Ber. Naturwiss. Verein für Bielefeld u. Umgegend **51** (2013), S. 16-31

Erdbeben in Bielefeld 1612 – Ein bemerkenswertes geologisches Ereignis vor 400 Jahren und seine Ursachen

Mark KEITER, Bielefeld

Mit 9 Abbildungen

Inhalt **Seite**

Zusammenfassung 17
1. Einführung 17
2. Historische Überlieferungen 17
   2.1 Dauer 17
   2.2 Augenzeugenberichte und andere historische Quellen 18
      2.2.1 Wirkungsgebiet des Bebens 19
      2.2.2 Beschriebene Schäden 19
   2.3 Geschätzte Stärke 21
3. Mögliche geologische Ursachen des Bebens von 1612 21
   3.1 Tektonische Verwerfungen 22
   3.2 Einsturz unterirdischer Kavernen 25
4. Erdbebenrisiko in Bielefeld heute - müssen wir uns Sorgen machen? 25
5. Dank 27
6. Literatur 27
Addendum 29

Verfasser:
Dr. Mark Keiter, Naturkunde-Museum Bielefeld und Institut für Mineralogie Münster, Adenauerplatz 2, D-33602 Bielefeld, Email cerebus@uni-muenster.de

Zusammenfassung

Im Jahr 2012 jährte sich ein besonderes geologisches Ereignis zum 400. Mal. Im Herbst 1612 kam es im Raum Bielefeld zu einer Serie von Erdbeben. Der erste und schwerste Erdbebenschock erzeugte nicht nur Panik in der Bevölkerung, sondern verursachte durchaus nennenswerte Schäden an Gebäuden. Nach dem ersten Ereignis setzte sich die Erdbebentätigkeit noch über mehrere Wochen spürbar fort.
Die Ursache des Erdbebens von 1612 liegt in der geologischen Entstehungsgeschichte des Teutoburger Waldes begründet. Der Kamm des Teutoburger Waldes markiert eine alte Störungszone, die *Osning-Überschiebung*. Diese Verwerfungszone war besonders während der jüngsten Kreidezeit aktiv (70 bis 65 Millionen Jahre vor heute), als durch den Druck des nach Norden driftenden afrikanischen Kontinents die Alpen aufgefaltet wurden. Dadurch gerieten auch Krustenblöcke im Norden Deutschlands in Bewegung. Die Osning-Überschiebung wurde dann im Jahre 1612 kurzzeitig reaktiviert. Dies führte zu Erschütterungen und Schäden im Bielefelder Raum, eventuell lokal verstärkt durch den Einsturz unterirdischer Lösungshohlräume.

1. Einführung

Wenn man in den täglichen Nachrichten von Erdbebenereignissen hört, dann sehr wahrscheinlich aus Regionen wie zum Beispiel dem pazifischen Raum, oder – näher bei uns – aus Süd- und Südosteuropa. Man denke hier an die verheerende Katastrophe in Japan am 11. März 2011 oder das Erdbeben, das im April 2010 Italien erschütterte.
Niemand würde auf die Idee kommen, dass auch bei uns die Erde beben kann.
Die Region Ostwestfalen ist nicht gerade als Erdbebengebiet berüchtigt – und doch hat vor 400 Jahren im November 1612 in Bielefeld die Erde gebebt.
Erdbeben waren insbesondere in früheren Zeiten außergewöhnliche Ereignisse, die für großen Schrecken in der Bevölkerung sorgten und entsprechend Aufsehen erregten. Neben dem hier beschriebenen Bielefelder Beben ist in der näheren Umgebung nur ein nennenswertes Ereignis vergleichbarer Stärke dokumentiert, als im Jahre 1770 die Erde in der Gegend von Alfhausen nördlich von Osnabrück bebte (Meier & Grünthal 1992).
So ist das Bielefelder Ereignis von 1612 nicht nur in geowissenschaftlicher Hinsicht außergewöhnlich, sondern ebenfalls ein bedeutender Markstein in der Geschichte dieser Region.
Diese Arbeit soll diesem historischen Ereignis Rechnung tragen und zeigen, wie Wissenschaftler heutzutage anhand von Augenzeugenberichten den Wirkungsbereich und die Intensität dieses Bebens rekonstruieren können (Vogt & Grünthal 1994).
Weiterhin werden die geologischen Ursachen, bzw. die erdgeschichtlichen Hintergründe des Erdbebens erläutert.

2. Historische Überlieferungen

2.1 Dauer

Der Beginn und Hauptstoß der Bebenserie kann mit großer Sicherheit auf den 7. November 1612 datiert werden (Vogt & Grünthal 1994). Die Angaben zur Dauer der Erdbebenserie in zeitgenössischen Quellen sind allerdings nicht eindeutig. Es ist unklar, über welchen Zeitraum hinweg spürbare Nachbeben stattgefunden haben. Einige Berichte beschreiben spürbare Erdstöße über etwa zwei Wochen, manche Quellen sprechen allerdings auch von Nachbeben bis ins Jahr 1613 hinein.



Abb. 1: Zeitgenössische Darstellung der Erdbebenschäden. Im Hintergrund die Stadt Bielefeld mit dem Sparrenberg. Am rechten Bildrand ist ein Kloster dargestellt, dessen Wände Risse zeigen und dessen Schornstein einstürzt. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um das Kloster St. Jodokus, von dem in alten Dokumenten Schäden berichtet wurden. Die panischen Reaktionen der Bevölkerung sind im Vordergrund zu sehen.

2.2 Augenzeugenberichte und andere historische Quellen

Die Disziplin „Historische Seismologie“ ist ein spezialisierter Zweig der geologischen Forschung. Sie befasst sich mit der wissenschaftlichen Dokumentation von Erdbeben, die sich ereigneten, bevor mit Hilfe von Seismographen Stärke und Epizentrum eines Bebens bestimmt werden konnten. Die Geowissenschaftler sind dabei hauptsächlich auf zeitgenössische Texte angewiesen. Bei der Beurteilung von alten Berichten über Naturkatastrophen (in diesem Fall aus dem 17. Jahrhundert) ist es allerdings wichtig, eine gewisse Vorsicht walten zu lassen. Alte Ortsnamen können fehlinterpretiert werden, was eventuell zu falschen Einschätzungen des Wirkungsbereichs führen kann. Viel wichtiger noch: Beschreibungen der Ereignisse und Schäden sind oft übertrieben und christlich-moralisierend durchsetzt (Grünthal 2004b). Dies ist nicht verwunderlich, bedenkt man, dass seinerzeit ein großer Teil der Textquellen aus der Feder von Kirchenvertretern stammte. Aus Mangel an naturwissenschaftlichen Erklärungen musste eine übernatürliche Ursache für plötzliche und katastrophale Ereignisse wie Erdbeben herhalten. Man darf nicht vergessen, dass den Menschen jener Zeit

