

GFZ

Helmholtz-Zentrum
POTS DAM



Forschungsfeld **Naturgefahren**



DWD/GFZ-Publikation

Forschungsfeld
Naturgefahren

Inhalt



8

- ▶ **Sturm**
Dr. Susanne Brien



14

- ▶ **Hochwasser**
Prof. Dr. Bruno Merz,
Dr. Heidi Kreibich,
Dr. Bruno Rudolf



24

- ▶ **Starkniederschlag**
Dr. Monika Rauthe, Dr. Gabriele Malitz, Dr. Annegret Gratzki, Dr. Andreas Becker



42

- ▶ **Solare UV-Strahlung**
Dr. Gudrun Laschewski,
Dr. Volkmar Holzwarth



48

- ▶ **Dürre**
Dr. Klaus-Peter Wittich



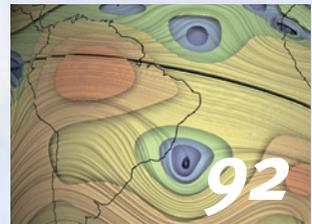
76

- ▶ **Gravitative Massenbewegungen/Hangrutschungen**
TIPTIMON-Gruppe



84

- ▶ **Vulkanismus**
Dr. Thomas R. Walter



92

- ▶ **Magnetfeld/Weltraumwetter**
Prof. Hermann Lühr



▶ **Hagel**
Dr. Andreas Walter



▶ **Hitze und Hitzewellen**
Dr. Christina Koppe



▶ **Wind-, Eis- und Schneelasten**
Dr. Bodo Wichura



▶ **Pollen**
Dipl.-Met. Uwe Kaminski



▶ **Erdbeben**
Prof. Gottfried Grünthal



▶ **Tsunami**
Dr. Jörn Lauterjung et al.



*Elbehochwasser in Meissen, Sachsen
(Foto: GFZ)*

Einleitung

Naturgefahren werden in erster Linie als Risiken gesehen, die vom Menschen nicht verursacht oder beeinflusst werden können. Diese Einschätzung trifft aber nicht durchgängig zu. So spielen bei Überschwemmungen, Dürren und den Auswirkungen des Klimawandels menschliche Aktivitäten oft eine entscheidende Rolle. Das betrifft zum Beispiel die Einflüsse hydrogeologischer Veränderungen durch Flussregulierungen und Eindeichungen oder Veränderungen durch intensive Landnutzungsmaßnahmen wie Waldrodungen oder Überweidungen.

Ein weiteres Beispiel sind die nach wie vor global ungebremsten Emissionen von Treibhausgasen. Der Mensch treibt damit unmittelbar Veränderungen des Klimas und seiner Lebensbedingungen an, die zu schwerwiegenden Folgen führen können.

Solche Auswirkungen von Naturgefahren können für den Einzelnen zwar katastrophal sein, in der Regel werden sie von der Gesellschaft aber erst dann als „Naturkatastrophe“ wahrgenommen, wenn ein bestimmtes Ausmaß an Opfern oder volkswirtschaftlichem Schaden überschritten wird.

So definiert der Artikel 2 (2) der EG-Verordnung Nr. 2012/2002 zur «Errichtung des Solidaritätsfonds der Europäischen Union» eine «Katastrophe größeren Ausmaßes» oder eine «außergewöhnliche Katastrophe hauptsächlich natürlicher Art» als «eine Katastrophe, die in zumindest einem der betroffenen Staaten Schäden verursacht, die auf über 3 Mrd. €, ... oder mehr als 0,6 % seines BIP (Bruttoinlandsproduktes) geschätzt werden.» Als alternative Charakterisierung einer Katastrophe wird angeführt, dass diese ein natürliches Ereignis in einer Region ist, «welches den größten Teil der Bevölkerung in Mitleidenschaft zieht und schwere und dauerhafte Auswirkungen auf die Lebensbedingungen und die wirtschaftliche Stabilität der Region hat.»

Dabei können drei Gruppen von Naturgefahren Auslöser solcher Naturkatastrophen sein: extraterrestrische Naturgefahren wie Meteoriten und Sonnenstürme, geophysikalische terrestrische Naturgefahren wie Erdbeben, Vulkanausbrüche und Tsunamis sowie atmosphärische Naturgefahren.



*Der Vulkan Popocatepetl, Mexiko
(Foto: Thomas Walter, GFZ)*

Die Autorinnen und Autoren dieser Publikation stellen die für Deutschland relevanten geophysikalischen und atmosphärischen Naturgefahren vor, beschreiben vorhandene Warnsysteme sowie den Stand der Forschung und den noch bestehenden Forschungsbedarf. Bei den atmosphärischen Naturgefahren wird der Forschungsbedarf vor allem aus der Perspektive der durch den Klimawandel zu erwartenden Veränderungen betrachtet. Auf aus der Biosphäre stammenden Naturgefahren wie Schädlingsplagen wird hier nicht explizit eingegangen – obwohl unstrittig ist, dass gerade der globale Wandel einen gro-

ßen Einfluss auf die Vielfalt, Verbreitung und Häufigkeit von Organismen hat, die Krankheiten verursachen, übertragen oder Krankheitserreger beherbergen.

Die Herausgeber wünschen den Autoren dieser Bestandsaufnahme der wichtigsten für Deutschland relevanten Naturgefahren und des dort noch bestehenden Forschungsbedarfs anregende Resonanz aus der wissenschaftlichen Naturgefahrenforschung und dem Thema Umgang mit Naturgefahren breiteren Raum in der gesellschaftlichen und politischen Risiko-Diskussion.

Dr. Paul Becker

Vizepräsident
Deutscher Wetterdienst (DWD)

Prof. Dr. Reinhard Hüttl

Wissenschaftlicher Vorstand
Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ



Sturmschaden
(Foto: © PantherMedia/jcbprod)

Sturm

Dr. Susanne Brienens

Schäden infolge von Sturmereignissen sind für Deutschland sowie weltweit von großer Bedeutung. Beispielsweise war der Wintersturm Klaus das teuerste Ereignis für die Versicherungswirtschaft im Jahre 2009 (*Munich Re, 2010*). Der Wintersturm Kyrill (Abb.1) im Januar 2007 „verursachte die zweitgrößten Schäden, die jemals in Europa durch einen Wintersturm hervorgerufen wurden“ (*Höppe, 2008*). Für Deutschland sind unter dem Oberbegriff „Sturm“ vor allem die Winterstürme wegen des häufigen Vorkommens und der höchsten Schäden relevant, zudem können hohe Windgeschwindigkeiten in Verbindung mit Gewittern auftreten. Bei Starkgewitter können, wenn auch seltener, Tornados auftreten.

Der Winddruck ist proportional zum Quadrat der Windgeschwindigkeit. Deshalb nehmen die Schäden mit zunehmender Windgeschwindigkeit sehr stark zu. Schäden entstehen auch im Zusammenhang mit der Böigkeit des Windes, die an Bauwerken zu Resonanzerscheinungen (Schwingungen) führen kann. Wesentlich ist zudem, dass die Windgeschwindigkeit mit der Höhe über Grund zunimmt und in freier Landschaft, insbesondere in Küstenregionen und auf Berggipfeln, besonders hoch ist. Die regional unterschiedlichen maximalen Windgeschwindigkeiten, die Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe über Grund und die Resonanzerscheinungen durch die Böigkeit des Windes sind jedoch in den einschlägigen Baunormen (wie z.B. der DIN 1055-4, 2006) bereits berücksichtigt. Der Schaden durch Sturmereignisse in Deutschland ist deshalb – bezogen auf den Wert aller Immobilien – auch bei schweren Unwettern meist begrenzt. Schäden an einzelnen Häusern in den in Mitleidenschaft gezogenen Regionen können für die Betroffenen dennoch schwerwiegend sein.

Auf Grund der chaotischen Turbulenzstruktur können auch in großen Stürmen die maximalen Windgeschwindigkeiten von Ort zu Ort und im Zeitverlauf eines Sturmes deutlich variieren. Deshalb ist das Schadensbild meist differenziert und die Vorhersage konkreter Sturmschäden schwierig – d.h. welcher Baum entwurzelt und welches Dach beschädigt wird. Auf Grundlage von Berechnungen mit modernen numerischen Wettervorhersagemodellen weisen Sturmwarnungen, die allgemein vor zu erwartenden Schäden in größeren Gebieten warnen, inzwischen aber eine hohe Eintreffwahrscheinlichkeit auf.

Damit Wind zu einer Gefahr wird, ist vor allem die Intensität eines Ereignisses bedeutend und erst in zweiter Linie die Dauer, denn schon bei kurzer Dauer kann ein sehr starker Wind hohe Schäden verursachen. Für Schadensereignisse durch Wind sind daher vor allem die Windböen bedeutsam, d.h. die Extrema der Windgeschwindigkeitsverteilung. Aus Beobachtungen des Windes können der mittlere Wind und kurzzeitigere stärkere Windereignisse, die Windböen, zueinander in Bezug gesetzt werden: Dies geschieht z. B. über den Quotienten „Böe zum Mittelwind“ des gleichen Bezugszeitraumes, den „Böenfaktor“. Dieser Ansatz kann noch erweitert werden, beispielsweise probabilistisch durch das Schätzen von Überschreitungswahrscheinlichkeiten bestimmter Warnstufen mit dem lokalen Böenfaktor und weiteren großräumigen Prädiktoren (*Friederichs et al., 2009*). Solche Ansätze sind insbesondere für die Wettervorhersage, d.h. für die Warnung vor extremen Windböen von Bedeutung, sowie für die Verifikation dieser Warnungen. Für Deutschland muss sehr viel häufiger vor Wind als vor anderen Naturgefahren gewarnt werden. Daher ist eine hohe

*Dr. Susanne Brienens,
Zentrales Klimabüro,
Deutscher Wetter-
dienst DWD*

Genauigkeit und Güte dieser Warnungen wichtig. Obwohl zeitlich hochaufgelöste Messungen in Deutschland an über 200 Stationen verfügbar sind, ist die Interpolation auf eine ausreichend feine räumliche Auflösung oft schwierig. Probleme bereiten daher noch die Warnungen derjenigen Böenereignisse, die mit Gewittern in Verbindung stehen und nur kurze Zeit andauern.

Die Behandlung von extremen Winden stellt für Klimamodelle ebenfalls noch eine Herausforderung dar. Zunächst ist Wind als zeitlich und räumlich höchst variabler Parameter generell schwierig zu simulieren. Außerdem hängt die Beschreibung der extremen Winde noch maßgeblich von der gewählten Böenparametrisierung ab. Wenn eine solche Parametrisierung ganz fehlt, werden extrem hohe Windgeschwindigkeiten von den Modellen stark unterschätzt (Rockel und Woth, 2007). Daher ist auch eine Trendaussage aus Modellen im Rahmen des Klimawandels schwierig und es gibt zur Zeit keine eindeutigen Hinweise auf Änderungen der Sturmereignisse in der Zukunft, da auch die Ergebnisse von Modell zu Modell oft stark variieren (Rauthe et al., 2010).

Die Gefährdung und Anfälligkeit von Sturmereignissen in Deutschland wird z. B. in Form von Risikokarten dargestellt. Dabei gibt es verschiedene Ansätze: Von Heneka et al. (2006) wurde für Baden-Württemberg eine Risikomodellierung basierend auf Wind-Stationen von 1971 bis 2000, Schadensdaten und einem mesoskaligen Atmosphärenmodell durchgeführt. Das CEDIM (Center for Disaster Management and Risk Reduction Technology, Karlsruhe) stellt im Internet über den CEDIM Risk Explorer Gefährdungs-, Vulnerabilitäts- und Risikokarten für Deutschland mit einem Schwerpunkt auf Winterstürmen und Erdbeben bereit (Müller et al., 2006). In einer Kooperation zwischen dem DWD und dem BBK (Bundesamt für Bevölkerungsschutz und Katastrophenhilfe) wurden Sturmgefährdungskarten für ver-

schiedene Wiederkehrperioden erstellt, die auf Stationsmessungen und einem statistischen Windfeldmodell unter Nutzung der Extremwertstatistik basieren (Augter und Roos, 2011, s. Abb. 2 für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren).

Außerdem gibt es noch verschiedene Ansätze, um einen Zusammenhang zwischen dem Wind und möglichen Schäden zu erfassen. Beispielsweise wurden tägliche Beobachtungsdaten des Maximalwindes von Klawa und Ulbrich (2003) genutzt, um ein Modell zur Abschätzung von Schäden aus Sturmereignissen zu entwickeln. Zusätzlich gehen dort Daten über Bevölkerungsdichte und Verluste von Versicherungen mit ein. In Heneka und Hofherr (2011) wird in zwei unterschiedlichen Ansätzen das Sturmrisiko speziell für Wohngebäude in Deutschland ermittelt. Zum einen werden Wahrscheinlichkeiten von Windschwellwertüberschreitungen mit der Anfälligkeit und dem Wert von Gebäuden in Zusammenhang gesetzt, zum anderen werden Informationen über zurückliegende Sturmereignisse genutzt.

Forschungsbedarf hinsichtlich der Weiterentwicklung der Wettervorhersage- und Klimamodelle besteht im Kontext „Wind als Naturgefahr“ insbesondere im Zusammenhang mit der Böenparametrisierung, die für eine realistischere Einschätzung von Windböen nötig ist (Rockel und Woth, 2007).

Für eine flächendeckende Verifikation von Warnungen wäre zwar einerseits ein dichteres Beobachtungsnetz wünschenswert (Friedrichs et al., 2009), aber andererseits muss auch die Methodik zur räumlichen Interpolation der vorhandenen zeitlich hoch aufgelösten Messungen noch weiterentwickelt werden.

Laut Feuerstein et al. (2011) sollte auch der Zusammenhang zwischen Windgeschwindigkeiten und Schäden besser erfasst werden. Obwohl die Klimamodelle in ihren Aussagen

zur zukünftigen Entwicklung von Starkwindereignissen noch sehr variieren, gibt es dennoch Anzeichen für eine Intensivierung oder Vermehrung von Sturmereignissen in der Zukunft (Solomon et al., 2007), so dass

auch in diesem Bereich noch Forschungsbedarf sowohl zur Verbesserung von Schadensmodellen als auch zur Modellierung der Sturmereignisse an sich gegeben ist.

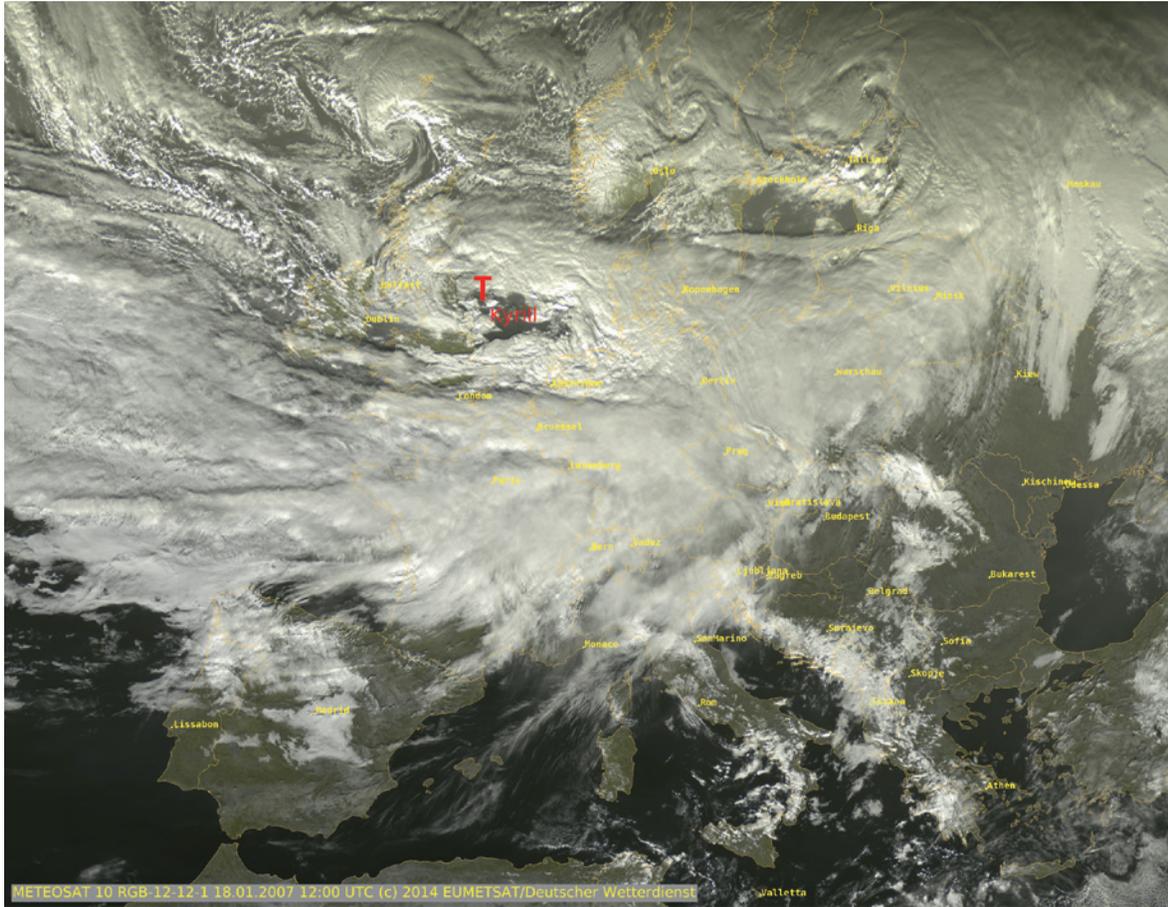


Abb. 1: Orkan Kyrill im Satellitenbild, Januar 2007, Quelle: DWD

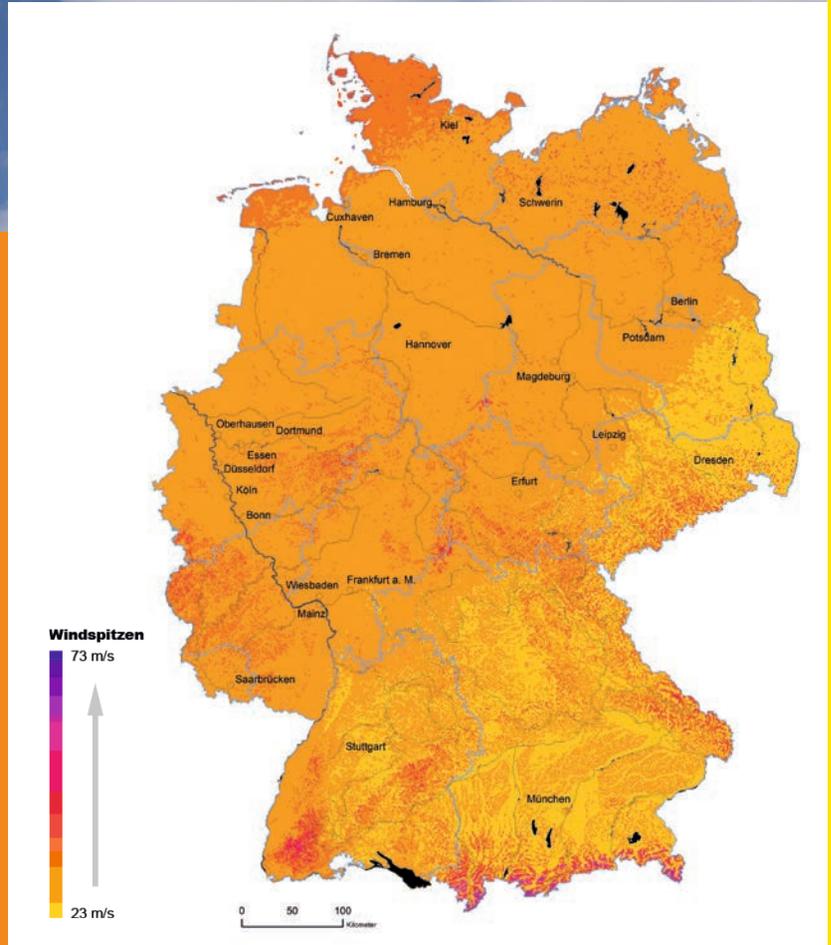


Abb. 2: Die Karte zeigt Windspitzen (Böengeschwindigkeit im Mittelungsintervall 3 Sekunden), deren Auftreten im Mittel einmal in 10 Jahren (Wiederkehrzeit) zu erwarten ist. Die Karte basiert auf Rasterwerten mit einem Gitterpunktabstand von 1 km. Der Konfidenzbereich, in dem jeder Rasterwert mit 95%iger Wahrscheinlichkeit liegt, hat die Untergrenze -1,5 und die Obergrenze +3,5 m/s. Aus: Augter und Roos, 2011. (Foto: Windmesser: © PantherMedia/ Laurent Renault)

Literatur

- Augter, G. und M. Roos, 2011: Berechnung von Sturmintensitäten für Deutschland, *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* 236.
- DIN – Deutsches Institut für Normung e.V., 2006: *Einwirkungen auf Tragwerke – Teil 4: Windlasten*, DIN 1055-4:2005-03, mit Berichtigungen Stand März 2006.
- Feuerstein, B., Groenemeijer, P., Dirksen, E., Hubrig, M., Holzer, A. M. and N. Dotzek, 2011: Towards an improved wind speed scale and damage description adapted for Central Europe. *Atmospheric Research* 100, 547-564.
- Friederichs, P., Göber, M., Bentzien, S., Lenz, A. and R. Krampitz, 2009: A probabilistic analysis of wind gusts using extreme value statistics. *Meteorol Z* 18, 615-629.
- Heneka, P. and T. Hofherr, 2011: Probabilistic winter storm risk assessment for residential buildings in Germany, *Nat Hazards*, 56(3), 815-831.
- Heneka, P. and T. Hofherr, B. Ruck, C. Kottmeier, 2006: Winter storm risk of residential structures – model development and application to the German state of Baden-Württemberg, *Nat. Hazard Earth Sys. Sci.*, 6(5), 721-733.
- Höppe, P., 2008: *Naturgefahren und Klimawandel: Die Rolle der Versicherungswirtschaft*, Vierteljahreshefte zur Wirtschaftsforschung 77 (4), 110-115
- Klawa, M. and U. Ulbrich, 2003: A model for the estimation of storm losses and the identification of severe winter storms in Germany, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 3, 725-732, doi:10.5194/nhess-3-725-2003.
- Müller, M., S. Vorogushyn, P. Maier, A. H. Thieken, T. Petrow, A. Kron, B. Buchele, and J. Wächter, 2006: CEDIM Risk Explorer - a map server solution in the project "Risk Map Germany", *Nat. Hazard Earth Sys. Sci.*, 6(5), 711-720.
- Munich Re, *Topics Geo, Naturkatastrophen 2009, Analysen, Bewertungen, Positionen*, Münchner Rückversicherungs-Gesellschaft, München, Bestellnummer 302-06294, 2010.
- Rauthe, M., Kunz, M. and C. Kottmeier, 2010: Changes in wind gust extremes over Central Europe derived from a small ensemble of high resolution regional climate models. *Meteorol Z* 19, 299-312.
- Rockel, B. and K. Woth, 2007: Extremes of near-surface wind speed over Europe and their future changes as estimated from an ensemble of RCM simulations. *Climatic Change* 81, 267-280.
- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (Eds.), 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 996 pp., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.



*Hochwasser in Sachsen, Sommer 2013
(Foto: Janek Dreibrodt)*

Hochwasser

Prof. Dr. Bruno Merz, Dr. Heidi Kreibich, Dr. Bruno Rudolf

1. Hochwasser: Typen, Schäden und menschliche Einflüsse

Hochwasser sind natürliche Phänomene, definiert als zeitlich begrenzte Überflutung von Land, das normalerweise nicht von Wasser bedeckt ist. Häufig spielen mehrere, miteinander gekoppelte Bedingungen (z. B. Sättigung der Böden durch vorangegangene Niederschläge, gefrorene Böden) für die Ausbildung und das Ausmaß von Überschwemmungen eine Rolle, und somit ist jedes Hochwasserereignis einzigartig. Trotzdem lassen sich für Mitteleuropa fünf Typen charakterisieren.

Die höchsten Starkniederschläge sind von kurzer Dauer. Sie haben Sturzfluten, also lokale, plötzliche Überschwemmungen zur Folge: vollgelaufene Keller, überlaufende Abwasserkanäle, starke Bodenerosion. Kleine friedliche Bäche werden zu reißenden Strömen. Solche Ereignisse beschränken sich in Mitteleuropa hauptsächlich auf die warme Jahreszeit und sind mit sehr starken Gewittern verbunden. Am 26. Juli 2008 ereignete sich in Dortmund ein solches extremes Ereignis. Wie die an Stationsmessdaten geeichten Radarbeobachtungen des DWD ergaben, überschritten über einer Fläche von circa 30 km² die in drei Stunden gefallenen Niederschläge den Schwellwert von 100 l/m².

Mehrere Tage lang anhaltende Niederschläge sind in den mittleren Breiten mit nahezu ortsfesten Tiefdruckgebieten und Fronten verbunden. Je nach Größe der betroffenen Region und je nach dem verfügbaren Wasserspeichervermögen der Böden können Flüsse über die Ufer treten. Markante Beispiele sind die Hochwässer der Oder im Juli 1997, der

Elbe in 2002 sowie die Überschwemmungen im August 2005 in der Alpenregion und Rumänien. Solche Ereignisse sind typisch für den Hochsommer.

Ähnliche Situationen können im Herbst und Winter großräumiger und länger anhaltend sein. Die Regenfälle haben zwar eine deutlich geringere Intensität als in den ersten beiden Kategorien, aber die Gesamtmenge fällt höher aus. Zusätzlich können die Böden nach längeren Niederschlagsperioden oft kein Wasser mehr aufnehmen und leiten Niederschläge sehr schnell weiter in die Flüsse. Ein Beispiel sind die Überschwemmungen in weiten Teilen Europas im Zeitraum von September bis November 2000.

Schmilzt eine Schneedecke durch einen Wärmeeinbruch oder durch auf den Schnee fallende, warme Niederschläge, so fließt plötzlich viel Schmelzwasser ab. Entsprechend steigen die Pegel in den betroffenen Flüssen. Fällt dann weiterer kräftiger Regen, können die Flüsse diesen nicht mehr schnell genug abtransportieren. Beispiele sind hier die Jahrhunderthochwasser des Rheins im Dezember 1993 und bald danach im Januar 1995 sowie auch das „Pfungsthochwasser“ von Donau und Bodensee im Mai 1999.

Überschwemmungen können auch auftreten, wenn Flüsse Eisschollen mitführen, die sich an Engpässen regelrecht zu Staumauern auftürmen können. Bekannt hierfür waren in früheren Jahren besonders die Weichsel, Elbe und die Donau.

Hochwasser sind natürliche Ereignisse. Sie sind schon immer aufgetreten und sind Ausdruck der natürlichen Variation des

Prof. Dr. Bruno Merz, Dr. Heidi Kreibich: GFZ, Sektion Hydrologie;

Dr. Bruno Rudolf, ehemaliger Leiter der Abt. Hydrometeorologie, Deutscher Wetterdienst DWD

Wasserhaushalts und des Klimas. Hochwasser sind erst dann ein Problem, wenn sie Menschen, ihre Umwelt oder ihre Werte schädigen. Dementsprechend erfordert die Diskussion des Hochwasserrisikos, dass die komplette Risikokette betrachtet wird: Vom auslösenden meteorologischen Ereignis bis hin zu den indirekt betroffenen Bereichen. Abb. 1 zeigt die beteiligten Kompartimente. Ein starkes Schadenshochwasser entsteht zumeist dann, wenn mehrere Komponenten dieses Gesamtsystems während eines Ereignisses ungünstig zusammenwirken.

Der Mensch verändert das Hochwasserrisiko in vielfältiger Weise, z.B. durch den anthropogen verursachten Klimawandel, durch die Umgestaltung von Flusslandschaften oder den Bau von Hochwasserschutzmaßnahmen (Abb. 1). Die Auswirkungen dieser menschlichen Eingriffe auf Hochwasserabflüsse sowie auf die Konsequenzen von Hochwasserereignissen sind heute

nur in Einzelfällen gut quantifiziert. Beispielsweise ist weitgehend offen, wie sich der Klimawandel oder eine veränderte Landnutzung auf das Risiko auswirken. Forschungsbedarf besteht in der Gesamtschau der Risikokette, wobei insbesondere die absichtlichen oder unabsichtlichen Risikoveränderungen durch die vielfältigen Tätigkeiten des Menschen berücksichtigt werden sollten.

2. Hochwasser in Deutschland

Auch in einem Land wie Deutschland, das keinen übermäßig großen naturräumlichen Gradienten ausgesetzt ist, sind die Hochwassercharakteristiken vielfältig (Abb. 2). Auf Basis umfangreicher Abflussanalysen wurden in Deutschland drei räumlich abgegrenzte Regionen saisonal unterschiedlichen Hochwasserauftretens identifiziert (Beurton und Thielen 2009). In den westlichen Einzugsgebieten, insbesondere Rhein und Weser, do-

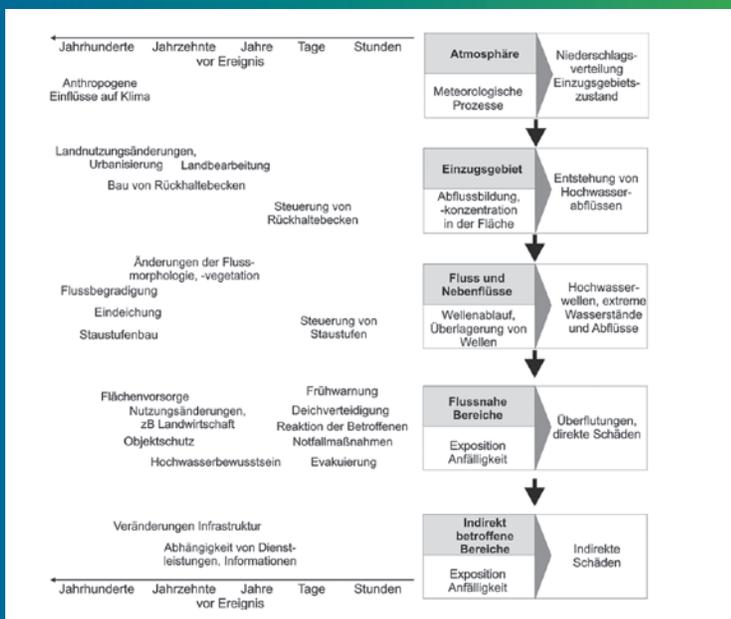


Abb. 1: Risikokette Flusshochwasser: Kompartimente, Prozesse sowie menschliche Einwirkungen (verändert nach Merz, 2006)

minieren Winterhochwasser mit meist großflächiger Ausdehnung und langer Dauer. In den östlichen Einzugsgebieten, insbesondere Elbe und Oder treten ebenfalls eine beachtliche Menge von Winterhochwassern auf, jedoch auch Sommer- und Frühjahrshochwasser. Dabei können die Sommerhochwasser, obwohl sie einen kleinen Anteil an der Gesamtzahl der Hochwasser ausmachen, häufiger zu Extremabflüssen führen. Ein Beispiel ist das große Schadensereignis im August 2002 an der Elbe. Die südlichen Einzugsgebiete, insbesondere Donau, zeigen im Jahresverlauf eine multimodale Hochwasserverteilung. Es treten sowohl während der Schneeschmelze im Frühjahr als auch während der Sommermonate gehäuft Hochwasser auf. Die Sommerhochwasser haben teilweise ausgesprochen hohe Abflüsse, jedoch ist ihre regionale Ausdehnung normalerweise auf wenige Teileinzugsgebiete begrenzt. Hochwasserprozesse variieren also in Raum und Zeit, und diese Komplexität verbietet einfache Aussagen. Es ist notwendig diese Variationen und die damit verbundenen Prozesse zu verstehen, um beispielsweise abschätzen zu können, wie sich der Klimawandel auf Hochwasser in Deutschland auswirkt.

Das bisher wahrscheinlich schwerste Hochwasser in Deutschland war das historische „St. Magdalene Hochwasser“ im Juli 1342, welches als Jahrtausend-Ereignis bezeichnet werden kann (*Brázdil et al., 2012*). Betroffen waren alle großen Einzugsgebiete in Deutschland, Aufzeichnungen darüber finden sich in den Chroniken zahlreicher Städte. Das Hochwasser forderte tausende von Todesopfern und führte zu großräumigen ökonomischen Schäden. Brücken wurden zerstört, Flussläufe änderten sich, massive Erosion führte zu 10m tiefen Schluchten auf landwirtschaftlichen Flächen. Für ein verbessertes Verständnis der Hochwassergefahr bietet die Aufarbeitung historischer Extremereignisse ein großes Potential: Welche Prozesse haben in welcher Ausprägung zusammengewirkt? Wie wahrscheinlich ist das 1342-Hochwasser

heute? Was würde passieren, wenn dieses Ereignis auf unsere heutige Gesellschaft treffen würde? Solche Analysen können Sicherheitsdefizite aufdecken und die Planung des Risikomanagements unterstützen. Für die Rekonstruktion historischer Extremhochwasser findet sich umfangreiches Material in den Archiven, das in einer interdisziplinären Zusammenarbeit von Historikern, Bauingenieuren, Meteorologen etc. auszuwerten ist (*Deutsch et al., 2011*). Hier scheinen verstärkte Forschungsanstrengungen notwendig.

Auch rezente Hochwasser haben erheblichen Schaden in Deutschland verursacht (Tabelle 1). Der höchste ökonomische Schaden, der bisher durch ein Naturereignis in Deutschland verursacht wurde, belief sich auf 11,8 Milliarden Euro, verursacht durch das Extremhochwasser im August 2002 im Elbe- und Donaeinzugsgebiet (*Kron 2004*). Ursache war eine so genannte Vb-Wetterlage mit ungewöhnlich ergiebigen Regenfällen auf bereits relativ stark gesättigte Böden. Hochwasserschäden traten in sechs Bundesländern auf. Am stärksten betroffen war Sachsen, mit 8,6 Mrd. € Schaden, wobei die meisten dieser Schäden an Wohngebäuden (28%), gewerblichen Unternehmen (23%) und der kommunalen Infrastruktur (21%) zu verzeichnen waren (*DKKV, 2003*). Um die Schädigungsprozesse durch Hochwasser besser zu verstehen, müssen sowohl die Ereignisdokumentation als auch die Analyse aufgetretener Hochwasserereignisse und ihrer Schäden erheblich verbessert werden.

3. Was verursacht die steigenden Schäden durch Hochwasser?

Die Schäden durch Hochwasser sind in den letzten Jahrzehnten dramatisch angestiegen (*Munich Re, 2004, Barredo, 2009*), und ein weiterer Anstieg wird erwartet. Die möglichen Ursachen für die zunehmenden Schäden sind vielfältig, und nach wie vor ist es schwierig, diesem Trend Ursachen eindeutig zuzuweisen. Einflussfaktoren sind Änderungen der Hoch-

Tabelle 1: Bedeutende Flusshochwasser in Deutschland 1990 bis heute

Zeit	Einzugs- gebiet	Charakteristik	Todes- fälle *	Direkte Monetäre Schäden [Mio. €] *
August 1991	Donau	Sommer-Hochwasser; Sturz- fluten in Folge von Gewittern oder sommerlichen lokalen Starkregen	5	43
Dezember 1993	Rhein	Winter-Hochwasser; Stark- regen bei hoher Vorfeuchte	5	530
April 1994	Elbe	Winter-Hochwasser; Kom- bination Niederschlag und Schneesmelze	2	155
Januar 1995	Rhein	Winter-Hochwasser; Kom- bination Niederschlag und Schneesmelze	5	280
Juli/August 1997	Oder	Sommer-Hochwasser; lang anhaltende Niederschläge; Vb-Wetterlage	--	330
Oktober/ November 1998	Rhein	Winter-Hochwasser; lang anhaltende Niederschläge	--	140
Mai/Juni 1999	Donau	Sommer-Hochwasser; Stark- regen bei hoher Vorfeuchte	7	412
August 2002	Elbe und Donau	Sommer-Hochwasser; Stark- regen bei hoher Vorfeuchte; Vb-Wetterlage	21	11800
Juli/August 2005	Donau	Sommer-Hochwasser; Stark- regen bei hoher Vorfeuchte; Vb-Wetterlage	1	185
März/April 2006	Elbe	Winter-Hochwasser; Kom- bination Niederschlag und Schneesmelze	--	75
August 2010	Elbe	Sommer-Hochwasser; lang anhaltende Niederschläge	3	900
Januar 2011	Rhein und Elbe	Winter-Hochwasser; Kom- bination Niederschlag und Schneesmelze	4	100
Juni 2013	Donau und Elbe	Sommer-Hochwasser; Stark- regen sehr hoher Vorfeuchte	8	ca. 10000

Quellen: Munich Re, 1999; Kron 2004; Munich Re NatCat Service 2009; Grünewald 2011; Deutsche Rückversicherung, 2012; EM-DAT, 2012.

* Die Todesfälle und Schäden beziehen sich nur auf Deutschland.

