisatorische Grund- und Managementstruktur für das Institute of Advanced Technology Integration (IATI) zu entwickeln. ■

Kontakt:

Internationale Beziehungen

Dr. Ludwig Stroink
stroink@gfz-potsdam.de

Ausgezeichnet

GRACE-PI ist neuer Sektionsleiter am GFZ – Professur mit TU Berlin



Seit dem 1. März 2013 ist **Prof. Dr. Frank Flechtner** neuer Leiter der Sektion *Globales Geomonitoring und Schwerefeld* am GFZ. Zum gleichen Termin wurde er an

der TU Berlin zum Professor für Physikalische Geodäsie bestellt. Flechtner ist der Co-Principal Investigator (Co-PI) im deutsch-amerikanischen Satellitenprogramm GRACE und deutscher Projektmanager bei der Nachfolgemission GRACE-FO, zwei der international wichtigsten Missionen zum Erdschwerefeld. Die gemeinsame Berufung mit der TU Berlin stärkt die seit Jahren bestehende Kooperation zwischen TU Berlin und GFZ im Bereich der Satellitenforschung und ist ein wichtiger Baustein in der Forschungsallianz Geo.X.

Prof. Flechtner ist seit 1992 am GFZ tätig. Sein Schwerpunkt liegt in Entwicklung, Betrieb und Auswertung von Schwerefeldsatellitenmissionen (GRACE, GRACE-FO, GOCE, Next Generation Gravity Missions) für die Modellierung klimarelevanter Prozesse in Hydrologie, Glaziologie oder Ozeanographie. Hinzu kommen die Kombination der Satellitenmessungen mit terrestrischer Gravimetrie (Flugzeug, Supraleitgravimeter) für räumlich höchstauflösende Modellierung, die Verbesserung des globalen terrestrischen Referenzrahmens innerhalb des Global Geodetic Observation System (GGOS) und die Altimetrie-Auswertung für Meeresspiegeluntersuchungen. ■

Gemeinsame Professur mit RWTH Aachen



Prof. Dr. Magdalena Scheck-Wenderoth, Leiterin der GFZ-Sektion *Sedimentbeckenanalyse*, übernimmt im Rahmen einer gemeinsamen Berufung mit dem

GFZ und der RWTH Aachen eine Professur für Sedimentbeckenanalyse an der Fakultät für Georessourcen und Materialtechnik. Die dadurch mögliche Kooperation zwischen beiden Einrichtungen eröffnet neue Forschungsperspektiven bei gleichzeitiger Integration der Ergebnisse in die Lehre. Die RWTH Aachen beschäftigt sich mit Fragen der Energieversorgung und -wandlung. Im Bereich der Geowissenschaften stehen dabei fossile Kohlenwasserstoffe (Erdöl, Erdgas, Kohle) und geothermische Energie im Mittelpunkt des Interesses. Diese Energieträger stellen weltweit und in Deutschland den Großteil der Energieversorgung dar und werden größtenteils aus Sedimentbecken gewonnen. Daher ist deren Analyse ein zentrales Thema der Geowissenschaften an der RWTH Aachen. In der GFZ-Sektion „Sedimentbeckenanalyse“ werden die komplexen Wechselwirkungen zwischen Absenkung, tektonisch und klimatisch gesteuerter Sedimentverfüllung, Spannungsfeld, thermischem Feld und Fluidmigration erforscht. Vor dem Hintergrund der neu geführten Energiedebatte sind zunehmend Nutzungsarten von Geo-Energie strategisch wichtig (stoffliche Speicherung, Kohlenwasserstoffexploration und Geothermie). Die gemeinsame zukunftsgerichtete Erforschung von Sedimentbecken untersucht daher, inwieweit die geologisch erworbene Prägung eines komplexen Beckensystems mit historisch abgelaufenen Prozessen korreliert werden kann, um schließlich

Prognosen im Sinn eines optimierten Ressourcenmanagements und einer prozessorientierten Risikoanalyse vornehmen zu können.

Seit Januar 2013 ist Prof. Scheck-Wenderoth zudem neue Generalsekretärin des Internationalen Lithosphären-Programms ILP. Die beiden Trägergesellschaften des ILP, die International Union of Geophysics and Geodesy (IUGG) und International Union of Geological Sciences (IUGS) haben sie zur Nachfolgerin von Prof. Roland Oberhänsli ernannt, der im Sommer 2012 zum neuen Präsidenten von IUGS gewählt wurde. Frau Scheck-Wenderoth war bereits viele Jahre als Leiterin der Task Force „Sedimentary Basins“ in ILP aktiv. Das Sekretariat des ILP hat seit über 15 Jahren seine Heimat am GFZ (www.scl-ilp.org). ■

IRM Global Risk Award 2013 an TRIDEC



Verleihung des IRM Global Risk-Award 2013; v.l.n.r.: Magnus Lindkvist (Gastgeber), Dorit Kerschke (CeGIT), Martin Hammitzsch (CeGIT) (Foto: Andrew Wiard)