jegliches Wissen über fundamentale geologische Prozesse fehlte, wie zum Beispiel das Konzept beweglicher Kontinentalplatten.
Es gilt also, aus den Beschreibungen die verwertbaren Fakten herauszuarbeiten, um eine realistische Einschätzung der Ereignisse rekonstruieren zu können. Die folgenden Informationen aus den zeitgenössischen Quellen zum Bielefelder Beben von 1612 können mit einiger Zuversicht als brauchbare Indikatoren angesehen werden. Der Beginn der Bebenserie wird in mehreren Texten anschaulich beschrieben:
Bäume wackelten trotz ruhigen Wetters:

> *„[...] Ein Wunder war anzuschauen, daß man auf einer grunen Auen bei stillem Wetter [...] die Bäum also bewegen sah, als ob sie tanzten allher oder ein ungestüm Wetter wär [...]“*

Donnerartige Geräusche drangen aus der Erde:

> *„[...] es kam vorhin aus der Erden ein gross Getös als eines Donners mit greulichem Sausen und Brausen [...]“*

Menschen fielen mit ihren Stühlen um:

> *„[...] etliche Menschen so auf Stühlen gesessen es in die Höhe mit Stühlen geworfen hat [...]“*

Geschirr ging zu Bruch:

> *„Schüssel, Kannen und anderes mehr von den Wänden fielen daher [...]“*

(aus Vogt & Grünthal 1994)

2.2.1 Wirkungsgebiet des Bebens

Abbildung 2 zeigt eine Karte der Region um Bielefeld. Orte, die aus den historischen Quellen sicher identifiziert werden konnten und in denen das Erdbeben von 1612 dokumentiert ist, sind vermerkt.
Entlang des Teutoburger Waldes nach Nordwesten wurde das Beben bis nach Ravensberg gespürt, nach Osten bis mindestens Lemgo. Es sind Berichte erhalten, die für eine Bebenwirkung nach Süden bis ins Münsterland hinein sprechen. So ist Rietberg offenbar ebenfalls vom Beben betroffen worden. Dies ergibt einen Wirkungsradius um das Epizentrum herum von etwa 20 bis 30 Kilometern. Das in der Abbildung eingetragene Epizentrum liegt etwa im Zentrum des Wirkungsbereiches, auf halber Strecke zwischen Bielefeld und Oerlinghausen. Seine genaue Lage ist hypothetisch; sie kann nicht mit Sicherheit rekonstruiert werden (Vogt & Grünthal, 1994).

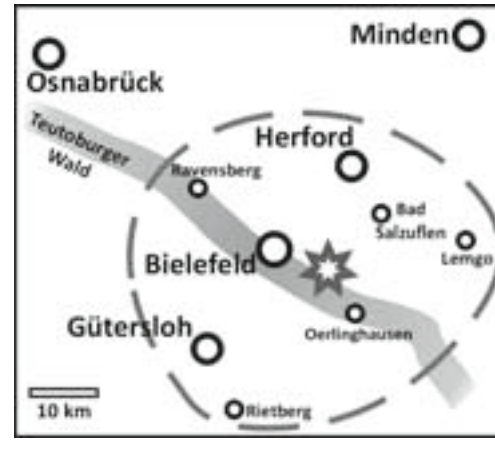


Abb. 2: Wahrscheinliches Epizentrum und Wirkungsbereich des Bebens von 1612 (nach Vogt & Grünthal 1994). Die gestrichelte Linie umfaßt die Orte, in denen das Beben dokumentiert worden ist.

2.2.2 Beschriebene Schäden

Eine ganze Reihe von Gebäudeschäden in und um Bielefeld sind in den historischen Aufzeichnungen dokumentiert. Sie geben den Erdbebenforschern wichtige Hinweise über die tatsächliche Stärke der Erschütterungen:

> *„[...] Von Mauern fielen hernieder die Stein [...] Im Chor der Kirch (Bielefeld) ein Riß man sieht ziemlich breit [...] aus ein Gewölb ein Stein gefallen [...]“*
> *„Viel Schornstein fielen ein“* (aus: Vogelsang 1980)

Erdbeben-Skalen und was sie bedeuten

Die *Medwedew-Sponheuer-Kárník-Skala* (kurz MSK-Skala) wurde 1964 entwickelt und ist eine 12-stufige Intensitätsskala. Heute wird statt der MSK-Skala die beinahe identische, aber statistisch besser abgesicherte *Europäische Makroseismische Skala* (kurz: EMS-98) benutzt. Beide Skalen beschreiben die Schwere der Auswirkungen auf Landschaft, Gebäude und sonstige Infrastruktur, sowie die von Personen gefühlte Stärke der Erschütterungen. Im Vergleich zu den Magnituden-Skalen beschreiben sie also nicht die tatsächlich freigesetzte Energie, sondern bieten nur indirekte Rückschlüsse. Sie sind dennoch sehr hilfreich, um die Intensität historischer Erdbeben abzuschätzen, beispielsweise anhand von Augenzeugenberichten oder zeitgenössischen Schadensmeldungen.
Eine präzise Umrechnung der MSK- oder der EMS-98-Skala in eine Magnituden-Skala ist schwierig. Erste Seismographen wurden erst gegen Ende des 19. Jahrhunderts entwickelt. Für Erdbeben, die vor dieser Zeit stattgefunden haben, wie das Bielefelder Beben von 1612, sind Abschätzungen der tatsächlich freigesetzten Energie also äußerst ungenau und sollten mit Bedacht interpretiert werden. Seit der Erfindung von Seismographen ist es allerdings möglich, Erdbebenstärken sehr genau zu quantifizieren.
In der Abbildung A läßt sich erkennen, daß die Energie, die im Herbst 1612 in Bielefeld ungefähr freigesetzt wurde, über der eines mittelgroßen Tornados liegt.
Dieser Vergleich mag zunächst eine viel größere Zerstörungskraft andeuten, als es aus den historischen Quellen ersichtlich wird. Es kommt allerdings darauf an, in welcher Form Energie freigesetzt wird. Bei Erdbeben breiten sich Schockwellen halbkugelförmig ins Erdinnere aus.
Der Mensch wird nur von dem Teil betroffen, der entlang der Erdoberfläche verläuft. Der Rest der Energie verteilt sich nach unten ins Innere der Erde und wird mit zunehmendem Abstand zum Epizentrum schnell schwächer. Nur extrem starke Erdbeben sind in der Lage, an der Oberfläche über hunderte Kilometer Verwüstungen anzurichten.