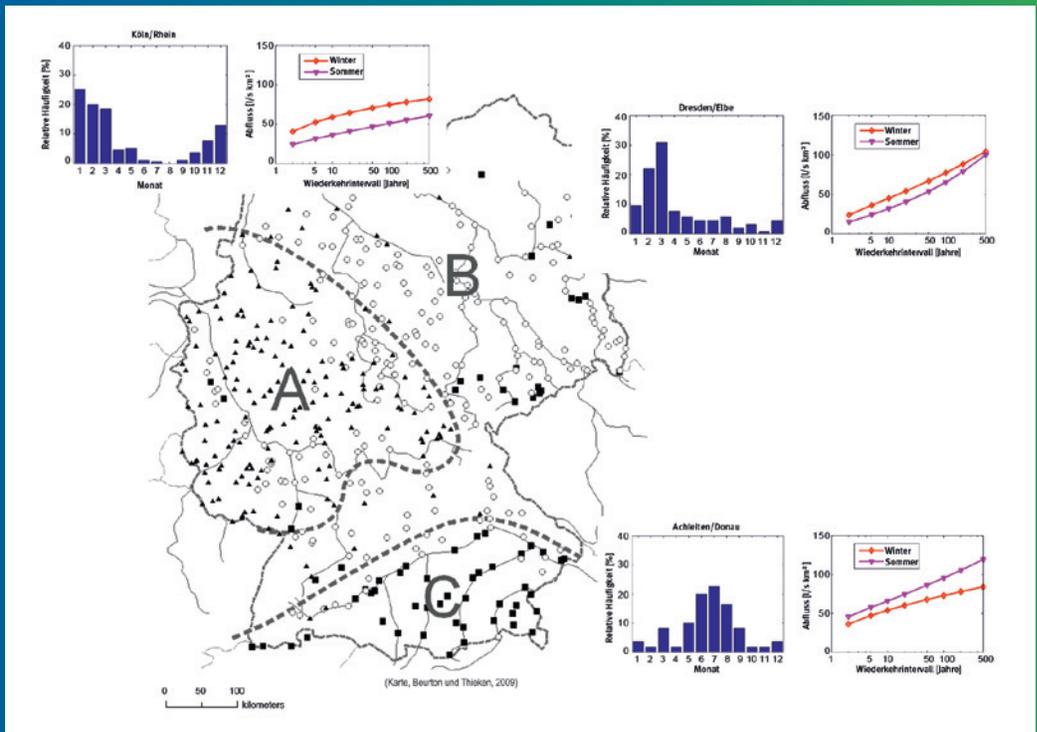


Abb. 2: Die Variation von Flusshochwasser in Deutschland. Neben den drei Regionen mit unterschiedlicher Hochwassersaisonalität (verändert nach Beurton und Thielen, 2009) sind beispielhaft für drei Pegel die relative Häufigkeit des Auftretens von Hochwasser sowie die Hochwasserabflüsse, jeweils getrennt für Sommer und Winter gezeigt. Es wird beispielsweise deutlich, dass am Pegel Köln die Winterhochwasser dominieren hinsichtlich Auftreten und Abflüssen. Am Pegel Achleiten treten dagegen vor allem im Sommer hohe Abflusswerte auf.

wassergefährdung, beispielsweise durch den Klimawandel, und Änderungen der Vulnerabilität, beispielsweise durch zunehmende Besiedlung und wirtschaftliche Nutzung von Überflutungsgebieten. Letzteres scheint ein entscheidender Faktor für die steigenden Hochwasserschäden zu sein. In Europa ist dieser Trend begründbar durch relativ niedrige Preise für Bauland, gute Verkehrsinfrastruktur für den Gütertransport und die relativ große Stadtnähe. Beispielsweise sind Gemeinden mit mehr als 5000 Einwohnern doppelt so häufig an Flüssen gelegen als im Rest der Fläche in Deutschland (Borchert, 1992).

Es existieren nur wenige quantitative Analysen von Schadendaten vergangener Hochwasserereignisse. Die verwendeten Schadendaten sind zumeist stark aggregiert und außerdem unsicher, so dass ihre Ergebnisse vorsichtig zu interpretieren sind. Während der Periode 1970-2006 sind die Schäden durch große Flusshochwasser in Europa signifikant angestiegen (Barredo, 2009). Jedoch kann nach der Normalisierung der Schadendaten, d.h. nach Herausrechnen der Inflation, der Veränderungen in der Bevölkerungsdichte und beim Wohlstand wie auch der Preisunterschiede zwischen

den Ländern, kein signifikanter Trend mehr ausgemacht werden. Dies deutet darauf hin, dass der beobachtete Anstieg der Schäden durch sozio-ökonomische Faktoren verursacht wurde. Diese Folgerung von *Barredo (2009)* stimmt mit den Ergebnissen ähnlicher Analysen überein: Der beobachtete Anstieg der Schäden durch Hochwasser und andere hydro-meteorologische Ereignisse wird zum Großteil durch den gesellschaftlichen Wandel und die wirtschaftliche Entwicklung verursacht, daneben können auch Veränderungen der hydro-meteorologischen Extreme eine Rolle spielen. *Elmer et al. (2012)* untersuchten die Änderung des Hochwasserrisikos im Sinne jährlich zu erwartender Schäden an Wohngebäuden im Einzugsgebiet der Vereinigten Mulde für den Zeitraum 1990 bis 2020. Teilweise wurden tatsächliche Veränderungen, teilweise mögliche Projektionen verwendet. Die Studie berechnete eine Zunahme des Hochwasserrisikos um 15% für 2020 im Vergleich zu 2000. Als Haupttreiber der Veränderung wurde die Landnutzungsänderung, d.h. verstärkte Besiedelung der hochwassergefährdeten Gebiete ausgemacht. Forschungsbedarf besteht sowohl hinsichtlich einer verbesserten Analyse vergangener Risikoveränderungen und deren Treiber als auch hinsichtlich der Entwicklung verbesserter Modellketten und Szenarien für die Projektion zukünftiger Risikoveränderungen.

4. Wie gut lässt sich das Hochwasserrisiko abschätzen?

Eine zentrale Bedeutung für das Risikomanagement hat die Risikoanalyse, also die Quantifizierung des Risikos. Erst wenn bekannt ist, wie groß das Risiko ist, wie es sich im Raum verteilt, und wie es durch welche Aktivitäten verändert wird, ist die Basis für das Risikomanagement geschaffen. Eine solide Abschätzung des Risikos erfordert, dass die physikalischen Prozesse der Hochwasserentstehung und des Hochwasserablaufs, sowie ihre Eintrittswahrscheinlichkeiten solide bestimmt werden. Darüber hinaus sind die Auswirkungen

auf die Menschen und ihre Werte sowie auf die Umwelt zu quantifizieren. Diese sind teilweise erheblich durch gesellschaftliche Faktoren beeinflusst, wodurch sich Beschränkungen für die Quantifizierung ergeben. In dieser Situation ist es wichtig Unsicherheiten zu identifizieren, zu quantifizieren und zu kommunizieren.

In diesem Zusammenhang ist auf den Aspekt der Risikodynamik hinzuweisen. Während die Hochwasserproblematik traditionell in einem stationären Bezugssystem analysiert wurde, werden heute zunehmend die zeitlich veränderlichen Randbedingungen, wie Klimawandel oder Änderungen der Vulnerabilität, berücksichtigt. Forschungsbedarf besteht in der Frage, wie diese Risikodynamik in die Risikoanalyse integriert werden kann, und inwieweit diese Dynamik prognostizierbar ist. Die soll am Beispiel des Klimawandels illustriert werden. Die mögliche zukünftige Veränderung der Hochwassertätigkeit unter Klimawandel wird üblicherweise mit Modellkw – Hydrologisches Einzugsgebietsmodell – Extremwertstatistik“. Die Implementierung und Parametrisierung dieser Modellketten ist mit vielen Annahmen und Unsicherheiten verbunden. Diese Unsicherheiten werden umso größer, je kleiner das Zielgebiet und je extremer die Zielvariable ist. Darüber hinaus spielen die dominanten Prozesse eine Rolle. Temperaturgesteuerte Prozesse (z. B. Hochwasser resultierend aus Schneeschmelze) lassen sich beispielsweise besser abschätzen als niederschlagsgesteuerte Prozesse. Obwohl in allen Elementen der Modellkette Unsicherheiten existieren, deuten mehrere jüngere Veröffentlichungen darauf hin, dass die Globalen Klimamodelle die größte Unsicherheitsquelle bei Hochwasserszenarien sind (z. B. *Kay et al., 2009*). Dementsprechend werden Ensemblemethoden eingesetzt, indem mehrere Klimamodelle (und andere Modelle in der Kette) parallel benutzt werden um den Unsicherheitsbereich abzuschätzen. Diese Bereiche sind in vielen Fällen so weit, dass heute noch keine belastbaren Aussagen gemacht werden können (*Merz et al., 2012*). Notwendig ist eine Verbesserung dieser

Modellketten, z.B. bei der Simulation von Niederschlägen. Darüber hinaus ist es auch notwendig die Fälle, in denen bereits heute Aussagen mit einer vernünftigen Schärfe gemacht werden können, von solchen Fragestellungen zu trennen, in denen dies (noch) nicht möglich ist.

Die Frage nach dem Zusammenhang zwischen dem Klimawandel und Hochwasser wird durch die Überlagerung des Klimawandels mit der natürlichen Klimavariabilität verkompliziert. Hochwasserzeitreihen zeichnen sich durch eine hohe Zufallskomponente aus, außerdem zeigen sie häufig dekadische oder noch längerfristige Fluktuationen. Abb. 3 zeigt eine 4000-Jahresreihe der Hochwasserfrequenzen, die anhand von Sedimenten des Mondsees in Österreich rekonstruiert wurde. Diese Reihe illustriert, welche großen Änderungen der Hochwassertätigkeit auch schon vor tausenden von Jahren – ohne einen

menschlichen Einfluss im Einzugsgebiet oder auf das Klima – stattgefunden haben. Der Vergleich mit Warm- und Kaltphasen macht deutlich, dass keine einfachen Zusammenhänge zwischen Hochwasser und wärmeren bzw. kälteren Klimabedingungen zu erwarten sind (Swierczynki et al., 2012). Um die zeitliche Dynamik des Hochwasserrisikos verlässlich quantifizieren zu können, ist es notwendig, den Zusammenhang zwischen natürlicher Klimavariabilität und Hochwasser besser zu verstehen. Paläohydrologische und-klimatologische Befunde eröffnen hier einen Ansatz um Prozessstudien und Simulationsmodelle zu bewerten.

Ein weiteres Beispiel für die heute noch existierenden Unsicherheiten sind Schadenanalysen. Zwar werden zunehmend Modelle zur Abschätzung der negativen Konsequenzen von Hochwasserereignissen entwickelt, diese beschränken sich jedoch häufig auf die

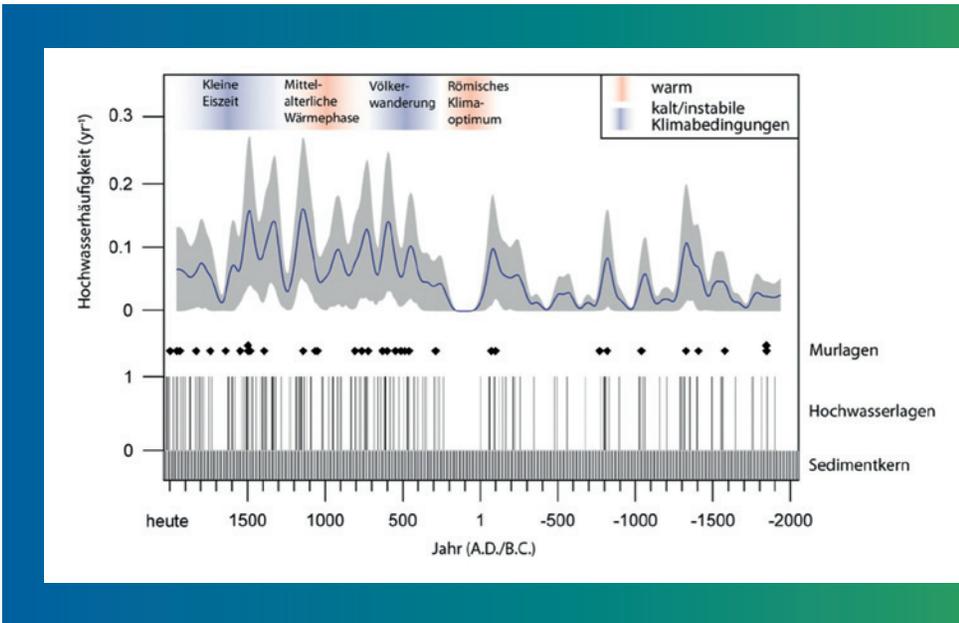


Abb. 3: 4000-Jahresreihe von Hochwasserfrequenzen am Mondsee in Österreich (Swierczynski et al., 2012) rekonstruiert aus Seesedimenten. Die Hochwasserlagen zeigen das Auftreten von Hochwasserereignissen mit Sedimenteintrag in den See. Die geglättete Kurve und ihr Unsicherheitsbereich (grau) zeigen, wie die Hochwasserhäufigkeit fluktuiert.

direkten ökonomischen Schäden. Also auf die Schäden, die direkt durch den Kontakt mit Wasser hervorgerufen werden und in Geldeinheiten ausgedrückt werden können. Andere bedeutende Konsequenzen werden vernachlässigt. Dies betrifft zum einen die sogenannten intangiblen Schäden, wie z. B. physische und psychische Auswirkungen auf Menschen oder Beeinträchtigungen von Ökosystemen. Dies betrifft zum anderen indirekte Schäden. So hat das Hochwasser in Thailand 2011 erneut gezeigt, dass ein Ereignis aufgrund der globalen Vernetzung erhebliche wirtschaftliche Konsequenzen in anderen Regionen verursachen kann. Auch die Frage der Auswirkungen von Überflutungen auf kritische Infrastrukturen ist weitgehend unbeantwortet. Es ist notwendig das Spektrum der betrachteten Konsequenzen zu erweitern, aber auch die existierenden Schadenmodelle zu den direkten ökonomischen Schäden zu verbessern. So basieren z. B. die Modelle zur Quantifizierung der Hochwasserschäden an Privathaushalten auf einfachen Ansätzen, die die Vielfältigkeit der Einflüsse und die zeitliche Veränderung der Vulnerabilität nicht genügend berücksichtigen.

5. Hochwasser-Risikomanagement

Ob sich aus Starkniederschlägen und hohen Abflüssen Katastrophen entwickeln, hängt von der Vorsorge der Gesellschaft und ihrer Reaktion in Krisensituationen ab. Die Zusammenhänge zwischen der Vulnerabilität bzw. der Resilienz einer Gesellschaft und Hochwasserkatastrophen sind in den letzten zwei Jahrzehnten zunehmend erkannt worden. Die traditionelle Betonung von Bemessungsabflüssen und des strukturellen Hochwasserschutzes wurde erweitert in Richtung eines umfassenderen Risikomanagements, wie es sich in der Europäischen Hochwasser-Richtlinie (EU, 2007) widerspiegelt. Neben den klassischen und unvermindert wichtigen Maßnahmen (Hochwasserrückhaltebecken, Deiche, Vorhersagesysteme, etc.) steht eine Vielfalt weiterer Möglichkeiten zur Schadensreduzierung bzw. zum Umgang mit dem

Risiko zur Verfügung (DKKV, 2003, Merz et al., 2011). Somit gilt es für eine bestimmte Situation eine gute Kombination verschiedener Maßnahmen zu wählen. Forschungsbedarf besteht in der Frage, wie die (nicht nur monetären) Kosten und Nutzen verschiedener Maßnahmen quantifiziert und verglichen werden können. Während diese für Maßnahmen des strukturellen Hochwasserschutzes gut bekannt sind, gibt es wenig gesichertes Wissen zu anderen Maßnahmen, wie z. B. Bauvorsorge.

Hochwasser-Risikomanagement muss in einem gesellschaftlichen Rahmen mit sich ändernden und kaum vorhersagbaren Randbedingungen agieren. Heutige Entscheidungen zum Hochwasserschutz sollen langfristig Wirkung zeigen, allerdings kann die gesellschaftliche Entwicklung oder die Veränderung der Hochwassergefahr durch Klimawandel und Veränderungen in den Einzugsgebieten nicht Jahrzehnte voraus abgeschätzt werden. Vor diesem Hintergrund werden neue Ausprägungen des Risikomanagements diskutiert, die größeres Gewicht auf Möglichkeiten der Anpassung legen. Die traditionellen Entscheidungskriterien, insbesondere die Optimierung unter Annahme bestimmter Randbedingungen, werden ergänzt bzw. ersetzt durch Kriterien wie Flexibilität oder Robustheit. Hier besteht Forschungsbedarf, wie die Unsicherheit über zukünftige Entwicklungen in das Risikomanagement und die Planung von langfristig wirksamen Schutzmaßnahmen integriert werden können (Merz et al., 2012).

Literatur

- Barredo, J.I. (2009): *Normalised flood losses in Europe: 1970-2006*. NHESS, 9, 97-104
- Beurton, S. and A. Thielen (2009). "Seasonality of floods in Germany." *Hydrological Sciences Journal* 54(1): 62-76
- Borchert, J. (1992): *Flusskorridore als überregionale Verbundstrukturen*. *Natur und Landschaft*, 67(9), 413-418

- Brázdil R., Kundzewicz Z.W., Benito G., Demareé G., Macdonald N., Roald L.A. (2012) *Historical Floods in Europe in the Past Millennium*. In: Kundzewicz Z.W. (ed.) *Changes in Flood Risk in Europe*. IAHS Special Publication 10, IAHS Press, Wallingford, UK
- Deutsch, M., Glaser, R., Pörtke, K.-H., Schönbein, J., (2011): *Aus historischen Hochwassern lernen*. In: Merz, B., Bittner, R. Grünewald, U., Piroth, K., *Management von Hochwasserrisiken*, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 15-35.
- Deutsche Rückversicherung (2012) *Sturmdokumentation 2011 Deutschland*. Deutsche Rückversicherung Düsseldorf
- DKKV (Deutsches Komitee für Katastrophenvorsorge) (2003) *Hochwasservorsorge in Deutschland—Lernen aus der Katastrophe 2002 im Elbegebiet*. Schriftenreihe des DKKV 29, lessons learned. DKKV, Bonn
- Elmer, F.; Hoymann, J.; DÜthmann, D.; Vorogushyn, S.; Kreibich, H. (2012): *Drivers of flood risk change in residential areas*. *Natural Hazards and Earth System Sciences (NHESS)*, 12, 5, 1641-1657
- EM-DAT (2012) *EM-DAT: The OFDA/CRED International Disaster Database*. Université Catholique de Louvain - Brussels – Belgium, www.emdat.be (Data download 4.6.2012)
- EU, (2007): *Directive 2007/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2007 on the assessment and management of flood risks*. *Off. J. EU* 6, L 288/27–34
- Grünewald U. (2011) *Hochwasser in Sachsen und Brandenburg – immer häufiger, immer heftiger und der „Schutz“ davor immer perfekter?* 11. Forum Katastrophenvorsorge „Risiko 2.0 Neuer Umgang mit alten Gefahren“, Potsdam (http://188.111.81.194/download/forum/11/5_EA_Gruenewald.pdf)
- Kay, A.L., Davies, H.N., Bell, V.A., Jones, R.G. (2009) *Comparison of uncertainty sources for climate change impacts: flood frequency in England*. *Climatic Change*, 92, 41-63
- Kron W (2004) *Zunehmende Überschwemmungsschäden: Eine Gefahr für die Versicherungswirtschaft?* ATV-DVWK: Bundestagung 15.-16.09.2004 in Würzburg, DCM, Meckenheim, 47–63
- Merz, B., 2006: *Hochwasserrisiken. Grenzen und Möglichkeiten der Risikoabschätzung*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 334 Seiten
- Merz, B., Bittner, R. Grünewald, U., Piroth, K. (2011) *Management von Hochwasserrisiken*, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart
- Merz, B., Maurer, Th., Kaiser, K. (2012) *Wie gut können wir vergangene und zukünftige Veränderungen des Wasserhaushalts quantifizieren?* *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 5, 244-256
- Munich Re, (1999): *Naturkatastrophen in Deutschland*. Publication of Munich Re, Ordering Number 2798-E-d.
- Munich Re (2004): *TOPICSgeo—natural catastrophes 2003*. Munich Re Group, Munich
- Munich Re NatCat Service (2009) *NatCatSERVICE: www.munichre.com* (last access: 20. November 2009)
- Petrow, T. and B. Merz (2009): *„Trends in flood magnitude, frequency and seasonality in Germany in the period 1951–2002.“* *Journal of Hydrology* 371(1–4): 129-141
- Swierczynski, T., Lauterbach, S., Dulski, P., Delgado, J., Merz, B., Brauer, A. (2013): *Mid- to late Holocene flood frequency changes in the northeastern Alps as recorded in varved sediments of Lake Mondsee (Upper Austria)*. *Quaternary Science Reviews*, 80, 78-90



*Starkregen im Juli 2014
(Foto: DWD)*

Starkniederschlag

Dr. Monika Rauthe, Dr. Gabriele Malitz, Dr. Annegret Gratzki, Dr. Andreas Becker

Niederschlag, der im Verhältnis zu seiner Dauer eine hohe Intensität aufweist und daher selten auftritt, wird als Starkniederschlag bezeichnet. Neben der Niederschlagsdauer und -häufigkeit ist die Größe der vom Starkniederschlag betroffenen Fläche wesentlich (siehe Abb. 1). Starkniederschlagsereignisse können sowohl Niederschläge kurzer Dauer und hoher Intensität als auch mehrere Stunden oder Tage anhaltende Niederschläge mit großen Niederschlagshöhen sein (angegeben in mm, entspricht l/m²). Typische Werte für Starkniederschlagshöhen in Deutschland sind 10 mm in 15 Minuten oder 35 mm in

24 Stunden, die in der Regel jeweils einmal pro Jahr auftreten. Beispiele für nachgewiesene maximale Starkniederschläge in Deutschland liegen bei 126 mm innerhalb von 8 min in Füssen am 25. Mai 1920 und 312 mm innerhalb von 24 Stunden in Zinnwald-Georgenfeld vom 12. August (7:00 Uhr MESZ) bis zum 13. August 2002 (7:00 Uhr MESZ) sowie 405 mm innerhalb von 96 Stunden in Aschau-Stein vom 30. Mai bis 2. Juni 2013 (Stein und Malitz *et al.*, 2013). Solche extremen Niederschläge führen dann oft zu weiteren Naturrisiken wie Hochwasser (siehe auch Kapitel Hochwasser) oder Bodenerosion.

Dr. Annegret Gratzki,
Leiterin Abt. Hydrometeorologie,
Deutscher Wetterdienst DWD;

Dr. Monika Rauthe,
Dr. Gabriele Malitz,
Referat Hydrometeorologische Beratungsleistungen,
Deutscher Wetterdienst DWD;

Dr. Andreas Becker,
Leiter Referat Niederschlagsüberwachung,
Deutscher Wetterdienst DWD

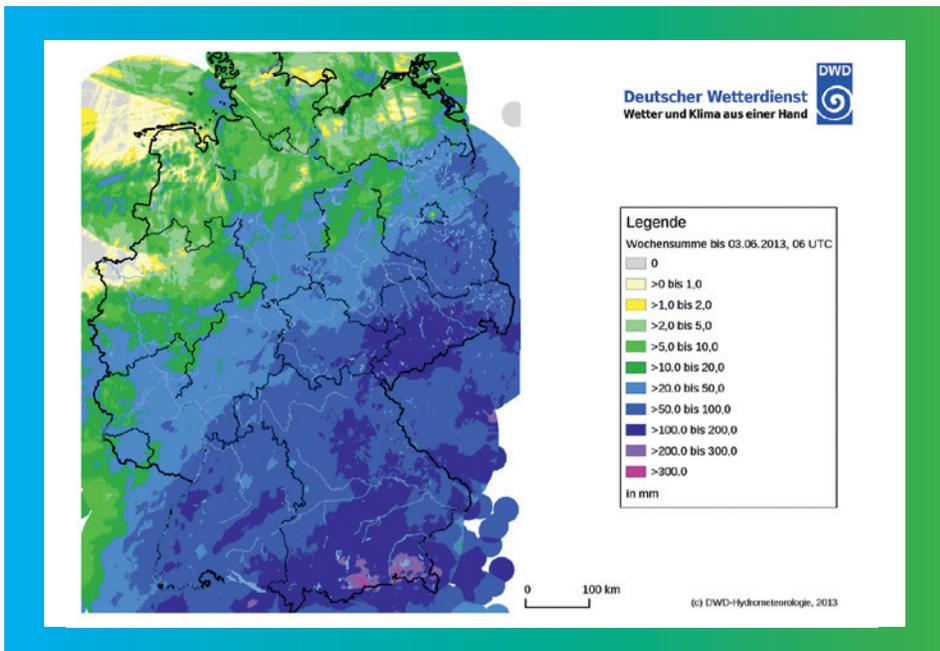


Abb. 1: Niederschlagssumme (in mm) in den 7 Tagen vom 27.05.2013 (8:00 MESZ) bis 03.06.2013 (8:00 MESZ) in Deutschland und angrenzenden Regionen



Abb.2: Starkniederschlag (Foto: Franz Ossing, GFZ)

Bemessungsregen

Werden Starkniederschlagshöhen für wasserwirtschaftliche Planungen benötigt, wird mit den Bemessungsregen gearbeitet, die schon seit vielen Jahrzehnten in einschlägigen DIN-Vorschriften (z. B. *DIN, 1994*) und Regelungen der Deutschen Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall (z. B. *DWA, 2012*) definiert sind. Essentiell an der Definition Starkniederschlag als Bemessungsregen ist, dass der Niederschlag im Verhältnis zu seiner Dauer eine hohe Niederschlagsintensität aufweist und daher selten auftritt. Es werden jedoch sehr spezielle Festlegungen zur Dauer und zur Seltenheit getroffen. Hinsichtlich der Dauer wird mit dem Begriff Dauerstufe agiert, d. h. mit der problemspezifisch ausgewählten Niederschlagsdauer einschließlich Unterbrechungen – völlig unabhängig von Beginn und Ende des natürlichen Niederschlagsereignisses. Was die – in jedem Fall dauerstufenbezogene – Häufigkeit betrifft, gilt ein Niederschlag erst dann als stark, wenn er einmal pro Jahr oder seltener auftritt. Das Wiederkehrintervall T (z. B. $T=50$ a) ist einerseits die mittlere Zeitspanne, in der ein Niederschlagsereignis eine bestimmte Niederschlagshöhe einmal

erreicht oder überschreitet, und andererseits der reziproke Ausdruck für die Eintrittswahrscheinlichkeit $1/T$ (0,02 a⁻¹ bzw. 2 % pro Jahr). Wird die Seltenheit eines Ereignisses (einer Dauerstufe von z. B. $D=60$ min) mit einem Wiederkehrintervall von 20 Jahren bzw. einer Eintrittswahrscheinlichkeit von fünf Mal in hundert Jahren beurteilt, bedeutet das aber nicht zwangsläufig einen Abstand von 20 Jahren zwischen den Starkniederschlagsereignissen, sondern diese können beliebig im betrachteten Zeithorizont verteilt sein.

Im Ergebnis von aufeinanderfolgenden KOSTRA-DWD-Analysen (Koordinierte Starkniederschlags-Regionalisierung für verschiedene Analysezeiträume, z. B. 1951 bis 2000, demnächst erweitert auf den Zeitraum 1951 bis 2010) werden durch die Hydrometeorologen des Deutschen Wetterdienstes extremwertstatistische Starkniederschlagshöhen unterschiedlicher Dauerstufen (ab $D = 5$ min) vorrangig zur Bemessung von Entwässerungseinrichtungen, wie Versickerungsanlagen, Ortskanalisationen, Grundstücksentwässerungen (*DIN, 2008*), aber auch von Regenrückhaltebecken und Talsperren (*DIN, 2004*) in Deutschland erarbeitet (*DWD, 2005*).

Dabei handelt es sich um rasterbasierte Auswertungen, die nur genau am betrachteten Ort gelten. Dem Anwender der KOSTRA-DWD-Werte obliegt es, für größere Gebiete die notwendigen Flächenabminderungsfaktoren zu berücksichtigen. Der Fokus der KOSTRA-DWD-Werte liegt auf den Dauerstufen $T < 12$ Stunden und den Wiederkehrintervallen $T < 50$ a. Daher wird der Verbesserung der Verfügbarkeit möglichst langer Reihen hoch aufgelöster Niederschläge besondere Aufmerksamkeit gewidmet.

Maximal mögliche Niederschläge

Für den Fall, dass urbane oder großräumige Gebiete von Niederschlägen deutlich oberhalb der Bemessungsniederschläge betroffen sind, müssen Entscheider in der Stadt- und Raumplanung, bei den Katastrophenschutzbehörden, beim THW usw. eine realistische Vorstellung davon haben, welche extremen Niederschläge wo auftreten können. Von den Anwendern hydrometeorologischer Ergebnisse wird häufig nach der Größenordnung sehr extremer Starkniederschlagshöhen bis hin zu den Werten des PMP (Probable Maximum Precipitation) gefragt. Daher wurden die vermutlich größten Niederschlagshöhen in Deutschland als theoretisch maximale Niederschlagshöhen berechnet, welche innerhalb einer bestimmten Zeitspanne (Dauerstufe), in einem bestimmten Gebiet (Region in Deutschland mit Gebietsgrößenstufe), zu einer Jahreszeit (vorzugsweise Sommer) unter unveränderten Klimabedingungen physikalisch möglich sind (Schmidt, 1997). Methodisch gesehen, entstanden die Werte des MGN (Maximierte Gebietsniederschlagshöhen für Deutschland) in Anlehnung an die von der WMO empfohlene Vorgehensweise zur Abschätzung von Probable Maximum Precipitation (PMP) durch die physikalisch begründete Maximierung von gemessenen Rekordniederschlägen bei immensem Wasserdampfgehalt der Atmosphäre (WMO, 1986).

Niederschlagsdargebot

Der Starkniederschlag im Winter kann in Form von Schnee fallen und in der Schneedecke zunächst gespeichert werden, bis er dann zeitverzögert abflusswirksam wird (Günther et al., 2005). Bei Planungsentscheidungen bzgl. Entwässerungsanlagen in den schneehydrologisch relevanten Gebieten oberhalb von 400 m ü. NN haben zusätzlich die Aussagen über die Eintrittswahrscheinlichkeit von Extremwerten des Niederschlagsdargebots (Schneesmelze plus Regen) eine erhebliche Bedeutung. Während die Niederschlagshöhe gemessen wird, ist das Niederschlagsdargebot ein Modellergebnis. Die Analyse (auf der Basis stündlicher Messwerte) und die Vorhersage (auf der Basis von COSMO-EU-Modellvorhersagen) erfolgt im DWD mittels des Bilanzmodells SNOW (Böhm et al, 2011). Dabei werden Informationen des Niederschlagsradars und von Satellitenmessungen einbezogen. Mithilfe von Massen- und Energiebilanzgleichungen sowie Gleichungen der planetarischen Grenzschicht berechnet das Modell Vorhersagewerte des Wasseräquivalents und des Niederschlagsdargebots an den Gitterpunkten. Die Ergebnisse von SNOW werden als Eingangsgrößen für hydrologische Abflussmodelle genutzt, mit deren Hilfe eine rechtzeitige Warnung bei Hochwassergefahr ausgegeben werden kann. Mit der klimatologischen Variante von SNOW werden in Analogie zu den KOSTRA-DWD-Analysen die REWANUS-Analysen (Regionalisierte Extremwerte der Wasserabgabe aus Niederschlag und Schneesmelze in Deutschland, z.B. Zeitraum 1961 bis 2005) durchgeführt. Für Untersuchungen zu Änderungen im Extremverhalten des Niederschlagsdargebots und zu Wirkungen des Klimawandels wird die klimatologische Variante des Modells SNOW zur Nutzung als Klimawirkmodell weiterentwickelt.

Bodenerosion

Starkniederschläge mit Andauerstufen im Minutenbereich spielen auch bei der Bodenerosion durch Niederschlag außerhalb von Gerinnebetten eine zunehmende Rolle. Bodenkundlichen Studien (z. B. Hüttl *et al.*, 2011) haben den Einfluss der Bodenfeuchte auf das Abflussgeschehen infolge von Starkniederschlägen spezifisch für das jeweils betrachtete Substrat bestimmt. Demzufolge können bestimmte Böden (vor allem sandige Substrate) sowie bestimmte organische Bodenauflagen (insbesondere in Waldökosystemen) während längerer Trockenheitsperioden im Sommerhalbjahr starke hydrophobe (d.h. wasserabweisende) Eigenschaften ausbilden. Unter diesen Bedingungen nehmen auch trockene Böden – also Böden mit extrem geringer Bodenfeuchte – Niederschläge, insbesondere Starkniederschläge, zunächst nicht auf, was zu einer erheblichen Erhöhung der Oberflächen-Abflussraten führt. Erst nach einer bestimmten Niederschlagszeit und nach eingetretener Bodenbefeuchtung stellen sich nach und nach die üblichen Infiltrationsraten mit Bezug auf die jeweiligen Niederschlagsmengen ein. In diesem Zusammenhang kann es einerseits zu erheblicher Bodenerosion, aber eben auch zu im Vergleich zu den Niederschlagsmengen deutlich geringerer Grundwasserneubildung kommen. Um den Komplex Bodenerosion im Bereich Klimawandel zu untersuchen, gibt es in verschiedenen aktuellen Forschungsprojekten Untersuchungen von Klimaprojektionen, die mit Auflösungen von wenigen Kilometern arbeiten (z. B. Fosser *et al.*; 2013, Imbery *et al.*, 2013).

Klimawandel

In zahlreichen wissenschaftlichen Projekten (z.B. Feldmann *et al.*, 2013; Früh *et al.*, 2010), die im Rahmen der Klimaforschung durchgeführt werden, wird der Begriff Starkregen ziemlich unterschiedlich verwendet und zu Beginn der Darlegungen definiert. Oftmals beziehen sich die Analysen zwar auf nicht geringe, aber mehrmals pro Jahr auftretende Niederschlagsmengen. Exemplarisch für solche Untersuchungen des Starkniederschlags sei hier die Frage genannt: Wo nehmen Niederschlagstage mit mehr als 20 mm in 24 Stunden zu? In einer neueren Studie (Dalelane und Deutschländer, 2013) wurden regionale Klimaprojektionen mit Hilfe von extremwertstatistischen Methoden für Deutschland untersucht. Hier wurden als Starkniederschläge Regenmengen, die im Mittel an einem Ort nur etwa an jedem 100. Tag überschritten werden, untersucht. Das sind für Deutschland je nach Region zwischen 10 und 100 mm in 24 Stunden. Für das Ende des 21. Jahrhunderts ergab sich, dass im Winter grundsätzlich die erwartete Häufigkeit und räumliche Verteilung der Starkniederschläge den von den Klimamodellen simulierten Änderungen des mittleren Niederschlags entspricht. Das bedeutet sie nehmen zu und dabei ist die Zunahme an den Küsten am größten, in der Alpenregion am kleinsten. Für den Sommer gilt hingegen, dass es bis Ende des 21. Jahrhunderts und voraussichtlich auch seltener Niederschlag gibt. Wenn es aber regnet, dann mit höherer Intensität. Eine der Ursachen des sich ändernden Starkniederschlags ist, dass sich die Häufigkeit der Wetterlagen bis 2100 verändert (Riediger und Gratzki, 2013). Im Winter werden künftig milde West- bis Südwinde mit mehr Feuchtigkeit häufiger das Wetter bestimmen als heute. Im Gegensatz dazu werden im Sommer öfter trockenere Hochdrucklagen auftreten. Trotzdem dürfte sich im Sommer die Starkregenvahrscheinlichkeit etwas erhöhen. Insgesamt sind weitere

Untersuchen mit Ensembles aus hochauflösenden regionalen Klimamodellen notwendig, um Abschätzungen zur Änderungen von Extremniederschlägen zu verbessern und deren Unsicherheiten zu betrachten.

Niederschlagsradar

Radargestützte Auswertungen extremer Niederschlagsereignisse mit Hilfe des RADOLAN-Systems (Radar Online-Aneicherung) des DWD liegen derzeit nur in Form von Fallstudien wie z.B. für Dortmund 2008 (*Weigl und Winterrath, 2010, Abb.10-4*) oder Hamburg 2011 vor. Diese zeigen gemeinsam die besondere Stärke der radargestützten Niederschlagsüberwachung zur Erfassung der besonders hohen raum-zeitlichen Variabilität von Starkregenereignissen. Das Potential einer extremwertstatistischen Auswertung des stündlichen quantitativen RADOLAN Produktes zur Erstellung einer hochauflösenden Starkregenmeteorologie wurde erstmals für einen längeren Zeitraum (Juni 2005 bis Dezember 2011) in einem Stadtklima Projekt für die Stadt Köln demonstriert (*Grothues et al., 2013, Kapitel 3.5 und 4.5*). Der signifikant besseren Erfassung kleinräumiger Extremereignisse steht allerdings eine im Vergleich zu Stationsmessungen noch sehr geringe Länge (von derzeit maximal 15 Jahren) der radargestützten Zeitreihen gegenüber, wodurch sich die Ergebnisse zunächst auf häufigere Starkregenereignisse mit Wiederkehrzeiten von maximal 20 Jahren beschränken. Hier zeigen die Auswertungen für die unterschiedlichen Dauerstufen räumliche Muster, die sowohl durch klimarelevante Randbedingungen wie Bebauung und Orographie als auch durch Einzelereignisse geprägt sind. Letzteres Phänomen ist für eine Starkregenmeteorologie unerwünscht und wird vermutlich erst durch einen längeren Untersuchungszeitraum in den Hintergrund gedrängt. Die gegenüber den Resultaten stationsbezogener Starkniederschlagsanalysen deutlich größeren Niederschlagshöhen im Untersuchungszeitraum weisen aber jetzt schon auf ein erhöhtes Ri-

siko von extremen Starkniederschlägen hin. Insgesamt zeigt die Studie zum einen Bedarf an längeren Radar-Zeitreihen und zum anderen Forschungsbedarf, um Methoden zur extremwertstatistischen Auswertung für kurze Zeitreihen zu optimieren. Darüber hinaus gilt es Methoden zur Verlängerung der Radar-Zeitreihen zu entwickeln. Herausforderung dabei ist z. B., dass selbst am Radar Essen, welches den Kölner Raum überwacht, Rohdaten in der aktuellen RADOLAN Spezifikation (256 Intensitätsklassen) erst seit 1998 verfügbar sind. Zuvor ist die Anzahl der Klassen geringer, was bei einer retrospektiven Re-Analyse zu homogenisieren wäre.