Das **FP7-Projekt TRIDEC** (Collaborative, Complex und Decision Support in Evolving Crises) wurde mit dem IRM Global Risk Award 2013 in der Kategorie „Managing Risks across Boundaries“ ausgezeichnet. TRIDEC wird vom **Zentrum für Geoinformationstechnologie**

(CeGIT) am GFZ koordiniert. Das Institute of Risk Management (IRM) ist eine weltweit führende, unternehmensübergreifende Non-for-Profit-Organisation in der Risiko-Managementausbildung. Die Preisträger wurden am 28. Februar 2013 in den renommierten Grand Connaught Rooms in London, England, ausgezeichnet. Rund 350 führende internationale Risiko-Fachleute nahmen teil. Die Auszeichnung wurde für das CeGIT von Dorit Kerschke und Martin Hammitzsch entgegengenommen. Das TRIDEC-Projekt konkurrierte erfolgreich gegen größere renommierte, global operierende Unternehmen und Organisationen. ■

Dr. Hauke Marquardt erhält Hermann Credner-Preis der DGG



Die Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften (DGG) ehrt den GFZ-Wissenschaftler **Dr. Hauke Marquardt**, GFZ-Sektion „Chemie und Physik der Geomaterialien“, mit dem Hermann Credner-Preis 2013. Der Preis wird im Rahmen der DGG-Tagung „Geo13Pilsen“ am 17. September 2013 in Pilsen, Tschechien, verliehen. Der Preis wird jährlich von der DGG an herausragende Nachwuchswissenschaftlerinnen und Nachwuchswissenschaftler zur Förderung weiterer Forschungsarbeiten vergeben und ist mit 5000 Euro sowie einem Stipendium für den Besuch einer Tagung dotiert. ■

Die Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften (DGG) ehrt den GFZ-Wissenschaftler **Dr. Hauke Marquardt**, GFZ-Sektion „Chemie und Physik der Geomaterialien“, mit dem Hermann Credner-Preis 2013. Der Preis wird im Rahmen der DGG-Tagung „Geo13Pilsen“ am 17. September 2013 in Pilsen, Tschechien, verliehen. Der Preis wird jährlich von der DGG an herausragende Nachwuchswissenschaftlerinnen und Nachwuchswissenschaftler zur Förderung weiterer Forschungsarbeiten vergeben und ist mit 5000 Euro sowie einem Stipendium für den Besuch einer Tagung dotiert. ■

Ehrendoktorwürde an ehemaligen GFZ-Mitarbeiter verliehen

Dr. Reinhart Neubert wurde am 3. Dezember 2012 von der Physikalisch-Astronomischen Fakultät der Universität Jena für seine Pionierleistungen in der



Laserforschung die Ehrendoktorwürde verliehen. Auf den Tag genau 50 Jahre zuvor, am 3. Dezember 1962, wurden in Jena erstmals einige eindrucksvolle und anspruchsvolle Laserexperimente im Rahmen des Physikalischen Kolloquiums öffentlich vorgeführt – nur wenige Wochen nach dem gelungenen Bau der ersten Laser. Reinhart Neubert war an dieser Sternstunde der Physik in Jena maßgeblich beteiligt. Er hatte im Rahmen seiner Dissertation den ersten Helium-Neon-Laser in Deutschland gebaut. Laser dieser Art sollten über 30 Jahre lang das Rückgrat der Laserphysik bleiben. Reinhart Neubert, der 1935 in Dresden geboren wurde, hat sein Leben lang in der Laserphysik und -technologie gearbeitet. Nach seinen Jenaer Jahren zog er 1970 nach Potsdam und war bis zur Pensionierung am GFZ beschäftigt. Hier war er vor allem für die Bestimmung von Satellitenbahnen durch Laser-Impulslaufzeitmessung zuständig. ■



Anlässlich des Neujahrsempfangs der Stadt Potsdam am 18. Januar 2013 trug sich **Prof. Dr. Dr. h.c. Rolf Emmermann**, Gründungsvorstand und langjähriger Wissenschaftlicher Vorstand des GFZ, in das Goldene Buch der Stadt Potsdam ein. Oberbürgermeister Jann Jakobs hob die Verdienste Prof. Emmermanns um den Wissenschaftsstandort Telegrafenberg Potsdam hervor. (Foto: M. Thomas, PNN)