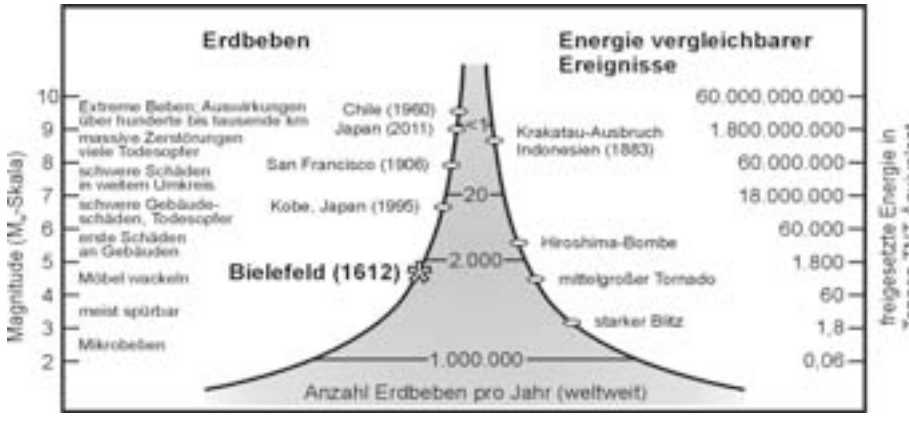


Abb. A: Erdbeben-Magnituden und die dabei freigesetzte Energie, verändert nach Press & Siever (2001). Links: Erdbebenstärke und ungefähre Auswirkungen auf Infrastruktur und Menschen. Die tatsächlichen Folgen von Erdbeben für die betroffene Bevölkerung sind allerdings abhängig von vielen Faktoren: Beschaffenheit des Untergrunds, der Richtung der Bewegung, ob Folgeereignisse wie Tsunamis oder Erdrutsche ausgelöst werden, usw. Nicht zuletzt spielt der Zustand der betroffenen Infrastruktur eine gewichtige Rolle. Rechts: bei entsprechenden Beben freigesetzte Energie in Tonnen TNT-Äquivalent. Die Energie steigt dabei logarithmisch an - eine Erhöhung der Magnitude um 1 bedeutet eine 30-fach (!) stärkere freigesetze Energie. Der grau unterlegte Bereich in der Mitte deutet die statistische Häufigkeit von Beben einer bestimmten Stärke an. Während Mikrobeben millionenfach täglich stattfinden, sind extrem starke Beben ausgesprochen selten. Das schwerste Beben seit Beginn der quantitativen Aufzeichnungen fand im Jahre 1960 in Chile statt und erreichte eine Momentmagnitude von 9,5.

> *„[...] von den Dächern fielen herab Pfannen [...]“*
> *„[...] hie und da ist in diesem Haus gerissen und geborsten auf, Wunder ist, daß nicht übern Hauf gefallen ist“* (aus: Vogelsang 1980)

Pfannen fielen von Dächern, einzelne Steine lösten sich aus Gewölben und Mauerwerk, Risse bildeten sich und Schornsteine stürzten ein. In dem historischen Stich (Abb. 1) erkennt man Risse im Mauerwerk eines nicht näher bezeichneten Klostergebäudes, wahrscheinlich die Abtei St. Jodokus in Bielefeld. Es gibt keine Quellen, die berichten, ganze Häuser seien eingestürzt. Nach allem, was über das Beben bekannt ist, waren ebenfalls keine Todesopfer zu beklagen. Zu weiteren Quellen, die Gebäudeschäden beschreiben – insbesondere an der Sparrenburg – siehe Büchner (dieser Band).

2.3 Geschätzte Stärke

Insgesamt lassen sich anhand der überlieferten Schäden (unter Berücksichtigung der damaligen Bausubstanz) recht gute Aussagen über die Intensität des Bebens von 1612 treffen. Die Art und Schwere der Schäden an Gebäuden spricht laut Vogt & Grünthal (1994) für eine Bebenintensität von VI bis VII auf der *Medwedew-Sponheuer-Kárník*-Intensitäts-Skala (*MSK-Skala,* siehe Kasten). Dies entspricht grob einer Stärke knapp unter 5 auf der Momentmagnituden-Skala M_W.
Zum Vergleich: Das Beben von Roermond (Niederlande) im Jahr 1992 hatte eine Stärke von 5,3 M_W und verursachte allein in Deutschland Schäden in Höhe von über 150 Millionen DM (Braunmiller et al. 1994). Das Bielefelder Ereignis vom Herbst 1612 war allerdings um einiges schwächer als das Roermond-Beben.

3. Mögliche geologische Ursachen des Bebens von 1612

Heutzutage konzentrieren sich seismische Aktivitäten im Westen Deutschlands üblicherweise vor allem auf den Oberrheingraben und den Niederrhein (Thieken et al. 2007; siehe Abb. 3). Wie konnte es in Bielefeld zu einem schadensträchtigen Beben

Erdbeben in den Medien

Übrigens: Wenn heutzutage in den Nachrichten von der *Richterskala* die Rede ist, dann ist dies eigentlich fast immer der falsche Begriff. Unter den Seismologen hat sich weitgehend die *Momentmagnituden-Skala* M_W durchgesetzt. Sie wurde in den Siebziger Jahren entwickelt und beruht auf ähnlichen Messprinzipien wie die veraltete Richterskala, bietet aber vor allem bei starken Beben eine wesentlich bessere Abschätzung der freigesetzten Energie.
Eine weitere Phrase, der immer wieder durch die Gazetten geistert, ist der Ausdruck „*nach oben offene Richterskala*„. Diese Formulierung ist zwar prinzipiell nicht falsch, legt aber nahe, dass Erdbeben theoretisch beliebig stark sein können. Einige geltungsbedürftige Pseudowissenschaftler prophezeien gelegentlich global vernichtende Beben; so daß man mit Zahlen wie „Erdbebenstärke 11„ oder ähnlich spektakulär-apokalyptischen Szenarien konfrontiert wird. Solche Aussagen schüren effektiv Ängste, jedoch zeugen sie von einer vollkommenen Unkenntnis physikalischer Fakten. Die Beschaffenheit der Erdkruste setzt nämlich der Beben-Intensität klare Obergrenzen. Wie jeder Festkörper kann ein Gestein nur eine bestimmte Spannungsenergie in sich aufnehmen, bevor es zerbricht. Das bedeutet: Das Material der Erdkruste versagt zwangsläufig, und zwar lange bevor sich solch gewaltige Spannungen überhaupt im Gestein aufbauen können. Erdbeben mit einer Stärke von 9 oder höher sind bereits extrem seltene Ereignisse; das stärkste jemals gemessene Beben (Chile, 22. Mai 1960) hatte eine Momentmagnitude von 9,5 (Grünthal, 2004a). Die Chancen dafür, dass sich ein Erdbeben mit einer Stärke jenseits von 10 ereignet, sind bei der physikalischen Beschaffenheit unserer Erdkruste nur theoretischer Natur.