Daher erstellt der DWD derzeit seine erste zeitlich homogene Re-Analyse aller Radardaten des DWD Radarverbundes ab Anfang 2001 mit dem aktuellen RADOLAN Verfahren. Die nachfolgende extremwertstatistische Auswertung dieser hochauflösenden quantitativen Niederschlagsanalysen der jüngsten Dekade ist vielversprechend. Allerdings gibt es noch erheblichen Forschungsbedarf bei der Behandlung von Radar-typischen Artefakten (Speichen, Falschechos, Unstetigkeiten im Radarkomposit) während der Re-Analyse. Daher soll diese jährlich wiederholt werden, wobei der Analysezeitraum um das jüngste Jahr verlängert wird, und die inzwischen eingepflegten Verfahrensverbesserungen zur Anwendung kommen.

Rasterbasierte Niederschlagsklimatologien

Innerhalb des Ressortforschungsprojektes des BMVBS „Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Seeschifffahrt“ (KLIMAWAS) wurde ein Regionalisierungsverfahren (REGNIE) unter anderem für Niederschlag auf täglicher Basis und in 1 km x 1 km räumlicher Auflösung weiterentwickelt, das nun neben Deutschland auch die Flusseinzugsgebiete mit ihren nach Deutschland entwässernden Anteilen umfasst (*Rauthe et al., 2013*). Darin enthalten ist auch alpines Gelände, das

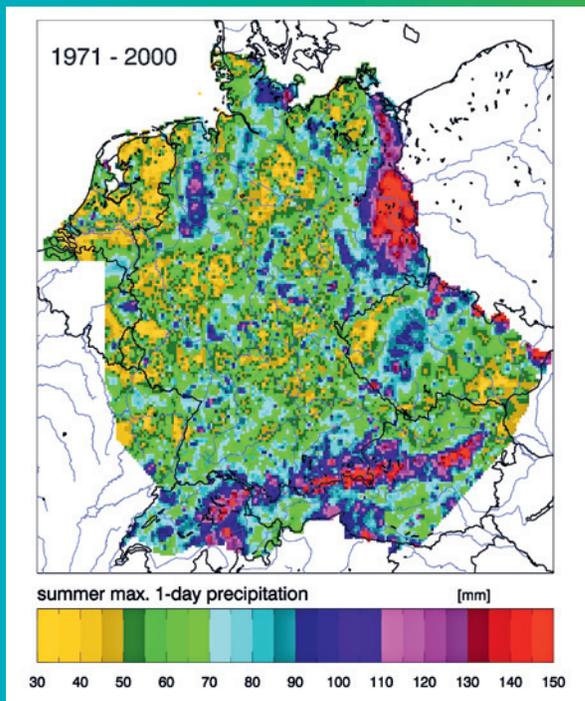


Abb. 3: Maximaler Tagesniederschlag im Sommer (1971-2000) berechnet aus dem DWD/BfG-HYRAS-Niederschlagsdatensatz für das KLIWAS-Gebiet. In weiß sind die Ländergrenzen dargestellt und in schwarz die Einzugsgebietsgrenzen für die Flüsse, Rhein, Donau, Elbe, sowie Weser und Ems.

besondere Anforderungen an die Regionalisierung auf Grund der starken Strukturierung des Geländes stellt. Des Weiteren wurden flankierende Analysen zur Belastbarkeit der Datensätze durchgeführt und verschiedenste hydrometeorologische Kenngrößen, wie z. B. maximale Niederschläge oder auch Trockentage untersucht. Exemplarisch sei hier der maximale Niederschlag an einem Tag in mm im Sommer (Juni-August) für 1971-2000 gezeigt (Abb. 3).

Das Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN) am DWD erweitert derzeit seine bisherige Produktpalette auf Basis von monatlichen Niederschlagssummen (Becker et al., 2013; Schneider et al., 2013) um Produkte auf Tagesbasis (Schamm et al., 2014). Die notwendige Anzahl von Stationen mit täglichen Niederschlagshöhen ist jedoch aufgrund der

Abhängigkeiten von der Raum- und Zeitskala in der Meteorologie erheblich höher als bei monatlichen Niederschlagssummen. Neben der erweiterten Anforderung an die Datenerhebung wurden daher im Rahmen des vom BMBF geförderten MIKLIP-DAPACLIP Projektes ursprünglich für die Monatsbasis entwickelten Verfahren zur Qualitätskontrolle und Rasterung der verfügbaren Informationen weiterentwickelt. Daraus ergab sich, dass für die Tagesdatenanalyse jetzt ein Kriging-Verfahren verwendet wird. Es ermöglicht zusätzlich, den verfahrensimmanenten Fehler zu diagnostizieren und als zusätzliches Fehlerfeld dem Analyseprodukt beizufügen, um dem Nutzer eine Information zur Belastbarkeit der globalen Analyse in datenarmen Regionen mitzugeben. Durch Beteiligung am Forschungsvorhaben ERA_CLIM2 wird das WZN den Analysezeitraum soweit wie mög-

lich in die Vergangenheit ausdehnen, um die Verifikation der globalen ERA_CLIM2 Reanalyse des täglichen Niederschlages für das gesamte 20. Jahrhundert zu ermöglichen.

Ausblick

Generell gibt es weiterhin Forschungsbedarf zu Starkniederschlägen, da die anhand von Modellen erzielten Ergebnisse nicht immer in Einklang mit den Beobachtungen stehen und die Bestimmung von Extremwerten durch ihr seltenes Auftreten generell schwierig ist.

Die Anforderungen an Niederschlagsdaten für praxisrelevante Zielsetzungen bleiben weiterhin hoch. Dafür werden sowohl Bemessungsniederschläge, als auch plausible Extremniederschlagsmengen für Risikoabschätzungen (auch unter Verwendung von Risk Maps) ohne Angabe des Wiederkehrintervalls gebraucht (z.B. WMO, 2009). Es besteht großer Bedarf an verbesserten Kenntnissen über realistische räumliche und zeitliche Strukturen maßgeblicher extremer Starkniederschlagsereignisse, die kritische Systemzustände hervorgerufen haben.

Zahlreiche offene Fragen gibt es insbesondere im Zusammenhang mit starken, lokal begrenzten Kurzzeithniederschlägen. Die DWA hat im Hinblick auf die urbanen Sturzfluten zwar erste Handlungsempfehlungen herausgebracht (DWA, 2013), dennoch muss der diagnostizierte Forschungs- und Entwicklungsbedarf in der Lücke zwischen Stadtentwässerung (15 Minuten als relevanteste Dauerstufe) und Hochwassermanagement (Dauerstufe von 12 Stunden und mehr) weiter abgebaut werden. Darüber hinaus soll für diese Art der Starkniederschläge die Nutzbarkeit und Nützlichkeit der jährlich aktualisierten dekadischen Radar-Re-Analysen im engen Austausch mit Nutzern u.a. aus den Bereichen Katastrophenschutz, Stadt- und Raumplanung und Versicherungswesen noch im Entwicklungsstadium überprüft und zielgerichtet verbessert werden.

Aufgrund der komplexen Abhängigkeiten von meteorologischen und anderen Einflussfaktoren sind im Bereich Starkniederschlag weitere (interdisziplinäre) Forschungen zur eventuellen Erstellung einer Niederschlags-schadenfunktion erforderlich. Neben der Art des Niederschlags und der Vorwitterung (z. B. Schneedecke, Trockenperiode) in Verbindung mit der Bodenfeuchte (inkl. der Auswirkungen von Bodenhydrophobizität) müssen auch nicht-atmosphärische Einflussgrößen berücksichtigt werden, z.B. Orographie (Lage des Schadenortes am Hang oder im Tal), Siedlungsdichte, Bodenart, Landnutzung.

Literatur

- Becker, A., P. Finger, A. Meyer-Christoffer, B. Rudolf, K. Schamm, U. Schneider, M. Ziese, 2013: A description of the global land-surface precipitation data products of the Global Precipitation Climatology Centre with sample applications including centennial (trend) analysis from 1901-present. – *Earth Syst. Sci. Data* 5, 71–99, DOI: 10.5194/essd-5-71-2013
- Böhm, U., T. Reich, G. Schneider, G. Machui-Schwanitz, 2011: The model SNOW4 - a tool to operationally estimate precipitation. High impact weather: Extreme situations and warnings; risk, safety and sounding: http://presentations.copernicus.org/EMS2011-66_presentation.pdf
- Dalelane, C. und T. Deutschländer, 2013: A robust estimator for the intensity of the Poisson point process of extreme weather events, *Weather and Climate Extremes* 1, 69-76, DOI: 10.1016/j.wace.2013.07.003
- DIN – Deutsches Institut für Normung e.V., 1994: *Hydrologie – Teil 3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie*, DIN 4049-3:1994-10
- DIN – Deutsches Institut für Normung e.V., 2004: *Stauanlagen – Teil 11: Talsperren*, DIN 19700-11:2004-07

- DIN – Deutsches Institut für Normung e.V., 2008: *Entwässerungsanlagen für Gebäude und Grundstücke – Bestimmungen in Verbindung mit DIN EN 752 und DIN EN 12056, DIN 1986-100:2008-05*
- DWA – Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e. V., 2012: *Starkregen in Abhängigkeit von Wiederkehrzeit und Dauer, Arbeitsblatt DWA-A 531, Hennef*
- DWA – Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e. V., 2013: *Starkregen und urbane Sturzfluten – Praxisleitfaden zur Überflutungsvorsorge, Themenheft, Hennef*
- DWD, 2005: *Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951 bis 2000), Grundlagenbericht, www.dwd.de/kostra*
- Feldmann, H., G. Schädler, H.-J. Panitz, Ch. Kottmeier, 2013: *Near future changes of extreme precipitation over complex terrain in Central Europe derived from high resolution RCM ensemble simulations, Int. J. Climatol., 33, 1964-1977, DOI: 10.1002/joc3364*
- Fosser, G., S. Khodayar, P. Berg, 2013: *Improving physical consistency for convective precipitation through cloud-resolving climate model simulations, Climate Dyn., submitted*
- Früh, B., H. Feldmann H.-J. Panitz, G. Schädler, D. Jacob, P. Lorenz, K. Keuler, 2010: *Determination of Precipitation Return Values in Complex Terrain and Their Evaluation, J. of Climate, 23 (9), 2257-2274, DOI: 10.1175/2009JCLI2685.1*
- Grothues, E. et al., 2013: *Klimawandelgerechte Metropole Köln. Abschlussbericht. LANUV-Fachbericht 50, ISSN: 1864-3930, 89 S, http://www.lanuv.nrw.de/veroeffentlichungen/fachberichte/fabe50/fabe50start.htm*
- Günther, T., M. Rachner und H. Matthäus, 2005: *Langzeitverhalten der Schneedecke in Baden-Württemberg und Bayern, KLIWA-Berichte, Heft 6, http://www.kliwa.de/download/KLIWAHeft6.pdf*
- Hüttl, R. F., R. Emmermann, S. Germer, M. Nauermann, O. Bens [Hrsg.], 2011: *Globaler Wandel und regionale Entwicklung – Anpassungsstrategien an globale Herausforderungen in der Region Berlin-Brandenburg, Springer, Berlin [u.a.], Bd. 26, 197 S.*
- Imbery, F., S. Plagemann, J. Namyslo (2013): *Processing and analysing an ensemble of climate projections for the joint research project KLIWAS, Adv. Sci. Res. 10, 91–98, DOI: 10.5194/asr-10-91-2013*
- Rauthe, M., H. Steiner, U. Riediger, A. Mazurkiewicz, A. Gratzki (2013): *A Central European precipitation climatology – Part I: Generation and validation of a high-resolution gridded daily data set (HYRAS). Met. Z., Vol. 22(3), 232–256 DOI:10.1127/0941-2948/2013/046*
- Riediger, U. und A. Gratzki, 2013: *Future weather types and their influence on mean and extreme climate indices for precipitation and temperature in Central Europe, Met. Z., accepted*
- Schamm, K., M. Ziese, A. Becker, P. Finger, A. Meyer-Christoffer, U. Schneider, M. Schröder, P. Stender, 2013: *Global gridded precipitation over land: a description of the new GPCC First Guess Daily product. Earth Syst. Sci. Data, 6, 49-60, doi:10.5194/essd-6-49-2014.*

- Schmidt, T. [Hrsg.: Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V.], 1997: *Maximierte Gebietsniederschlagshöhen für Deutschland*, DVWK-Mitteilungen Heft 29, Bonn
- Schneider, U., A. Becker, P. Finger, A. Meyer-Christoffer, M. Ziese, B. Rudolf, 2013: *GPCC's new landsurface precipitation climatology based on quality-controlled in-situ data and its role in quantifying the global water cycle. – Theor. Appl. Climatol. published online, DOI:10.1007/s00704-013-0860-x*
- Stein, C. und G. Malitz et al. [Hrsg.: Deutscher Wetterdienst], 2013: *Das Hochwasser an Elbe und Donau im Juni 2013, Berichte des Deutschen Wetterdienstes 242*, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main, 36 S. http://www.dwd.de/bvbw/generator/DWDWWW/Content/Presse/Hintergrundberichte/2013/Hochwasser__Juni2013__PDF,templateId=raw,property=publicationFile.pdf/Hochwasser_Juni2013_PDF.pdf
- Weigl, E. und T. Winterrath, 2010: *Radargestützte Niederschlagsanalyse und –vorhersage (RADOLAN, RADVOR_OP)*. *promet*, 35 (1/2), 78-86.
- WMO, 1986: *Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation, Operational Hydrology Report 332, Second Edition*, Geneva
- WMO, 2009: *Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation, WMO-No. 1045*, Geneva



*Gewitter (Cumulonimbus, WMO 1987), die einzige hagelproduzierende Wolke
(Foto: F. Ossing, GFZ)*

Hagel

Dr. Andreas Walter

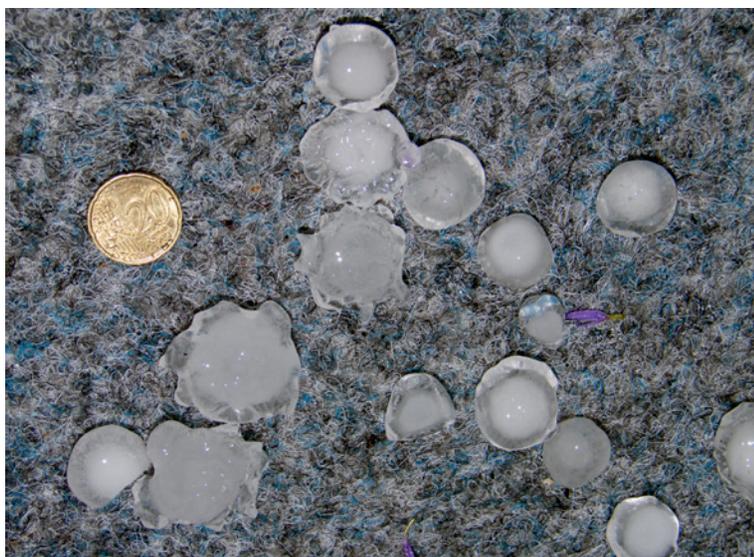
Zu Hagelereignissen liegen derzeit keine gesicherten, auf langen Beobachtungsreihen basierende räumliche Statistiken für Deutschland vor. Der DWD erstellt für interne Unterlagen lediglich auf Augenbeobachtungen beruhende Flächendarstellungen zur durchschnittlichen Anzahl von Hageltagen innerhalb der Sommermonate. Hagelereignisse stellen jedoch eines der wesentlichen Gefahrenpotentiale für die Landwirtschaft dar.

Das Umweltbundesamt (UBA) arbeitet derzeit in Zusammenarbeit mit dem Arbeitskreis „Umgebungsbedingte Gefahrenquellen“ der Kommission für Anlagensicherheit des Bundesministeriums für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit an einer Technischen Regel Anlagensicherheit „Niederschläge

und Hochwasser“. Diese Aktivität ist Teil der Deutschen Anpassungsstrategie an den Klimawandel, da auch Folgen des Klimawandels berücksichtigt werden sollen (DAS-APA, 2011). Die Technische Regel ist für Betriebsbereiche und Anlagen konzipiert, die der Störfall-Verordnung unterliegen. Im Teil Niederschlag wird derzeit geprüft, ob auch Gefährdungen durch Hagel berücksichtigt werden können. Relevant sind voraussichtlich Jährlichkeiten von 50, 100 und 500 Jahren, in Anlehnung an die Jährlichkeiten von Hochwassergefahrenkarten.

Es gibt einige Forschungsaktivitäten zum Thema Hagel, die sich jedoch zumeist auf den südwestdeutschen Raum beschränken (Kunz, 2007, Kunz et al., 2009). Ein viel-

*Dr. Andreas Walter,
Zentrales Klimabüro,
Deutscher Wetter-
dienst DWD*



*Abb. 1:
Hagelkörner,
(Foto: Franz
Ossing, GFZ)*

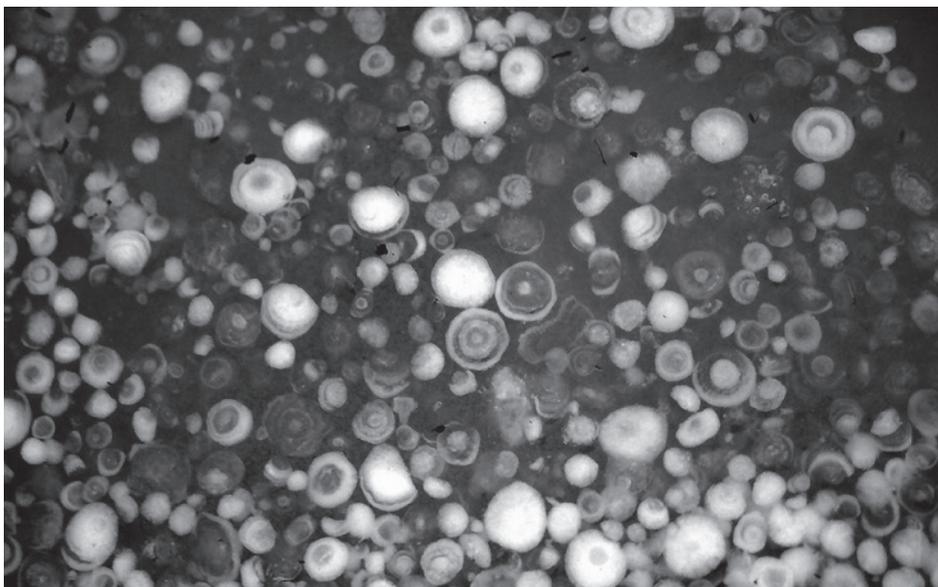


Abb. 1: Hagel, Durchmesser etwa 2 cm, Bibione/Italien, 20.06.2004, 16:30 MESZ (Foto: F. Ossing, GFZ)

versprechender Ansatz zur Quantifizierung des durch Hagelereignisse möglichen Schadenspotentials wird durch *Brendel (2009)* verfolgt. Basierend auf gerasterten Radardaten werden bevorzugte Zugbahnen von Gewitterzellen durch einen Zelltracking-Algorithmus detektiert. Im Weiteren können die bevorzugten Zugbahnen der konvektiven Ereignisse nach Jahreszeiten und Anströmrichtung aufgeschlüsselt werden.

Dieser Ansatz wird derzeit vom DWD im Rahmen des Projektes „Hagelklimatologie für Deutschland“ weiterverfolgt. Hier werden räumlich hochaufgelöste Hagelwahrscheinlichkeiten anhand von Beobachtungs- und Radardaten berechnet. Zudem sollen in Zukunft noch Schadensdaten von Versicherungen in die Analysen integriert werden. Ein erstes belastbares Ergebnis wird Ende des Jahres 2013 vorliegen.

Forschungsbedarf besteht im Wesentlichen zur Weiterentwicklung der Quantifizierungsmöglichkeiten von Hagelereignissen. Insbesondere die Integration von Schadensdaten von Versicherungen scheint lohnend. Zunächst soll dann die räumliche Verteilung und Intensität von Hagelereignissen in Deutschland genauer analysiert und kartiert werden. Darauf aufbauend sollen zukünftig zu erwartende Änderungen der Hagelcharakteristik aus Klimaprojektionen abgeleitet werden. Ein Beispiel hierzu ist der Forschungsbedarf im Rahmen der Bestimmung von Funktionen der Intensitätseintrittswahrscheinlichkeit von Hagel in Normen zur Anlagensicherheit, um ggf. bereits eingetretene und noch zu erwartende klimawandelbedingte Änderungen der Verteilung von Hagelkorngrößen abschätzen zu können.

Literatur

DAS-APA, 2011: Aktionsplan Anpassung (APA) der Deutschen Anpassungsstrategie (DAS), Beschluss des Bundeskabinetts vom 31.08.2011

Kunz, M., 2007: The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 7, pp. 327-342.

Kunz, M., Sander, J. und C. Kottmeier, 2009: Recent trends of thunderstorms and hailstorms frequency and their relationship to atmospheric characteristics in southwest Germany. *International Journal of Climatology*, 29, pp. 2283-2297.

Brendel, C., 2009: Konvektion im Taunus und Umgebung: Verteilung von Zugbahnen. Diplomarbeit, Universität Frankfurt/M.

World Meteorological Organization (1987): *International Cloud Atlas : Vol. II*, Genf, 212 S.



(Foto: Hans Richard Henkes, DWD)

Hitze und Hitzewellen

Dr. Christina Koppe

Heiße Tage und über mehrere Tage andauernde ungewöhnlich warme Witterung, oft als „Hitzewelle“ bezeichnet, können verschiedenste Auswirkungen auf unser Wohlbefinden und unsere Gesundheit haben, bis hin zu einem Anstieg der Morbidität und der Mortalität (siehe Abbildung 1, S. 42). Aber auch die Infrastruktur (Stromversorgung, Wasser, Verkehr) und andere Wirtschaftszweige wie Handel, Landwirtschaft und Tourismus können betroffen sein (*WMO, 2010*). Die Auswirkungen von Hitzewellen können ein katastrophales Ausmaß annehmen, wie beispielsweise im Jahr 2003 in Mittel- und Westeuropa mit geschätzten 52.000 direkt und indirekt hitzebedingten Todesfällen (*Larsen, 2006*). Auch in Deutschland starben 2003 mehrere Tausend Menschen an der Hitze. Neben sogenannten Hitzewellen können auch schon einzelne heiße Tage eine Gefahr für die Gesundheit darstellen. Hiervon sind vor allem Personen betroffen, die sich draußen in der Sonne aufhalten und dabei eine körperliche Aktivität ausüben (z. B. *Saanen et al. 2007*).

Trotz der starken Auswirkungen von Hitze und Hitzewellen gibt es keine festen Definitionen mit quantitativen Kenngrößen. In Bezug auf die Gesundheitsauswirkungen von Hitze, hat das mehrere Gründe: Für den Wärmeaustausch bzw. die Wärmeabgabe ist neben der Lufttemperatur, die mittlere Strahlungstemperatur, die Luftfeuchtigkeit und die Windgeschwindigkeit von großer Bedeutung. Daneben haben individuelle physiologische Parameter einen Einfluss auf die Reaktion des Organismus auf die Hitze. Diese ändern sich durch Akklimatisation und Adaptation im Laufe der Zeit. Für eine gesundheitsrelevante Definition von Hitze, müssen zum einen diese Faktoren zu einem Index zusam-

mengefasst werden (z. B.: Gefühlte Temperatur). Zum anderen sollte die Anpassung der Bevölkerung an die gewohnten klimatischen Bedingungen berücksichtigt werden. Daher haben Hitzewellen auch einen relativen Charakter. In Deutschland wird die Gefühlte Temperatur zur Charakterisierung der Wärmebelastung verwendet. Zusätzlich wird berücksichtigt, dass sich die Bevölkerung in gewissem Umfang an die Hitze anpasst.

Qualitativ ist eine Hitzewelle definiert als andauernde Periode mit ungewöhnlicher Wärmebelastung, während der die nächtliche Abkühlung nur unzureichend ist. Meteorologisch sind Hitzewellen häufig mit stabilen Hochdrucksystemen im Sommer verbunden, welche mit viel Sonnenschein und geringen Windgeschwindigkeiten einhergehen. Ist die Luftmasse zusätzlich noch sehr feucht, wird die Wärmebelastung dadurch weiter verstärkt, gleichzeitig wird durch die Luftfeuchtigkeit die nächtliche Abkühlung gedämpft. Durch den städtischen Wärmeineffekt kann die Hitzebelastung für die Menschen weiter verstärkt werden.

Hitzewellen sind im Gegensatz zu einigen anderen Extremereignissen (Tornados, Gewitter) großräumige Ereignisse. Meist entwickeln sie sich relativ langsam und dauern über einige Tage an und sind daher auch relativ gut vorhersagbar.

Als Reaktion auf die Hitzewelle 2003 in Europa wurden in vielen betroffenen Ländern Hitzewarnsysteme eingerichtet. Die Warnungen sind meist auf besonders vulnerable Gruppen zugeschnitten und haben zum Ziel Interventionsmaßnahmen auf unterschiedlichen Ebenen auszulösen. Das Deutsche Hitzewarnsystem richtet sich insbesondere an

*Dr. Christina Koppe,
Referat Fachleitung
und Beratung Ag-
rarmeteorologie,
Deutscher
Wetterdienst DWD*

Alten- und Pflegeheime, aber auch die Allgemeinbevölkerung kann sich über einen Newsletter, das Internet oder via Smart-Phone-App über aktuelle Hitzewarnungen informieren. (Koppe, 2009).

Da es keine feste und damit einheitliche Definition der „Hitzewelle“ gibt und da die Zielgruppe der Warnungen sich auch von Land zu Land etwas unterscheiden, sind auch die Kriterien für Hitzewarnungen recht unterschiedlich. Der Deutsche Wetterdienst warnt beispielsweise, wenn an mindestens zwei aufeinanderfolgenden Tagen eine mindestens starke Wärmebelastung (Schwellenwert der Gefühlten Temperatur etwa 32 °C) erreicht wird und es nachts nicht zu einer ausreichenden Abkühlung in den Innenräumen kommt. Wurde eine Hitzewarnung herausgegeben, werden von den zuständigen Gesundheitsbehörden der Bundesländer Interventionsmaßnahmen eingeleitet (Koppe, 2009). Neben der Gefühlten Temperatur, werden auch die Lufttemperatur (Minimum und/oder Maximum), der Heat Index, der Humidex

oder synoptische Verfahren verwendet, um Hitzewarnungen auszulösen.

Das IPCC (2013) sieht es als quasi sicher an, dass es aufgrund des sich wandelnden Klimas bereits zu einer Zunahme von heißen Tagen und Hitzewellen gekommen ist und bewertet es als „sehr wahrscheinlich“, dass sich dieser Trend weiter fortsetzt (IPCC, 2013).

Auch wenn auf dem Forschungsgebiet „Auswirkungen der Wärmebelastung auf die Gesundheit“ schon viel geleistet wurde, so besteht nach wie vor **Forschungsbedarf** auf unterschiedlichen Ebenen:

Zum einen wäre eine einheitliche, qualitative, gesundheitsbezogene Definition einer Hitzewelle wünschenswert, da dies den räumlichen und zeitlichen Vergleich von Hitzewellen erleichtern würde.

Zum anderen ist gerade bei lang andauernden Hitzewellen entscheidend, wie stark

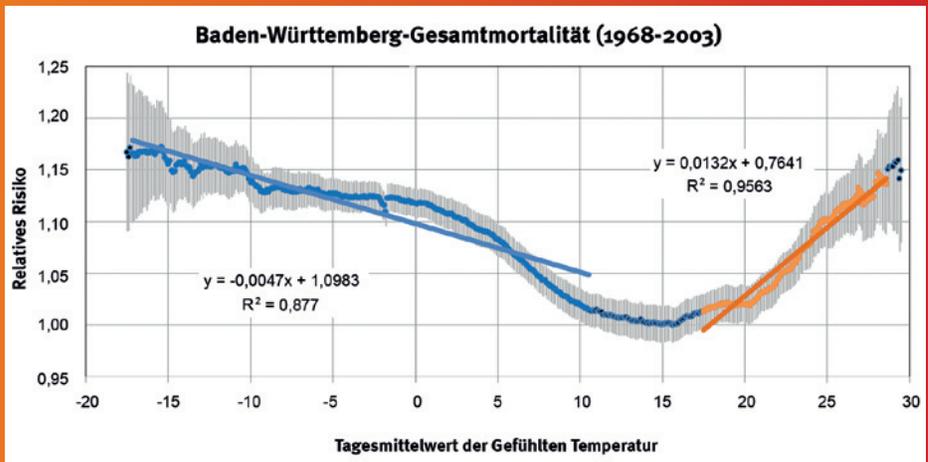


Abb 1: Zusammenhang zwischen dem Tagesmittelwert der Gefühlten Temperatur und dem relativen Mortalitätsrisiko in Baden-Württemberg. Graue Balken: 95 % Konfidenzintervall, Quelle, DWD

die Wärmebelastung in Innenräumen von unklimateisierten Gebäuden ist. Dies lässt sich über Gebäudesimulationsmodelle berechnen. Allerdings gibt es noch großen Forschungsbedarf darüber, wie hoch im Innenraum die Schwellenwerte für die Beeinträchtigungen der Gesundheit liegen. Da es durch die Gebäudecharakteristika zu einer starken Modifikation der Außenbedingungen kommen kann und die thermischen Gebäudeigenschaften sehr heterogen sind, ist über eine Individualisierung der Warnungen nachzudenken.

Zudem steht bei den meisten Hitzewarnsystemen eine umfassende Evaluation aus. Es lässt sich nur sehr schwer abschätzen, wie effektiv negative Gesundheitsfolgen durch eine Hitzewarnung vermieden werden konnten.

Literatur

- IPCC, 2013: *Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Final Draft Underlying Scientific-Technical Assessment.*
- Koppe, C., S. Kovats, G. Jendritzky and B. Menne et al. 2004: *Heatwaves: risks and responses.* World Health Organization. Regional Office for Europe. *Health and Global Environmental Change, Series No. 2, Copenhagen, Denmark.*
- Koppe, C., 2005: *Gesundheitsrelevante Bewertung von thermischer Belastung unter Berücksichtigung der kurzfristigen Anpassung der Bevölkerung an die lokalen Witterungsverhältnisse. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 226, Offenbach am Main.*
- Koppe C., 2009: *Das Hitzewarnsystem des Deutschen Wetterdienstes. In: UMID Themenheft: Klimawandel und Gesundheit, 3 (2009): 39-43.*
- Kovats S.R. and G. Jendritzky, 2006: *Heatwaves and Human Health. In: Menne B, Ebi KL (eds.): Climate Change and Adaptation Strategies for Human Health. Steinkopff, Darmstadt, 6397.*
- Kovats R.S. and C. Koppe, 2005: *Heat waves: past and future 1 impacts on health. In: Ebi, K.L., Smith, J.B., Burton, I. (eds): Integration of public health with adaptation to climate change – lessons learned and new directions. Taylor and Francis, Leiden, the Netherlands. 136160.*
- Larsen J., 2006: *Setting the Record Straight: More than 52,000 Europeans Died from Heat in Summer 2003. Earth Policy Institute, http://www.earth-policy.org/plan_b_updates/2006/update56 (letzter Zugriff am 01.10.2014).*
- Saanen J., Vroegop M.P., van Deuren M., van Grunsven P.M., van Vugt A.B., 2007: *Walking in the sun: heat stroke and heat exhaustion during the Four-Day March in Nijmegen, in 2006. Ned Tijdschr Geneesk., 151(28):1549-52.*
- WMO (2010): *Heat waves and health: Guidance on warning system development. Draft 1 (http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/ccl/opags/documents/HeatWavesandHealthGuidance_26July2010.pdf).*



Risiko Sonne
(Foto: Gudrun Laschewski/ DWD)

Solare UV-Strahlung

Dr. Gudrun Laschewski und Dr. Volkmar Holzwarth

Die ultraviolette (UV) Strahlung stellt einen Teil der solaren Einstrahlung dar. Auf Grund der hohen Energie der Lichtquanten beeinflusst sie biologische Systeme, aber auch luftchemische Prozesse und künstliche Materialien. Argumentationen zur UV-Strahlung erfordern eine differenzierte Betrachtung, da die UV-Strahlung auf die menschliche Gesundheit sowohl gefährdend (z. B. Auslöser von Hautkrebs) als auch fördernd (z. B. körpereigene Bildung von Vitamin D) wirken kann (UMID, 2012, Grigalavicius et al., 2013). Ihre Wirkung als Naturgefahr wird auch durch Faktoren geprägt, die über den rein naturwissenschaftlichen Blickwinkel hinausgehen. In diesem Zusammenhang spielt das menschliche Verhalten eine ganz entscheidende Rolle, denn die Wirkung der UV-Strahlung wird maßgeblich durch die Strahlungsexposition bestimmt. Es wirken sowohl die Intensität der Strahlung als auch die Dauer, während der sich der Mensch der Strahlung aussetzt. Als Maß für die sonnenbrandwirksame UV-Strahlung wurde international einheitlich der UV-Index eingeführt (WHO, 2002).

Die Intensität der UV-Strahlung in Deutschland hängt ab von den Charakteristika der wesentlichen, sie beeinflussenden Parameter. Dazu zählen neben dem Sonnenstand vor allem die Bewölkung und die Gesamtmenge des Ozons, aber auch Aerosole, die Albedo des Bodens und die Höhe des jeweiligen Ortes über NN. Den stärksten Einfluss hat der Sonnenstand, woraus eine tages- und jahreszeitliche sowie breitenkreisabhängige Variation resultiert. Beim Durchgang durch die Atmosphäre unterliegt die UV-Strahlung der Absorption und Streuung, an der Erdoberfläche der Reflexion. Diese Wechselwirkungen sind im Prinzip bekannt und können

über Strahlungstransfermodelle berechnet werden. Unter wolkenlosem Himmel wird die Genauigkeit von Berechnungen des UV-Index überwiegend durch die nur ungenaue Kenntnis der hoch variablen Aerosoleigenschaften begrenzt, die eine stärkere Rolle in der UV-Verminderung als bisher angenommen spielen könnten (Holzwarth et al., 2011). Auch Wolken reduzieren die UV-Strahlung am Erdboden, sobald sie Schatten werfen. Im schattenfreien Fall bei durchbrochener Bewölkung kann die Strahlung jedoch auch erhöht werden.

Ozonabsorption beeinflusst den Spektralbereich des UV-A (315 – 400 nm) nur wenig, den Bereich des UV-B (280 – 315 nm) jedoch maßgeblich. Vor allem im Frühling können Perioden mit dünner Ozonschicht auftreten – so genannte Ozon-Miniholes oder Low Ozone Events – die zu einer starken, zeitlich und räumlich begrenzten Erhöhung der UV-Strahlung mit deutlichem Gefährdungspotential führen (Martines-Lozano et al., 2011). Für die Ozonschicht insgesamt wird erwartet, dass sie sich durch die Umsetzung von internationalen Beschlüssen zur Reduktion der Ozon-schädigenden Gase langsam erholt. Da aber die Ozonchemie stark temperaturabhängig ist, besteht in der CO₂-bedingten Temperaturabnahme in der Stratosphäre sowie der Änderung der Tropopausenhöhe ein neues Gefährdungspotential für die Ozonschicht (UNEP, 2010, Bekki et al. 2011). Hinzu kommt, dass Modellrechnungen zur Klimaänderung für Mitteleuropa in den Sommermonaten auf eine Reduktion der Bewölkung hindeuten. Dadurch würde die UV-Tagesdosis zunehmen und auch das Freizeitverhalten könnte zu vermehrter Sonnenexposition führen.