Neue Helmholtz-Hochschul-Nachwuchsgruppe am GFZ

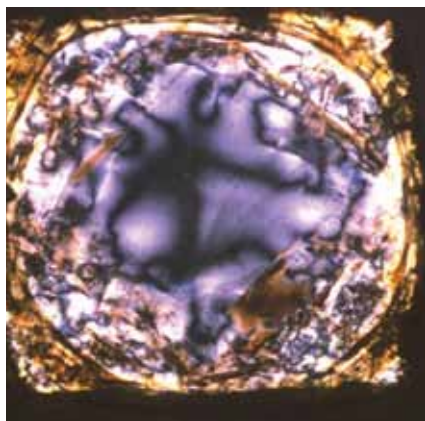


Feldarbeit im Rahmen einer Studie zur Ökologie mikrobieller Gemeinschaften des Methankreislaufes in einem subarktischen Palsamoor: Susanne Liebner und Lars Ganzert (Finnish Forest Research Institute) beim Installieren eines Temperaturloggers zum ganzjährigen Aufzeichnen von Bodentemperaturprofilen (Foto: Mette M. Svenning, Universität Tromsø)

Die Helmholtz-Hochschul-Nachwuchsgruppe *MicroCene* (Microbial Communities of the Terrestrial Subsurface: Functional Repertoire and Distribution Patterns in Pleistocene and Holocene Deposits) wird in den nächsten fünf bis sechs Jahren auf Basis molekularer Methoden mikrobielle Gemeinschaften in pleistozänen und holozänen Ablagerungen von Permafrost- und Moorkernen untersuchen. Die Ergebnisse dieser Nachwuchsgruppe werden grundlegendes Wissen zum funktionellen Repertoire und zu Verbreitungsmustern mikrobieller Gemeinschaften des Kohlenstoffkreislaufs, insbesondere des Methankreislaufs, in Organik reichen Ökosystemen liefern und tiefe Permafrost- und Moorablagerungen als potentielles Archiv mikrobieller Gemeinschaften charakterisieren. Damit wird ein wichtiger Beitrag zur Rekonstruktion und zur Prognose des Kohlenstoffkreislaufs in klimatisch relevanten, terrestrischen Ökosystemen geleistet.

Die Gruppe um **Dr. Susanne Liebner** ist in der GFZ-Sektion Geomikrobiologie angesiedelt und kooperiert mit der Universität Potsdam, Institut für Biochemie und Biologie. Neben der Gruppenleiterin werden zwei Doktoranden, ein PostDoc und eine TA im Rahmen von MicroCene forschen, wofür vom Impuls- und Vernetzungsfonds der Helmholtz-Gemeinschaft jährlich 125 000 Euro zur Verfügung gestellt werden. ■

Helmholtz-Russia Joint Research Group bewilligt



Diamant mit Karbonateinschlüssen, aufgenommen mit einem Polarisationsmikroskop, Bildbreite 3 mm (Foto: Andrei Shiryayev, IPCE Moskau)

In der Helmholtz-Außenstelle in der Russischen Föderation in Moskau fand im November 2012 die Endauswahl der fünften Ausschreibung des Förderprogramms „Helmholtz-Russia Joint Research Groups“ (HRJRG) statt. Das Förderprogramm betreibt die Helmholtz-Gemeinschaft gemeinsam mit der russischen Förderorganisation „Russian Foundation for Basic Research“ (RFBR).

Das vom GFZ-Wissenschaftler **Dr. Max Wilke** eingereichte Projekt „Structural properties of carbonate-silicate melts and their effect on fractionation processes in the deep Earth investigated by synchrotron radiation, spectroscopic and ion probe methods“ gehört zu den sechs Vorhaben, die zur Förderung ausgewählt wurden. Die Zusammenarbeit mit Dr. Andrei Shiryayev vom IPCE

Moskau, dem IEM Chernogolovka (beide Russische Akademie der Wissenschaften), dem Kurchatov-Institut Moskau, sowie DESY Hamburg, ESRF Grenoble und ETH Zürich hat zum Ziel, grundlegende Eigenschaften von Geomaterialien zu untersuchen. Im Fokus stehen dabei Materialien, die für Bildungsprozesse von karbonathaltigen bzw. karbonatitischen Schmelzen im Erdmantel entscheidend sind. Die Relevanz von Karbonaten als eine wichtige Komponente des Erdmantels wird durch karbonatische Einschlüsse in Diamanten belegt, welche durch kimberlitische Magmen aus großen Tiefen gefördert wurden. Karbonatitische Magmen treten an Vulkanen wie dem aktiven Oldoinyo Lengai in Tansania und an vielen Vulkanen in ähnlichem tektonischem Milieu (Spreizungszonen) wie z. B. dem Kaiserstuhl im Oberrheingraben auf. Die spezielle chemische Zusammensetzung dieser Magmen stabilisiert exotische Minerale, wie z. B. Bastnäsit und Pyrochlor, und ermöglicht eine Anreicherung von seltenen, ökonomisch wichtigen Elementen wie z. B. den seltenen Erden und Niob.

Die Zusammenarbeit in der neu eingerichteten Forschergruppe soll helfen, die atomaren strukturellen Eigenschaften der Schmelzen und deren Einfluss auf die chemische Entwicklung der Magmen besser zu verstehen. Die chemischen und isotopischen Verteilungsprozesse zwischen Mineralen und Schmelzen in karbonatitischen Magmen sind dabei wichtige Kontrollparameter.