kommen, wo doch das norddeutsche Gebiet in den Erdbebenrisikokarten quasi als erdbebenfrei gilt? Die Antwort auf diese Frage findet sich in der bewegten geologischen Vergangenheit des Untergrunds im Teutoburger Wald.

3.1 Tektonische Verwerfungen

Der Höhenzug des Teutoburger Waldes besteht hauptsächlich aus Sedimentgesteinen, die während des Erdmittelalters vor etwa 250 bis 70 Millionen Jahren abgelagert wurden (z.B. Walter 1992). Während der jüngsten Kreidezeit, ab etwa 70 Millionen Jahre vor heute, drückten im Süden die sich auffaltenden Alpen gegen den europäischen Kontinent. Die Spannungen in der Erdkruste, die durch den Druck des Alpenbogens entstanden, wirkten sich bis nach Norddeutschland aus. Zu dieser Zeit war Norddeutschland von einem flachen tropischen Schelfmeer bedeckt (s. Abb. 4). Durch den Untergrund in Norddeutschland ziehen sich tief reichende Brüche, die die Erdkruste in mehrere Schollen zerlegen (Kronberg 1991; siehe Abb. 5). Diese Strukturen sind bereits sehr alt; sie wurden wahrscheinlich schon vor etwa 300 Millionen Jahren angelegt (Drozdzewski 1988). Sie stellen sozusagen Sollbruchstellen dar, an denen sich Spannungen in der Erdkruste (falls vorhanden) entladen können. Bielefeld liegt auf einer dieser Sollbruchstellen, wo die Rheinische Masse an die Niedersächsische Scholle grenzt (Abb. 5).



Abb. 3: Erdbebenrisiko-Karte für Deutschland aus Thieken et al. (2007). Hellere Töne bedeuten im Wesentlichen höhere Erdbebenhäufigkeit und damit höhere Wahrscheinlichkeit von Erdbebenschäden. Bielefeld liegt in einem Gebiet, in dem Erdbeben höchst selten sind.

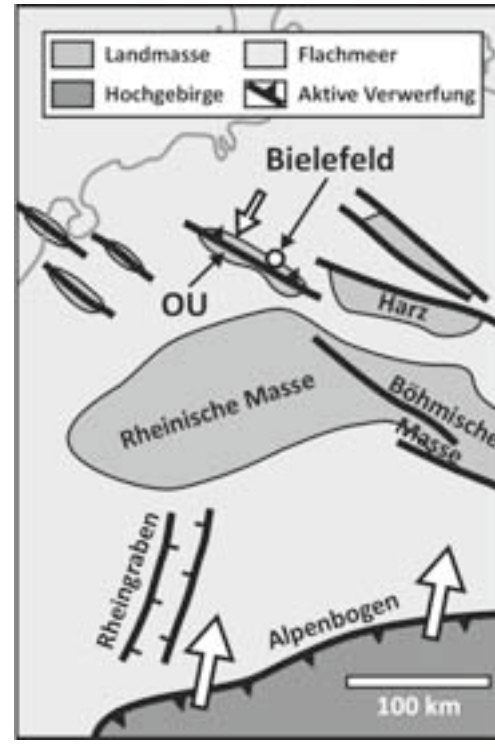


Abb. 4: Deutschland in der jüngsten Kreidezeit vor 70 Millionen Jahren (nach Ziegler 1990). Die Pfeile deuten Bewegungsrichtungen der Erdkruste an, wie sie seinerzeit geherrscht haben (nach Sippel et al. 2009). OU = Osning-Überschiebung.



Abb. 5: Tektonischer Bau im Untergrund von Norddeutschland (verändert nach KRONBERG 1991 und VOGT & GRÜNTHAL 1994). Die Grenzen zwischen den einzelnen Schollen sind durch tief reichende Verwerfungen in der Erdkruste markiert. Die Rheinische Masse setzt sich unterhalb der Münsterländer Kreidemulde fort, ist dort aber von mächtigen Sedimentgesteinen überdeckt, die sich im kreidezeitlichen Flachmeer abgelagert haben.

Entlang dieser Fläche wurde während der jüngsten Kreidezeit die Niedersächsische Scholle über die Rheinische Masse geschoben: die sogenannte *Osning-Überschiebung* entstand (Abb. 6). Der Teutoburger Wald hob sich entlang dieser Überschiebung als langgestreckte Insel aus dem flachen Schelfmeer heraus (Abb. 4).
Solche Bewegungen in der Erdkruste verlaufen häufig ruckartig. Die geologischen Befunde zeigen, dass während der jüngsten Kreidezeit in der sich hebenden Osning-Zone mit großer Regelmäßigkeit die Erde bebte. Tektonische Spannungen und durch sie ausgelöste Überschiebungsbewegungen hinterlassen nämlich deutliche Spuren in den Gesteinen, die es den Geologen heute erlauben, die Ereignisse von damals zu rekonstruieren:

- Die ursprünglich horizontal abgelagerten Sedimentschichten wurden stark verbogen und verfaltet (siehe Abb. 6a und 7a). In Teilen des Teutoburger Waldes, zum Beispiel in Halle, Bielefeld und bei den Externsteinen ging es so weit, dass die Schichten senkrecht aufgestellt oder sogar überkippt wurden (Abb. 6b).
- Vielerorts sind die Gesteinsschichten entlang von Verwerfungen gegeneinander verschoben. Auf den Verwerfungsflächen können oft Striemungen oder Kratzer (sogenannte *Harnische*) beobachtet werden, die anzeigen, in welche Richtung sich die Gesteinsmassen verschoben haben (Abb. 7b).
- In feinkörnigen Kalksteinen lassen sich häufig sogenannte *Stylolithen* (griech: *„stylos“* = Pfeiler) beobachten. Sie erscheinen auf der Gesteinsoberfläche als feine sägezahnartige Linien und entstehen, wenn ein gerichteter Druck auf das Gestein wirkt (Abb. 7c). Dabei wird Kalk durch den Druck an bestimmten Stellen (meist an unlöslichen Fremdkörpern im Gestein wie Tonpartikel, Fossilien oder Quarzkörnchen) gelöst und fällt andernorts im Druckschatten wieder aus. Die Fremdkörper „wandern“ dabei durch das Gestein und es bilden sich säulenartige Verzahnungen.
- Fossilien, die in den Gesteinen des Teutoburger Waldes vorkommen, sind oft zusammen mit dem Gestein, in dem sie erhalten wurden, verformt oder zerbrochen (Abb. 7d).

Einmal entstanden, sind solche Verwerfungsflächen dauerhaft als Schwächezonen in den Gesteinen enthalten. Wenn sich neue Spannungen in der Erdkruste aufbauen, so suchen sie sich den Weg des geringsten Widerstands, um sich zu entladen. Anstatt neue Brüche in noch intakten Gesteinspartien aufzureißen, bewegen sich die Gesteinsmassen meist entlang bereits vorhandener Sollbruchstellen in der Kruste. Im Teutoburger Wald sind die besten Kandidaten für solche Bewegungen die verschiedenen Verwerfungen der Osning-Überschiebungszone. Es ist also

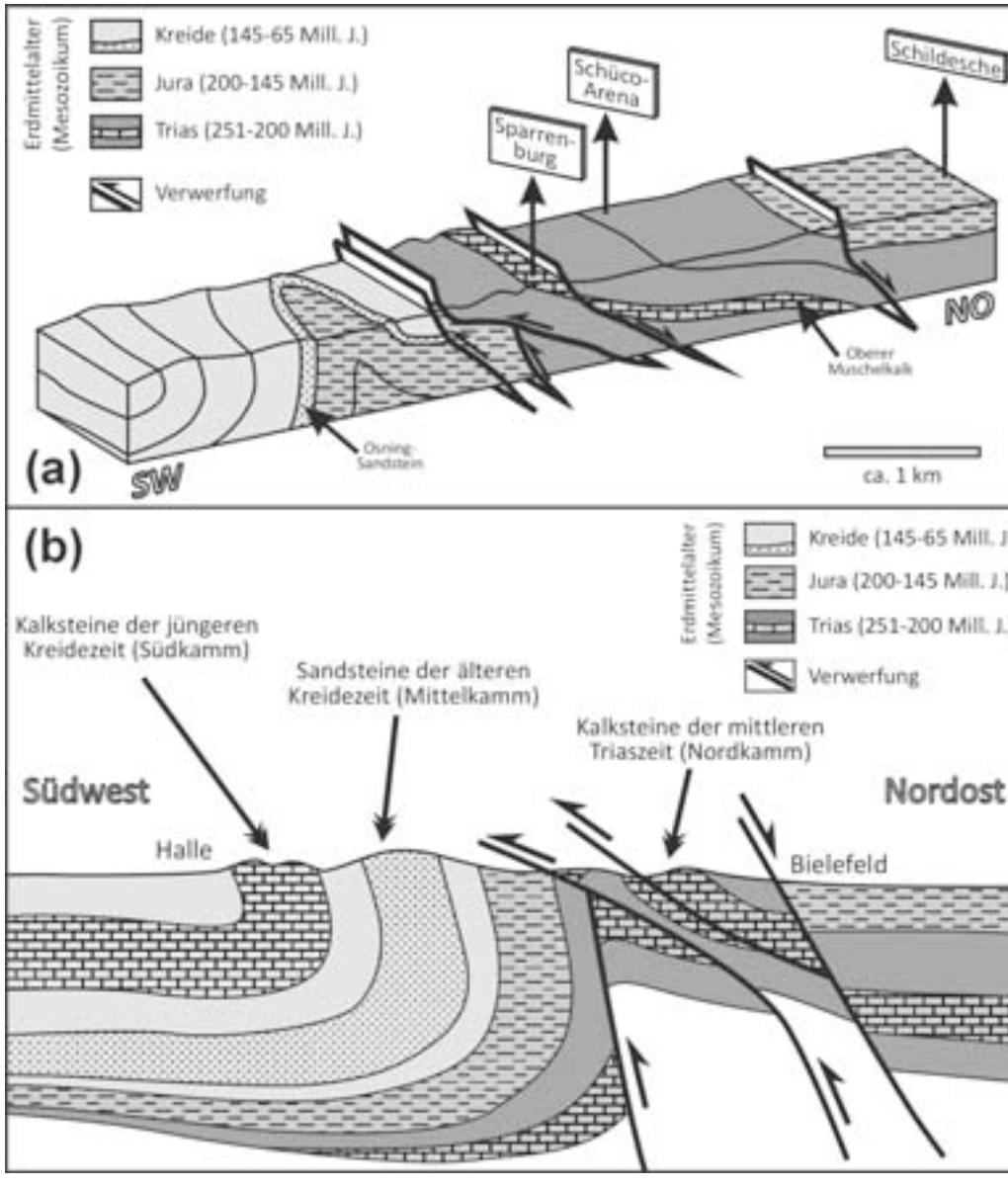


Abb. 6: (a) Schnitt durch den Untergrund des Bielefelder Stadtgebiets, basierend auf MESTWERDT & BURRE (1981). Die Sparrenburg steht auf triaszeitlichen Kalksteinen, die vor 70 Millionen Jahren über die eigentlich jüngeren Gesteine der Jura- und Kreidezeit geschoben wurden. Eine dieser alten Überschiebungsbahnen ist sehr wahrscheinlich im Jahre 1612 erneut in Bewegung geraten. (b) Schnitt durch den Kamm des Teutoburger Waldes, nach der Geologischen Karte 1:100.000, Blatt Bielefeld (1986). Die triaszeitlichen Kalksteine (240 Millionen Jahre alt), sowie der unterkreidezeitliche Osning-Sandstein (120 Millionen Jahre alt) und die Kalksteine der Oberkreide (90 Millionen Jahre alt) sind sehr verwitterungsbeständig. Sie bilden daher heute die schmalen Kämme des Teutoburger Waldes. Man beachte die starke Verbiegung der Schichten durch die Osning-Überschiebung, die im südlichen Bereich des Kamms sogar überkippt stehen (vergleiche auch Abb. 7).

sehr wahrscheinlich, dass das Beben von 1612 einen Abbau von Restspannungen entlang einer dieser uralten Störungen darstellt.