Dr. Gudrun Laschewski,
Zentrum für medizin-meteorologische
Forschung Freiburg,
Deutscher Wetter-
dienst DWD;

Dr. Volkmar Holzwarth,
ehemaliger Mitar-
beiter des Zentrums
für medizin-meteoro-
logische Forschung
Freiburg, Deutscher
Wetterdienst DWD

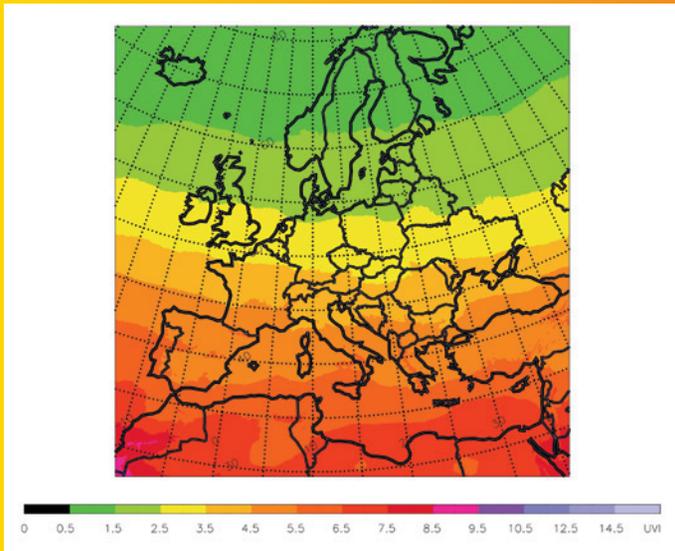


Abb. 1a:
Vorhersage des
UV – Index für
Europa für wolken-
losen Himmel am
02.11.2014, berech-
net auf Grundlage
des COSMO-EU-
Modells (7 km Gitter-
abstand), Deutscher
Wetterdienst

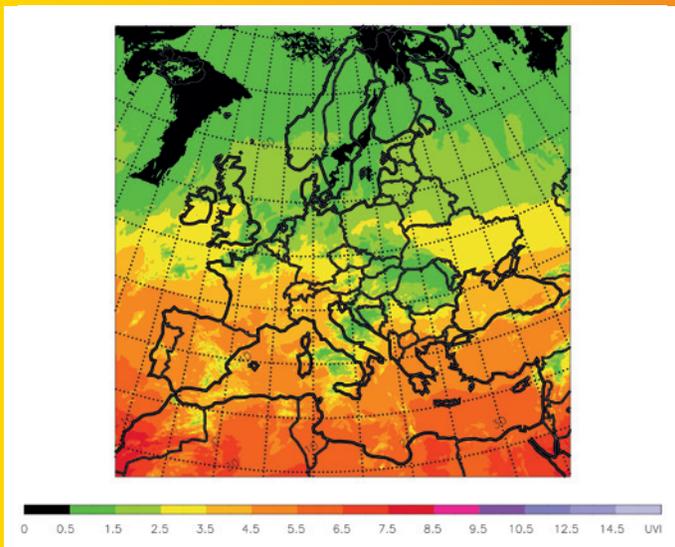


Abb. 1b:
Vorhersage des UV
– Index für Europa
für bewölkten Him-
mel am 02.11.2014,
berechnet auf
Grundlage des
COSMO-EU-Modells
(7 km Gitterab-
stand), Deutscher
Wetterdienst

Zuverlässige, täglich aktualisierte Informationen im Hinblick auf die gesundheitsgefährdende Wirkung der UV-Strahlung stehen der Bevölkerung seit längerem zur Verfügung. In Kombination mit den Wettervorhersagemodellen, die alle erforderlichen Eingangsdaten liefern, erstellt das Zentrum für Medizin-Meteorologische Forschung (ZMMF) des DWD in Freiburg seit mehr als 10 Jahren qualitativ hochwertige UV-Index-Vorhersagen (Abb. 1a, b und 2) (Staiiger und Koepke, 2005; Becker et al., 2007) (<http://www.uv-index.de>) und entwickelt diese kontinuierlich weiter (Staiiger et al., 2008, Holzwarth et al., 2013). Um die Bevölkerung vor Bedingungen mit jahreszeitlich oder absolut erhöhter UV-Strahlung zu warnen, wird vom DWD ein an die UV-Index-Vorhersage angeschlossenes spezielles UV-Warnsystem betrieben, welches seit 2010 auch als Newsletter verfügbar ist (<http://www.dwd.de/Newsletter>).

Der **Forschungsbedarf** im Bereich der solaren UV-Strahlung umfasst neben naturwissenschaftlichen Fragen auch die Verzahnung mit medizinischen, psycho-sozialen und gesellschaftswissenschaftlichen Problemstellungen (UMID, 2012). In Bereichen wie Risikokommunikation, Information und Veranlassung zur Verhaltensänderung müssen verstärkte Anstrengungen unternommen werden, wenn die Bevölkerung der solaren UV-Strahlung als Naturgefahr ausweichen und ausschließlich ihre positiven Wirkungen nutzen soll (Breitbart et al. 2006, Greinert et al. 2008). Auch im Hinblick auf genauere Expositionsabschätzungen, Dosisempfehlungen und praxistaugliche Handlungsanweisungen zur Differenzierung gesundheits-schädigender und gesundheitsfördernder Wirkungen besteht noch Forschungsbedarf (McKenzie et al., 2009, UNEP, 2010).

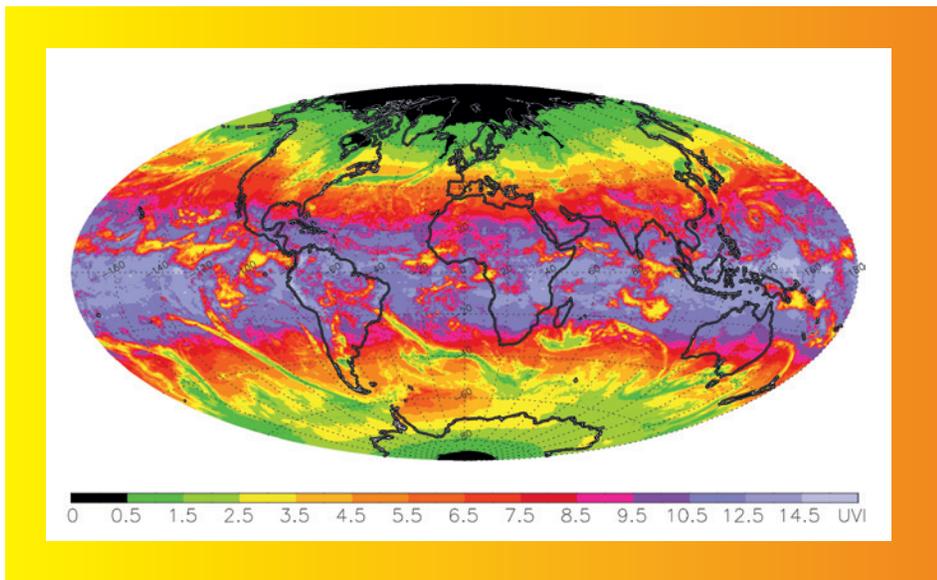


Abb. 2: Globale Vorhersage des UV – Index für bewölkten Himmel am 02.11.2014, berechnet auf Grundlage des GME-Modells (20 km Gitterabstand), Deutscher Wetterdienst

Aus naturwissenschaftlichem Blickwinkel sind die grundlegenden Einflussfaktoren im Wesentlichen bekannt, so dass der Entwicklungsbedarf mehr bei der Bereitstellung von Anwenderorientierten Dienstleistungen, bei der Verfügbarkeit von bodengestützten Messdaten und bei speziellen Detailfragen besteht. Zur engeren Eingrenzung von potentiell gefährdenden Situationen können bestehende UV-Vorhersage-Verfahren weiterentwickelt werden, indem beispielsweise Vorhersagen der Aerosoloptischen Dicke eingebunden werden (Holzwarth *et al.*, 2013), die jedoch ihrerseits auf stets aktuellen Emissionskatastern beruhen müssen (Benedetti *et al.*, 2009). Außerdem wäre es sinnvoll, die derzeitige Fokussierung auf die Sonnenbrandwirkung der UV-Strahlung im Hinblick auf die bedarfsgerechte Anwendung von verschiedenen Wirkungsspektren zu flexibilisieren (Feister *et al.* 2011). Ebenfalls erforderlich ist die Erstellung verlässlicher, flächendeckender UV-Klimatologien.

Nicht zuletzt ergibt sich Forschungsbedarf im Zusammenhang mit dem Klimawandel. Es ist derzeit noch nicht gesichert, ob mit fortschreitendem Klimawandel Perioden mit dünner Ozonschicht und entsprechendem Gefährdungspotential häufiger auftreten. Es muss hier auf zunehmend aussagefähigere Ergebnisse hingearbeitet werden, zum Beispiel durch die Weiterentwicklung von Klima-Chemie-Modellen (Eyring *et al.*, 2010). In Bezug auf die künftige Entwicklung besteht auch Bedarf an noch verlässlicheren Aussagen, wie sich die zum Teil gegenläufigen Effekte aus Erholung der Ozonschicht, Temperaturabnahme in der Stratosphäre und veränderten Bewölkungsverhältnissen in Summe auf künftige UV-Dosen in den Sommermonaten auswirken werden (Bekki *et al.*, 2011). Dazu sind weitere Fortschritte bei der Klimamodellierung nötig (Bais *et al.*, 2011, Watanabe *et al.*, 2011). Auch im Hinblick auf mögliche Verhaltensänderungen der Menschen als Reaktion auf geänderte Klimabedingungen besteht noch beträchtliche Ungewissheit (UNEP, 2010).

Literatur

- Bais A.F. *et al.* (2011): *Projections of UV radiation changes in the 21st century: impact of ozone recovery and cloud effects*, *Atmos. Chem. Phys.* 11, 7533-7545
- Becker, P. und K. Bucher, A. Grätz, C. Koppe, G. Laschewski, 2007: *Das Medizin-Meteorologische Informationsangebot für den Gesundheitssektor und die Öffentlichkeit*. *Promet* 33 3/4, 140-147.
- Bekki, S. and G.E. Bodeker (Coordinating Lead Authors), Bais, A.F., Butchart, N., Eyring, V., Fahey, D.W., Kinnison, D.E., Langematz, U., Mayer, B., Portman, R.W., Rozanov, E. and Coauthors, 2011: *Future Ozone and Its Impact on Surface UV, Chapter 3 in Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010, Global Ozone Research and Monitoring Project-Report No. 52, 516 pp., World Meteorological Organisation, Geneva, Switzerland.*
- Benedetti A. *et al.* (2009): *Aerosol analysis and forecast in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Integrated Forecast System*, *J. Geophys. Res.* 114, D13205
- Breitbart, E.W. *et al.*, 2006: *Effectiveness of information campaigns*. *Prog.Biophys.Mol.Biol.* 92, 167-172
- Eyring, V. und T.G. Shepherd, D.W. Waugh (Eds.), 2010: *SPARC CCMVal Report on the Evaluation of Chemistry-Climate-Models*. *SPARC Report No. 5, WCRP-132, WMO/TD-No. 1526.*
- Feister, U. und G. Laschewski, R.D. Grewe, 2011: *UV index forecasts and measurements of health-effective radiation*. *J. Photochem. Photobiol.* 102, 55 -68.
- Greinert, R. *et al.*, 2008: *Health initiatives for prevention of skin cancer*. *Advances in Experimental Medicine and Biology*, 624, 125-136

- Grigalavicius M. et al. (2013): *Biologically efficient solar radiation, Vitamin D production and induction of cutaneous malignant melanoma, Dermato-Endocrinology 5, Nr 1, 1-9*
- Holzwarth V., Dietze, V., Laschewski G., Kaminski, U., Grätz, A. (2011): *Forschungsaktivitäten am Zentrum für Medizin-Meteorologische Forschung des Deutschen Wetterdienstes. Teil 1: Aerosole mit indirekter und direkter gesundheitsbedeutsamer Wirkung. DMG Mitteilungen 03/2011, 2-8.*
- Holzwarth V., Laschewski G. (2013): *Aerosols in forecasts of the UV index: A comparison of different approaches, AIP Conf. Proc. 1531, 772*
- Martines-Lozano J.A. et al. (2011): *Ozone mini-holes over Valencia (Spain) and their influence on the UV erythema radiation, Int. J. Climatol. 31, 1554-1566.*
- McKenzie R., Liley J.B., Bjorn L.O. (2009), *UV Radiation: Balancing Risks and Benefits, Photochemistry and Photobiology 85, 88-98*
- Staiger, H. und P. Koepke, 2005: *UV Index forecasting on a global scale. Meteorol. Z., 14(2), 1-12.*
- Staiger, H. und P.N. DenOuter, A.F. Bais, U. Feister, B. Johnson, L. Vuillmier, 2008: *Hourly resolved cloud modification factors in the ultraviolet. Atmos. Chem. Phys. 8, 2493-2508.*
- Umwelt und Mensch - Informationsdienst UMID (2012): *Themenheft UV-Strahlung 2/2012, ISSN 2190-1120*
- United Nations Environment Programme UNEP (2010): *Environmental Effects of Ozone Depletion and its Interactions with Climate Change: 2010 Assessment, ISBN 92-807-2312-X*
- Watanabe S., Sudo K., Nagashima T., Takemura T., Kawase H., Nozawa T. (2011): *Future projections of surface UV-B in a changing climate, J. Geophys. Res. 116, D16118*
- WHO, 2002: *Global solar UV index: a practical guide. A joint recommendation of the World Health Organization, World Meteorological Organization, United Nations Environmental Programme, and the International Commission on Non-Ionizing Radiation Protection. World health Organisation, Geneva, Switzerland.*



*Trocken gefallener Wasserspeicher in Tuscon, USA
(Foto: Benjamin Creutzfeldt)*

Dürre

Dr. Klaus-Peter Wittich

Dürren ereignen sich in den unterschiedlichsten Zeitskalen von Wochen bis Jahren und werden meteorologisch als negative Niederschlagsanomalie definiert. Sie können sich auf den Oberflächenabfluss, auf die Bodenfeuchte und dadurch auf die Wasserversorgung der Vegetation, auf die Sickerung und Grundwasserneubildung sowie auf den Wasserstand der Flüsse und Seen auswirken. Zudem können sie wirtschaftliche Schäden verursachen. Insofern betreffen sie den forst- bzw. landwirtschaftlichen, den hydrologischen und den sozioökonomischen Bereich gleichermaßen. Entsprechend umfangreich ist das Spektrum der Dürremaße (s. *Keyantash and Dracup, 2002; Mishra und Singh, 2010*).

In Anlehnung an den Drought-Monitor der USA (*Svoboda et al., 2002*) verwendet der DWD den Standardized Precipitation Index (SPI) als Maß für monatliche bis jährliche Niederschlagsüberschüsse bzw. -defizite (*Pietzsch, 2009; Wittich und Becker, 2010; Pietzsch und Bissolli, 2011*). Inzwischen gehört der SPI zu den international gebräuchlichsten und daher von der WMO empfohlenen klimatologischen Niederschlagsindizes (s. *Hayes et al., 2011*), die eine statistische Einordnung von Niederschlagsanomalien ermöglichen. Positive SPI-Werte $\geq +2$ bzw. negative Werte ≤ -2 weisen auf extreme Niederschlagsüberschüsse bzw. defizite mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten (2,3%) hin, während SPI-Werte zwischen -1 und +1 für anomalieschwache Ereignisse mit deutlich höheren Eintrittswahrscheinlichkeiten stehen. SPI-Werte ≤ -1 kennzeichnen definitionsgemäß mäßige bis extreme Dürren (*McKee et al., 1995*). Mittelungszeiten des Niederschlags von bis zu 6 Monaten liefern seitens des SPI's Hinweise auf land-

wirtschaftlich relevante Dürren (Abb. 1), die sich in überproportional häufigen Beregnungseinsätzen oder Ertragseinbußen äußern, während Mittelungszeiten jenseits von 6 Monaten hydrologische Folgewirkungen erfassen, zu denen anormal niedrige Wasserstände und reduzierte Grundwasserneubildungsraten gehören können.

Dürre-Indizes, die inhaltlich über die Berücksichtigung des Niederschlags hinausgehen, sind z.B. der Reconnaissance Drought Index (RDI, *Tsakiris et al., 2007*) und der Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI, *Vicente-Serrano et al., 2010; Ziese et al., 2013*). Beide berücksichtigen zusätzlich die Verdunstung.

Im Rahmen des agrarmeteorologischen Klima- und Biomonitorings ist es üblich, SVAT-(Soil-Vegetation-Atmosphäre-Transfer)-Modelle einzusetzen, um landwirtschaftliche Dürreereignisse zu identifizieren und zu quantifizieren. Dieses geschieht auf der Grundlage der Bodenfeuchte, die für leichte und schwere Böden unter landwirtschaftlichen Kulturen mittels synoptischer Messwerte und numerischer Vorhersagedaten berechnet wird (Abb. 1). Ein Beregnungsbedarf landwirtschaftlicher Kulturen aufgrund von Wassermangel wird durch jene Bodenfeuchtwerte angezeigt, welche die 50 %-Schwelle der nutzbaren Feldkapazität unterschreiten (*Friesland und Löpmeier, 2007*).

Im Rahmen der Politikberatung werden überwiegend rückblickende Berechnungen der Bodenfeuchte genutzt, um Extremsituationen zu dokumentieren und klimatologisch einzuordnen. Abb. 2 gibt beispielhaft den Verlauf des Feuchtegehalts eines leichten Bodens unter Wintergetreide während der

*Dr. Klaus-Peter Wittich,
Zentrum für agrar-
meteorologische
Forschung, Deutscher
Wetterdienst DWD*

Phase des höchsten Wasserbedarfs (Mitte Mai) der Jahre 1962-2013 wieder. Die Darstellung zeigt, dass der Getreideanbau etwa alle 10 Jahre landesweit unter Frühjahrsdürren zu leiden hat. Damit auch Aussagen für die Zukunft hinsichtlich der Wasserverfügbarkeit und der Häufigkeit ertragsreduzierender Trockenstress-Situationen getroffen werden können, werden Projektionen des Niederschlags und der Bodenfeuchte erstellt. Um eine kurzfristige Reaktion auf Wassermangel zu ermöglichen, etwa mittels zusätzlicher Beregnungseinsätze, bietet der DWD im Rahmen seiner routinemäßigen Officialberatung einwöchige Prognosen der Bodenfeuchte an.

Zu den Folgeerscheinungen von Trockenperioden zählen Waldbrände und Winderosionsereignisse. Waldbrände setzen Vegetation im zündfähigen, d.h. ausgetrockneten Zustand voraus. Bereits eine nur wenige Tage dominierende trockene Luftmasse reicht im

zeitigen Frühjahr aus, um den Wassergehalt der abgestorbenen Bodenvegetation und der Streu sinken zu lassen und die Zündgefahr zu erhöhen. Im Sommer dagegen können erst länger anhaltende Dürren den Wassergehalt der Vegetation auf ein kritisches Maß senken. Damit Einrichtungen des Forstes und Katastrophenschutzes entsprechend gewarnt werden, betreibt der DWD ein Prognosesystem (Wittich, 1998). Sandtransporte erfordern Brachen oder nur spärlich bewachsene landwirtschaftliche Flächen, um sich zu größeren Winderosionsereignissen entwickeln zu können. Gehäuft treten sie daher überwiegend um die Einsaat- und Erntetermine herum auf. Auch hier können bereits kurze, windstarke Trockenperioden zur Erhöhung der Erosionsgefahr beitragen. Besonders hohe Abtragsmengen sind bei längerfristiger Trockenheit zu erwarten. Ein Warnsystem ist im Aufbau.

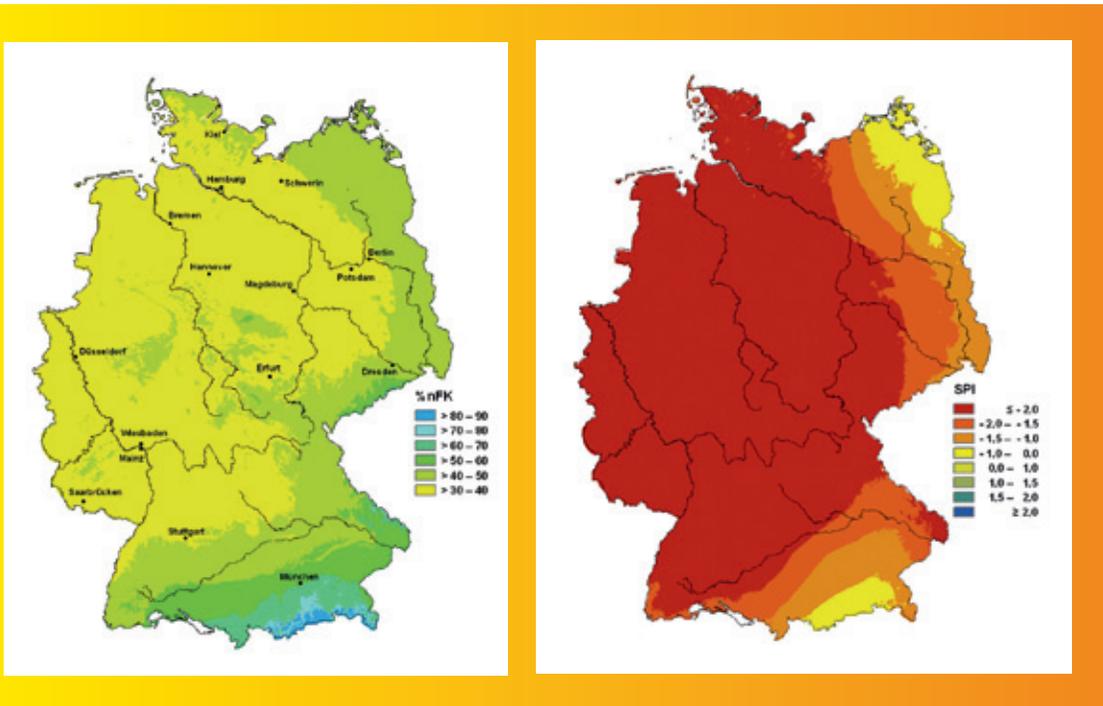


Abb. 1: Dreimonatiger SPI und Bodenfeuchte im Mai 2011.

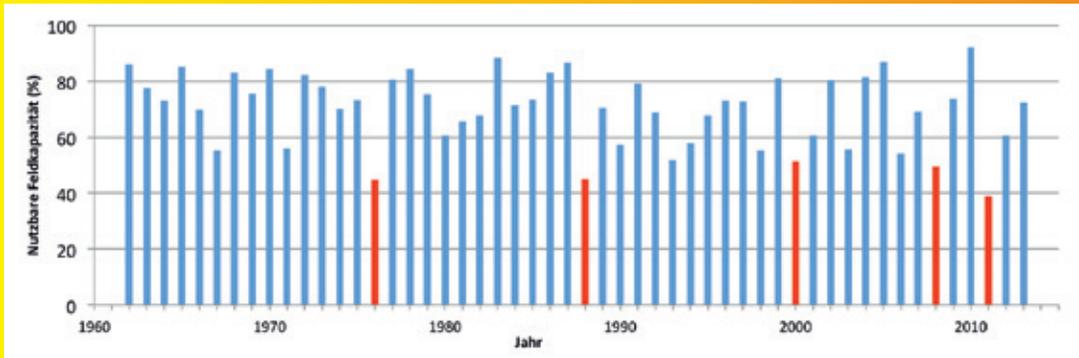


Abb. 2: Bodenfeuchte Mitte Mai 1962-2013 in Deutschland. Rot markiert sind die fünf kritischsten Jahre.

Forschungsbedarf besteht hinsichtlich der Auswirkung von Dürren auf das Ertragsverhalten und hinsichtlich der Berechnungsterminierung und -quantifizierung. Zudem besteht Entwicklungsbedarf bezüglich des Ausbaus des Dürremonitors:

Da sich auf das Ertragsniveau sowohl Niederschlags- als auch Temperaturanomalien auswirken, ist für einen zu entwickelnden standardisierten Ertragsindex eine Kopplung der operationellen Größen SPI und STI (STI = Standardized Temperature Index) vorgesehen.

Die Entwicklungsphasen der Kulturpflanzen sind unterschiedlich wasserbedürftig und reagieren damit differenziert auf einen Wassermangel. Die zur Vermeidung witterungsbedingter Ertragseinbußen empfohlenen Berechnungseinsätze sollten sich deshalb an den Wachstumsabschnitten der Kulturpflanzen orientieren, was unter anderem aufgrund fehlender Wissenszusammenhänge derzeit noch nicht der Fall ist. Wissensdefizite bestehen vor allem bei neuen Kulturen (wie z.B. Hirse), die eine wichtige Rolle bei der Erzeugung erneuerbarer Energie (Biogas) übernehmen können. Ein verbessertes Prozessverständnis des Wasserbedarfs während unterschiedlicher phänologischer Zeitab-

schnitte ist die Grundlage für qualifizierte Ergebnisse der Klimafolgenmodellierung und für die Ableitung von Handlungsempfehlungen.

Weiteres Ziel ist, das Indexsystem zu erweitern und mittels eines Composites die Aussagekraft zu erhöhen, und zwar unter Nutzung komplementärer Instrumententräger (Bodenmessnetz und Satelliten).

Literatur

Friesland, H. and F.-J. Löpmeier, 2007: The performance of the model AMBAV for evapotranspiration and soil moisture on Müncheberg data. Chapter 2 in: Kersebaum et al. (eds.) *Modelling Water and Nutrient Dynamics in Soil-Crop Systems*. Springer, Dordrecht, 19-26.

Hayes, M., M. Svoboda, N. Wall, and M. Widhalm, 2011: The Lincoln declaration on drought indices. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 92, 485-488.

McKee, T.B., N.J. Doesken, and J. Kleist, 1995: *Drought Monitoring with multiple time scales*. Preprints, 9th Conference on Applied Climatology, 15-20 January, Dallas, TX, Amer. Met. Soc., 233-236.

Keyantash, J. and J.A. Dracup, 2002: The quantification of drought: An evaluation of drought indices. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 83, 1167-1180.

Mishra, A.K. and V.P. Singh, 2010: A review of drought concepts. *J. Hydrol.*, 391, 202-216.

Pietzsch, S., 2009: *Raum-zeitliche Analyse von Dürreperioden in der WMO-Region VI (Europa und Naher Osten)*. Geographisches Institut, Johannes Gutenberg-Universität Mainz.

Pietzsch, S. and P. Bissolli, 2011: A modified drought index for WMO-RA VI. *Adv. Sci. Res.*, 6, 275-279.

Svoboda, M. et al., 2002: The drought monitor. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 83, 1181-1190.

Tsakiris, G., D. Pangalou and H. Vangelis, 2007: Regional drought assessment based on the Reconnaissance Drought Index (RDI). *Water Resour. Manage.*, 21, 821-833.

Vicente-Serrano, S.M., S. Beguería and J.I. López-Moreno, 2010: A multiscalar drought index sensitive to global warming: the Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. *J. Climate*, 23, 1696-1718.

Wittich, K.-P., 1998. Waldbrandgefahrenvorhersage des Deutschen Wetterdienstes. *AFZ/Der Wald*, 53 (6), 321-324.

Wittich, K.-P. und R. Becker, 2010: *Klimatologische und phänologische Dürre-Indikatoren in der Agrarmeteorologie des DWD*. Proc. 7th Conf. Biometeorology, 12-14 April 2010, Freiburg, Germany, *Berichte des Instituts der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg*, 20, 20-25.

Ziese, M., A. Becker, P. Finger, A. Meyer-Christoffer, B. Rudolf and U. Schneider, 2013: GPCP Drought Index Product (GPCP_DI) at 1.0°. DOI: 10.5676/DWD_GPCP/DI_M_100



*Schneelast nach Extremschneefall in den Alpen,
(Foto: Luigi Bertolotti)*

Wind-, Eis- und Schneelasten

Dr. Bodo Wichura

Das Auftreten von hohen Windgeschwindigkeiten sowie von Eis- und Schneeablagerungen kann beim Überschreiten von kritischen Intensitätsschwellen zur Naturgefahr werden, z. B. durch Wind-, Eis- oder Schneebruch in Wäldern, durch Verkehrsbehinderungen auf vereisten Straßen oder die Vereisung von Flugzeugen, durch das Versagen technischer Strukturen wie Freileitungen oder Gebäude aufgrund von Wind- und Eislasten.

Die Schwellenwerte für die Auswirkung von Wind, Schnee und Eis als Naturgefahr sind variabel. Bereits geringe Schnee- und Eisablagerungsmengen sind ausreichend für die Behinderung des Straßen- und Luftverkehrs. Sie können zu Personen- und Sachschäden führen oder messtechnische Probleme (z. B. Windmessgeräte) an Wetterstationen verursachen.

Größere Schnee- und Eisablagerungsmassen beeinflussen nahezu unweigerlich technische Strukturen. Sie beeinträchtigen die Funktionsweise von technischen Anlagen (z. B. Fahrleitungen der Bahn, Antennen) und führen zu Zusatzlasten an Bauwerken (z. B. Freileitungen, Mobilfunkmasten, Gebäude).

Sehr große Wind-, Eis- und Schneelasten können zu Schäden in der natürlichen Umwelt führen (z. B. Waldschäden). Sie können das Versagen technischer Strukturen zur Folge haben.

Exemplarisch für hohe Eislasten sind die Schadensereignisse im Münsterland im November 2005 (siehe z. B. *Makkonen und Wichura, 2010*) zu nennen. Ein Sturmtief führte im westlichen Münsterland am 25. und 26. November 2005 zu Nassschneefällen und, begleitet von kräftigem Wind, zu schweren

Nassschneeablagerungen an Freileitungen (Abb. 1). Als Folge wurden fünf 110-kV-Leitungen und viele Mittelspannungsleitungen beschädigt (*Ebenau und Thierauf, 2007*), was zu längeren Unterbrechungen der Stromversorgung im betroffenen Gebiet führte.

Hohe Schneelasten führten zu Dacheinstürzen in Bayern im Januar/Februar 2006 (siehe z. B. *Strasser, 2008*). Deutlich erhöhte Schneelasten traten im Winter 2009/2010 in Nordostdeutschland auf. Analysen von Messungen der Schneehöhe und des Wasseräquivalents an 921 Messstationen des DWD wurden mit den Vorgaben der im Jahr 2010 gültigen Schneelastnorm DIN 1055 5:2005 verglichen. Die Resultate zeigen, dass insbesondere im Norden und Nordosten Deutschlands in größeren Regionen die Normwerte erreicht oder überschritten wurden (Abb. 2).

Die Anforderungen der öffentlichen Einrichtungen und der Wirtschaft an den DWD in Bezug auf Fragestellungen zu Wind-, Eis- und Schneelasten haben sich nach den exemplarisch genannten Schadensereignissen merklich verändert. Im Rahmen der Daseinsvorsorge gewann neben der Beratung im Rahmen der Planung von Baumaßnahmen die Analyse von vergleichbaren Extremereignissen für die Bewertung und Überarbeitung aktuell gültiger technischer Normen an Bedeutung.

Für die Freileitungsnormen DIN EN 50341-3-4 (2011) und DIN EN 50423-3-4 (2005) wurde eine Eislastzonenkarte erarbeitet (siehe Abb. 3, *Fundinger et al., 2010; Kießling et al., 2009*). Die Schneelastzonenkarte der DIN EN 1991-1-3/NA:2010-12 wird aktuell geprüft.

*Dr. Bodo Wichura,
Regionales Klimabüro
Potsdam, Deutscher
Wetterdienst DWD*

Im Rahmen der Untersuchungen zum Klimawandel wird zunehmend diskutiert, in welcher Form Ergebnisse von Analysen zum Klimawandel in die Normungsarbeit aufgenommen werden sollten (siehe z.B. <http://www.climate-chameleon.de>) können. Die Koordinierungsstelle Umweltschutz (KU) im DIN hat im März 2012 dazu einen Themenschwerpunkt „Anpassung an den Klimawandel“ eingerichtet. Die fachliche Arbeit erfolgt im Rahmen eines Expertenkreises (siehe <http://www.ku.din.de>).

Forschungsbedarf bei den Fragestellungen zu Wind-, Eis- und Schneelasten besteht in zwei Richtungen.

Zum einen sind die Ausgangsdaten für die Analysen dieser Naturgefahren nicht mit einer adäquaten räumlichen Auflösung verfügbar. Extreme Wind-, Eis- und Schneelastereignisse laufen meist in vergleichsweise kleinen und begrenzten Raumskalen (z.B. Nassschneeereignis Münsterland) und/oder Zeitskalen (Schadensereignisse bei Stürmen) ab. Mit dem aktuell verfügbaren meteorologischen Messnetz sind derartige Extremereignisse nur selten direkt messbar, so dass eine adäquate Analyse meist nur über Zusatzinformationen (z.B. Unwettermeldungen, Meldungen von Tornados) erfolgen kann. Nur eine Fortentwicklung der Messnetze selbst (beispielsweise durch den Aufbau flächendeckender direkter Eisablagerungs-



Abb. 1: Nassschneeablagerungen an Freileitungen im westlichen Münsterland am 25. und 26. November 2005 (Foto aus Kießling und Wichura, 2009)

messungen im DWD-Messnetz) oder die Weiterentwicklung von „flächensondierenden“ Messverfahren (z.B. Weiterentwicklung der

Radaranalysen) kann zu Fortschritten bei der Analyse dieser Naturgefahren führen.

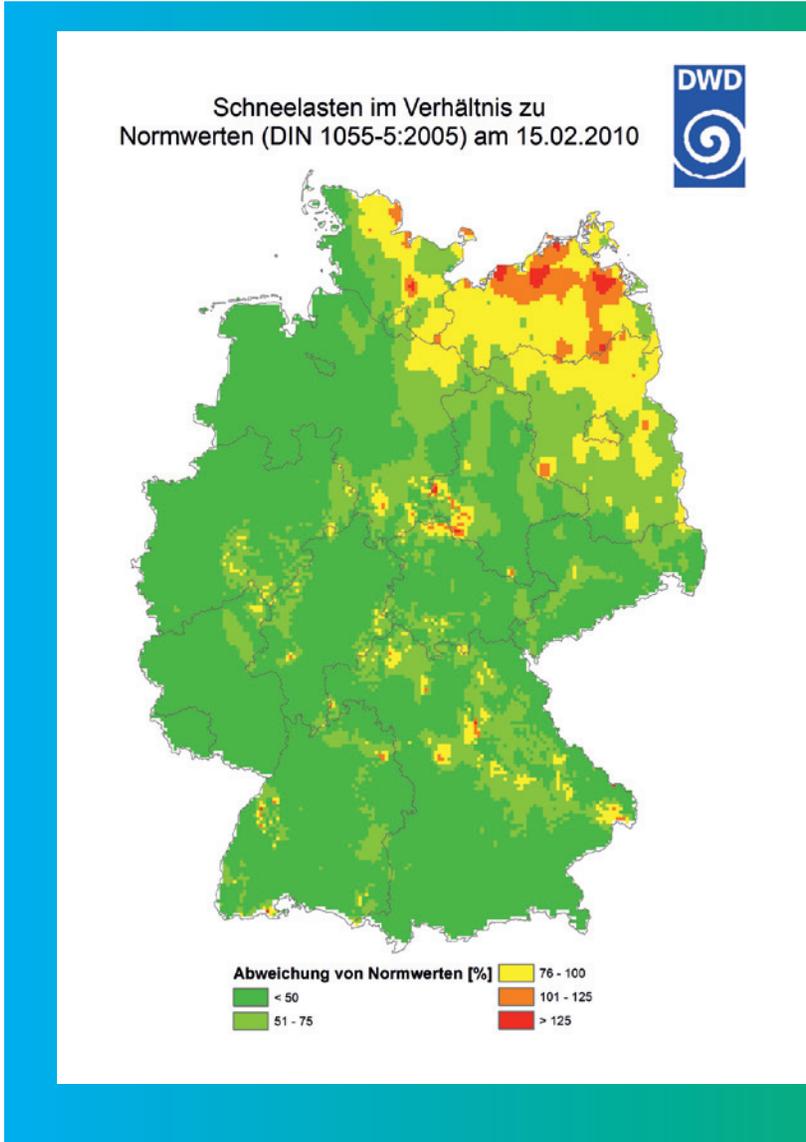


Abb. 2: Schneelasten am 15.02.2010 im Verhältnis zu Normwerten

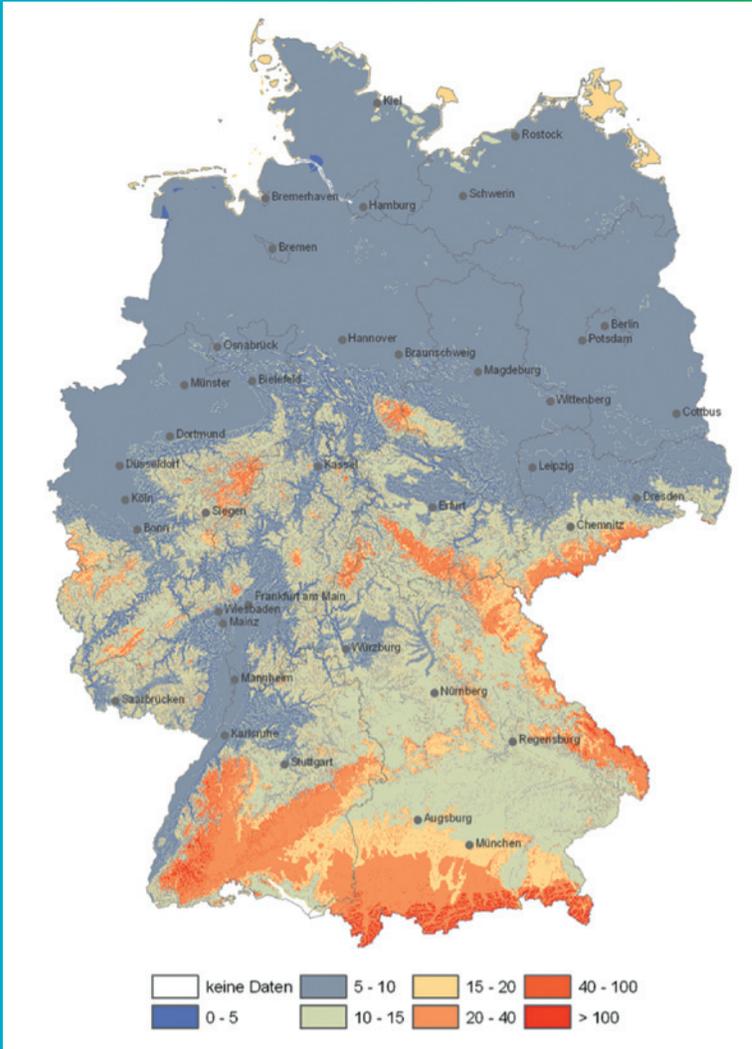


Abb. 3: Eislasten (in N/m) für Freileitungen (Leiter bis 30 mm Durchmesser, bis 30 m über Grund) auf der Grundlage langjähriger Eisablagerungsmessungen des DWD (siehe Fundinger et al., 2010; Kießling et al., 2009)

Zum anderen werden Fragestellungen zur zukünftigen Entwicklung von Wind-, Eis- und Schneelasten im Rahmen von Untersuchungen zum Klimawandel bisher nur in Ansätzen (z. B. für den Wind) und dann häufig sehr kontrovers diskutiert. Zur Entwicklung zukünftiger Eis- und Schneelasten gibt es noch keine fundierten und veröffentlichten Untersuchungen.