Erstarrte Lava im Krater des Karbonatitvulkans Ol Doinyo Lengai, Tansania (Foto: Thomas Kraft, Kufstein)

Um diese Prozesse zu verstehen, bilden Laborexperimente, welche die Bedingungen in der Natur simulieren, einen

wichtigen Schwerpunkt. In diesen Experimenten werden Proben unter Bedingungen, wie sie in der tiefen Erde herrschen, mittels intensiver Röntgenstrahlung – sogenannter Synchrotronstrahlung – strukturell charakterisiert. In weiteren Experimenten werden die chemischen und isotopischen Verteilungsgleichgewichte ermittelt. Die Forschungsergebnisse werden dazu beitragen, die Bildungsprozesse von karbonatischen Magmen und deren Rolle im globalen Kohlenstoffzyklus besser eingrenzen zu können.

Das Projekt startete im Frühjahr 2013 und wird mit rund 390 000 Euro durch die Helmholtz-Gemeinschaft und einer Million Rubel durch die RFBR für eine Dauer von drei Jahren gefördert. Sowohl auf russischer als auch auf deutscher Seite werden mit den Mitteln mehrere Personalstellen für junge Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftler finanziert. Darüber hinaus stehen Mittel für einen intensiven Austausch und gemeinsame Experimente an den Synchrotronstrahlungseinrichtungen bei DESY, dem Kurchatov-Institut und der ESRF zur Verfügung. ■

Helmholtz-Gemeinschaft fördert internationale Forschergruppe zur Untersuchung der Anden

Im Rahmen eines neuen Förderprogramms unterstützt die Helmholtz-Gemeinschaft Forschergruppen, die gemeinsame Projekte mit ausländischen Partnern betreiben. Acht dieser so genannten „Helmholtz International Research Groups“ wurden in einer ersten Runde im Januar 2013 ausgewählt, darunter ein Gemeinschaftsprojekt des GFZ mit Argentinien zur Erforschung der Anden.

In der Helmholtz International Research Group *Geodynamic evolution of the Neuquén Andes: Implications for geo-resources* arbeiten die GFZ-Wissenschaftler **Dr. Javier Quinteros** und **Dr. Stephan V. Sobolev** gemeinsam mit ihren Partnern Prof. Victor A. Ramos und Dr. Ruben Sofoza von CONICET, Universidad de Bu-



Agrio-Falten- und Überschiebungsgürtel, östliche Neuquén-Anden, Argentinien (Foto: V. Ramos, CONICET)

enos Aires, Argentinien, zusammen. Das GFZ-Team erhält über eine Laufzeit von zunächst drei Jahren bis zu 50 000 Euro jährlich. Die ausländischen Partner steuern für den Ausbau der Kooperation jeweils Fördermittel in gleicher Höhe bei. Das Projekt zielt auf ein besseres Verständnis der episodischen West-Ost-Wanderung des Magmabogens in den Neuquén-Anden mit Hilfe von thermomechanischer Subduktionsmodellierung. Zur Zeit existieren verschiedene Hypothesen zu der Ursache dieses Phänomens. Einige Autoren meinen, dass Änderungen des Subduktionswinkels (z.B. auf Grund von Variationen innerhalb der Struktur der abtauchenden Platte) die Hauptursache für die Wanderung des Magmabogens sind. Andere nehmen eine krustale Erosion weiter südlich an, um die beobachteten Episoden zu erklären. Es herrscht derzeit keine Übereinkunft über den Einfluß unterschiedlicher Prozesse auf die Migration und Expansion des Magmabogens. In dem Projekt wird daher der Einfluß verschiedener Faktoren auf die West-Ost-Wanderung des Magmabogens quantifiziert, um die Entwicklung der Neuquén-Anden seit 70 Mio. Jahren zu erforschen: 1) Variationen in der Zusammensetzung der abtauchenden Platte und deren Einfluß auf die Position der Front der Dehydratisierungsschmelzen; 2) Einfluß der Subduktionsgeschwindigkeit auf den Pfad, den Fluide und Schmelzen im Mantelkeil nehmen können; 3) Subduktion verdickter ozeanischer Kruste (z. B. Tiefseerücken, Plateaus); 4) Subduktionserosion und Terranakcretion.