3.2 Einsturz unterirdischer Kavernen

Eine weitere potentielle Ursache für Erdbeben in der Region liegt in der Gesteinszusammensetzung im Untergrund. Viele Leser haben sicherlich noch die Diskussion um die bergbau-induzierten Beben im Saarland vor einigen Jahren in Erinnerung. Dort wurden durch den Einsturz von alten Zechenstollen kleine Erdbeben ausgelöst. Im Frühjahr 1989 ereignete sich auf dem Gebiet der damaligen DDR eins der schwersten bergbauinduzierten Beben weltweit, als bei Völkershausen (Thüringen) durch eine fehldimensionierte Sprengung große Teile eines unterirdischen Kali-Bergwerks einstürzten. Die Erschütterungen erreichten eine Lokalmagnitude (M_L) von 5,6 und verursachten schwere Schäden in einem weiten Umkreis (Ahorner 1998). Dieses Ereignis zeigt deutlich, dass der Einbruch unterirdischer Hohlräume ein sehr ernstzunehmender Auslöser für Erdbeben sein kann.
Solche unterirdischen Hohlräume entstehen allerdings nicht nur durch Menschenhand, sondern können durchaus natürliche Ursachen haben. Der nördliche Kamm des Teutoburger Waldes besteht aus Gesteinen der Triaszeit (250 bis 200 Millionen Jahre vor heute, siehe Abb. 6). In den Schichten der Trias sind immer wieder wasserlösliche Gesteinspakete eingeschaltet, wie zum Beispiel Gips des mittleren Muschelkalks, oder Gips und Salze des oberen Buntsandsteins. Wenn Grundwasser durch solche Gesteine zirkuliert, werden Gips und Salze aufgelöst und abtransportiert, so daß unterirdische Hohlräume entstehen. Solche *Auslaugungskavernen* können unter Umständen sehr groß werden, und verursachen, wenn sie einstürzen, durchaus signifikante Beben. Für das Ereignis in Alfhausen im Jahre 1770 wird ebenfalls in Betracht gezogen, dass Hohlräume durch unterirdische Auslaugung jurazeitlicher Salze entstanden – und deren Einsturz das Beben verursachte (Meier & Grünthal 1992).
Eine Kombination aus beiden Prozessen ist selbstverständlich ebenfalls denkbar. Die Vorstellung ist, dass die Erschütterung eines tektonischen Bebens – also einer Bewegung entlang einer geologischen Störungsfläche – instabile Hohlräume im Untergrund zum Einsturz bringen kann. Solche Einstürze können dann in ihrer unmittelbaren Umgebung die Schadenswirkung drastisch erhöhen. Die schweren Schäden im Mauer- und Gewölbewerk der Sparrenburg, die mit großer Wahrscheinlichkeit auf das Ereignis von 1612 zurückgehen, könnten auf diese Weise verursacht worden sein (Büchner, dieser Band).

4. Erdbebenrisiko in Bielefeld heute – müssen wir uns Sorgen machen?

Grundsätzlich ist es nie auszuschließen, dass entlang bestehender Schwächezonen in der Erdkruste immer wieder Bewegungen stattfinden können, besonders wenn man geologische Zeiträume zugrunde legt. Um Bewegungen entlang von Störungszonen auszulösen, bedarf es allerdings eines Spannungsfeldes in der Erdkruste. Der Alpenraum ist zwar bis zum heutigen Tag tektonisch aktiv und hebt sich immer noch langsam, jedoch werden die dabei entstehenden Spannungen in der Gegenwart über andere Schwächezonen (z.B. in Italien) abgeleitet. Regional auftretende Spannungen in der Kruste Norddeutschlands entladen sich aktuell hauptsächlich am Niederrhein.
Angesichts der Langsamkeit geologischer Prozesse – Veränderungen im tektonischen Spannungsfeld spielen sich über