Literatur

- DIN 1055-5: 2005-07, 2005. Einwirkungen auf Tragwerke - Teil 5: Schnee- und Eislasten. Deutsches Institut für Normung e.V., Beuth-Verlag, 24 pp.*
- DIN EN 1991-1-3/NA:2010-12, 2010. Nationaler Anhang - National festgelegte Parameter - Eurocode 1: Einwirkungen auf Tragwerke - Teil 1-3: Allgemeine Einwirkungen - Schneelasten. Deutsches Institut für Normung e.V., Beuth-Verlag.*
- DIN EN 50341-3-4: 2011-01, 2011. Freileitungen über AC 45 kV - Teil 3: Nationale Normative Festlegungen (NNA). Deutsches Institut für Normung e.V., Beuth-Verlag.*
- DIN EN 50423-3-4: 2005-05, 2005. Freileitungen über AC 1 kV bis einschließlich AC 45 kV - Teil 3-4: Nationale Normative Festlegungen. Deutsches Institut für Normung e.V., Beuth-Verlag.*
- Ebenau, C. und Thierauf, G., 2007. Schäden an Hoch- und Mittelspannungsmasten durch Schneewalzenbildungen an Freileitungen. ew - Energiewirtschaft, 106(19): 20-23.*
- Fundinger, N., Kießling, F., Lenkenhoff, N. und Wichura, B., 2010. Eislasten an Leitungen, neue Eislastzonenkarte für Deutschland. Elektrische Bahnen, 108(4): 156-163.*
- Kießling, F. und Wichura, B., 2009. Eislasten an Freileitungen, meteorologische Vorhersagen und Beobachtungen. ew - Energiewirtschaft, 108(9): 54-60.*
- Kießling, F., Wichura, B. und Lenkenhoff, N., 2009. Eislasten an Freileitungen, meteorologische Vorhersagen und Beobachtungen an Leitungen. ew - Energiewirtschaft, 108(9 + 10): 54-60, 62-65.*
- Makkonen, L. und Wichura, B., 2010. Simulating wet snow loads on power line cables by a simple model. Cold Regions Science and Technology, 61(2-3): 73-81.*
- Strasser, U., 2008. Snow loads in a changing climate: new risks? Natural Hazards and Earth System Sciences, 8(1): 1-8.*



Gräserblüte
(Foto: Ingeborg Knol, PantherMedia GmbH)

Pollen

Dipl.-Met. Uwe Kaminski

Weltweit sind etwa 1/10 der 250 000 Pollen produzierenden Blütenpflanzen windblütig (anemophil) und von potentieller allergologischer Bedeutung, wenn sie vom Menschen eingeatmet oder von Schleimhäuten aufgenommen werden. Bei Verfrachtung der Pollen durch den Wind ist ein sehr hohes Verhältnis von Anzahl Pollenkörnern zur Anzahl der Samenanlagen notwendig, um eine ausreichende Bestäubungsrate zu gewährleisten. Bei der Hasel liegt dies Verhältnis z. B. etwa bei mehr als 2 Millionen. Pollen können je nach Wetterlage über mehr als 1000 km transportiert werden und sich somit über große Gebiete verteilen und dort das menschliche Wohlbefinden beeinflussen.

Die Zahl der Menschen, die an Pollenallergien leiden, stieg in den letzten Jahrzehnten weltweit an (Pearce *et al.*, 2000). In Europa leiden heute ca. 15% der Bevölkerung an einer Pollenallergie. Allein in Deutschland leben ca. 20 Mio. Pollenallergiker (Kersten, 2007). Die Symptome reichen von brennenden Augen und lästigem Niesreiz bis zu lebensbedrohlichen asthmatischen Anfällen. Außerdem hat etwa die Hälfte der Pollenallergiker eine spezielle Form der Nahrungsmittelallergie, die als orales Allergiesyndrom bezeichnet wird. Personen, die in der Stadt leben, leiden häufiger unter allergischen Atemwegserkrankungen als Personen, die in einer ländlichen Umgebung leben. Es wird vermutet, dass neben einer genetischen Prädisposition auch Luftbeimengungen zu einer erhöhten Allergenizität und Bioverfügbarkeit der Pollenproteine führen (Mösges und Klimek, 2007). Allergien bringen eine erhebliche Einschränkung der Lebensqualität und Leistungsfähigkeit mit sich und führen zu erheblichen sozio-ökonomischen Belastungen der Gesellschaft (Ring *et al.*, 2010).

Stand der Wissenschaft

In vielen Ländern werden Pollenmessungen durchgeführt. Die Auswertungen dieser Messungen dienen als Grundlage für medizinische – und epidemiologische Studien und sind die Grundlage des vom Deutschen Wetterdienst prognostizierten Pollenflug Gefahrenindex.

Schwellwerte für das Auftreten einer Sensibilisierung gegenüber verschiedenen Pollenarten sind weitgehend unbekannt. Schwellwerte für das Auftreten von allergischen Symptomen bei Kontakt mit verschiedenen Pollen werden in der Literatur sehr unterschiedlich beurteilt. Das Auslösen von allergischen Symptomen hängt von der Prädisposition des Einzelnen, von der Jahreszeit und von den Pollenarten ab, an die er gewöhnt ist. Zu Beginn der Pollensaison reichen weniger Pollen zur Auslösung von allergischen Symptomen aus als am Ende der Pollensaison. Menschen, die in Gebieten leben, wo z. B. viele Olivenpollen vorkommen benötigen höhere Pollenkonzentrationen zur Auslösung von Symptomen als Menschen, die in Gebieten leben, in denen Olivenpollen kaum vorhanden sind.

Im Jahre 1983 wurde die Stiftung Deutscher Polleninformationsdienst (PID) gegründet. Das PID-Messnetz umfasst derzeit etwa 45 Stationen zur regelmäßigen Erfassung des Pollenvorkommens in der Außenluft. Während der Pollensaison von Frühjahr bis Herbst werden von geschultem Personal Pollenmissionsmessungen durchgeführt. An 10 sogenannten Referenzmessstellen erfolgen die Pollenzählungen ganzjährig. Alle Messstellen sind mit Burkard-Fallen ausgerüstet.

Dipl.-Met.
Uwe Kaminski,
Leiter des Referats
Luftthygiene,
Deutscher
Wetterdienst DWD

Die Pollenfallen sind überwiegend im Bereich medizinischer Einrichtungen angesiedelt; die Pollenzähler erhalten vom PID eine geringe Aufwandsentschädigung. Der ausfallsichere Betrieb dieser Messstellen hängt von externen Randbedingungen ab, die schwer zu beeinflussen sind. Aufgrund der hohen Relevanz der Pollenmessungen wäre ein Messnetz mit einer Grundfinanzierung sinnvoll, die auch zukünftig kontinuierliche Messungen auf einem hohen Qualitätsniveau sicherstellt.

Pollensituation in Deutschland

Pollendaten zeigen, dass hinsichtlich des Starts des Pollenflugs und der Pollenmenge in Süddeutschland und Nordostdeutschland in den letzten Jahren die stärksten Veränderungen eingetreten sind. So ist ein signifikanter Anstieg der Birkenpollenkonzentrationen in beiden Gebieten zu verzeichnen. Zudem startet die Saison der Gräserpollen heute in Süddeutschland früher und dauert länger (s. Abb. 1).

In allen betrachteten Regionen wird deutlich, dass Allergien auf Baumpollen immer wichtiger werden, verglichen mit Allergien auf Gräserpollen (Kaminski und Glod, 2011). Hierfür verantwortlich sind hauptsächlich der Klimawandel (Anstieg der CO₂-Konzentrationen und der Lufttemperatur) sowie eine geänderte Landnutzung. Aber auch die Pollen von invasiven Pflanzen wie die der Ambrosia (Kaminski et al., 2009) oder die des Gaskrauts sowie Olivenpollen spielen hier eine immer größere Rolle. Das Vorkommen von bekannten Pollen in höheren Konzentrationen oder von neuen Pollenarten kann auch durch eine Änderung von Wetterlagenhäufigkeiten im Rahmen des Klimawandels bewirkt werden. Häufigere Luftmassen aus Ungarn oder Südfrankreich können die Konzentration von dort vorkommenden Pollen in Deutschland ansteigen lassen. Klimaprojektionsrechnungen zeigen, dass die Pollensaison für einzelne Pollenarten bis Ende des Jahrhunderts im Mittel um 14 Tage früher einsetzen wird.

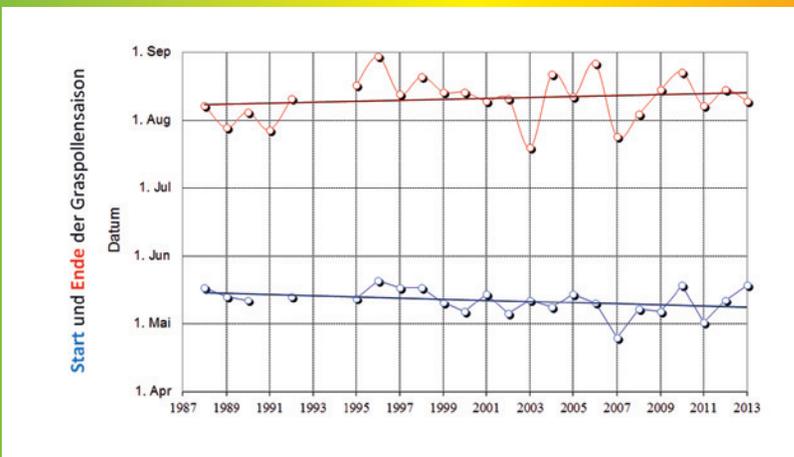


Abb. 1: Start (blau) und Ende (rot) der Gräserpollensaison in Süddeutschland

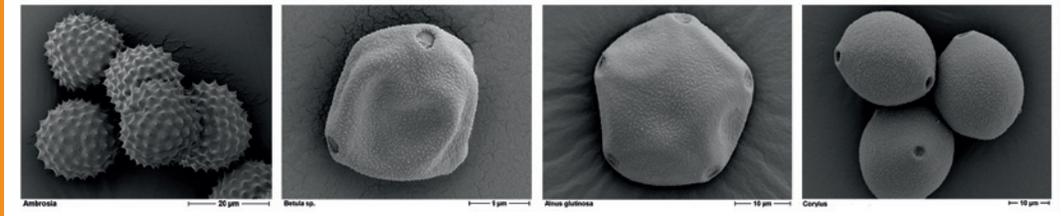


Abb. 2: REM-Aufnahmen von allergologisch relevanten Pollenarten: Beifußblättriges Traubenkraut (*Ambrosia*), Birke (*Betula*), Erle (*Alnus*), Hasel (*Corylus*); Foto: Manfred Ruppel/ Biowissenschaften/ Goethe-Uni Frankfurt

Seit 1986 veröffentlicht der Deutsche Wetterdienst im Rahmen der Daseinsvorsorge routinemäßig eine deutschlandweite Pollenflugvorhersage (Becker et al., 2007). Sie bezieht sich auf die sieben allergologisch wichtigsten Blütenpollen von Hasel, Erle, Birke, Süßgräser, Roggen, Beifuß und Ambrosia und basiert auf den Daten des Polleninformationsdienstes (PID). 2013 wurde die Eschepolle in die Vorhersage mit einbezogen.

Das Zentrum für Medizin-Meteorologische Forschung (ZMMF) des DWD in Freiburg leistet mit seinen Pollenflug-Vorhersagen unter <http://www.dwd.de/pollenflug> und seinem Newsletter-System, das 2006 eingeführt wurde, einen wichtigen Beitrag für die Gesundheit der Bevölkerung. In Europa versucht man dem wachsenden Bedarf an guten Pollenprognosen Rechnung zu tragen und arbeitet verstärkt an verbesserten Pollenvorhersagemodellen (Vogel et al., 2008). Auch der DWD arbeitet zusammen mit dem Karlsruher Institut für Technologie (Institut für Meteorologie und Klimaforschung) und dem Schweizer Wetterdienst MeteoSchweiz an der Verbesserung und Weiterentwicklung eines numerischen Pollenvorhersagemodells. Für Birken (s. Abb.3) – und Gräserpollen wird das Modell bereits routinemäßig bei der MeteoSchweiz gerechnet und die Vorhersage dem DWD zur Verfügung gestellt.

Handlungs- und Forschungsbedarf

Um den Fortbestand des deutschen Pollenmessnetzes zu sichern, ist umgehender Handlungsbedarf erforderlich, weil immer mehr Messstellen ihre Messungen einstellen oder die Ausfallsicherheit nicht mehr garantieren können. Neue invasive Pflanzenarten müssen in das Routine-Monitoring-Programm aufgenommen werden, um Frühwarnsysteme für Allergiker aufbauen zu können. Modellrechnungen für Birke-, Gräser- und Ambrosiapollen und Vergleiche mit Beobachtungen haben zwar gezeigt, dass die numerische Pollenflugvorhersage mittelfristig in der Lage sein wird, die bisher praktizierte semi-empirische Pollenflugvorhersage abzulösen. Für eine routinemäßige Vorhersage der wichtigsten allergenen Pollenarten sind aber noch umfangreiche Entwicklungsarbeiten zu leisten. Hierzu müssen die notwendigen Eingabedaten, wie z. B. Bestandsdaten der verschiedenen Bäume und Kräuter, bereitgestellt werden. Außerdem sind notwendige Ergänzungen bzw. Modifikationen der Quellfunktionen zur Emissions- Parametrisierung durch zu führen. Am Ende wird aber mittelfristig zum Wohle der Pollenallergiker ein Werkzeug zur Verfügung stehen, das zusammen mit den erfahrenen Medizinmeteorologen eine frühzeitige Warnung vor allergenen Pollen ermöglicht.

Birkenpollenbelastung am 22.04.14

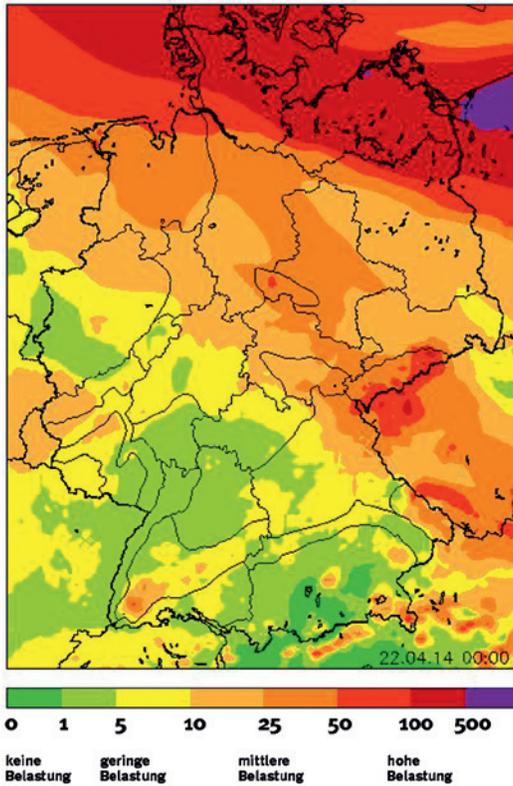


Abb. 3: Numerische Vorhersage der Birkenpollenbelastung mit COSMO-ART für den 22.04.2014, Quelle: MeteoSchweiz und KIT Karlsruhe

Literatur

- Becker, P. und K. Bucher, A. Grätz, C. Koppe, G. Lasczewski, 2007: Das Medizin-Meteorologische Informationsangebot für den Gesundheitssektor und die Öffentlichkeit. *Promet* 33 3/4, 140-147.
- Kaminski, U. und T. Glod, 2011: Are there changes in Germany regarding the start of the pollen season, the season length and the pollen concentration of the most important allergic pollen? *Met. Zeitschrift* 20, 497-507. DOI 10.1127/0941-2948/2011/0297
- Kaminski, U. und K. Bucher, R. Smukalla, H. Berendt, J. Huss-Marp, I. Weichenmeier, F. Martin, B. Alberernst, S. Nawrath, R. Horres, T. Gabrio, U. Weidner, T. Miljanic, U. Hack, I. Zollner, 2009: Verbundprojekt Ambrosia-Pollen - Einfluss klimatischer Faktoren und ihrer bisherigen sowie erwarteten Änderung bezüglich der Zunahme von Sensibilisierungen am Beispiel von Ambrosia-Pollen. Bericht Landesgesundheitsamt Baden-Württemberg im Regierungspräsidium Stuttgart, Stuttgart.
- Kersten, W., 2007: Klinische Bedeutung der Pollenallergene. *Allergo Journal* 16, (1): 37.
- Mösges, R. und L. Klimek, 2007: Review article – Today's allergic rhinitis patients are different: new factors that may play a role. *Allergy* 62, 969–975. DOI: 10.1111/j.1398-9995.2007.01440.x
- Pearce, N. und J. Douwes, R. Beasley, 2000: The rise and rise of asthma: a new paradigm for the new millennium? – *J. Epidemiol. Biostat.* 5, 5-16.
- Ring, J., C. Bachert, C.-P. Bauer, W. Czech (Hrsg.), 2010: *Weißbuch Allergie in Deutschland*, 3. Überarbeitete und erweiterte Auflage – Urban & Vogel München, 360 S., ISBN: 978-3-89935-245-0.
- Vogel, H. und A. Pauling, B. Vogel, 2008: Numerical simulation of birch pollen dispersion with an operational weather forecast system. *Int. J. Biometeorol.* (2008) 52:805–814; DOI 10.1007/s00484-008-0174-3.



*Erdbebenschäden in L'Aquila, Italien
(Foto: GFZ)*

Gefährdung durch Erdbeben

Prof. Dr. Gottfried Grünthal

Die Gefährdung durch Erdbeben ist in Deutschland zwar relativ gering, aber keinesfalls vernachlässigbar. Beben mit signifikanten Schäden traten bisher etwa einmal in jeder Generation auf und verlieren sich daher nur zu schnell aus dem Bewusstsein. Trotzdem gehören Erdbeben auch in unserer Region zu den Naturereignissen, die extrem hohe Kosten infolge von Schäden an Bauten und Infrastrukturen verursachen können. Eine Studie zu den Auswirkungen von Naturkatastrophen des Schweizerischen Bundesamtes für Zivilschutz ergab, dass Erdbeben

mit 35 % Anteil am möglichen Gesamtschaden aller Naturgefährdungen in der Schweiz das dominierende Element darstellen (KATANOS, 1995). Auch in den Hauptbebengebieten Deutschlands gehören Erdbeben für kleine Eintreffenswahrscheinlichkeiten neben Überschwemmungen und Stürmen zu den größten Verursachern von Elementarschäden (Allmann et al., 1998).

Prof. Dr. Gottfried Grünthal
Helmholtz-Zentrum
Potsdam - Deutsches
GeoForschungsZentrum GFZ, Sektion 2.6
„Erdbebengefährdung
und Spannungsfeld“

Tab. 1a: Intensität: Eine Klassifizierung der Stärke der Bodenerschütterungen auf der Grundlage beobachteter Effekte in einem begrenzten Gebiet wie einer Ortschaft. Klassifiziert werden Effekte auf Menschen, Objekten in Häusern sowie das Ausmaß an Gebäudeschäden. Intensitäten sind ein robustes Maß zur Stärkeklassifizierung, unterteilt in 12 Intensitätsgrade:

Intensität	Merkmal
I	nicht gefühlt
II	vereinzelt gefühlt
III	schwach
IV	größtenteils beobachtet
V	stark
VI	leichte Schäden
VII	schadenbringend
VIII	stärker schädigend
IX	zerstörend
X	sehr zerstörend
XI	verwüstend
XII	vollständig verwüstend

Seismizität

Nördlich des Alpidischen Raums, d. h. nördlich der Alpen und des Karpatenbogen, weist Deutschland die größte Bebenaktivität Europas auf. Abb. 1 zeigt die Seismizität Deutschlands samt Randgebieten. Eine Auswahl der stärksten Beben Deutschlands seit 1750 gibt die Tab. 1b, wobei in historischer Zeit die Intensität VIII bisher nicht überschritten wurde. Seit Beginn des 20. Jahrhunderts ereigneten sich innerhalb Deutschlands jeweils fünf Erdbeben mit einer maximal beobachteten Intensität $I_0 = \text{VII/VIII}$ bzw. $I_0 = \text{VIII}$ sowie mit Lokalbebenmagnituden $ML \geq 5,7$. Die Schäden bei einer Intensität VIII sind gemäß Europäischer Makroseismischer Skala EMS-98 (Grünthal, 1998) stark vereinfacht wie folgt zu beschreiben: „An vielen Gebäuden einfacher Bausubstanz treten schwere Schäden auf; d. h. Giebelteile und Dachsimse stürzen ein. Einige Gebäude sehr einfacher Bauart stürzen ein.“

Die Epizentrenkarte der beobachteten Bebenaktivität Deutschlands (Abb. 1) verdeutlicht, dass die Bebenherde flächenmäßig nicht gleich verteilt sind, sondern sich in Zonen erhöhter Bebenaktivität konzentrieren. Die höchste Bebenaktivität weist das Rheingebiet als Schwächezone in der Erdkruste auf, welche sich im Norden bis in das niederlän-

im Raum	Jahr	max. Intensität	Magnituden		Tote, beschädigte Gebäude und Schadenshöhe
			M _L	M _w	
Düren (östl. Aachen)	1756	VIII	6,1	5,8	Tote
Tollhausen (westl. Köln)	1878	VIII	5,9	5,6	Tote
Albstadt (südl. Tübingen)	1911	VIII	6,1	5,7	6250 beschädigte Gebäude; 0,75 Mio. RM
Bad Saulgau (nordöstl. Konstanz)	1935	VII-VIII	5,8	5,4	
Albstadt	1943	VIII	5,6	5,3	
Euskirchen (westl. Bonn)	1951	VII-VIII	5,7	5,1	
Albstadt	1978	VII-VIII	5,7	5,2	6850 beschädigte Gebäude; 140 Mio. Euro
Liège (östliches Belgien)	1983	VII	5,0	4,6	2 Tote, 26 Verletzte; Hunderte beschädigte Häuser; 50 Mio. Euro
Heinsberg/ Roermond (Niederlande)	1992	VII	5,9	5,3	1 Toter, 25 Verletzte; 7200 beschädigte Gebäude; 145 Mio. Euro
Rambervillers (Frankreich, Vogesen)	2003	VI-VII	5,9	4,8	10,5 Mio. Euro
Waldkirch/ Kandelwald (Schwarzwald)	2004	VI	5,4	4,6	ca. 3 Mio. Euro

Tab. 1: Ausgewählte Schadenbeben in Deutschland samt Randgebieten seit 1750 (Daten aus Grünthal & Wahlström, 2012)

dische Limburg und nach Belgien fortsetzt. Einen Seismizitätsschwerpunkt im Nieder- rheingebiet stellt der Raum Aachen-Düren dar. Im Mittelrheingebiet zeigt das Gebiet um Koblenz die höchste Bebenaktivität. Das nördliche Oberrheingebiet zeigt im Gebiet Rheinstetten-Rastatt erhöhte Seismizität - der südliche Teil des Oberrheingrabens im Raum Strasbourg sowie in seinem südlichen Teil. Die Bebenzone der Schwäbischen Alb mit dem Schwerpunkt Albstadt wurde mit einem der größten Beben Deutschlands im Jahre 1911 aktiviert. Mit den weiteren Schadenbeben in den Jahren 1943 und 1978 setzte diese lokale eng begrenzte Seismizitätszone den weitaus größten Teil der Bebenenergie des 20. Jahrhunderts in Deutschland frei. Mit zusätzlichen Herdgebieten bei Bad Saulgau,

südwestlich von Donaueschingen und im Schwarzwald ist Baden-Württemberg das bebenaktivste Bundesland. Ein anderes Bebengebiet erstreckt sich über Ostthüringen und den westlichen Teilen Sachsens vom Schwarmbebengebiet des Vogtlandes über den Raum Gera bis nach Leipzig. Das in historischer Zeit stärkste Beben dieses Raumes ereignete sich 1872 östlich Gera mit einer Intensität von VII. Im Vogtländischen Schwarmbebengebiet werden zu Zeiten hoher Bebenaktivität Tausende sehr schwacher Beben registriert, wobei die jeweils stärksten Ereignisse eines Schwarmes gerade so stark sind, dass schwächste Schäden auftreten (als stärkstes instrumentell beobachtetes Beben 1985 mit $M_w = 4,3$, $I_0 = VI$). Als Beben- gebiet von untergeordneter Bedeutung wäre

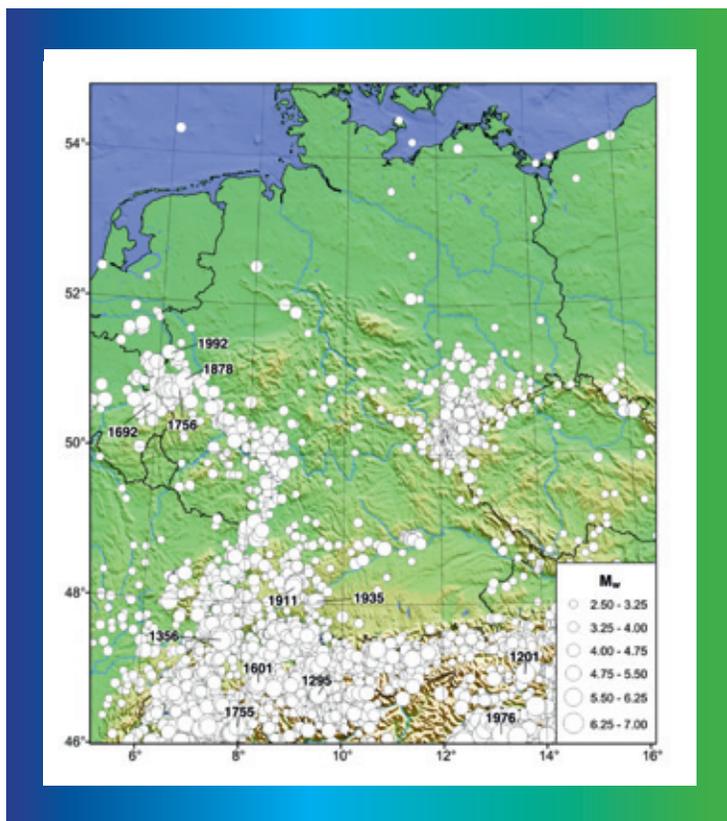
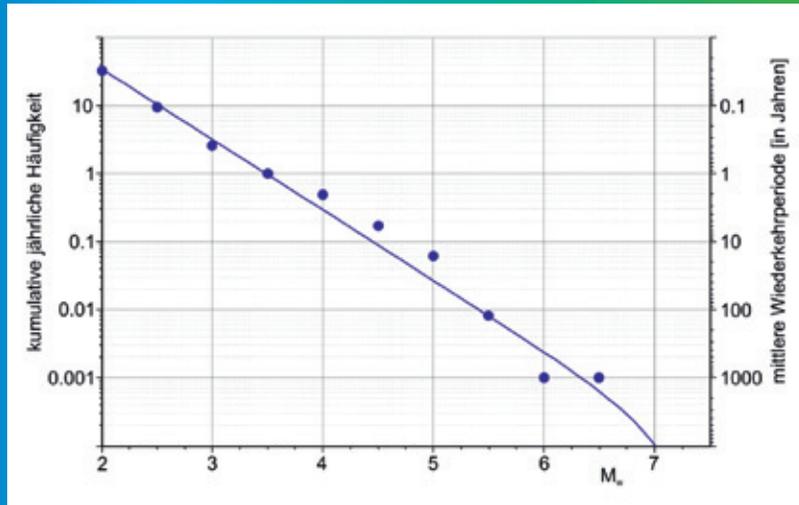


Abb. 1: Natürliche tektonische Erdbeben von 1000 AD bis 2010. Die Daten entstammen der Datenbank zum Europäischen-Mediterranen Erdbebenkatalog EMEC (Grünthal & Wahlström, 2012) mit Jahresangaben für ausgewähltere stärkere Beben.

Abb. 2: Jährliche kumulative Häufigkeit von Erdbeben in Deutschland samt eines Randsaumes von ca. 10 km. Die rechte Achse zeigt als Reziprokwert die zugehörige mittlere Wiederkehrperiode.



schließlich die Seismizitätszone des Raumes Nördlingen-Donauwörth zu erwähnen mit Beben bis zur Intensität VII. Die übrigen Gebiete Deutschlands sind allerdings nicht bebenfrei, weisen aber nur eine sehr geringe Beben-tätigkeit auf, wie z. B. das leichte Schäden verursachende Bielefelder Beben von 1612 oder ein schadloses aber heftig wahrgenommenes Beben im Jahre 2001 südöstlich von Rostock.

Die Erdbeben ereignen sich in Deutschland hauptsächlich im Tiefenbereich von 5 bis 20 km mit dem Schwerpunkt der seismischen Energiefreisetzung in ca. 10 km. Zur Erfassung der Beben-tätigkeit ist derzeit ein ca. 100 Registrierorte umfassendes Seismometernetz in Betrieb. Die ersten Seismographen wurden zu Beginn des 20. Jahrhunderts eingesetzt. Aus vorinstrumenteller Zeit existieren z. T. außerordentlich detaillierte Berichte über Bebenwahrnehmungen oder beobachteter Schäden in zumeist städtischen Chroniken. Diese Quellen erlauben die Erweiterung des Bebenkatalogs bis zu den Anfängen historischer Aufzeichnungen zu Zeiten der Karolinger zur Mitte des 8. Jahrhunderts. Anhand paläoseismologischer Untersuchun-

gen im Niederrheingebiet wurde eine Anzahl relativ starker Beben bis zu Magnituden von $M_w = 6,8$ nachgewiesen, die sich dort in der jüngsten geologischen Vergangenheit und vor dem 10. Jahrhundert ereigneten und sich als Versatzbeträge in jüngsten sedimentären Ablagerungen manifestieren.

Katalogeinträge werden umso unvollständiger, je weiter man in die Historie zurückblickt. So sind in Deutschland Beben ab $M_w = 2$ ab ca. 1974 hinreichend vollständig erfasst, $M_w = 4$ ab ca. 1865 und $M_w = 6$ ab ca. 1250 (Grünthal et al., 2013). Hieraus folgt die Darstellung der jährlichen Häufigkeit von Bebenmagnituden M_w in Deutschland inklusive eines Randsaumes von ca. 10 km (Abb. 2). Danach ist im langjährigen statistischen Mittel eine Magnitude $M_w \geq 3,5$ etwa einmal im Jahr zu erwarten, $M_w \geq 4,5$ ca. aller 11 Jahre und $M_w \geq 5,5$ ca. aller 125 Jahre.

Neben natürlichen, tektonischen Erdbeben werden induzierte, d.h. durch menschliche Aktivitäten bedingte seismische Ereignisse beobachtet. Hierzu gehören in Deutschland und unmittelbar benachbartem Ausland induzierte

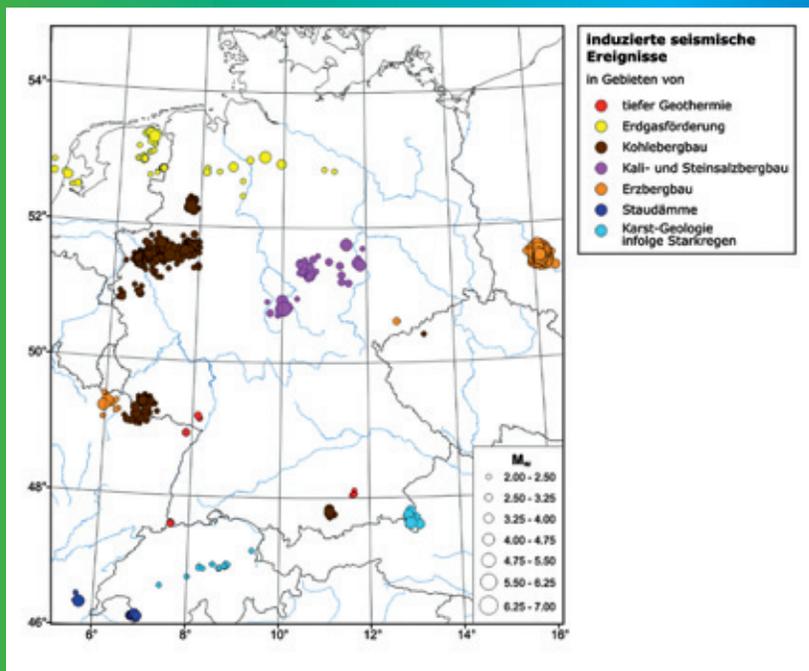


Abb. 3: Die Epizentren der induzierten seismischen Ereignisse unterteilt in sieben Typen entsprechend Legende (nach Grünthal, 2013).

seismische Ereignisse im Zusammenhang mit Stein- und Kalisalzabbau (bis zu $M_w = 5,4$ beobachtet), Kohlebergbau (bis $M_w = 4,1$), Erdgasförderung (bis $M_w = 4,3$), geothermischer Energiegewinnung (bis $M_w = 3,2$) infolge Erzbergbau (bis $M_w = 4,5$) sowie in Verbindung mit Dämmen größerer Stauhöhen (bis $M_w = 4,5$). Weiterhin treten in einigen Karstgebieten induzierte Erdbeben infolge Starkregen auf. Die Epizentren sämtlicher Typen induzierter seismischer Ereignisse zeigt Abb.3. Bezüglich Details sei auf den Übersichtsartikel von Grünthal (2013) verwiesen.

Erdbebengefährdung und Baunormen

Ein adäquater nachhaltiger Schutz vor Auswirkungen von Erdbeben wird durch die Einführung geeigneter ingenieurtechnischer Maßnahmen erreicht. Aus ökonomischen

Gründen werden derartige Sicherheitsvorkehrungen nur in dem Maße eingeführt, wie diese für vorgegebene Eintreffenswahrscheinlichkeiten von Baunormen gefordert sind. Bodenbewegungsamplituden für quasi beliebige Eintreffenswahrscheinlichkeiten werden im Rahmen von wahrscheinlichkeitstheoretischen Abschätzungen der Erdbebengefährdung ermittelt. Diese beruhen auf einer Reihe unterschiedlicher Eingangsparameter sowie statistischer Modelle zum Auftreten von Beben und stellen eine anspruchsvolle geowissenschaftliche Aufgabe dar. Insbesondere bedeutet die Berücksichtigung sämtlicher Unsicherheiten in allen Ausgangsdaten und Modellen eine Herausforderung in der Gefährdungsberechnung.

Die seismologische Grundlage für die erdbebengerechte Norm für normale Hochbauten DIN 4149:2005-04 bildet die Einschätzung der

Erdbebengefährdung Deutschlands gemäß Abb. 4, aus der die seismische Zonierungskarte der Norm direkt abgeleitet wurde (Grünthal et al., 1998; Grünthal, 2005). Die Internet-Plattform zur Abfrage der Zugehörigkeit aller Orte in Deutschland samt der anzuwendenden Lastannahmen gemäß o.g. Norm findet sich unter http://www.gfz-potsdam.de/DIN4149_Erdbebenzonenabfrage. Für die Versicherungswirtschaft ist die Karte auf der entsprechenden Internet-Plattform des Gesamtverbandes der Deutschen Versicherungswirtschaft eingestellt unter www.zuers-public.de.

Für die sogenannte „Wasserbaunorm“ DIN 19700-10:2004-07 für Talsperren und Hochwasserrückhaltebecken gelten in Abhängigkeit vom Schutzziel und der Sicherheitsklasse der Anlagen mittlere Wiederholungsperioden von 100, 500, 1000 und 2500 Jahre, für die entsprechende Nachweise vorzunehmen sind (Grünthal, 2008; Grünthal et al., 2009). Eine der in diese Norm eingehenden seismischen Gefährdungskarte zeigt die Abb. 5. Unter dem Link www.gfz-potsdam.de/DIN19700 können entsprechende Antwortspektren für den Sicherheitsnachweis für jeden Koordinatenpunkt in Deutschland für die vier Gefährdungsniveaus der Norm interaktiv abgefragt werden.