Fragestellungen hoher Komplexität lassen sich heutzutage am besten in internationaler Zusammenarbeit untersuchen. Die Helmholtz-Gemeinschaft baut daher in ausgewählten Themenfeldern ihre weltweiten Kooperationen aus. Mit den „Helmholtz International Research Groups“ ermöglicht die Helmholtz-Gemeinschaft nun als Pilotmaßnahme gemeinsame Forschungsprojekte mit ausländischen Partnereinrichtungen weltweit. ■

Starthilfe für Post-Docs

Mit einem neuen Förderprogramm unterstützt die Helmholtz-Gemeinschaft frisch promovierte Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftler beim Einstieg in die akademische Laufbahn. Ein Expertengremium wählte Ende 2012 die ersten 37 Kandidatinnen und Kandidaten für das neue Postdoktoranden-Programm aus. Darunter sind die GFZ-Wissenschaftlerinnen und -Wissenschaftler **Dr. Marzieh Baes** (GFZ-Sektion „*Geodynamische Modellierung*“), **Dr. Katharina Marquardt** (GFZ-Sektion „*Chemie und Physik der Geomaterialien*“) und **Dr. Christoff Andermann** (GFZ-Sektion „*Geomorphologie*“). Sie erhalten bis zu 300 000 Euro für zwei bis drei Jahre und können damit ein selbst definiertes Forschungsprojekt verfolgen, um sich in ihrem Forschungsgebiet zu etablieren.

Die Helmholtz-Gemeinschaft hat das Postdoktoranden-Programm 2012 zum ersten Mal ausgeschrieben. Sie bietet damit Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftlern am Beginn ihrer Laufbahn hervorragende Karriereaussichten in der Forschung. Die Helmholtz-Postdoktoranden können selbstständig forschen, ihre Ideen realisieren und profitieren von den sehr guten Arbeitsbedingungen und der Ausstattung in einem Helmholtz-Zentrum. Außerdem stellt ihnen das jeweilige Zentrum in der Anfangsphase eine Mentorin oder einen Mentor zur Seite. ■

Kandidat des GFZ mit Helmholtz International Fellow Award ausgezeichnet



Prof. Jérôme Gaillardet vom Institut de Physique du Globe de Paris der Universität Paris Diderot erhielt am 8. Januar 2013 den „Helmholtz International Fellow

Award“. Herr Gaillardet wurde durch das GFZ nominiert. Der Preis ist mit 20 000 Euro dotiert und kann genutzt werden, um Kooperationen mit dem GFZ und anderen Helmholtz-Einrichtungen aufzubauen. Gastgeber für Herrn Gaillardet am GFZ ist Prof. Friedhelm von Blanckenburg.

Prof. Gaillardet ist ein weltweit führender Wissenschaftler auf dem Gebiet der chemischen und physikalischen Transportprozesse von großen Flüssen auf dem Planeten Erde. Insbesondere befasst er sich mit den Auswirkungen, die große Flüsse wie der Amazonas, der Kongo und der Mackenzie auf die Umwelt haben als auch wie Umweltveränderungen die Eigenschaften dieser Flüsse verändern. Eine 1999 erschienene Publikation „Global Silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers“, bisher fast fünfhundertmal zitiert (ein für die Geowissenschaften überragender Wert), hat erstmals die Menge an atmosphärischem Kohlendioxid, die die ständige Umwandlung von Gesteinen im Boden verbraucht, hochgenau quantifiziert. Die genaue Kenntnis dieses Prozesses ist für das Verständnis der Klimaregulierung des Planeten Erde über geologische Zeiträume unerlässlich.

In weiteren wichtigen Arbeiten hat Prof. Gaillardet ermittelt, welche Mengen an Stoffen in diversen Klimazonen der Erde über die großen Flusssysteme transportiert werden, und wie die stabilen Isotope des Elements Bor benutzt werden können, um den pH-Wert der Ozeane über vergangene Klimazyklen hinweg zu rekonstruieren. Letzterer Beitrag ist für

das Verständnis der Ozeanversauerung durch CO₂-Emissionen von hoher Wichtigkeit.

Gaillardet hat sich auch für die globale Vernetzung dieser Forschung im großen Stil verdient gemacht. Zu diesen Verdiensten gehört vor allem die Koordination des „CRiTEX“ Programms, in dem französische Universitäten und Forschungseinrichtungen den Wasser- und Stoffhaushalt von Flüssen und Grundwasser in Observatorien zehn Jahre lang monitoren werden. Zudem ist Prof. Gaillardet in einem weltweiten Netz von „Critical Zone“-Observatorien aktiv. Die GFZ-Sektion „Oberflächennahe Geochemie“ partizipiert an dieser globalen Observatorienstruktur. Insbesondere die gewaltigen Sedimentströme des Amazonasbeckens sind von GFZ-Forschern in Zusammenarbeit mit französischen Observatorien quantifiziert worden. Diese Kooperation soll ausgebaut werden. ■

Zwei neue Humboldt-Stipendiaten am GFZ

Dr. Chao Xiong von der Wuhan-Universität verstärkt seit dem 1. März 2013 für zwei Jahre die GFZ-Sektion „Erdmagnetfeld“. Der Humboldt-Stipendiat aus China wirkt bei der Vorbereitung der bevorstehenden ESA-Satellitenmission Swarm mit.