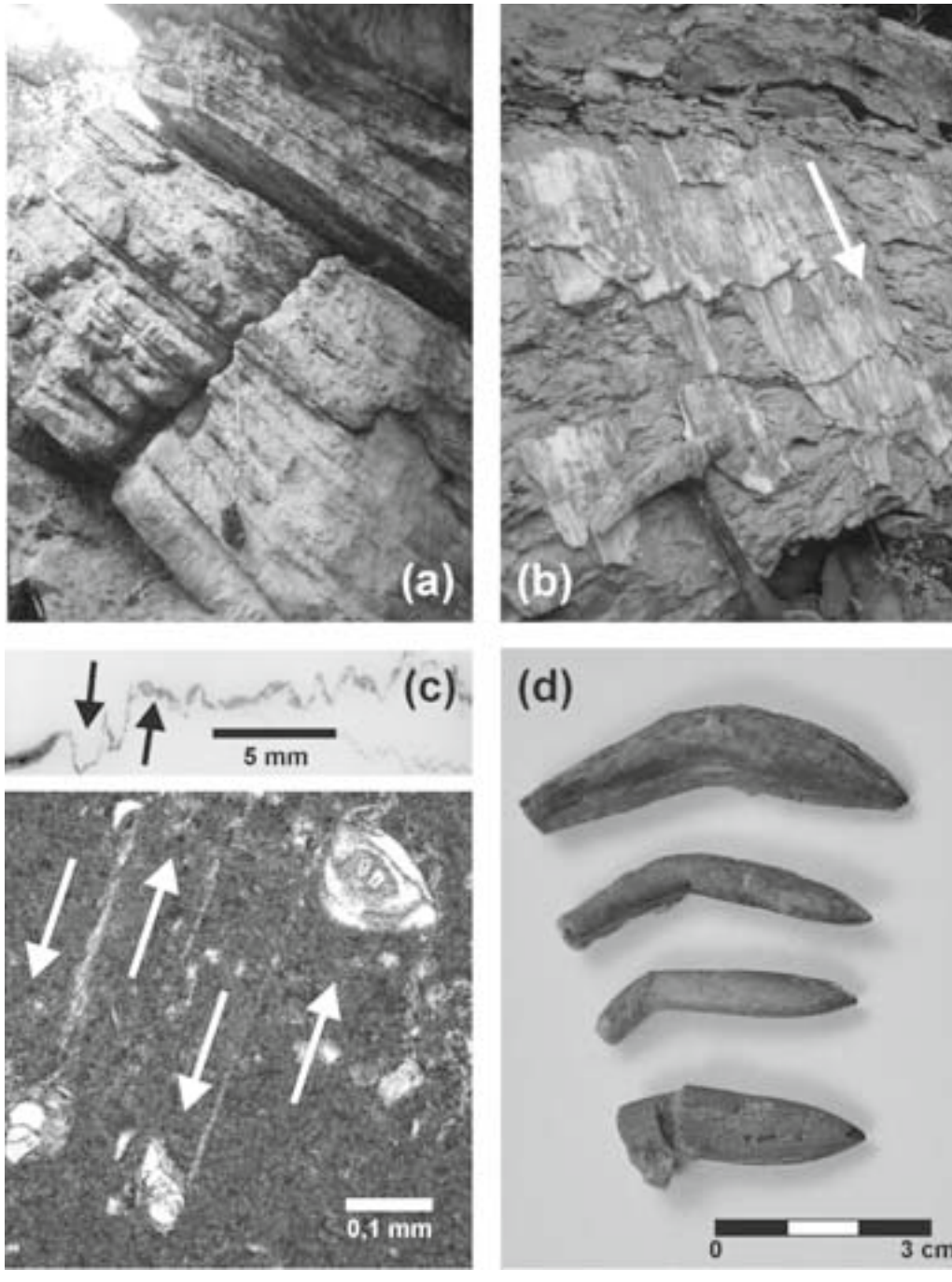


Abb. 7 a-d (Legende rechts)

Hunderttausende bis Millionen Jahre ab - ist in der näheren Zukunft nach menschlichen Maßstäben keine nennenswerte Änderung des aktuellen Zustands zu erwarten. Eine Zusammenstellung aller belegten Bebenereignisse der letzten 1.000 Jahre (Abb. 8) zeigt, dass Erdbeben in Ostwestfalen nicht nur extrem selten, sondern auch insgesamt eher schwach sind.

Zwar hat das Beben von 1612 im Bielefelder Raum durchaus nennenswerte Sachschäden verursacht, dabei gilt es jedoch zu bedenken, dass die damalige Bausubstanz nicht mit den heutigen Standards vergleichbar ist. Als aktuelles Beispiel kann das Erdbeben südlich von Emmerich am Niederrhein vom 8. September 2011 herangezogen werden, das mit 4,4 eine ähnliche Stärke hatte wie das Bielefelder Beben von 1612 (BGR, 2011; Pressemitteilung). Dieses Ereignis konnte zwar in einem Umkreis von 200 km gespürt werden, die Sachschäden waren allerdings kaum der Rede wert. Menschen kamen nicht zu Schaden. Man darf also ganz beruhigt sein – das Risiko, in Bielefeld durch ein Erdbeben verletzt zu werden oder Haus und Hof zu verlieren, ist als verschwindend gering einzustufen.

5. Dank

Isolde Wrazidlo (Namu Bielefeld) für die Gelegenheit, dieses Projekt durchführen zu können und für die Unterstützung bei der Realisierung. Christine Thomas (Institut für Geophysik Münster) und Gottfried Grünthal (GFZ Potsdam) für die Unterstützung in Sachen Erdbebenintensität und -energie, Mustafa Cevrim (Namu Bielefeld) für die Bereitstellung der Exponate, Gottfried Grünthal ebenfalls für die Vorlagen zu Abb. 1 und 8. Mustafa Cevrim und Martin Büchner für hilfreiche Kommentare zum Manuskript. Nicht zuletzt geht Dank an Paul Löbke für die gewohnt hervorragende Dünnschliffpräparation.

6. Literatur

Ahorner, L. (1998): Entstehung und Ablauf des Gebirgsschlages von Völkershausen am 13. März 1989 im Kalibergbaugebiet des Werratales, Thüringen, aus seismologischer Sicht. – Geologisches Jahrbuch **E55**, 25-46.

Braunmiller, J., Dahm, T. & Bonjer, K.P. (1994): Source mechanism of the 1994 Roermond earthquake from surface-wave inversion of regional data. – Geophysical Journal International **116**: 663-672.

Abb. 7: Beispiele für Deformationen in den Gesteinen des Teutoburger Waldes, wie sie von der spätkreidezeitlichen Osning-Überschiebung verursacht wurden.
(a) Sandsteinschichten in der Wolfsschlucht bei Brochterbeck (westlicher Teutoburger Wald). Ursprünglich horizontal abgelagert, sind die Schichten heute um etwa 45° gekippt. Bei den bekannten Externsteinen steht die Schichtung vertikal. Vielerorts, zum Beispiel im Hesseltal bei Halle kann man sogar überkippt gelagerte Schichten beobachten.
(b) Störungsfläche in Kalksteinen („Harnisch"), Hesseltal, Halle/Westfalen. Die Striemung auf der Störungsfläche zeigt die Richtung der Verwerfungsbewegungen an.
(c) Drucklösungserscheinung in feinkörnigen Kalksteinen (1 km nordwestlich von Halle).
Oben: Anschliff einer Stylolithenspur. Deutlich zu erkennen das Sägezahnmuster. Die Pfeile zeigen die Haupt-Druckrichtung an.
Unten: Detailaufnahmen von Stylolithen unter dem Mikroskop: die hellen Partien sind Fragmente von mikroskopisch kleinen Fossilien. Sie sind in diesem Fall die Fremdkörper, vor denen durch den tektonischen Druck der feine Kalk gelöst wird. Dadurch wandern die Fossilien langsam parallel zur Richtung des größten Drucks durch das Gestein (Pfeile) - vergleichbar mit einer Rosine, die man mit dem Finger in weichen Teig drückt.
(d) Tektonisch deformierte Fossilien: Belemniten-Innenskelette von jurazeitlichen Tintenfisch-Verwandten, Sammlung des Naturkundemuseums Bielefeld. Die Fossilien wurden zusammen mit dem Gestein, in dem sie eingebettet waren, während der Hebung des Teutoburger Waldes verformt.