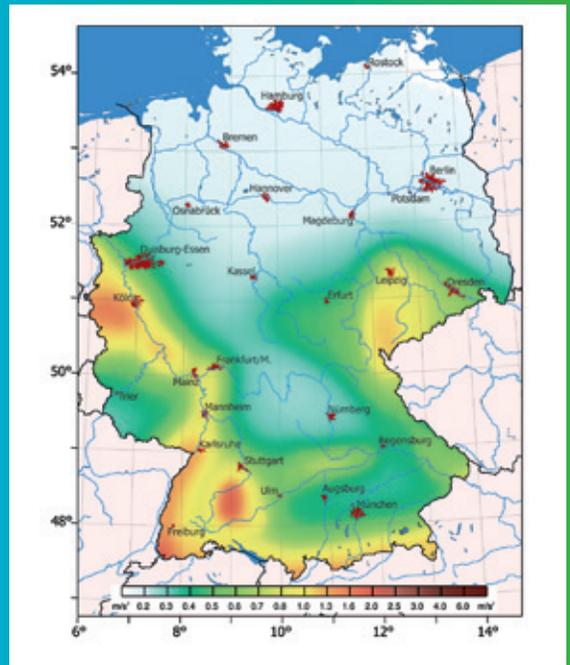
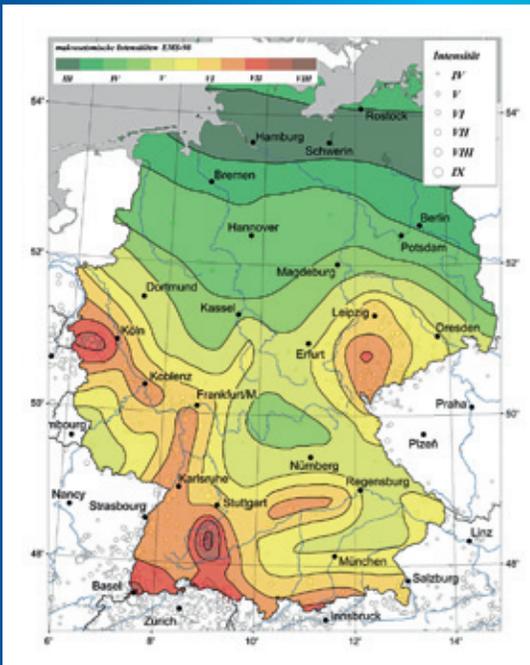


Abb. 4.: Probabilistische Erdbebengefährdungskarte für die Bundesrepublik Deutschland in Form berechneter Intensitäten für eine Nichtüberschreitenswahrscheinlichkeit von 90 % in 50 Jahren Standzeit nach Grünthal et al. (1998), welche direkt in die Erdbebenzonenkarte der DIN 4149:2005-04 bzw. der Euronorm DIN EN 1998-1/NA:2011-01 überführt wurde.

Abb. 5.: Probabilistische Erdbebengefährdungskarte für die Bundesrepublik Deutschland in Form der Antwortbeschleunigung bei 2,5 Hz für eine Nichtüberschreitenswahrscheinlichkeit von 96 % in 100 Jahren Standzeit (Felsuntergrund, 50% Fraktile) als Bestandteil der DIN 19700-10:2004-07 (aus Grünthal et al., 2009)

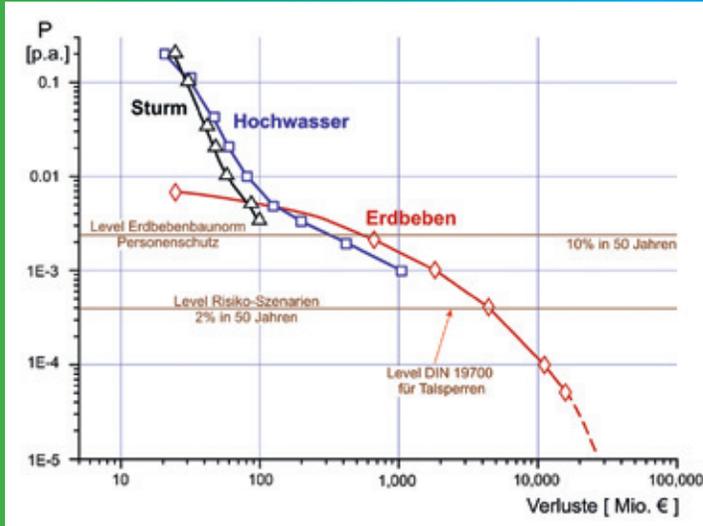


Abb. 6: Risikokurven für Hochwasser, Erdbeben und Sturm für Köln unter Berücksichtigung der Schäden an Gebäuden und in den Bereichen Privathaushalte, Handel und Industrie (nach Grünthal et al., 2006)

Erdbebenrisiko

Abschätzungen des Erdbebenrisikos im Form monetärer Verluste durch Erdbebenschäden gestatten direkte Vergleiche mit Risiken durch weitere Naturgefährdungen, die auf einen Ort einwirken. Werden derartige Abschätzungen für verschiedene Gefährdungsniveaus vorgenommen, lassen sich Risikokurven für einen breiten Bereich von jährlichen Eintreffenswahrscheinlichkeiten betrachteter Naturgefährdungen miteinander vergleichen. Eine der ersten derartigen Risiko-Synopsen ist für die Stadt Köln vorgenommen worden (Abb. 6), wobei die monetären Auswirkungen infolge Hochwasser, Stürmen und Erdbeben verglichen wurden (Grünthal et al., 2006).

In der Risikobewertung für relativ häufige Ereignisse bis zu Eintreffenswahrscheinlichkeiten von etwa $5 \cdot 10^{-3}$ p.a. dominiert aufgrund der exponierten Lage Kölns am regelmäßig Hochwasser führenden Rhein das Hochwasserrisiko, gefolgt vom Risiko durch Stürme. Schadenbeben spielen für Köln bis

zum Wahrscheinlichkeitsniveau von $5 \cdot 10^{-3}$ p.a., dem eine mittlere Wiederholungsperiode T von 200 Jahren entspricht, keine Rolle. Dagegen dominieren für mittlere Wiederholungsperioden $T \geq 200$ Jahren die Erdbeben das Risikopotential durch Naturgefahren. Zumindest scheint das Risiko infolge Erdbeben und Hochwasser für derartige Werte von T etwa ähnlich groß ausgebildet zu sein.

Unsicherheiten und Forschungsbedarf

Einschätzungen zur Gefährdung und zum Risiko infolge Erdbeben sind mit erheblichen Fehlern verbunden, die u.a. dadurch bedingt sind, dass die Wiederholungsrate stärkerer Beben in ihren Herdgebieten größer ist als der Zeitraum gesicherter Beobachtungsreihen. Daher sind nicht nur die seismologischen Registriernetze mit mindestens den derzeitigen Standards fortzuführen, sondern wäre auch die historische Seismizität insbesondere vor 1800 einer systematischen quellenkritischen Analyse analog zu Arbeiten in den südlichen und westlichen Nachbarländern zu unterzie-

hen. Das Netz der Starkbodenbewegungsaufzeichnungen ist auszubauen und die Daten wissenschaftlichen Zwecken zugänglich zu machen, um entsprechende Abminderungsmodelle anhand hauptsächlich südosteuropäischer und italienischer Daten besser auf mitteleuropäische Verhältnisse anzupassen. Völlig fehlen systematische bundesweite neotektonische Untersuchungen zu den Ursachen der Beben in Verbindung mit hochpräzisen geodätischen Langzeitbeobachtungen zur Erfassung zuverlässiger Straindaten. Schließlich sind methodische Untersuchungen voranzutreiben, um Unsicherheiten in allen Ausgangsdaten und Berechnungen in korrekter Weise quantifizieren zu können sowie Unsicherheiten weiter einzuengen.

Literatur

- Allmann, A., Rauch, E., Smolka, A. (1998) *New paleoseismological findings on major earthquakes in Central Europe: Possible consequences for the earthquake loss potential in Germany. Proceedings of the 11th Conference on Earthquake Engineering*, Rotterdam, Balkema, 7 S.
- DIN 19700-10:2004-07 (2004) *Stauanlagen – Teil 10: Gemeinsame Festlegungen. Normenausschuss Wasserwesen (NAW) im DIN Deutsches Institut für Normung e. V.*, Beuth Verlag GmbH, Berlin
- DIN 4149:2005-04 (2005) *Bauten in deutschen Erdbebengebieten – Lastannahmen, Bemessung und Ausführung üblicher Hochbauten*. Beuth Verlag GmbH, Berlin
- DIN EN 1998-1/NA:2011-01 (2011) *Nationaler Anhang – National festgelegte Parameter – Eurocode 8: Auslegung von Bauwerken gegen Erdbeben – Teil 1: Grundlagen, Erdbebeneinwirkungen und Regeln für Hochbau*, Beuth Verlag GmbH, Berlin
- 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 STR 09/07, Deutsches GeoForschungsZentrum, Potsdam, 81 S.
- Grünthal, G. (2005) *Die Erdbebenzonenkarte als Bestandteil der neuen DIN 4149*. In: *Tagungsband der DGEB/DIN-Gemeinschaftstagung "Auslegung von Bauwerken gegen Erdbeben - die neue DIN 4149"*, Beuth Verlag, Berlin, Leinfelden-Echterdingen/Germany, S. 3-24
- Grünthal, G. (2008) *Erdbebengefährdungskarten für die Bemessung von Stauanlagen nach DIN 19700*. In: *Erfahrungsaustausch Betrieb von Hochwasserrückhaltebecken in Baden-Württemberg. Berichtsband 14. Jahrestagung "Sicherheitsrelevante Einwirkungen auf Hochwasserrückhaltebecken - Extreme Betriebszustände"*, Stuttgart, 20. November 2007, WBW Fortbildungsgesellschaft für Gewässerentwicklung mbH, Karlsruhe, S. 25-29
- Grünthal, G. (2013) *Induced seismicity related to geothermal projects versus natural tectonic earthquakes and other types of induced seismic events in Central Europe*. *Geothermics Special Issue* (submitted)
- Grünthal, G. (ed) (1998) *European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98)*. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie 15*, Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Luxembourg, 99 S.
- Grünthal, G., Hakimhashemi, A., Bosse, C. (2013) *Magnitude dependent temporal completeness of catalogued earthquakes in the European-Mediterranean area*. *Journal of Seismology (in preparation)*

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., Thieken, A., Schwarz, J., Radtke, K., Smolka, A., Merz, B. (2006) *Comparative Risk Assessments for the City of Cologne – Storms, Floods, Earthquakes. Natural Hazards* 38(1-2): 21-44

Grünthal, G., Wahlström, R. (2012) *The European-Mediterranean Earthquake Catalogue (EMEC) for the last millennium. Journal of Seismology* 16(3): 535-570

KATANOS (1995) *Katastrophen und Notlagen in der Schweiz. Eine vergleichende Übersicht. Bundesamt für Zivilschutz*, 77 S.

Glossar

Antwortbeschleunigung

Darstellung wie im Antwortspektrum, jedoch für nur eine Schwingungsfrequenz.

Antwortspektrum

Darstellung der maximalen Amplituden einer Serie von Einmassenschwingern unterschiedlicher Eigenfrequenz und konstanter Dämpfung als Antwort auf Bodenbeschleunigungsanregungen an deren Fußpunkt.

Epizentralintensität I_0

maximale Intensität über oder nahe dem Erdbebenherd.

Erdbebengefährdung

Wahrscheinlichkeit des Auftretens potenziell zerstörender seismischer Bodenbewegungen an einem bestimmten Ort und in einem bestimmten Zeitintervall.

Erdbebenrisiko

Erwarteter summarischer Verlust infolge Erdbeben; errechnet sich aus der Erdbebengefährdung, der Verletzbarkeit (Vulnerabilität) von z.B. Bauten infolge Erdbeben und den monetären Werten, die der Gefahr ausgesetzt sind.

Lokalbebenmagnitude M_L

Eine auf der Magnitudendefinition von Richter basierende Magnitudenbestimmung anhand maximaler Amplituden bis in ca. 600-1000 km Entfernung.

Magnitude M

Instrumentelles Maß zur Stärkebestimmung von Beben, eingeführt von Charles Richter 1935. Wird aus dem Logarithmus des maximalen Ausschlages von Seismographen unter Berücksichtigung der Entfernung zum Erdbebenherd bestimmt.

Momentmagnitude M_w

Ein physikalisch begründetes und mit übrigen Magnitudenarten abgestimmtes Stärkemaß auf der Grundlage eines mechanischen Modells einer aktivierten Störungsfläche als Reaktion auf eine Spannungsbeanspruchung.



Hangrutschung Kainama in Süd-Kirgistan. Abgang 26.04.2004, Volumen ca. 2 Mio m³. Die Rutschmasse verschüttete Teile des Dorfes auf der anderen Flußseite, wobei 33 Menschen den Tod fanden (Geländefoto Juni 2004, GFZ Potsdam).

Gravitative Massenbewegungen

Dr. Matthias Rosenau, Dr. Sigrid Roessner, Dr. Marco Pilz, Dr. habil. Stefano Parolai,
Dr. Christoph Janssen, Dr. Christian Haberland

Beschreibung der Naturgefahr und des -risikos

Gravitative Massenbewegungen werden als „hangabwärts gerichtete, bruchlose und bruchhafte Verlagerungen von Fels- und/oder Lockergestein unter der Wirkung der Schwerkraft“ definiert (siehe Abbildung links). Sie treten in unterschiedlichen Formen (z. B. Hangrutschungen, Felsstürze und Muren) auf und bilden eine Naturgefahren-Prozessgruppe, die primär an den obersten, der Verwitterung ausgesetzten Teil der Lithosphäre gebunden ist. Diese erdoberflächennahen Prozesse werden durch ein komplexes Wirkungsgefüge von endogenen und exogenen Faktoren bedingt. Sie gehören zu den wesentlichen reliefformenden Prozessen und entstehen im Wechselwirkungsraum zwischen Lithosphäre und Atmosphäre. Dabei weisen sie in eine große Prozessvielfalt auf, die sehr unterschiedliche Gefährdungspotentiale zur Folge hat.

Das globale Risiko durch gravitative Massenbewegungen liegt laut dem World Disaster Report im Jahresdurchschnitt der letzten 20 Jahre bei ca. 50 Todesopfern und 15 Millionen US-\$ Schadenssumme pro Jahr. Hierbei lässt sich feststellen, dass bei einer nahezu konstanten Ereignisrate die Opferzahlen und Schäden stark schwanken und wenige katastrophale Ereignisse in dicht besiedelten Gebieten die Statistik bestimmen, so z. B. die durch heftige Regenfälle ausgelösten Murgänge (debris flows) in der chinesischen Provinz Gansu am 8. August 2010, die Teile der Stadt Zhouqu zerstörten und über 1.000 Menschenleben forderten. Weiterhin ist zu berücksichtigen, dass gravitative Massenbewegungen häufig Sekundärprozesse darstellen, die in Kombination mit anderen Prozessen wie

z. B. Erdbeben, Vulkanausbrüchen und Überflutungen auftreten. Daher ist eine eindeutige prozessbezogene Zuordnung von Opferzahlen und Schäden schwierig. Generell ist jedoch davon auszugehen, dass anhaltende Bevölkerungszunahme und fortschreitende Technisierung zusammen mit einer Konzentration von Bevölkerung und Werten auch in gefährdeten Gebieten zu einer größeren Anfälligkeit und damit in Zukunft zu einem gesteigerten Risiko führen werden.

Neben den direkten Auswirkungen von Massenbewegungen, wie Tote und Verletzte, sowie zerstörte Infra- und Agrarstruktur, die in dieser Prozessgruppe eher lokalen Charakter haben, dürfen aber auch regionale und langfristige Folgewirkungen nicht außer Acht gelassen werden. Hierzu zählen neben Wandlungen in den regionalen Wirtschaftsstrukturen auch die Entstehung von Folgerisiken, wie das häufig zu beobachtende Anstauen von Flüssen infolge der Entstehung natürlicher Dämme durch große Massenverlagerungen. Der größte Stausee der Welt, der Sarezsee in Tadschikistan (Zentralasien), ist dafür ein spektakuläres Beispiel. Der 60 km lange und 550 m tiefe See entwickelte sich in Zusammenhang mit dem Pamir-Erdbeben vom 18. Februar 1911 (Mw ~ 7,7), das einen 2,4 Kubikkilometer großen Bergsturz auslöste, der eine Energiemenge freisetzte, die etwa dem des auslösenden Erdbebens entsprach. Durch den Erdbeben wurde das Tal des Murghab-Fluss abgeriegelt. Der nach dem Ort der Abriegelung benannte Usoy-Staudamm ist heute an der Krone beachtliche 4,5 km lang und an der Basis bis zu 4 km breit. An der höchsten Stelle seiner Dammkrone ist dieser natürliche Damm etwas über 550 m hoch. Er gilt dank seiner Böschungs-

Dr. Matthias Rosenau, Dr. Sigrid Roessner, Dr. Marco Pilz, Dr. habil. Stefano Parolai, Dr. Christoph Janssen, Dr. Christian Haberland, Helmholtz-Zentrum Potsdam - Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ (TIPTIMON-Gruppe: Tien-Shan-Pamir Monitoring Program)

geometrie und Permeabilität gegenwärtig als stabil. Im unwahrscheinlichen Falle eines Dammbrechens würde eine anfangs 150 Meter hohe Flutwelle erzeugt werden, die auch in 500 km Entfernung noch die Wucht eines Tsunami hätte.

Weitere, durch Hangrutschungen ausgelöste sekundäre Naturgefahren können auf Druckentlastung am Ort des Abrisses zurückgeführt werden. Hier sind beispielsweise Entgasungen bis hin zu Vulkanausbrüchen zu nennen (z. B. Mount St. Helens 1980) oder auch die (hypothetische) Destabilisierung von untermeerischen Gashydratlagerstätten.

Stand der Wissenschaft

Aufgrund der Vielfalt der den gravitativen Massenbewegungen zuzuordnenden Prozessen hat es weltweit umfangreiche Arbeiten zu deren Beschreibung und Klassifikation gegeben. Darauf aufbauend hat die International Geotechnical Societies UNESCO Working Party on World Landslide Inventory im Laufe der 1990er Jahre – der International Decade for Disaster Reduction (IDNDR) – eine Empfehlung für eine weltweit einheitliche Aufnahme, Beschreibung und Klassifikation dieser Massenbewegungen erarbeitet. Demzufolge werden gravitative Massenbewegungen primär nach dem Materialtyp der verlagerten Massen (Festgestein, Boden, Schlamm sowie fein- und grobkörniges Lockermaterial) und den verschiedenen Bewegungsmechanismen (Fallen, Kippen, Gleiten, Driften, Fließen und komplexe Massenbewegungen) unterschieden (siehe Abb. 2 und Tab. 1).

Ein weiteres Unterteilungsmerkmal ist die Art und Intensität der Dynamik, zu der sowohl Volumenkräfte (Schwer- und Trägheitskraft) als auch Oberflächenkräfte (z. B. Reibungskräfte) beitragen, deren Wechselwirken (stabilisierende versus destabilisierende Kräfte) Massenbewegungen von „schleichend“ mit wenigen Zentimetern pro Jahr bis hin zu katastrophalen Bergstürzen mit Geschwin-

digkeiten bis zu 100 m/s erzeugen können. Die größten bekannten Massenbewegungen sind prähistorisch und umfassen Volumina bis 100 Kubikkilometer.

In der Prozessanalyse werden vorbereitende, auslösende und kontrollierende Faktoren unterschieden. Vorbereitende Faktoren (Disposition) beinhalten die Eigenschaften des Untergrundes (z. B. Struktur und Festigkeit des Boden- und Gesteinsverbandes, Sättigungsgrad des Bodenwassergehaltes) sowie der Erdoberfläche (z. B. Reliefcharakter und Vegetationsbedeckung). Als auslösende Ereignisse (Trigger) gelten vor allem Erdbeben und meteorologische Extremereignisse (z. B. starke Niederschläge oder intensive Schneeschmelzen), während die dynamischen Deformationseigenschaften und die Beschaffenheit des Untergrundes maßgeblich die Art der talwärts gerichteten Bewegung der Hangrutschung kontrollieren. Die synchronen Hangrutschungen von Kansu (China) im Jahre 1920 gelten als die größte historische Katastrophe im Zusammenhang mit gravitativen Massenbewegungen und illustrieren das Zusammenspiel der ursächlichen Faktoren. Ein starkes Erdbeben gilt hier als Trigger, dessen seismische Wellen die steilen und nahezu senkrechten, aus metastabilem Löss (windverfrachtetes, feinkörniges Sediment) aufgebauten Flussufer der Region destabilisierten. Aufgrund des dynamischen Überdrucks der im porösen Boden eingeschlossenen Luft „verflüssigte“ sich der Löss schlagartig und floss sturzflutartig an mehreren Lokationen hangabwärts, wobei mehr als 100.000 Menschen den Tod fanden.

Situation in Deutschland

In Deutschland werden weniger als 10 % der Fläche als gefährdet eingestuft und Personenopfer in den meisten Gebieten (mit Ausnahme der Alpenregionen) als wenig wahrscheinlich betrachtet (Quelle: Nationale Gefahrenhinweiskarte gravitativer Massenbewegungen, *Dickau und Glade 2003*). Gefahren durch

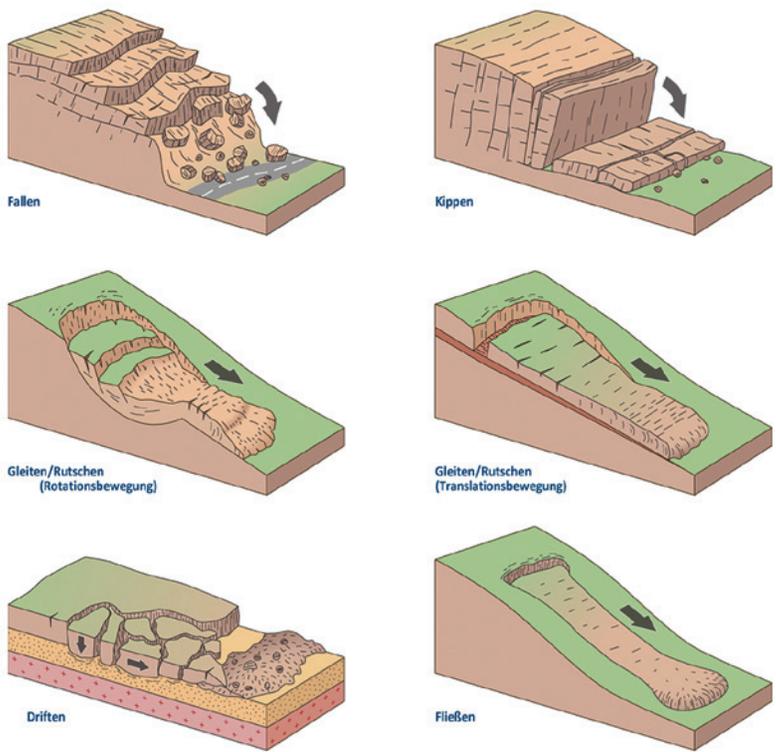


Abb. 1: Auswahl verschiedener Mechanismen gravitativer Massenbewegungen.

Prozesse	Material		
	Festgestein	Lockergestein	Boden
Fallen	Steinschlag, Felssturz	Fallen von Lockersubstrat	Fallen von Bodenmaterial
Kippen	Felskipfung	Kippung im Lockersubstrat	Kippung von Bodenmaterial
Gleiten/Rutschen (Rotationsbewegung)	Rotationsrutschung	Rotationsrutschung	Rotationsrutschung
Gleiten/Rutschen (Translationsbewegung)	Fels-, Blockgleitung	Schuttrutschung, -strom	Blattanbruch, Grasnarbenrutschung
Driften	Bergzerreiung, Felsdriftung	Schuttdriften	Bodendriften
Flieen	Sackung (Felsflieen; Talzuschub)	Mure, Murgang	Schlammstrom, feinkrnie Mure, Sandflieen
Komplexe Massenbewegung	Sturzstrom, Bergsturz		

Tabelle 1: Gängige Klassifikation gravitativer Massenbewegungen nach Dickau und Glade (2003)

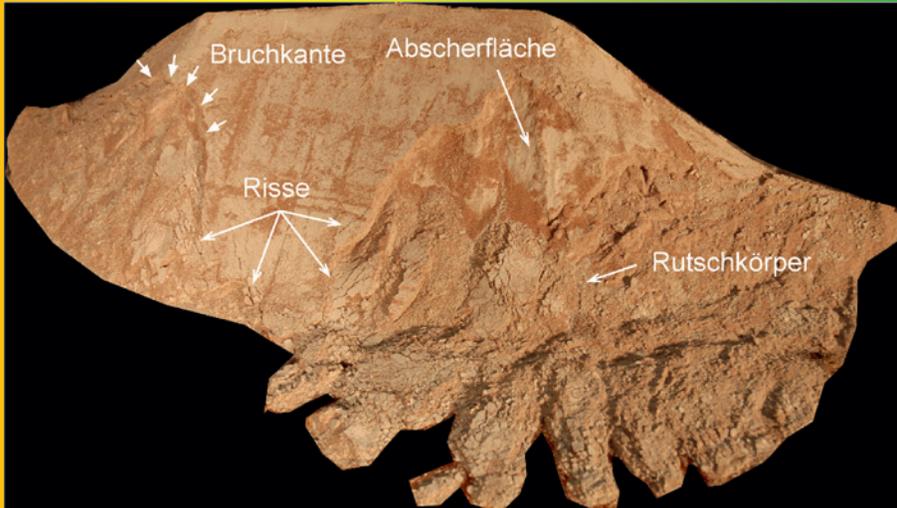


Abb.: Analogmodell einer Hangrutschung. Mithilfe geeigneter Materialien wie Sand und Silikon können gravitative Massenbewegungen im Labormaßstab unter kontrollierten Bedingungen hochauflösend und direkt untersucht werden. Skalierungsgesetze gewährleisten die Übertragbarkeit auf die Natur. (Foto: Analoglabor; GFZ, Potsdam)

gravitative Massenbewegungen bestehen in Deutschland vor allem im Zusammenhang mit den Jura- und Kreide-Schichtstufen Süddeutschlands (z. B. schwäbische und fränkische Alb) und mit tief erodierten variszischen Grundgebirgsaufschlüssen (z. B. Rheinisches Schiefergebirge), in Becken Triassischen (z. B. Thüringer Becken) und Tertiären Alters (z. B. Mainzer Becken) sowie in geologisch jungen Landschaften der Tertiären Vulkanismusgebiete (z. B. Siebengebirge) und auch entlang der Steilküsten von Nord- und Ostsee. Die höchste Gefährdung findet sich regional in den Alpen und damit vor allem in den südlichen Nachbarstaaten Österreich und Schweiz. Ein historisches Beispiel für eine Massenbewegung mit katastrophalen Auswirkungen ist hier der Bergsturz von Elm (Schweiz) im Jahre 1881, bei dem in weniger als einer Minute etwa 10 Millionen Kubikmeter Gesteinsmassen über ein bis zwei Kilome-

ter talabwärts bewegt wurden. Eine etwa 500 Meter dicke Geröllschicht bedeckte schließlich das Gebiet, über 100 Menschen kamen zu Tode. Bergbauliche Tätigkeiten werden hier als bedingender Faktor angenommen, was auf die zusätzliche Verknüpfung anthropogener und geogener Prozesse in dieser Naturgefahrengruppe hinweist.

Die Gefährdungsdynamik in Zeiten des Klimawandels wird derzeit kontrovers diskutiert. So finden sich die größten Hangrutschungen in den Alpen fast ausschließlich im späten Pleistozän und Holozän und auch unmittelbar nach Ende der „Kleinen Eiszeit“ (1600 – 1850 n. Chr.) wird eine Zunahme der Hangrutschungsereignisse verzeichnet (Gruner, 2006). Dies wird gemeinhin auf Hangdestabilisierung durch Entlastung infolge von Gletscherrückzug und das Tauen von Permafrostböden zurückgeführt. Im Alpenraum kam

offenbar hinzu, dass vermehrt Starkniederschläge auftraten. Für den Zeitraum der letzten ca. 150 Jahre, in dem ein anthropogener Beitrag zur Klimaerwärmung angenommen wird, kann aber bislang in den Alpen keine weitere Zunahme festgestellt werden. Jedoch kann davon ausgegangen werden, dass es aufgrund des Klimawandels zu regionalen Verschiebungen in Niederschlagsmengen und -intensitäten kommt, die aufgrund ihrer primären Triggerfunktion für Hanginstabilitäten auch raumzeitliche Änderungen in der Intensität des Auftretens von Massenbewegungen nach sich ziehen können.

Handlungs- und Forschungsbedarf

Die Wechselwirkungen zwischen ganz unterschiedlichen Einflüssen, wie atmosphärische Prozesse, Mikroseismizität, Gesteinszusammensetzung, und anthropogene Einflüsse, die zur Entstehung von Hangrutschungen führen, stellen für die Gefährdungseinschätzung eine große Herausforderung dar und machen eine genaue Vorhersage sehr schwierig. So wird zum Beispiel die Scherfestigkeit von Gesteinen unter anderem durch den Tonmineralanteil, den pH-Wert der Regenwässer und den davon abhängigen Gesteins-Fluid-Wechselwirkungen bestimmt. Daraus resultierende mineralogische und Gefügeänderungen können bereits bei kleinen mechanischen Störungen (z.B. durch Mikroseismizität) zu einer Destabilisierung des Gesteinsverbandes führen.

Die Erforschung gravitativer Massenbewegungen am Deutschen GeoForschungsZentrum GFZ erfolgt multidisziplinär und findet sowohl prozessorientiert als auch anwendungsbezogen statt. Schwerpunkte liegen hierbei im besseren Verständnis der vorbereitenden, auslösenden und bewegungskontrollierenden Faktoren. Dazu werden unter anderem Experimente mit skalierten Analogmodellen im Labormaßstab durchgeführt (Abb. 2). Solch experimentelle Simulationen unter

kontrollierten Bedingungen erlauben es, den Prozess der gravitativen Massenbewegung von der Entstehung durch Bruchbildung über die reibungskontrollierte Bewegung bis hin zur Ablagerung im Detail und je nach Notwendigkeit im Zeitraffer bzw. in Zeitlupe zu betrachten. Ein weiterer Schwerpunkt ist die Entwicklung von automatisierten fernerkundlichen Methoden zur räumlichen Kartierung (Inventarisierung) und zum Monitoring von Massenbewegungen mittels optischer und Radar-Fernerkundung sowie die Integration der Ergebnisse und anderer relevanter Raumdaten in Geographische Informationssysteme (GIS). Diese digitalen raumbezogenen Datenbanken bilden die Grundlage für die Entwicklung von GIS-basierten Methoden zur Gefährdungs- und Risikoanalyse.

Die räumlich-zeitliche Gefährdungsanalyse wird ergänzt durch geomechanische Untersuchungen und Simulation mittels physikalischer Modelle mit dem Ziel, die Dynamik von Hangrutschungen sowie die aktiven Mechanismen besser zu verstehen und Vorhersagemodelle zu präzisieren. Zudem dienen geologische Feldarbeiten dazu, potentielle Scherzonen zu identifizieren und ihr strukturelles Inventar zu charakterisieren. Dahinter steht die Frage, inwieweit klimatisch bedingte Veränderungen (Veränderungen in der mineralogischen Zusammensetzung, im Gefüge und in der Porenwasserchemie) Auswirkungen auf die Scherfestigkeit des Gesteins haben und in der Konsequenz schnelle Massenbewegungen auslösen können. Weitere Forschungsarbeiten beschäftigen sich mit dem zeitlichen Monitoring von Erosionsprozessen mittels seismologischer und geodätischer Methoden im Abgleich mit meteorologischen und hydrologischen Zeitreihen.

Insbesondere die Kombination von neuartigen passiven seismischen Abbildungs- und Monitoringtechnologien und die Verwendung kabelloser Sensoren und Netzwerke erlaubt den einfachen und schnellen Aufbau von

preiswerten, räumlich dichten und selbstorganisierenden Kommunikationsnetzwerken, die flexibel auf Veränderungen reagieren können und eine kontinuierliche Datenerfassung und Übertragung auch über größere Distanzen in Echtzeit erlauben. Diese Echtzeitmessung mechanischer Untergrundeigenschaften und ihrer Änderungen selbst in dicht besiedelten Gebieten oder an sensiblen Lokationen wie im Bereich von Hangrutschungen, stellen wissenschaftliche und technische Innovationen dar, die schnellere und präzisere Entscheidungen der Behörden in betroffenen Gebieten ermöglichen können. Darüber hinaus kann das System zur Frühwarnung ausgebaut werden, hier insbesondere hinsichtlich der Aktivierung von Hangrutschungen, die von Erdbeben getriggert werden. Lokale und regionale seismologische Studien der Mikroseismizität sollen schließlich dazu beitragen, Zonen mit erhöhter tektonischer Deformation (z.B. Scherzonen) zu identifizieren und den Zusammenhang dieser Zonen mit dem Auftreten von Hangrutschungen zu untersuchen.

Diese Arbeiten leisten sowohl einen grundlagenwissenschaftlichen als auch einen anwendungsbezogenen Beitrag zur weiteren Erforschung einer Vielzahl von Fragen zu gravitativen Massenbewegungen, deren Beantwortung auch für Deutschland relevant ist. Hierzu gehört vor allem ein tieferes Verständnis des Einflusses klimatischer Faktoren auf Hangstabilitäten verschiedener Größenordnungen. Mit dem Ziel, eine größtmögliche Bandbreite an geodynamischen und klimatischen Rahmenbedingungen zu untersuchen, liegt ein regionaler Schwerpunkt der interdisziplinären Forschung des GFZ in den Ländern Zentralasiens (insbesondere Kirgisistan, Usbekistan und Tadschikistan). In dieser Region am Rande des Pamirgebirges und des Tien Shan-Gebirges finden sich kontinuierliche Übergänge von Wüsten bis zu Gletscherregionen und starke topographische Gegensätze, wie z.B. sedimentäre Becken in direkter Nachbarschaft von kristallinen Hochgebirgen. Auch unter

dem Gesichtspunkt eines sich wandelnden Klimas lassen sich die im Gebiet von Zentralasien gewonnenen Erkenntnisse zum Teil auch auf Bedingungen und Gefährdungen in Deutschland anwenden.

Literatur

Dikau R. & Glade T. (2003): Nationale Gefahrenhinweiskarte gravitativer Massenbewegungen.- In: Liedtke H., Mäusbacher R. & Schmidt K.-H. (eds.): Relief, Boden und Wasser.- Nationalatlas Bundesrepublik Deutschland, Institut für Länderkunde, Leipzig 98-99.

Dikau, R., Brunsden, D., Schrott, L. & M.-L. Ibsen (Eds.) (1996): Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes. Wiley & Sons, Chichester.

Gruner, U., (2006): Bergstürze und Klima in den Alpen – gibt es Zusammenhänge? Bull. Angew. Geol., 11/2, S. 25-34.



*Vulkanisches Schwefelfeld
(Foto: Thomas R. Walter, GFZ)*

Vulkanische Risiken in Europa

Dr. Thomas R. Walter

Der lange Weg des Magmas bis an die Oberfläche

Wir wissen heute, dass verschiedene Faktoren für die Bildung von vulkanischen Schmelzen wichtig sind, insbesondere die Zusammensetzung, der Volatilanteil, der Druck, sowie die Temperatur. Während der geologischen Vergangenheit sind verschiedene Kombinationen dieser Faktoren nachweisbar, wodurch auch die Art und Ausprägung des Vulkanismus an der Erdoberfläche geprägt wird. Gebildet wird das Magma zumeist in Tiefen des oberen Erdmantels und der unteren Erdkruste. Je nach tektonischer Lage kann Magma in 10 bis deutlich über 50 km Tiefe liegen. In tektonischen Spreizungszonen, wie etwa auf Island direkt zu beobachten, werden Magmen durch Dehnung und Audünnung der Kruste und einhergehender Druckentlastung des oberen Mantels gebildet. In Italien sind Magmen zumeist Ergebnis zweier konvergierender tektonischer Platten. In der Eifel hingegen wird davon ausgegangen, dass Magmen ihre Ursache in einem möglicherweise tief im Mantel verwurzelten Hotspot haben und dass sie infolge der Dekompression weiter verflüssigt sind.

Die lange Reise des Magmas in Richtung Erdoberfläche geschieht in größeren Tiefen zunächst in Tropfen- oder Diapirform. In geringeren Tiefen geschieht der Aufstieg entlang von Brüchen (Abb. 1). Anders ausgedrückt, steigt das Magma entlang von Schwächezonen auf, wobei diese entweder ältere und reaktivierte geologische Strukturen sind, oder aber durch den magmatischen Druck neu gebildete Dehnungsbrüche.