Herr Xiong wird im Team von Prof. Hermann Lühr bei der umfangreichen Datenauswertung nach dem Start der drei Swarm-Satelliten Ende 2013 mitarbeiten. Zudem wird er die Zusammenarbeit zwischen dem GFZ und der Wuhan-Universität insbesondere auf dem Gebiet der Ionosphärenforschung ausbauen. Zwischen den beiden Institutionen wurde bereits im August 2010 ein Memorandum of Understanding unterzeichnet.

Der Geologe und Geochemiker **Dr. Waliur Rahaman** vom Nationalen Zentrum für Antarktis- und Ozeanforschung in Goa, Indien, ist Gastforscher bei Prof. Friedhelm von Blanckenburg, Leiter der GFZ-Sektion „Oberflächennahe Geochemie“. Seit



Dr. Helmut Schwarz (Präsident der Humboldt-Stiftung), Joachim Gauck (Bundespräsident) und Humboldt-Stipendiat Dr. Waliur Rahaman (v.l.n.r.) beim Jahrestreffen der Alexander von Humboldt-Stiftung am 6. Juni 2013 im Garten des Schloss Bellevue in Berlin.

dem 29. April 2013 erforscht Rahaman hier anhand von Lithiumisotopen und kosmogenen Nukliden Verwitterungs- und Erosionsvorgänge im Himalaya. Im Rahmen seines Humboldt-Forschungsstipendiums für Postdoktoranden kann er zwei Jahre an einer selbst gewählten Forschungsinstitution in Deutschland wissenschaftlich arbeiten. ■

150 Jahre IAG



Vom 1. bis 6. September 2013 findet in Potsdam die scientific assembly der internationalen geodätischen Vereinigung IAG statt. Damit wird gleichzeitig der 150. Jahrestag der IAG-Gründung am Ort der Entstehung gefeiert. Das Deutsche GeoForschungsZentrum GFZ richtet die Veranstaltung im Auftrag der IAG aus. Die Ausstellung zur IAG-Konferenz „Von der Pendelmessung zur GRACE-Mission“ kann vom 2. bis 30. September 2013 während der Öffnungszeiten der Bibliothek des Wissenschaftsparks „Albert Einstein“ auf dem Potsdamer Telegrafenberg besucht werden: Montag bis Donnerstag 9:00 bis 16:30 Uhr, Freitag 9:00 bis 15:00 Uhr. ■

Konferenzprogramm und Anmeldung:

www.iag2013.org
Konferenzsekretariat (Tel.):
0341-235 22 64

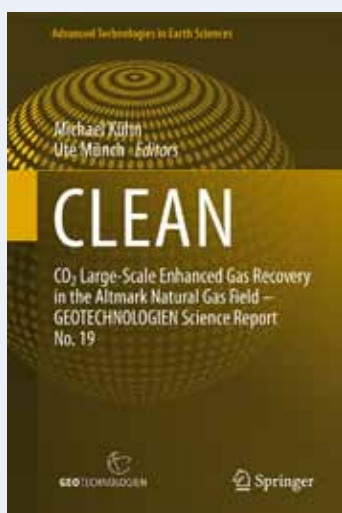
Nachruf



Mit Trauer und Anteilnahme geben wir Nachricht vom Tod unseres ehemaligen Mitarbeiters **Prof. Dr. Peter Bankwitz** der am 23. Juni 2013 im Alter von 82 Jahren verstarb.

Herr Prof. Bankwitz war vom 1. September 1955 bis zu seinem Eintritt in den Ruhestand am 30. September 1996 zunächst am Geotektonischen Institut, ab 1969 im Zentralinstitut für Physik der Erde und ab dem 1. Januar 1992 am GeoForschungsZentrum GFZ beschäftigt. Im Rahmen seiner Forschungen auf dem Gebiet der Geotektonik hat er sich internationale Anerkennung erworben. Durch seine Mitarbeit in vielen bedeutenden Gremien hat er zum Ansehen des GFZ wesentlich beigetragen. Mit Herrn Prof. Bankwitz verlieren die Geowissenschaften einen herausragenden Wissenschaftler. Wir werden dem Verstorbenen ein ehrendes Andenken bewahren.