Geologen unterscheiden zwei Klassen magmatischer Gesteine, die sogenannten Pluto-

nite und die Vulkanite. Plutonite entstehen bei Kühlung und Kristallisation von geschmolzenem Gestein tief unter der Erdoberfläche. Vulkanite hingegen beschreiben ebene jene Gesteine, die durch Vulkanismus an die Erdoberfläche gefördert werden. Plutonite zeigen deutliche und grosse Kristalle und keine Gasblasen, Vulkanite zeigen eher kleinere oder keine Kristalle, jedoch deutliche Gasblasen. Einige Zwischenformen belegen die Komplexität des Magmenaufstiegs.

Der weitaus größte Anteil von Magma, das sich in Richtung Erdoberfläche bewegt, erreicht diese niemals. Untersuchungen an Plutoniten und Vulkaniten von Ozeaninseln, z. B. der Kanarischen Inseln, konnten zeigen, dass über 95 % solcher Intrusionen niemals zu Vulkaneruptionen geführt haben. In diesem Sinne scheint die Aktivität eines Vulkanes eher ein seltenes, außergewöhnliches Ereignis zu sein. Auch auf Island, am Ätna in Italien oder anderswo in Europa verbleibt der Großteil magmatischer Aktivität im Untergrund. Es ist noch immer nicht gänzlich verstanden, warum viele der Magmenbewegungen scheinbar plötzlich wieder „einfrieren“. Gängige Erklärungsmodelle sind hier das Nachlassen des magmatischen Überdrucks, thermische oder mechanische Barrieren in der Kruste, durch die das Magma nur schwer hindurchdringen kann, oder das Nachlassen der Auftriebskraft des Magmas: Ist die Dichte des Magmas ähnlich oder gar höher als die Dichte des umgebenden Gesteins, wirken einfache und plausible physikalische Gesetze gegen ein weiteres Aufsteigen des Magmas. Dieses „Level of neutral buoyancy“ ist zumeist in ca. 4 bis 5 km Tiefe zu finden, kann aber aufgrund von Spannungen in der Kruste und anderen Komplexitäten jedoch auch deutlich tiefer oder höher liegen.

*Dr. Thomas R. Walter
Helmholtz-Zentrum
Potsdam - Deutsches
GeoForschungsZentrum
GFZ, Sektion 2.1.
„Erdbebenrisiko und
Frühwarnung“*

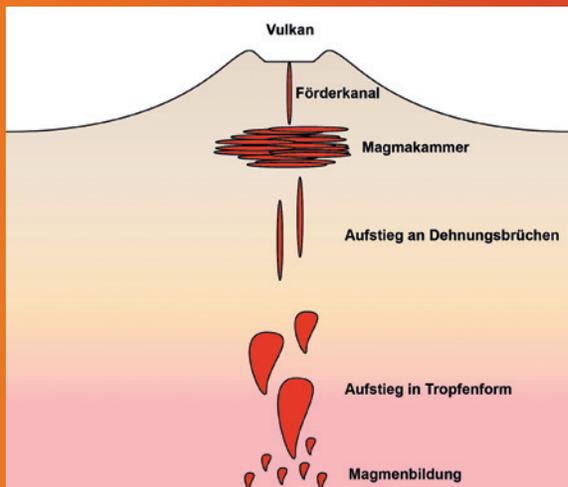


Abb. 1: Anatomie eines Vulkanes. An einem Beispielvulkan bilden sich in ca. 60 km Tiefe die Schmelzen. Der Aufstieg vermag anfangs aufgrund der verformbaren Umgebung in Tropfenform geschehen, später dann entlang von Dehnungsbrüchen. Wird ein Niveau erreicht bei dem die Dichte des heißen Magmas in etwa gleich der Dichte des Umgebungsgesteins ist, so bildet sich eine Magmakammer, in etwa 5 km Tiefe. Veränderungen in dieser sind durch Monitoringverfahren erkennbar.

Was löst Vulkaneruptionen aus?

Häufig bleibt Magma auf seinem langen Weg nahe der Erdoberfläche, in nur vier Kilometer Tiefe in der Kruste stecken und bildet dort eine Magmakammer (vgl. Abb. 1). Derartige flache Magmakammern sind in Europa nicht ungewöhnlich; für ältere Eruptionen konnten sie bereits am Ätna, am Vesuv und den Phleg-räischen Feldern, auf Teneriffa, Gran Canaria, unter zahlreichen Vulkanen auf Island sowie unter dem Laacher See in der Eifel nachge-wiesen werden.

Was bewirkt nun den Ausbruch des Vulkans an der Erdoberfläche? Die Auslöser bewir-ken, vereinfacht gesagt, einen Anstieg des „Level of neutral buoyancy“ oder der Mobi-lität der Magma. Diese Auslöser („trigger“) lassen sich in drei Kategorien unterteilen: sie können von unterhalb der Magmakammer wirken, etwa in Form von neuem und heis-seren Magma, welches aus noch größeren Tiefen aufsteigt und sich mit der Magma-kammer vermengt. Zweitens können Trigger innerhalb der Magmakammer wirken, etwa in der Art, dass während der Kristallisation eines Teils der Schmelze neue Energie (Kris-

tallisationswärme) entsteht, und ein Teil des Magmas weiter verflüssigt und aufsteigen kann. Trigger können drittens oberhalb oder in größeren lateralen Entfernungen der Magmakammer auftreten. Es gibt zahlreiche Beispiele die zeigten, dass Vulkanausbrüche direkt an die Erdzeiten gekoppelt sind, andere sind – wie auf Island – an Perioden größter Schneeschmelze gekoppelt, und wie-der andere an tektonische Erdbeben.

Wie groß bzw. wie gering Druckveränderun-gen auf eine Magmakammer sein können, um Eruptionen zu fördern, zeigt das Beispiel des Stromboli in Italien. Die Stärke der Explosio-nen am Stromboli korreliert nicht nur mit der Windstärke, sondern sogar mit der Windrich-tung. Das gängige Erklärungsmodell hierfür ist, dass der Krater des Vulkans ähnlich ei-nem Schornstein bei Wind eine Sogwirkung entfaltet, die sich je nach meteorologischer Lage und topographischer Gegebenheit stär-ker oder schwächer auswirken kann.

Zweifelsohne lässt sich nicht bestätigen, dass derartig geringe Druckveränderungen wirklich zu Eruption führen können oder nur einen Eruptionsverlauf beeinflussen, und

es ist wohl eher von einer Verkettung von Triggern auszugehen. Die Suche nach dem Eruptionstrigger gestaltet sich bei vielen Vulkanen als eine äusserst schwierige Aufgabe, und verdeutlicht möglicherweise einmal mehr, wie wenig die wirkenden Prozesse wirklich verstanden sind.

Vom Prozessverständnis zum Monitoring und umgekehrt

Die Eruption des Eyjafjallajökull im Jahre 2010 konnte prognostiziert werden. So konnte die Bevölkerung zeitig evakuiert werden, dennoch wurden die europaweiten Auswirkungen dramatisch spürbar. Auch andere Vulkaneruptionen zeigen zwar die prinzipiellen Möglichkeiten wie Grenzen der Vorhersage, jedoch sind die Probleme der Verkettung von Ereignissen mit einzubeziehen: 2010 wurde an den Flanken des Merapi Vulkanes in Indonesien nur einen Tag vor dem Hauptausbruch etwa eine Viertelmillion Einwohner evakuiert. Große Teile des dicht

besiedelten Bereiches am Fuße des Merapi wurden komplett verwüstet. Trotz dieser Massnahmen wurde aber der Luftverkehr am nahe gelegenen Flughafen und auch in Jakarta (worüber die Aschewolke verdriftete) nicht unmittelbar eingestellt.

Das richtige Deuten von Veränderungen an einem Vulkan setzt voraus, dass die wirkenden Prozesse und Verkettungen weitgehend verstanden sind. So kann mittlerweile als sichere Annahme gelten, dass große Vulkanausbrüche von Magmakammern ausgehen, die sich vor den Ausbrüchen ausdehnen. Dies geht oftmals einher mit der Erzeugung neuer Brüche im Gestein, oftmals nur wenige Dezimeter oder Meter lang. Magma entgast, zum Teil bereits in großen Tiefen unterhalb der Magmakammern, oder zum Teil erst in den letzten Kilometern. Diese Erkenntnisse haben ermöglicht, ein Messsystem zur Erfassung der Verformung, der Seismizität, und der Entgasung an Vulkanen zu entwickeln. Nur die Kombination dieser Messreihen und nur die Datenerfassung über einen längeren



Zeitraum („Monitoring“) erlaubt, auch ein kleineres Rumpeln von echten vulkanischen Krisen zu unterscheiden, und als Vorboten bevorstehender Ausbrüche zu erfassen. Auf der anderen Seite erlauben insbesondere diese Zeitreihen an gut vermessenen Vulkanen, die Prozesse wiederum besser zu verstehen und das Messsystem zu optimieren. Somit konnte bereits Wochen vor dem Ausbruch des Eyjafjallaköull 2010 eine deutliche Zunahme der Hebungsrate, einhergehend mit vultektonischen Erdbeben, registriert werden. Die Messtationen wurden dahingehend umplatziert, dass die Eruption mit der bestehenden Infrastruktur bestmöglich messbar wurde. Derzeit konzentrieren sich auf Island zahlreiche Forschungsaktivitäten auf Vulkane nahe grosser Eisschilde (Abb. 3). Die Wechselwirkung zwischen Vulkanen und Eis, bzw. Feuer und Wasser hat das Potenzial, den Luftverkehr Europas stark zu beeinträchtigen.

Der Einfluss von Vulkaneruptionen auf Mitteleuropa

Der Ausbruch des isländischen Vulkanes Eyjafjallajökull hatte immense Folgen nicht nur für die deutsche oder mitteleuropäische Luftfahrt, sondern prinzipiell auch auf die Wissenschaft und Entscheidungsträger. Die Fragedabei nist nicht, ob es einen nächsten Vulkanausbruch geben wird, sonder nur wann und wie stark.

Global betrachtet sind etwa 1500 Vulkane als potentiell aktiv zu definieren. Einige hiervon vermögen Vulkanausbrüche mit der Magnitude 5 (gemessen als Volcano Explosivity Index VEI) oder größer zu erzeugen (Tab. 1), und damit nicht nur regionale, sondern globale Schäden zu verursachen, also auch in Mitteleuropa. Das Problem dabei ist das nicht-systematische Monitoring der Vulkane: von den 560 Vulkanen, die in den vergangenen 500 Jahren eruptierten, sind nur etwa 170 mit Instrumenten überwacht, die meisten davon

eher schlecht als recht. Dies liegt daran, dass Vulkane sich insbesondere Entwicklungs- und Schwellenländer finden, die technisch aufwändige Überwachung für diese schlicht zu kostspielig ist. Jedes Jahr eruptieren 60 bis 70 Vulkane, aufgrund fehlender Instrumentierungen viele hiervon ohne Vorwarnung. Zu Beginn der Aktivität auf der Kanareninsel El Hierro vor wenigen Jahren existierte kein dezidiertes Monitoringsystem auf der Insel.

Allein in Europa ereigneten sich seit dem Jahr 1800 über 250 bestätigte Eruptionen. Alle 0,8 Jahre geschieht in Europa ein Ausbruch (Tab. 2). Bezieht man die Häufigkeit auf die VEI-Magnitude, so nimmt die Anzahl der Eruptionen mit der Magnitude zwar ab. Dennoch ereignete sich in Europa im Mittel alle vier Jahre ein Ausbruch mit Magnitude größer 3, d. h. mit einer Magnitude, die durchaus mit jener des Isländischen Vulkanes Eyjafjallajökull vergleichbar ist. Eine Beeinträchtigung des internationalen Flugverkehrs Europas ist nicht aussergewöhnlich, wie beispielsweise die Jahre 1991, 2000, 2001 und 2002 sowie 2010 zeigten. Dabei sind die explosivsten und höchsten Vulkanausbrüche keineswegs auf Island zu erwarten, vielmehr sollte das Augenmerk hier eher Italien oder Griechenland gelten: So wölbte sich in den Jahren 2011/2012 die Insel Santorini dramatisch auf, es wurden zahlreiche Erdstösse und Entgasungen gemessen – alles Vorboten eines Ausbruches. Eine Eruption des Santorini-Vulkans wird als für das Ende der Minoischen Kultur verantwortlich angesehen. Diese Aktivitätsanzeichen auf Santorini beruhigten sich im April 2012 genauso schnell, wie sie gekommen waren. In ähnlicher Weise wölbt sich derzeit, im Frühjahr 2013, die Campi Flegrei-Caldera just nördlich von Neapel auf. Vorangegangene Ausbrüche eben dieser Flegreischer Felder erzeugten Eruptionen der Magnitude von 5 oder gar 6 (somit ist das Volumen der ausgeworfenen Asche bis zu drei Dimensionen größer als bei Eyjafjallajökull 2010). Die potentiellen Auswirkungen auf Europa sind bislang nicht Gegenstand wissen-

schaftlicher Auseinandersetzungen gewesen – hier ist dringender Handlungsbedarf.

Auch die Eifel in Westdeutschland ist relativ wenig erforscht und überwacht, und könnte somit durchaus für Überraschungen sorgen. Zwar liegt die letzte Eruption bereits über 8000 Jahre zurück, am Laacher See mit Ascheablagerungen noch im Berliner Raum, sogar 12000 Jahre, doch zeigten stratigraphische Untersuchungen, dass in der Eifel derartige Ruhephasen von einigen Jahrtausenden völlig normal sind. Geologen sind sich einig, dass die Vulkane der Eifel noch aktiv sind. Mehr noch: jüngste petrologische Untersuchungen zeigten, dass die Magmakammer, die zur Laacher See-Eruption führte, über 30000 Jahre eine aktive Magmakammer war, d.h. gefüllt mit heissem und fließfähigem Magma. Ob es derzeit noch aktive Magmenkammern in der Eifel gibt, ist nicht bekannt und bedarf dringend der Untersuchung. Eine Bewertung der Gefährdung und des Risikos

ist mit gegenwärtigen Daten schlicht nicht möglich, wäre aber mit Unterstützung nationaler Förderträger durchaus realisierbar.

Wiederkehrende Ereignisse

Für die Wiederkehr von Ereignissen spricht man bei Vulkanen man nicht, wie bei Erdbeben, von Rekurrenz. Zur Charakterisierung vulkanischer Aktivität eignet sich eher die Dauer von Ruhephasen (Hiatus). Dies liegt daran, dass die Ereignisdauer bei Vulkaneruptionen Monate oder gar Jahre betragen kann. Bei Vulkanen sind die Ruhephasen, also die Perioden zwischen Ende einer Eruption und Beginn der folgenden Eruption von Aussagekraft. Obgleich nicht alle Vulkane regelmäßige wiederkehrende Eruptionen haben, lassen sich die meisten Vulkane mit einem kleinsten Zeitintervall zwischen Eruptionen (T_{\min}), welches proportional zu dem Volumen einer Magmakammer ist, beschreiben.



Abb. 3: Die Eruption des Vulkans Bárðarbunga auf Island begann im September 2014. Das Foto zeigt den Spaltenausbruch bei Holuhraun, im Nordosten Bárðarbungas. Derzeit ist noch völlig unklar, ob diese Eruption demnächst wieder aufhört oder noch über Monate andauert. Bereits jetzt gilt die Eruption mit ca. 1 km³ Lava als eine der größten Eruptionen des Bárðarbunga seit Jahrhunderten. Die Auswirkungen auf Europa und den Luftverkehr wären gänzlich anders gewesen, wenn die Eruption unter dem nahen Vatnajökull-Gletscher stattgefunden hätte.

Auch wurde ein Beziehung des Hiatus zur Energie, die bei explosiven Eruptionen frei wird, postuliert. Eine einfache empirische Relation besagt: $\log \text{hiatus (in Jahren)} = \log \text{Magma volumen (in km}^3) + 2,5$.

Bei den Ruhephasen vulkanischer Aktivität gilt daher die Faustregel, dass nach besonders großen und voluminösen Ausbrüchen mit einer ausgedehnteren Ruhephase gerechnet werden kann. Insbesondere die größten dokumentierten Eruptionen ereigneten sich aber an bis dato unbekanntem Vulkanen (21 der 25 größten Eruptionen). Das heisst, dass insbesondere jene Vulkanausbrüche, die Überregionale oder gar globale Auswirkungen haben, von Vulkanen ausgehen, die womöglich gar nicht als aktiv bekannt sind. Genau darin liegt die grosse Unsicherheit, potentielle Einflüsse von grossen und explosiven Ausbrüchen korrekt einzuschätzen.

Forschungsbedarf

Die Eruption des Eyjafjallajökull zeigte auf sehr eindrucksvolle Weise, wie vulnerabel die technische Zivilisation Mitteleuropas geworden ist. Dass auch Deutschland die Auswirkungen einer vulkanischen Aktivität spürte, beruhte nicht zuletzt auf dem gewaltigen monetären Schaden durch den faktischen Stillstand des Luftverkehrs. Nach mehrere Beinaheabstürzen in Indonesien wurde 1987 der International Airways Volcano Watch (IAVM) gegründet, der sehr deutlich die notwendigen vier Kernpunkte definiert, die zur Luftsicherheit bei vulkanischen Gefährdungen beitragen: (1) Vulkanobservatorien zum Monitoring vor Vulkaneruptionen, (2) Meteorologische Büros, die offizielle Warnungen herausgeben, (3) Area control centres zur Kontrolle des Luftraums, und (4) Volcano ash advisory centers (VAAC), die sich – basierend auf Datenerhebungen und Vorwärtssimulationen – auf Prognosen von Asche und Dispersionsmodellen spezialisierten.

Nicht zuletzt aufgrund der immensen wirtschaftlichen Interessen besteht der Bedarf, dass sich Deutschland in jedem der obigen vier Kern-Arbeitsfelder aktiv einbringt. Bereits seit 2010 hat hier eine Entwicklung stattgefunden, die aber dringlichst ausgebaut werden muss. So müssen beispielsweise Grenzwerte für die erlaubte Konzentration von Asche nicht nur festgelegt, sondern wissenschaftlich und technologisch begründet und erforscht werden.

Aber auch besteht Forschungsbedarf in Hinsicht auf den derzeit ruhenden Vulkanismus in Deutschland. Die Möglichkeit eines Ausbruchs liegt nur unwesentlich über dem sogenannten Restrisiko, wird aber schon heute durch die Versicherungsindustrie durchaus ernst genommen. Dies sollte mehr als Ansporn sein, auch die Eifel im Hinblick auf die Bodenbewegungen, Seismizität, und Entgasung kontinuierlich und hochauflösend zu überwachen, nicht zuletzt um aus diesen Daten ein genaueres Bild des Untergrundes der Eifel zu erzielen, und auch mögliche Auslöser besser zu kennen. Verdrängung und Unwissenheit schützt nicht vor Naturgefahren – die beste Möglichkeit Naturrisiken zu mindern, ist vorbereitet zu sein und die Prozesse des Systems zu verstehen.

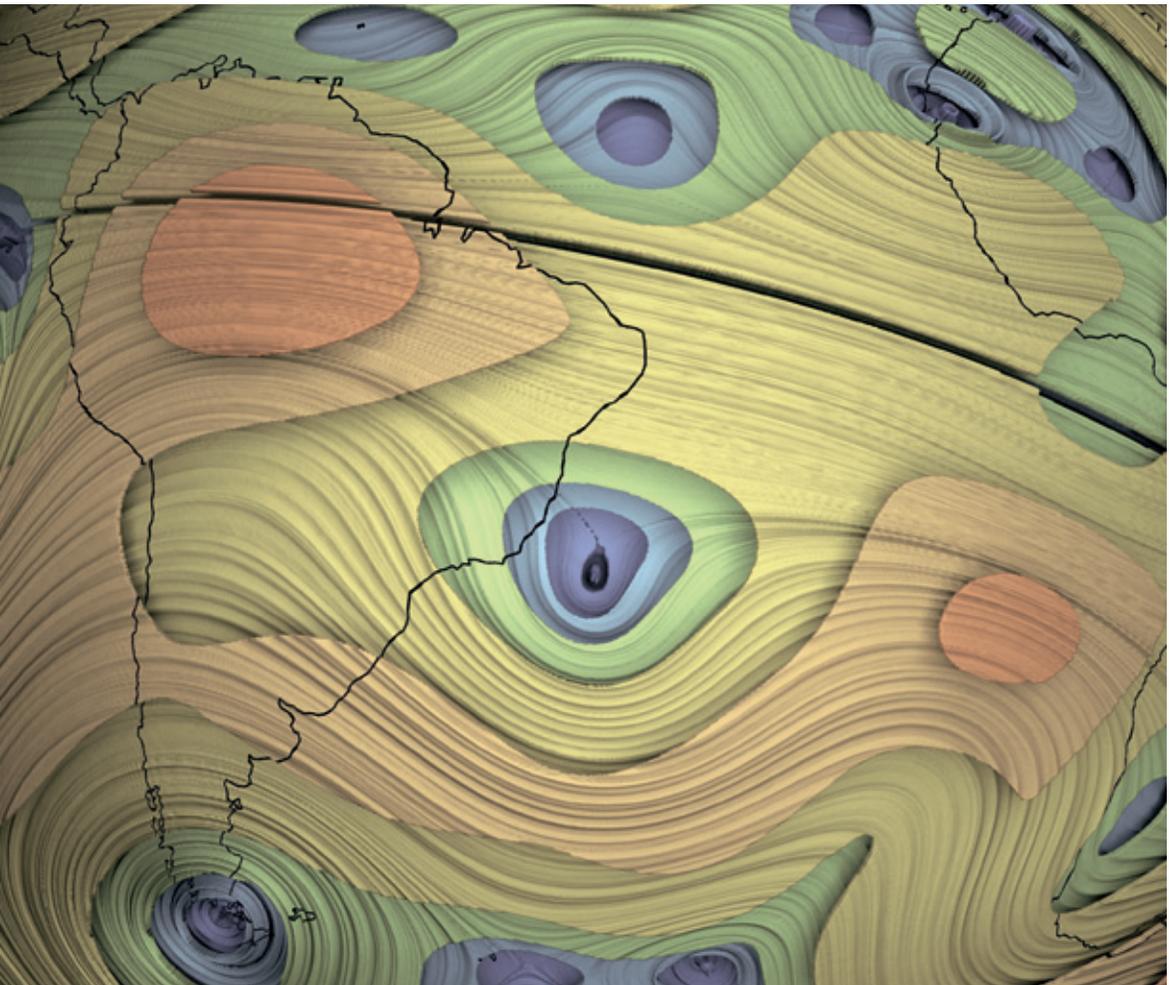
Tabelle 1: Volcano Explosivity Index und Einordnung der 2010 Eyjafjallajökull Eruption. Tephra ist alles an feinkörniges (fragmentiertes) Material.

VEI	0	1	2	3	4	5	6
Volumen Tephra [m ³]	10 ⁵	10 ⁶	10 ⁷	10 ⁸	10 ⁹	10 ¹⁰	10 ¹¹
Eruptionshöhe [km]	<0,1	<1	<5	<15	<25	>25	>35

Eyjafjallajökull

Tabelle 2: Häufigkeit der Vulkaneruptionen in Europa seit 1800.

VEI > 0	256 Eruptionen	Alle 0,8 Jahre
VEI > 2	157 Eruptionen	Alle 1–2 Jahre
VEI > 3	49 Eruptionen	Alle 4 Jahre
VEI > 4	6 Eruptionen	Alle 30 Jahre



*Strömungsmuster an der Oberfläche des flüssigen Erdkerns:
Das Erdmagnetfeld ist eines der wenigen Signale, mit dessen Messung wir Rückschlüsse auf die Prozesse
im Erdinneren führen können. Die Abbildung zeigt aus Magnetfeldmessungen berechnete Stromlinien
der Fluidbewegung an der Kern-Mantel-Grenze für das Jahr 2003.
Grafik: Martin Rother, GFZ*

Magnetfeld/Weltraumwetter

Prof. Dr. Hermann Lühr

Das Erdmagnetfeld

Das Magnetfeld, das unsere Erde umgibt, ähnelt dem eines Stabmagneten, der sich etwa im Erdmittelpunkt befindet und um 11° gegen die Drehachse der Erde geneigt ist. Die Feldstärke ist an den Polen, wo die Feldlinien senkrecht aus dem Erdboden empor steigen, etwa doppelt so groß wie am Äquator. Genauere Beobachtungen haben allerdings ergeben, dass die Feldverteilung lokal erheblich von diesem einfachen Bild abweicht (Abb. 1, 2).

Auf dem ersten Blick scheint das Magnetfeld der Erde keine nennenswerte Rolle in Bezug auf Naturgefahren zu spielen. Diese Einschätzung ist spätestens dann nicht mehr richtig, wenn man die Technik mit in die Betrachtung einbezieht, der sich der Mensch heute bedient. Das Erdmagnetfeld stellt einen effektiven und globalen Schutzschirm gegen den ständig auf die Erde eintreffenden Strom geladener Teilchen des Sonnenwinds und der kosmischen Strahlung dar. Diese Teilchen werden zum größten Teil um die Erde herum gelenkt. Weiteren Schutz gegen die Strahlung bietet die Atmosphäre. Begibt man sich in größere Höhen, nimmt die Schutzwirkung der Luft zunehmend ab, und man ist ausschließlich auf das geomagnetische Feld angewiesen.

Seit Beginn der ersten zuverlässigen Aufzeichnungen, Anfang des 19. Jahrhunderts, beobachtet man eine Abnahme der Erdfeldstärke und damit der Schutzwirkung. Weitaus wichtiger ist in diesem Zusammenhang die Schwächezone des Magnetfeldes in südlichen Atlantik. Im Bereich der Südatlantischen Anomalie (SAA) ist die Feldstärke teilweise nur halb so groß wie an anderen vergleichbaren Orten. Zudem vertieft sich die Anomalie ständig weiter, in den letzten 30 Jahren war

eine Abnahme von 12% zu verzeichnen. Als Folge davon können hochenergetische Teilchen, die durch den Strahlungsgürtel in einigen tausend Kilometern über der Erde abgeschirmt werden, hier bis tief in

Prof. Dr. Hermann Lühr
Helmholtz-Zentrum
Potsdam - Deutsches
GeoForschungsZentrum GFZ, Sektion 2.3
„Erdmagnetfeld“

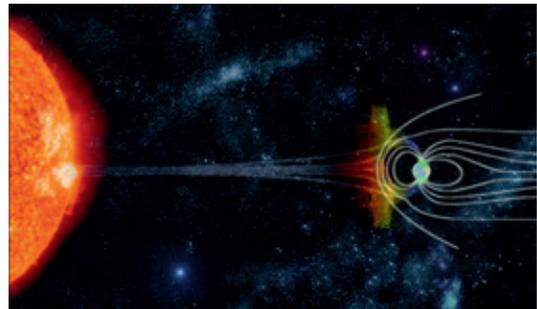


Abb. 1: Schematische Darstellung eines Sonnensturms. Trifft die herausgeschleuderte Plasmawolke auf die Erde, kommt es zur Kompression der Magnetosphäre und geladene Teilchen können in polnähe bis zur Erde vordringen. Eine Reihe weiterer Effekte treten auf. (Abb.: NASA; Alexander Jordan, GFZ)

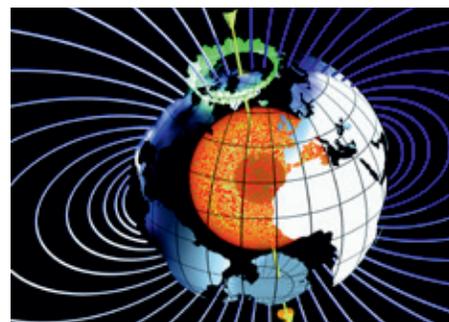


Abb. 2: Schematische Darstellung des Erdmagnetfelds. Das Erdmagnetfeld wird im äußeren flüssigen Kern erzeugt. Im Außenraum ähnelt die Feldverteilung der eines Stabmagneten, der um 11° gegen die Rotationsachse geneigt ist. (Abb.: GFZ)

die Atmosphäre eindringen. Als Folge treten in diesem Gebiet vermehrt Funktionsstörungen bei Erdbeobachtungssatelliten auf. Besonders kritisch kann die Situation für die Mannschaft der internationalen Raumstation (ISS) werden, denn im Bereich der SAA ist die Strahlendosis um den Faktor 100 höher als in anderen Gebieten entlang des Orbits. Auch

Besatzungen hochfliegender Flugzeuge sind hier erhöhter Strahlungsbelastung ausgesetzt (Abb. 3, 4).

Die Schutzwirkung des Magnetfeldes beruht im Wesentlichen darauf, dass sich die geladenen Teilchen nur bedingt senkrecht zu den Feldlinien bewegen können. Entlang der Feldlinien können sich die Teilchen relativ frei bewegen, was während Nordlicht-Erscheinungen eindrucksvoll beobachtet werden kann. In den polnahen Gebieten ist die Abschirmwirkung daher sehr viel geringer. Hier registriert man dem entsprechend auch die höchsten Dosen der kosmischen Strahlung. Das Personal an Board von Linienflügen auf polnahen Routen, z. B. Europa und USA, sollte dieser Belastung nur für zumutbare Zeiten ausgesetzt sein. Besonders intensiv wird die Strahlungsbelastung während solarer Eruptionen, wenn in hohen Breiten beachtliche Flüsse von hochenergetischen Protonen (Solar Energetic Protons, SEP) eintreffen. Ereignisse dieser Art werden weiter unter noch detaillierter behandelt.

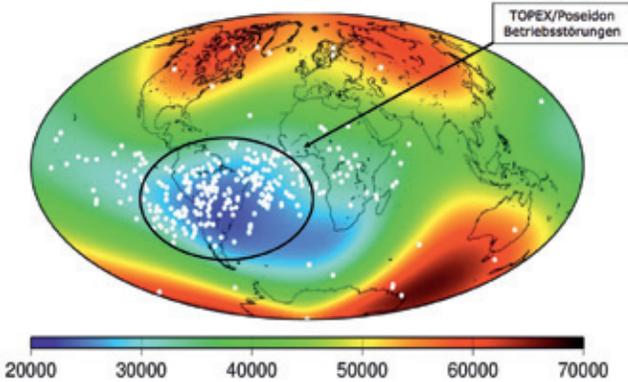


Abb. 3: Verteilung der Betriebsstörungen des Satelliten TOPEX/Poseidon. Auffallend ist die Konzentration der Ereignisse in der Schwächezone des Erdfeldes im Südatlantik. (Abb.: GFZ)

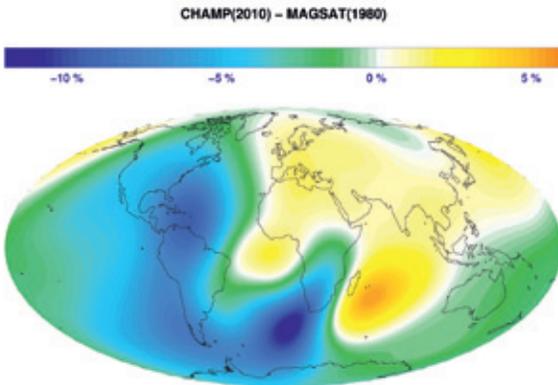


Abb. 4: Änderung der Magnetfeldstärke während der vergangenen 30 Jahre. Besonders stark ist die Abnahme von 12 % in südlichen Atlantik, wo das Erdfeld eine Schwächezone aufweist. (Abb.: GFZ)

Weltraumwetter

Unter dem Begriff Weltraumwetter fasst man die Prozesse zusammen, die sich im erdnahen Weltraum abspielen und einen Einfluss auf die menschlichen Aktivitäten haben. Ähnlich wie beim irdischen Wetter sind auch hier Vorgänge auf der Sonne im Wesentlichen verantwortlich für das Geschehen. In dem Maße wie sich unser tägliches Leben mehr und mehr auf komplexe Infrastrukturen auf der Erde und im Weltraum abstützt, nimmt das Risiko das vom Weltraumwetter ausgehende Risiko zu. Es ist daher geboten, das Weltraumwetter bei der Betrachtung von Naturgefahren mit einzubeziehen.

Die Sonne durchläuft bekanntlich einen 11-jährigen Aktivitätszyklus. Während sich die Strahlungsleistung im sichtbaren und nahen Infrarot, die unser Klima beeinflusst,

kaum verändert, findet man in anderen Wellenlängenbereichen Variationen bis zu einer Größenordnung über einen solaren Zyklus. Darüber hinaus häufen sich während der Solarmaximum-Jahre die Eruptionen auf der Sonne, die große Mengen geladener Teilchen in den Weltraum schleudern. Leider ist es bisher nicht möglich, die Dauer und Stärke des nächsten solaren Zyklus vorher zu sagen.

Die Sonne beeinflusst den erdnahen Welt- raum über die extrem-ultraviolette (EUV-) Strahlung und über den Sonnenwind. Die EUV-Strahlung wird nahezu vollständig in Höhen oberhalb von 100 Kilometern absorbiert und trägt damit wesentlich zur Ausdehnung der Atmosphäre infolge Erwärmung bei. Im Verlauf eines Solarzyklus variiert daher die Luftdichte in der Thermosphäre (100 bis 1000 km Höhe) um eine Dekade. Dies hat erheblichen Einfluss auf die Lebensdauer und den Treibstoffbedarf von erdnahen Satelliten, da die Luftreibung direkt proportional zur Luftdichte ist. Man beobachtet seit Beginn der Satellitenära eine stetige Abkühlung und Dichteverminderung in der Thermosphäre, die sich überraschenderweise im zurückliegenden Jahrzehnt stark beschleunigt hat (-28% Abnahme in 12 Jahren, *Emmert et al., 2010*). Dies hat erheblichen Einfluss z. B. auf die Bahnen und Lebensdauern von Trümmer- teilen im All. Ein anschauliches Beispiel ist der ausgediente Satellit ENVISAT, der noch ca. 150 Jahre im Umlauf bleiben wird und damit eine der besten Bahnen für Erdbeob- achtung blockiert.

Das Gas der Hochatmosphäre wird zum Teil durch die solare EUV-Strahlung ionisiert. Auch hier ergibt sich eine deutlich erhöhte Elektronendichte in der Ionosphäre während des Solarmaximums. Die freien Ladungsträ- ger können störenden Einfluss auf die Ra- diowellen zur Kommunikation mit Satelliten nehmen. Durch Auswahl der Frequenz lässt sich dieser Störeffekt minimieren, aber nicht gänzlich vermeiden. Ein relevantes Beispiel ist die satellitengestützte Navigation mit

hilfe von GPS-Signalen. Diese können stark gestört oder gar unterbrochen werden, wenn die Strahlen durch ionosphärische Gebiete mit kleinräumigen Elektronendichte-Schwan- kungen verlaufen. Erwartungsgemäß treten derart störenden Instabilitäten bevorzugt während des Solarmaximums auf und deuten damit auf den solaren Einfluss. Zunehmend mehr Verkehrsmittel (z. B. Flugzeuge und Schiffe) verwenden GPS-Signale für ihre Navigation. Sie verfügen natürlich über redundante Systeme, die das GPS ersetzen können. Es gibt jedoch Gebiete (z. B. Brasi- lien) wo zu gewissen Zeiten das GPS-Signal massiv gestört ist (*Stolle et al., 2006*). Für das Durchqueren eines solchen Gebietes bedarf es redundanter, unabhängiger Navigations- systeme, da man sich hier nicht ausschließ- lich auf die GPS-Navigation verlassen kann.

Sonnensturm

Besonders gestörte Weltraumwetter-Beding- ungen sind während sogenannter Sonnenstür- me anzutreffen. Sie gehen in der Regel mit gewaltigen Eruptionen und Masseauswürfen von Partikeln auf der Sonne einher. Ein sol- ches Ereignis durchläuft mehrere Phasen. Am Anfang stehen die optischen Beobachtungen der Sonneneruption. Glücklicherweise trifft nur eine Minderheit der herausgeschleuder- ten Plasmawolken auf die Erde. Nur ca. 30 Minuten später treffen die oben genannten hochenergetischen Protonen (SEP) mit rela- tivistischen Geschwindigkeiten bei der Erde ein. Sie bewegen sich entlang der Magnet- feldlinien und dringen vor allem in polnahen Gebieten bis tief in die Atmosphäre. Ihr Schadenspotential ist sehr hoch, wenn sie auf Satelliten, Flugzeuge und Passagiere tref- fen. In früheren Jahren waren SEP-Ereignisse gefürchtet, da sie die Luft bis tief in die At- mosphäre ionisierten, was zu einer starken Dämpfung der Radiosignale (sog. Polar Cap Absorption PCA) im Mittel- und Kurzwellen- bereich führte und damit den interkontinen- talen Funkverkehr unterbrachen. Weltweit

wurde daher eine Reihe von Messstationen zur Frühwarnung unterhalten. Aber auch heute können SEP-Ereignisse sehr störend sein. So führten sie während des großen Magnetsturms Ende Oktober 2003 zu Geisterbildern auf den Flugsicherungsradars und erzeugten damit eine empfindliche Störung des Flugverkehrs auch in Deutschland.