Bücher



CLEAN

CO₂ Large-Scale Enhanced Gas Recovery in the Altmark Natural Gas Field – GEOTECHNOLOGIEN Science Report No. 19
 Series: Advanced Technologies in Earth Sciences

Kühn, Michael; Münch, Ute (Hrsg.)
 Springer, 2013, 199 Seiten, engl.
 ISBN: 978-3-642-31677-7

Über das Buch:

Das Verbundprojekt CLEAN (CO₂ Large-Scale Enhanced Gas Recovery in the Altmark Natural Gas Field) war ein Forschungs- und Entwicklungsvorhaben (F&E) von insgesamt 16 Institutionen der deutschen Wissenschaft und Wirtschaft, welches vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) im Rahmen des GEOTECHNOLOGIEN-Programms im Zeitraum von 01.07.2008 bis 30.06.2011 gefördert wurde. Es handelte sich bei diesem F&E-Vorhaben um das wissenschaftliche Begleitprogramm zu einem EGR (Enhanced Gas Recovery)-

Pilotprojekt. Hierzu wurden seitens des Lagerstättenbetreibers (GDF SUEZ E&P Deutschland GmbH) das nahezu vollständig abgebaute, strukturell und hydraulisch vom Hauptfeld isolierte Teilfeld Altensalzwedel ausgewählt und die zur Durchführung des Pilotprojekts erforderliche ober- und untertägige Infrastruktur eingerichtet bzw. bereitgestellt.

In dem vorliegenden Buch sind alle wissenschaftlichen Ergebnisse, die anhand von Labor- und Feldversuchen oder aber auch durch Modellierungen zum Thema geologische Speicherung von CO₂ in der Altmark gewonnen wurden, ausführlich dargelegt. Der generelle Nutzen der erfolgten Arbeiten besteht vorrangig in der optimierten Nutzung des potenziellen unterirdischen Speicherraums und der Verringerung von Risiken bei künftigen EGR- bzw. CO₂-Speichervorhaben. Speziell für den Standort Altmark ist das wesentliche Resultat, dass die technischen, logistischen und konzeptionellen Voraussetzungen für die Durchführung eines EGR-Pilotprojekts mit CO₂-Injektion gegeben sind. ■

Sciences of Geodesy - II

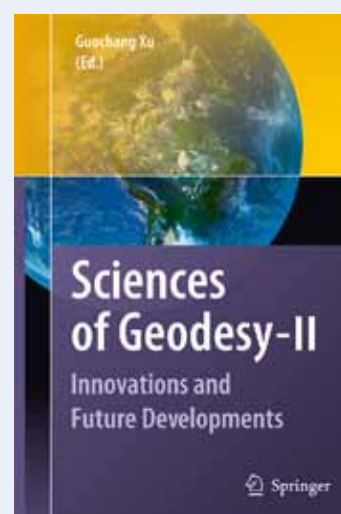
Innovations and Future Developments
 Xu, Guochang (Hrsg.)
 Springer, 2013, 391 Seiten, engl.
 ISBN: 978-3-642-28000-9

Über das Buch:

In der Fachbuchreihe „Sciences in Geodesy“ werden die verschiedenen wissenschaftlichen Teilgebiete der modernen Geodäsie vorgestellt. Jedes Kapitel ist einem einzelnen Spezialgebiet

gewidmet und wurde von einem international bekannten Experten der entsprechenden Fachrichtung verfasst. Darin sind Geschichte, Theorie, Forschungsgegenstand und Anwendungen sowie zukünftige Entwicklungen des jeweiligen Spezialgebiets dargestellt. Hinzu kommen Ausführungen über die genutzten Technologien und Darstellungen von besonders interessanten Forschungsergebnissen der letzten Jahre.

Nachdem im Jahr 2010 das erste Buch dieser Fachbuchreihe veröffentlicht wurde, ist in diesem Jahr Band II erschienen. Er umfasst Kapitel über die Berechnung Greenscher Funktionen für Auflasteffekte der Ozeangezeiten, die Anwendung der Allgemeinen Relativitätstheorie in den geodätischen Weltraumverfahren, globale terrestrische Bezugssysteme, Fotogrammetrie, regionale Schwerfeldmodellierung, die mathematische Ausgleichsrechnung in der Geodäsie und die Very Long Baseline Interferometry (VLBI) in Geodäsie und Astrometrie. ■





Aktuelle Scientific Technical Reports (STR) des GFZ

Sipl, Christian (2013): Shallow and deep structure of the Pamir-Hindu Kush region from local seismic data. Scientific Technical Report; 13/08. - NUR ONLINE ERSCIENEN.
DOI: 10.2312/GFZ.b103-13083;
urn:nbn:de:kobv:b103-13083

Pulz, Eberhard (2013): Entwicklung einer Kalibriereinrichtung für dreiachsige Fluxgate-Magnetometer am Deutschen GeoForschungsZentrum Potsdam. Scientific Technical Report; 13/07. - NUR ONLINE ERSCIENEN.
DOI: 10.2312/GFZ.b103-13074;
urn:nbn:de:kobv:b103-13074

Schwab, Markus J. [Hrsg.]; Lamparski, Piotr [Hrsg.]; Brauer, Achim [Hrsg.]; Błazkiewicz, Mirosław [Hrsg.] (2013): 2nd Annual ICLEA Workshop 2013: Dynamics of climate and landscape evolution of cultural landscapes in the Northern Central European Lowlands since the last ice age; Abstract volume & Excursion guide. Scientific Technical Report; 13/04. DOI: 10.2312/GFZ.b103-13047;
urn:nbn:de:kobv:b103-13047