Der stark erhöhte Sonnenwind erreicht die Erde nach etwa einem Tag nach Ausbruch. Das schützende Erdmagnetfeld, das sich normalerweise bis 10 Erdradien weit in den Weltraum erstreckt, kann an Sonnensturmtagen bis auf den halben Radius zusammen gedrückt werden. Damit bewegen sich die vielen geostationären Satelliten mit einem Abstand von 6,6 Erdradien außerhalb der Magnetosphäre und befinden sich zeitweise ungeschützt im Sonnenwind. Für diese Bedingungen sind sie nicht ausgelegt und nehmen häufig Schäden. Satelliten auf geostationären Bahnen sind heute für Kommunikation, TV-Übertragung, Wettervorhersage usw. unverzichtbar. Sekundäre Risiken, die sich aus einem Wegfall dieser Services ergeben, sind schwer zu beziffern.

Während starker Sonnenstürme gelangt Sonnenwindplasma in beträchtlicher Menge trotz der Schirmwirkung des Erdmagnetfeldes in die Magnetosphäre. Zum einen kommt es zur erheblichen Aufladung des Strahlungsgürtel (sog. van Allen Belt) in einigen Erdradien Höhe. Zum anderen führt der Ladungsträgertransport zu starken und sehr variablen Strömen von einigen Millionen Ampere in Magnetosphäre und Ionosphäre. Wegen des großen Energieeintrages in die Hochatmosphäre kommt es zur Aufheizung und Erhöhung der Luftdichte. Während der Zeit des Sturms kann sich die Dichte im globalen Mittel um das Dreifache erhöhen, was zu erheblichen Störungen der Satellitenumläufe führt. Bedenklich ist der Tatbestand, dass die kontinuierliche Verfolgung von Satelliten-Trümmerteilen im Weltraum während dieser Zeiten versagt und erst in den darauffolgenden Tagen wieder aufgenommen werden kann.

Hinzu kommt, dass diese ionosphärischen Ströme am Erdboden fluktuierende Magnetfelder erzeugen, die wiederum elektrische Ströme bis zu 100 Ampere in Hochspannungsnetzen und Pipelines induzieren können. In Ländern wie Schweden und Kanada haben magnetische Störungen dieser Art nachgewiesenermaßen zu folgenreichen Stromausfällen geführt (*Kappeman, 1989*). Auch hier sind die sekundären Risiken im Wesentlichen von Bedeutung.

Forschungsbedarf

Hinsichtlich der zunehmenden Abhängigkeit der Zivilgesellschaft von technischer Infrastruktur wird der Bedarf an Prozessverständnis für die Vorgänge im Weltraum immer wichtiger. Dies sollte sogar in Richtung einer gewissen Vorhersage des Geschehens ausgebaut werden. Wichtige Beiträge zum Studium des Weltraumwetters kann die ESA-Erdbeobachtungsmission SWARM mit ihren verschiedenen Instrumenten leisten. Die Konstellation aus drei baugleichen Satelliten wird mit bisher unerreichter Präzision jede Änderung des geomagnetischen Feldes registrieren. Mit den empfindlichen Satelliten-Akzelerometern können Luftdichteschwankungen entlang der Bahn vermessen werden. Die Daten eignen sich, um Trends und Einflüsse der Sonne und des Klimas auf die Hochatmosphäre zu ermitteln. In gleicher Weise lassen sich die Messungen der Elektrodichte interpretieren, um deren Einflüsse auf die GPS-Signale zu ermitteln. Die Stärke und Verteilung der ionosphärischen Ströme sollte an Hand von Magnetfeldmessungen sowohl am Boden durch Observatorien wie von Satelliten aus ermittelt werden. Daraus ließe sich dann die Gefahr von Störungen der Stromversorgungsnetze ableiten. Bisher gibt es keinerlei Untersuchung in Deutschland zu dem Risiko, das für die Versorgungsnetze vom Weltraumwetter aus geht.

Literatur

- Emmert, J. T., J. L. Lean, and J. M. Picone (2010), Record-low thermospheric density during the 2008 solar minimum, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L12102, doi:10.1029/2010GL043671.
- J. G. Kappenman, "Effects of geomagnetic disturbances on power systems," *IEEE Power Eng. Review*, vol. 9, issue 10, pp. 15-20, 1989.
- Stolle, C., H. Lühr, M. Rother, and G. Balasis, Magnetic signatures of equatorial spread-F, as observed by the CHAMP satellite, *J. Geophys. Res.*, 111, A02304, doi:10.1029/2005JA011184, 2006.



*GPS-Küstenpegel-Station, Seblat, Indonesien
(Foto: Cornelia Zech, GFZ)*

Tsunami-Frühwarnsysteme

Dr. Jörn Lauterjung, Dr. Alexander Rudloff, Dr. Andrey Babeyko, Carsten Falck, Dr. Winfried Hanka, Dr. Claus Milkereit, Dr. Markus Ramatschi, Dr. Tilo Schöne, Prof. Joachim Wächter

Einführung

Der verheerende Tsunami vom 26. Dezember 2004 im Indischen Ozean wurde vom drittstärksten Erdbeben der letzten 100 Jahre mit einer Magnitude von 9,3 vor der Nordspitze Sumatras ausgelöst. Innerhalb von acht Minuten riss hier der Meeresboden über eine Strecke von 1.200 Kilometern nach Norden auf. Der vertikale Versatz betrug bis zu zehn Meter.

Rund zwanzig Minuten nach den ersten Erdstößen trafen die ersten Tsunami-Wellen auf die Nordwestküste der Insel Sumatra und verwüsteten die Provinz Banda Aceh nahezu vollständig. Allein in Indonesien starben etwa 170.000 Menschen. Der Tsunami erreichte nach anderthalb Stunden Thailand, zerstörte nach zwei Stunden die Küsten Sri Lankas, wanderte weiter nach Westen und erreichte schließlich die Ostküste Afrikas. Auch dort starben acht Stunden nach dem Erdbeben noch etwa Einhundert Menschen.

Dieses gewaltige tektonische Ereignis war von allen seismologischen Netzen auf der Erde sehr schnell erfasst worden. Allerdings bestand zum damaligen Zeitpunkt keine Möglichkeit einer Warnung, da für den Indischen Ozean weder ein Tsunami-Frühwarnsystem noch länderübergreifende Warnstrukturen existierten. Kein einziger Staat am Indischen Ozean war auf das Eintreten einer solchen Katastrophe vorbereitet, Handlungsoptionen für Notfälle, Alarmpläne oder gar Evakuierungspläne waren nicht vorhanden: Die Katastrophe traf die Region völlig unvorbereitet getroffen. Dabei war das tektonische Risiko vor Ort lange bekannt.

Für Deutschland war es die größte Naturkatastrophe seit dem Zweiten Weltkrieg: 537 unserer Landsleute starben an den Küsten des Indischen Ozeans; die meisten von ihnen im Weihnachtsurlaub.

Unmittelbar nach dieser Katastrophe hat ein Konsortium deutscher Forschungseinrichtungen* unter Federführung des Deutschen GeoForschungszentrums GFZ der Bundesregierung ein Konzept zur Einrichtung eines Tsunami-Frühwarnsystems im Indischen Ozean vorgelegt, das „German Indonesian Tsunami Early Warning System“ (GITEWS). Es wurde bereits Ende Januar 2005 in Kobe, Japan, der internationalen Fachöffentlichkeit vorgestellt und von März 2005 bis März 2011 mit dem Schwerpunkt in Indonesien umgesetzt (Rudloff et al., 2009, Münch et al., 2011).

Die Ursache

Etwa 90% aller weltweiten Tsunami werden durch starke untermeerische Erdbeben an Kollisionszonen zwischen Ozeanplatten und Kontinenten verursacht. Die restlichen 10% entstehen durch Massenverlagerungen in Folge von Vulkanausbrüchen oder untermeerischen Hangrutschungen. Im Indischen Ozean ist der Sunda-Bogen eine solche Kollisionszone, an der die Indisch-Australische Ozeanplatte mit einer Geschwindigkeit von sechs bis sieben Zentimetern pro Jahr unter die Eurasische Kontinent-Platte geschoben wird. Der Sunda-Bogen erstreckt sich parallel zu den Küsten Indonesiens im Indischen Ozean. Mit einer Länge von 6.000 Kilometern gehört er zu den aktivsten Plattengrenzen der Erde und birgt daher ein hohes Erdbebenrisiko.

Korrespondierender Autor: Dr. Jörn Lauterjung

Alle Autoren: Helmholtz-Zentrum Potsdam, Deutsches GeoForschungszentrum GFZ

***Konsortialpartner:** Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI), Bremerhaven;

Deutsches GeoForschungszentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR), Köln;

GKSS Forschungszentrum, Geesthacht;

Deutsches GeoForschungszentrum GFZ, Potsdam;

Leibniz-Institut für Meeresforschung IfM-Geomar, Kiel;

Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit GTZ, Eschborn;

United Nations University, Institute for Environmental and Human Security (UNU-EHS), Bonn;

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover;

Konsortium Deutscher Meeresforschung KDM, Berlin

Aber nur ein Erdbeben, das zu einer starken Vertikalbewegung des Ozeanbodens führt, löst einen Tsunami aus, da es so seine Energie auf die Wassersäule überträgt und sich die Ozeanoberfläche aufwölbt. Diese initiale „Welle“ beginnt dann, angetrieben durch die Schwerkraft, rasend schnell durch den gesamten Ozean zu laufen. Ihre zerstörerische Kraft entwickelt sie jedoch erst im flachen Wasser und beim Auflaufen auf die Küste, wo sie immer langsamer, dafür aber gleichzeitig höher wird. In Banda Aceh wurden 2004 Wellenhöhen von über 20 Metern erreicht.

Vergleichbare tektonische Randbedingungen finden sich an vielen Stellen auf der Welt: die gesamten Küstenregionen des Pazifik („Ring of Fire“), die Karibik und auch das Mittelmeer sind durch Erdbeben, die solche Tsunami auslösen können, gefährdet. Gemeinsam ist allen Regionen die Situation, dass ein Tsunami die entsprechende Küste innerhalb sehr kurzer Zeit erreichen kann.

Schneller reagieren: ein neues Tsunami-Warnsystem

In Indonesien, wie an den meisten anderen Küsten der Weltmeere auch, liegt die besondere Herausforderung darin, dass die Erdbebenzone weitgehend parallel und in dichtem Abstand zur Küste über eine Länge von mehreren tausend Kilometern verläuft (Lauterjung et al., 2010). Die Laufzeiten eines Tsunami bis zur Küste liegen hier zwischen 20 und 40 Minuten. Die ersten Informationen im Erdbebenfall müssen daher spätestens nach fünf bis zehn Minuten vorliegen, weil die Bevölkerung sonst keine Chance hat zu reagieren. Diese extrem kurze Vorwarnzeit bestimmt die technische und geografische Auslegung eines Tsunami-Frühwarnsystems. Das System muss zudem in der frühen Phase des Warnprozesses mit wenigen Informationen und Messwerten auskommen, die teilweise mit großen Unsicherheiten behaftet sein können.

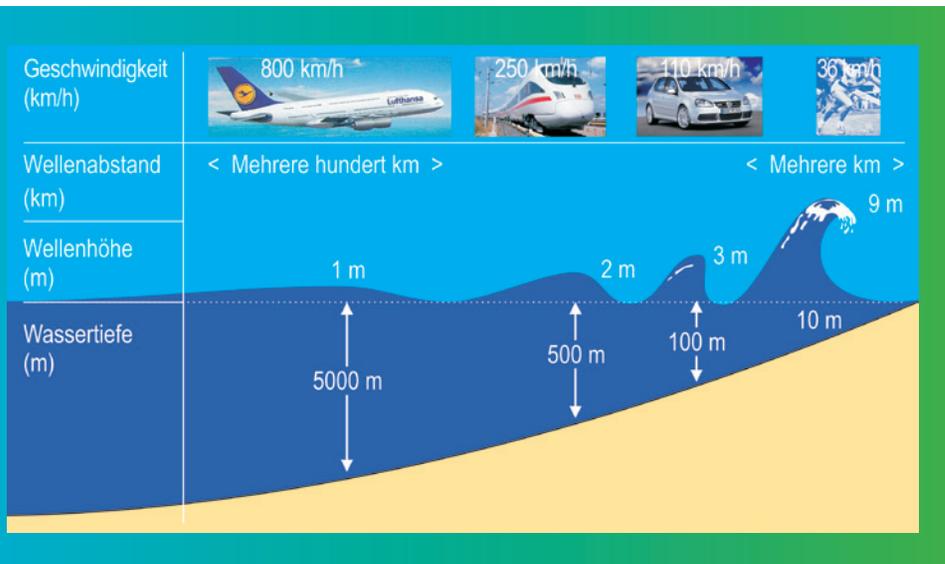


Abb. 1: Ausbreitungsgeschwindigkeit eines Tsunami in Abhängigkeit von der Wassertiefe (Abb.: GFZ)

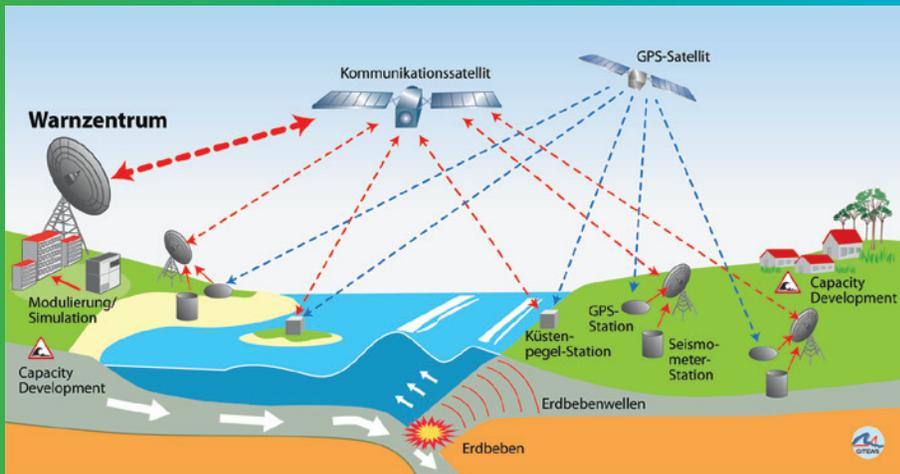


Abb. 2:
Schematischer Funktionsaufbau des Tsunami-Frühwarnsystems GITEWS in Indonesien (Abb.: GITEWS)

Das Frühwarnsystem für Indonesien ist als sogenanntes „End-to-end“ System ausgelegt, d.h. es umfasst alle Komponenten von der schnellen Erkennung der Gefahr über die Analyse und Bewertung der Lage, die Dissemination der Information bis hin zur Schulung und Ausbildung der gefährdeten Bevölkerung (siehe Abb. 2). Das GITEWS-System kann dabei als ein prototypisches System angesehen werden und soll im Folgenden kurz beschrieben werden

Der „Up-Stream“ Teil: Die Komponenten des GITEWS

GITEWS beruht auf dichten Sensornetzwerken nahe der Gefährdungsquelle, dem Sunda-Bogen und nutzt unterschiedliche Messverfahren, um schnell voneinander unabhängige Informationen zu erhalten. So können die jeweiligen Unsicherheiten der

einzelnen Messwerte der verschiedenen Sensoren-systeme ausgeglichen werden. Folgende Komponenten und Messverfahren werden dabei kombiniert:

Die Instrumentierung

Wichtigstes Instrument für die Tsunami-Frühwarnung ist die schnelle und präzise Lokalisierung von Erdbeben. Die Positionierung der Seismometer und der Aufbau des Netzwerks in Indonesien folgen der Forderung, dass ein Erdbeben innerhalb von zwei Minuten an mindestens drei Stationen des Netzes registriert wird und somit eine erste, sehr schnelle Lokalisierung erfolgen kann. Dabei wird die Orts- und Magnituden-Bestimmung im Lauf der folgenden Minuten durch die Einbeziehung weiterer Stationen immer sicherer und präziser. Kernstück des Systems ist die speziell für Frühwarnsysteme neu entwickelte Analyse-Software SeisComp3 (Hanka et al., 2008).

Das Erdbebenmonitoring-System in Indonesien wurde in enger Kooperation mit indonesischen, japanischen und chinesischen Partnern umgesetzt. Mittlerweile sind 160 seismische Stationen in Indonesien aufgebaut. Mit diesem System werden Erdbeben in Indonesien innerhalb von zwei bis vier Minuten lokalisiert und die Magnituden berechnet. Der gesamte Frühwarnprozess wird durch die Meldungen des seismischen Systems ausgelöst.

Ein im Vergleich zu bereits existierenden Frühwarnsystemen völlig neuer Ansatz ist der Einsatz von GPS zur Überwachung der ko-seismischen Deformation. Aus den gemessenen GPS-Vektoren kann bereits kurz nach einem starken Erdbeben die Richtung des Erdbebenbruchs bestimmt werden. Da sich aus der Seismologie in den ersten fünf bis zehn Minuten lediglich die Lage des Epizentrums und die Magnitude, aber selten fundierten Daten zur Geometrie des Bruchs bestimmen lassen, ergänzen sich beide Methoden ideal. Die Geometrie des Bruchs ist von entscheidender Bedeutung für den Entscheidungsprozess zur Auswahl eines geeigneten Lagebildes (siehe Abschnitt zur Entscheidungsfindung unten). Das GPS-Monitoring (*Falck et al., 2010*) entlang der Küste Indonesiens zum Indischen Ozean hin wird über ein Referenznetz von GPS-Stationen durchgeführt, die zum Teil gemeinsam mit über ganz Indonesien verteilten seismischen Stationen betrieben werden. Eingebunden sind insbesondere GPS-Stationen entlang der Küstenlinie und auf den vorgelagerten Inseln. Teilweise befinden sich diese GPS-Stationen auch an den Standorten der Küstenpegel. Die erforderliche Genauigkeit von einigen Zentimetern wird durch die gleichzeitige Prozessierung der GPS-Stationen in der Nähe eines Erdbebens und der Referenzstationen erreicht. Die nachträgliche Auswertung der Aufzeichnungen existierender GPS-Stationen während des Sumatra-Bebens 2004 ergab z. B. land-

seitige Verschiebungen bis zu zehn Meter horizontal und drei Meter vertikal.

Ozeanographische Daten zum direkten Nachweis eines Tsunami werden über Küstenpegel bestimmt, die an den Westküsten der Sumatra vorgelagerten Inseln und auf verschiedenen Inseln im Indischen Ozean aufgebaut wurden. Diese Pegel liefern im Falle eines Tsunami-Alarms wichtige Daten zur Beurteilung der Situation und insbesondere zur Validierung der Warnmeldungen. Durch die Pegel werden Tsunami an der Küste nachgewiesen, sowie die über Modelle berechneten Ankunftszeiten und Wellenhöhen validiert. Diese Informationen bilden eine entscheidende Grundlage für die Lagebeurteilung und die Aufrechterhaltung bzw. mögliche Aufhebung einer Warnung. Ohne die Verifizierung eines Tsunami und den Vergleich von gemessenen Tsunami-Eigenschaften mit den vorberechneten Daten kann der Warnprozess nicht ordnungsgemäß erfolgen und bleibt unvollständig.

Modellierung und Simulation

Modelle für die Ausbreitung eines Tsunami über das gesamte Becken des Indischen Ozeans lassen sich nicht in hinreichend kurzer Zeit berechnen. Daher wurden im Verlauf des Projekts mehr als 3500 Simulationen berechnet, die unterschiedliche Erdbebenlokationen entlang des Sunda-Bogens sowie eine Variation der Bebenstärken und damit der Erdbebenrislängen berücksichtigen (*Behrens et al., 2010*). Diese Modellergebnisse sind in einer Datenbank abgelegt. Das Modellierungssystem besteht dabei aus einem Modul, mit dem die Anregungsfunktion, also die Verformung des Meeresbodens als Folge des Erdbebens, berechnet wird (*Babeyko et al., 2010*). Ein weiteres Modul kalkuliert die Ausbreitung der Tsunami-Welle im Ozean und das Auflaufen auf die Küste. Meldet das Erdbebenmonitoring-System ein starkes Erd-

beben im Ozean, wird mit den gemessenen Parametern – Erdbebenlokation, Bebenmagnitude, Oberflächen-Deformation – die am besten zu diesen Parametern passende, vorher berechnete Simulation als Basis für eine Warnmeldung aus der Datenbank ausgewählt und in eine Gefährdungskarte für die betreffenden Küstenabschnitte umgesetzt. Der gesamte Prozess läuft im Daten- und Frühwarnzentrum automatisiert innerhalb weniger Sekunden ab. Die Tsunami-Simulationen spielen für den gesamten Warnprozess eine zentrale Rolle, weil nur so aus den an wenigen Punkten vorliegenden Messdaten ein Gesamtbild der Lage erzeugt werden kann. Schon kurze Zeit nach einem Erdbeben werden Ankunftszeiten, Wellenhöhen oder Überflutungsbereiche an den betroffenen Küstenabschnitten abgeschätzt. In Kombination mit weiteren Daten wie z. B. der Besiedlungsstruktur ergibt sich eine erste Lage- und Risikoeinschätzung für Behörden und Bevölkerung bereits nach weniger als fünf Minuten.

Das Daten- und Frühwarnzentrum

Herzstück des Frühwarnsystems ist das Warnzentrum, in dem die Daten der über Satellitenkommunikation online verfügbaren Messsysteme einlaufen. Sie werden hier direkt verarbeitet und in speziellen Verfahren auf mögliche Anzeichen eines starken Bebens oder das Auftreten einer Anomalie des Meeresspiegels untersucht. Ein Entscheidungs-Unterstützungssystem fasst die Ergebnisse zusammen, gibt dem diensthabenden Verantwortlichen so einen Überblick über die momentane Situation und generiert Entscheidungsvorschläge (*Raape & Lauterjung, 2008*).

In Indonesien verteilt das Warnzentrum in Jakarta die Warnmeldung über verschiedene Kanäle. Ein wichtiger Kommunikationsweg ist eine direkte Telefonverbindung zu lokalen

Polizeistationen, die konkrete Aktivitäten – z. B. Evakuierungen – durchführen sollen. Daneben werden über Internet und Fax weitere Institutionen in Indonesien von einer Tsunami-Warnung unterrichtet. Außerdem werden SMS-Meldungen generiert sowie die Rundfunk- und Fernsehanstalten informiert. Extrem wichtig ist eine schnelle Verbreitung der Warnmeldung, da die Vorwarnzeiten in Indonesien sehr kurz sind.

Die Entscheidungsfindung

Die Warnmeldungen basieren auf vorher berechneten Tsunami-Simulationen, die in einer Datenbank gespeichert sind. Das Hauptproblem bei der Entscheidungsfindung ist die Identifizierung desjenigen Szenarios, das die Situation am besten widerspiegelt. Dazu reicht es nicht aus, die Erdbebenlokation und Magnitude zu kennen sowie ggf. die Verifizierung eines Küstenpegels zu erhalten. Zusätzlich ist zu berücksichtigen, dass Erdbeben keine Punktquellen sind, gerade bei starken Erdbeben können Risslängen von einigen hundert Kilometern beobachtet werden. Die Energie kann also entlang der gesamten Risslänge auf die Wassersäule übertragen werden. Dies spielt besonders für die Tsunami-Warnung und -Vorhersage im Nahbereich eines Erdbebens, wie beim Sunda-Bogen, eine entscheidende Rolle. Bei einem Tsunami im Nahfeld liegt die Entfernung vom Erdbebenort bis zur Küstenlinie in der gleichen Größenordnung wie die Bruchlänge des Erdbebens. In diesem Fall sind die genaue Lage der Bruchfläche und die Verschiebungsvektoren auf dieser entscheidend für die Tsunami-Vorhersage an einem bestimmten Küstenpunkt.

Als einziges Frühwarnsystem weltweit verfügt GITEWS über ein automatisches Multiparameter-Selektionsverfahren für die Auswahl eines passenden Tsunami-Szenarios zur Entscheidungsunterstützung (*Behrens et al., 2010*). Der Auswahlprozess funktioniert nach

folgendem Schema: Die Erdbebenparameter Lokation und Magnitude dienen als erstes Auswahlkriterium für die Eingrenzung möglicher Szenarien. Für alle anderen Sensoren wurde für jedes verfügbare Szenario die theoretische Antwortfunktion des jeweiligen Sensors vorab berechnet und ebenfalls in der Datenbank abgelegt. Durch einen Vergleich dieser berechneten mit den tatsächlich gemessenen Werten wird die Liste der möglichen Szenarien weiter eingeschränkt. Über einen „Gütefaktor“, der die Unsicherheiten der Eingangsdaten berücksichtigt, erfolgt dann eine Priorisierung der ausgewählten Szenarien.

Aus den oben diskutierten Argumenten wird die Bedeutung der zusätzlichen GPS-Information im frühen Stadium der Warnung sehr deutlich. Ein dichtes GPS-Netzwerk entlang Tsunami gefährdeter Küsten, idealerweise kombiniert mit Küstenpegeln, ist ein effektives und kostengünstiges Instrument zur schnellen Charakterisierung der Geometrie starker Erdbeben und damit für die Tsunami-Vorhersage im Nahfeld.

Der „Down-Stream“ Teil: Capacity Building and Development

Die Einbindung lokaler Wissenschaftler und Techniker im Rahmen eines Ausbildungs- und Trainingsprogramms innerhalb von GITEWS sowie gezielte Maßnahmen zur Entwicklung eines Gefahrenbewusstseins in der indonesischen Bevölkerung haben zum Ziel, den Verlust von Menschenleben in katastrophalen Ausmaßen zu vermeiden. Diese Maßnahmen werden unter dem Begriff „Capacity Development“ zusammengefasst. Wichtig dabei ist, dass die Maßnahmen, möglichst durch einen entsprechenden Gesetzesrahmen unterstützt, langfristig angelegt sind.

Damit ein Tsunami-Frühwarnsystem erfolgreich betrieben und dauerhaft aufrecht erhalten werden kann, müssen in diesem

Zusammenhang verschiedene Aspekte berücksichtigt werden.

Für den technischen Betrieb, die Wartung der Instrumente und die Weiterentwicklung des Systems müssen einheimische Wissenschaftler und technisches Personal aus- und weitergebildet werden. Dies geschah bereits parallel zum Aufbau des Systems durch die Ausbildung von indonesischen Wissenschaftlern und Ingenieuren in Deutschland in vor Ort. Von 2011 bis 2014 wird das Projekt PROTECTS in Indonesien durchgeführt mit dem Ziel im Land die notwendige Expertise aufzubauen, um den nachhaltigen Betrieb des Warnsystems zu ermöglichen.

Zur Verankerung der nationalen Verantwortung im Fall von Naturkatastrophen wurde 2007 in Indonesien unter Mitwirkung von GITEWS ein gesetzlicher Rahmen geschaffen, in den alle Aktivitäten der Frühwarnung, des Katastrophenschutzes und präventiver Maßnahmen wie Baunormen oder die Erstellung von Flächennutzungsplänen eingebettet wurden. Diese wichtigen Rahmenbedingungen sind bislang noch nicht in allen betroffenen Anrainerländern des Indischen Ozeans gegeben.

Darüber hinaus muss durch Weiterbildungsmaßnahmen sichergestellt werden, dass die für die Frühwarnung verantwortlichen Stellen und Institutionen die Ergebnisse in klare Warnmeldungen, Entscheidungsgrundlagen, Entscheidungshilfen und Handlungsanweisungen übersetzen können.

Der wohl wichtigste Aspekt der Ausbildung betrifft die eigentliche Zielgruppe der Frühwarnung, die Bevölkerung in den gefährdeten Regionen. Damit bei den extrem kurzen Frühwarnzeiten wirksame Maßnahmen ergriffen werden können, muss das Bewusstsein für die permanent-latente Gefährdung und mögliche präventive Schutzmaßnahmen bei der Bevölkerung geweckt und gestärkt sowie dafür gesorgt werden, dass sie im Alarmfall

richtig reagiert. Diese Maßnahmen reichen z.B. von Evakuierungsübungen über regelmäßige Informationsveranstaltungen bis zu Lernmodulen im Schulunterricht. Geplant sind auch zusätzliche Maßnahmen wie die Einbeziehung von Risiko- und Vulnerabilitätskarten in die Stadt- und Landschaftsplanung zur Prävention einer möglichen Katastrophe (Spahn et al., 2010).

Die wichtigsten und wesentlichen Ergebnisse des „Capacity Development“ in lokalen Verwaltungen und der lokalen Bevölkerung sind in einem sogenannten Tsunami-Kit zusammengefasst:

(http://www.gitews.org/tsunami-kit/index_en.html) und stehen online zur Verfügung.

Situation in Deutschland und Europa

Schon kurz nach der Tsunami-Katastrophe vom 26. Dezember 2004 hat die UNESCO die Koordinierung von Frühwarnaktivitäten nicht nur im Indischen Ozean, sondern auch im Pazifik, der Karibik und im Bereich des Nord-Ostatlantik und Mittelmeers übernommen (siehe auch Lauterjung et al., 2010b). Das deutsche Frühwarnkonsortium hat sich von Beginn an auch im Rahmen der „Intergovernmental Coordination Group for the North-East Atlantic and the Mediterranean Seas (ICG-NEAMTWS)“ der UNESCO beteiligt und die Erfahrungen aus dem laufenden Prozess im Indischen Ozean in die Diskussion eingebracht. Der Koordinierungs- und Aufbauprozess eines Tsunami- Frühwarnsystems in Europa dauert noch an, erste nationale Warnzentren mit regionalem Fokus in Frankreich, der Türkei und Griechenland sind seit dem Sommer 2012 im Einsatz. Für Deutschland ist die Tsunamigegefährdung an den Küsten von Nord- und Ostsee vernachlässigbar. Abschätzungen, die auf möglichen Tsunamiquellen im Nordatlantik durch Erdbeben oder Hangrutschungen beruhen, haben ergeben, dass der Schutz der deutschen Küsten gegen Sturmfluten auch für große

Tsunami-Wellen ausreicht. In Deutschland hat das Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) in Hamburg die Tsunamifrühwarnung übernommen und ist dabei in das europaweite Informations- und Warnnetz eingebunden. Das BSH kooperiert an dieser Stelle eng mit dem Gemeinsamen Melde- und Lagezentrum (GMLZ) beim Bundesamt für Bevölkerungsschutz und Katastrophenschutz (BBK) sowie dem Deutschen Seewetteramt des DWD.

Anders gestaltet sich die Situation in den maritimen Urlaubsgebieten. Tsunami können ganze Ozeane durchqueren, prinzipiell ist man also an allen Küsten gefährdet. Dieses gilt insbesondere im Hauptreisegebiet des Mittelmeerraums. Hier besteht aufgrund der Erdbebengefährdung ein hohes Tsunami-Risiko.

Im November 2012 fand daher ein erster europaweiter Test der Warnkapazitäten aller Mitgliedsländer statt. Hierbei wurden anhand von vier verschiedenen Szenarien für den Mittelmeerraum die Informationswege im Ernstfall durchgespielt. Mittelfristig wird es zum Aufbau eines Tsunami-Frühwarnsystems auch im Mittelmeerraum und an den europäischen Atlantikküsten keine Alternative geben. Insbesondere zur Haupturlaubszeit in den Sommermonaten ist eine Gefährdung von Wohnbevölkerung und Touristen an diesen Küsten gegeben. Bereits heute sollte das Wecken von Risikobewusstsein eine Aufgabe von nationalen Behörden wie auch von Reiseunternehmen sein.

Ausblick

Das Tsunami-Frühwarnsystem in Indonesien wurde am 28. März 2011 offiziell in die Verantwortung der Staatsregierung übergeben. Seit diesem Zeitpunkt werden durch das Projekt PROTECTS weitere Ausbildungs- und Trainingsmaßnahmen für die indonesischen Partner organisiert, mit dem Ziel, einen nachhaltigen Betrieb des Frühwarnsystems zu gewährleisten. Diese Übergangsphase läuft bis März 2014.

Deutschland hat mit dem GITEWS-Projekt bewiesen, dass es eine Beitrag zu Sicherheitsprodukten „Made in Germany“ liefern kann. Schlagartige Umlagerungen von Massen und Energie gehören ebenso wie kontinuierliche Prozesse zum Normalbetrieb des Systems Erde. Für die Menschen können sich daraus katastrophale Folgen ergeben. Die verheerende Tsunami-Katastrophe vom 26. Dezember 2004 hat gezeigt, dass die Anrainerstaaten des Indischen Ozeans völlig unvorbereitet getroffen wurden. In der Zwischenzeit konnten entsprechende technische Frühwarnkapazitäten und organisatorische Maßnahmen in fast allen Ländern um den Indischen Ozean umgesetzt werden, so dass sie heute deutlich besser auf das Risiko einer geologischen Naturgefahr vorbereitet sind.

Verhindern kann ein Frühwarnsystem ein starkes Erdbeben und einen dadurch ausgelösten Tsunami nicht, auch wird es immer wieder zu Todesopfern und größeren Sachschäden kommen. Aber durch den Aufbau eines Frühwarnsystems unter Einbeziehung organisatorischer Maßnahmen und durch umfassendes Capacity Building können die Auswirkungen solcher Naturkatastrophen gemindert werden.

Weitere Informationen:

<http://www.gitews.org>

Literaturverzeichnis

Babeyko, A. Y., Hoechner, A. and Sobolev, S. V. (2010): Source modeling and inversion with near real-time GPS: a GITEWS perspective for Indonesia. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 10, 1617-1627.

Behrens, J., Androsov, A., Babeyko, A. Y., Harig, S., Klaschka, F. and Mentrup, L. (2010): A new multi-sensor approach to simulation assisted tsunami early warning. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 10, 1085-1100, 2010

Falck, C., Ramatschi, M., Subarya, C., Bartsch, M., Merx, A., Hoeberechts, J. and Schmidt, G. (2010): Near real-time GPS applications for tsunami early warning systems. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 10, 181-189, 2010

Hanka, W., Saul, J., Weber, B., Becker, J. and GITEWS Team (2008): Timely Regional Tsunami Warning and Rapid Global Earthquake Monitoring. - ORFEUS Newsletter, 8,1.

Lauterjung, J., Münch, U., and Rudloff, A. (2010a): The challenge of installing a tsunami early warning system in the vicinity of the Sunda Arc, Indonesia, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 10, 641-646, doi:10.5194/nhess-10-641-2010.

Lauterjung, J., Koltermann, P., Wolf, U., and Sopaheluwakan, J. (2010b): The UNESCO-IOC framework – establishing an international early warning infrastructure in the Indian Ocean region, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 10, 2623-2629, doi:10.5194/nhess-10-2623-2010.

Münch, U., Rudloff, A., and Lauterjung, J. (2011): Postface "The GITEWS Project – results, summary and outlook", *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 765-769, doi:10.5194/nhess-11-765-2011.

Raape, U. and Lauterjung, J. (2008): Decision Support for Tsunami Early Warning in Indonesia, *Safety & Security International (S&SI)*, VI/2008, 8-11.

Rudloff, A., Lauterjung, J., Münch, U., and Tinti, S. (2009): Preface "The GITEWS Project (German-Indonesian Tsunami Early Warning System)", *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 1381-1382, doi:10.5194/nhess-9-1381-2009.

Spahn, H., Hoppe, M., Vidiarina, H. D. and Usdi-anto, B. (2010): Experience from three years of local capacity development for tsunami early warning in Indonesia: challenges, lessons and the way ahead. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 1411-1429, 2010

Die Autor/innen

Dr. Andreas Becker (DWD)
Dr. Paul Becker (DWD)
Dr. Susanne Brienen (DWD)
Dr. Annegret Gratzki (DWD)
Prof. Dr. Gottfried Grünthal (GFZ)
Dr. Volkmar Holzwarth (ehemals DWD)
Prof. Dr. Reinhard F. J. Hüttl (GFZ)
Dipl.-Met. Uwe Kaminski (DWD)
Dr. Heidi Kreibich (GFZ),
Dr. Christina Koppe (DWD)
Dr. Gudrun Laschewski (DWD)
Dr. Jörn Lauterjung (GFZ)
Prof. Dr. Hermann Lühr (GFZ)
Dr. Gabriele Malitz (DWD)
Prof. Dr. Bruno Merz (GFZ)
Dr. Monika Rauthe (DWD)
Dr. Bruno Rudolf (ehemals DWD)
TIPTIMON-Gruppe (GFZ):
Dr. Matthias Rosenau, Dr. Sigrid Roessner,
Dr. Marco Pilz, Dr. Stefano Parolai,
Dr. Christoph Janssen, Dr. Christian Haberland

Dr. Andreas Walter (DWD)
Dr. Thomas R. Walter (GFZ)
Dr. Bodo Wichura (DWD)
Dr. Klaus-Peter Wittich (DWD)

Impressum

Herausgeber:

Dr. Paul Becker (Deutscher Wetterdienst DWD, Offenbach) und Prof. Dr. Reinhard F. Hüttl (Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam)

Redaktion und V. i. S. d. P.:

Uwe Kirsche (DWD) und Franz Ossing (GFZ)

Layout und Satz:

Grit Schwalbe (GFZ)

Umschlaggestaltung:

Grit Schwalbe (GFZ)

Collage unter Verwendung verschiedener Abbildungen von Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern des GFZ

Druckerei:

Brandenburgische Universitätsdruckerei,
Golm bei Potsdam

Potsdam und Offenbach, 2014

Online-Fassung unter:

www.naturgefahrenforschung.de

Soweit nicht anders gekennzeichnet, stehen die Texte und Bilder in diesem Buch unter einer Creative Commons Lizenz Namensnennung - Weitergabe unter gleichen Bedingungen 3.0 Deutschland



ISBN: 978-3-88148-475-6

DOI: 10.2312/GFZ.2014.005