Maercklin, Nils; Haberland, Christian; Ryberg, Trond; Schulze, Albrecht; Weber, Michael (2013): Seismic data of the DESERT controlled array II: (CSA-2; Arava Valley, Jordan, Oct./ Nov. 2001). Scientific Technical Report: Data; 13/03. - NUR ONLINE ERSCIENEN; GIPP Experiment- und Data Archive. DOI: 10.2312/GFZ.b103-13036; urn:nbn:de:kobv:b103-13036

Neumann, Carsten; Weiß, Gabriele; Itzerott, Sibylle; Kühling, Matthias; Fürstenow, Jörg; Luft, Laura; Nitschke, Peter (2013): Entwicklung und Erprobung eines innovativen, naturschutzfachlichen Monitoringverfahrens auf der Basis von Fernerkundungsdaten am Beispiel der Döberitzer Heide, Brandenburg: Abschlussbericht. Scientific Technical Report; 13/02. - NUR ONLINE ERSCIENEN. DOI: 10.2312/GFZ.b103-13024; urn:nbn:de:kobv:b103-13024

Pandey, Shantanu (2013): High resolution 3D Rayleigh wave velocity model of China and surrounding area. Scientific Technical Report; 13/01. DOI: 10.2312/GFZ.b103-13010; urn:nbn:de:kobv:b103-13010

Die Reports stehen unter einer Creative Commons-Lizenz als offen zugängliche Publikationen zur Verfügung.
ISSN: 2190-7110

Sie erscheinen in begrenzter Auflage in gedruckter Form. Gedruckte Exemplare sind gegen eine Schutzgebühr von 10 Euro erhältlich bei:

Bibliothek des Wissenschaftsparks

Albert Einstein

Telegrafenberg A17
14473 Potsdam
0049-0331-288-1914 (Fax)
bib@gfz-potsdam.de

Impressum

Herausgeber:
Prof. Dr. Dr. h.c. Reinhard Hüttl
Dr. Stefan Schwartze

**Helmholtz-Zentrum Potsdam
Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ**
Telegrafenberg
14473 Potsdam

Redaktion:
Dr. Dietlinde Friedrich (Koordination)
Dr. Oliver Bens
Franz Ossing (V.i.S.d.P.)

Layout:
UNICOM Werbeagentur GmbH

Grit Schwalbe, GFZ

Druck:
Druckerei Arnold, Großbeeren

© Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ 2013
ISSN 2191-8589

System Erde. GFZ-Journal (2013) Jahrgang 3, Heft 1

systemerde.gfz-potsdam.de

Vermessung des Erdschwerefelds mit Satelliten – Genauigkeitssteigerung durch Einsatz neuer Techniken

Christoph Förste 6-13

Mathematische Methoden in der Geomagnetik – Verbesserung der Modellauflösung

Reyko Schachtschneider, Ingo Wardinski, Martin Rother, Vincent Lesur 14-19

Berechnung des elektrischen Widerstands im Untergrund – 100 Jahre CPU-Zeit in einem Jahr

Oliver Ritter, Dirk Brändlein, Alexander Grayver, Naser Meqbel, Gerard Muñoz, Kristina Tietze, Ute Weckmann 20-25

Die Erde durchleuchten:

Modellierung von seismischen Signalen

Rainer Kind und Forough Sodoudi 26-31

Am Puls der Erde – Natürliche Vibrationen und deren Analyse mit der seismischen Interferometrie

Christoph Sens-Schönfelder und Tom Richter 32-39

Schnelle und zuverlässige Tsunami-Frühwarnung mit hochpräziser Echtzeit-GNSS-Prozessierung und gleichzeitiger Simulation

Andrey Babeyko, Andreas Höchner, Maorong Ge, Rongjiang Wang, Stephan Sobolev 40-45

Erdbebensimulation im Computer – Erwartungen, Grenzen und Herausforderungen der vierdimensionalen Computersimulation von Erdbeben-Szenarien für das Marmarameer südlich von Istanbul

Oliver Heidbach, Tobias Hergert, Dietrich Stromeyer, Gottfried Grünthal 46-53

Probabilistische seismische Gefährdungsabschätzungen

Gottfried Grünthal, Dietrich Stromeyer, Oliver Heidbach 54-61

Beckenmodellierung: Temperatur in Sedimentbecken

Mauro Cacace, Magdalena Scheck-Wenderoth, Yvonne Cherubini, Anna Maria Przybycin 62-69

Neuronale Netze und Selbstorganisation – neue Perspektiven bei der Interpretation von Geodaten

Klaus Bauer, Umar Muksin, Gerard Muñoz 70-77

Data Mining und visuelle Datenexploration zur Beantwortung geowissenschaftlicher Fragestellungen

Doris Dransch, Mike Sips, Andrea Unger, Patrick Köthur 78-83