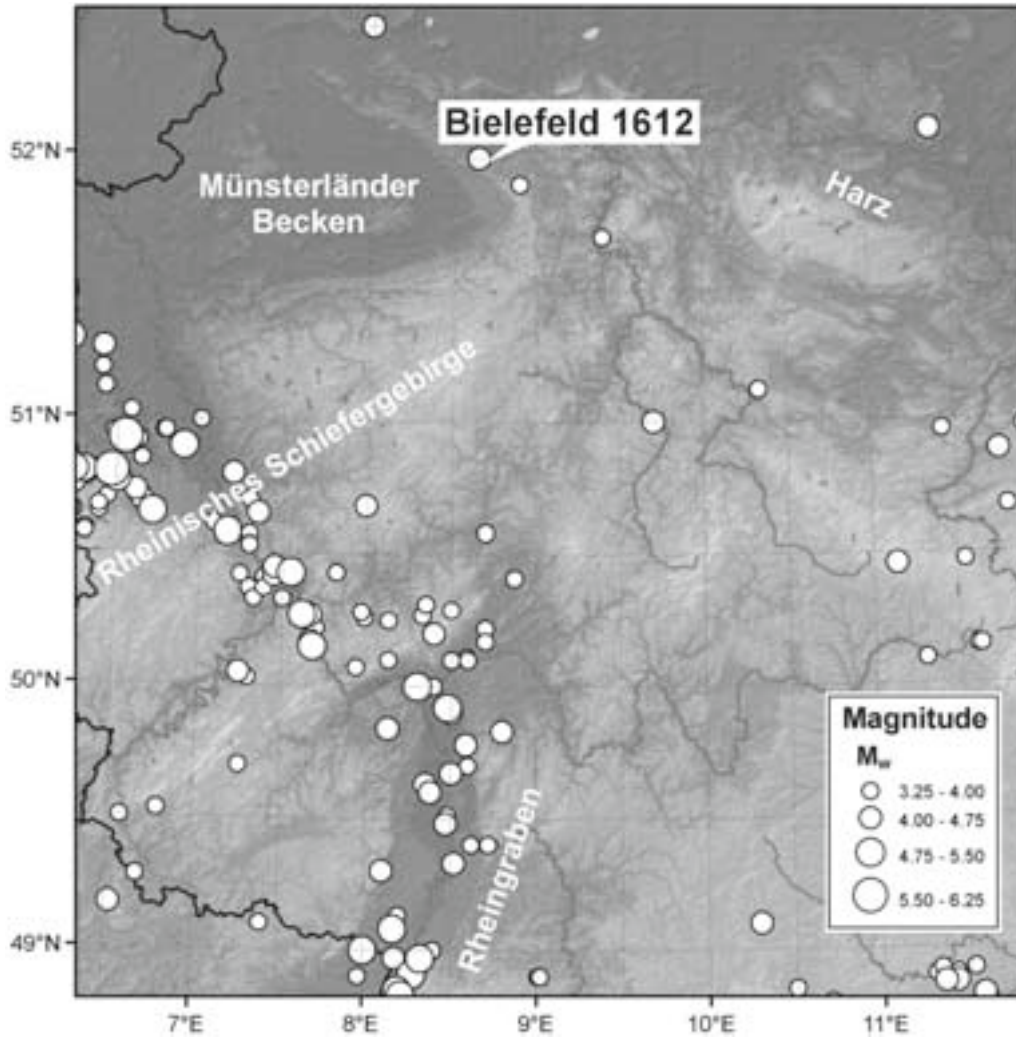


Abb. 8: Bebenereignisse in Westdeutschland innerhalb der letzten 1000 Jahre, nach dem Erdbeben-Gesamtkatalog für Zentral-, Nord- und Nordwesteuropa (CENEC, siehe GRÜNTHAL et al. 2009).

BÜCHNER, M. (2012): Der Baugrund der Festung Sparrenberg zu Bielefeld. – Ber. Naturwiss. Verein für Bielefeld u. Umgegend **51:** 5-15.

BGR (2011): Nordrhein-Westfalen: BGR registriert Erdbeben der Stärke 4,4 am Niederrhein. - Pressemitteilung der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover. (http://www.bgr.bund.de/DE/Gemeinsames/Oeffentlichkeitsarbeit/Pressemitteilungen/BGR/bgr-110909erdbeben_nordrhein-westfalen.html)

DROZDZEWSKI, G. (1988): Die Wurzel der Osning-Überschiebung und der Mechanismus herzynischer Inversionsstörungen in Mitteleuropa. – Geol. Rundschau **77**: 127-141.

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100.000 (1986), Blatt C3914 Bielefeld – Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen.

GRÜNTHAL, G. (2004a): Erdbeben und Erdbebengefährdung in Deutschland sowie im europäischen Kontext. – Geographie und Schule **151**: 14-23.

Grünthal, G. (2004b): The history of historical earthquake research in Germany. – Annals of Geophysics **47**: 631-643.
Grünthal, G., Wahlström, R. & Stromeyer, D. (2009): The unified catalogue of earthquakes in central, northern, and northwestern Europe (CENEC) – updated and expanded to the last millennium. Journal of Seismology **13**.
Kronberg, P. (1991): Crustal fracturing and intraplate tectonics in the area between the North Sea and the Alps: A comparison of Landsat-derived fractures with existing map data. – Tectonophysics **195**: 261-269.
Meier, R. & Grünthal, G. (1992): Eine Neubewertung des Erdbebens vom 3. September 1770 bei Alfhausen (Niedersachsen). – Osnabrücker naturwissenschaftliche Mitteilungen **18**: 67-80.
Mestwerdt, A. & Burre, O. (1981): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen, Blatt 3917 Bielefeld. – Geol. Landesamt NRW, Krefeld.
Press, F. & Siever, R. (2001): Understanding Earth. – W.H. Freeman and Company, New York. 573 S.
Sippel, J., Scheck-Wenderoth, M., Reicherter, K. & Mazur, S. (2009): Paleostress states at the south-western margin of the Central European Basin System - Application of fault-slip analysis to unravel a polyphase deformation pattern. – Tectonophysics **470**: 129-146.
Thieken, A., Heneka, P., Kreibich, H., Hofherr, T., Grünthal, G., Tyagunov, S., Poser, K., Müller, M., Wenzel, F., Stempniewski, L., Zschau, J. (2007): Risikokarten für Deutschland: Ergebnisse aus dem Center for Disaster Management and Risk Reduction Technology (CEDIM). – GAiA - Ecological Perspectives in Science Humanities and Economics **16**: 4, 313-316.
Vogelsang, R. (1980): Geschichte der Stadt Bielefeld, 1. Band: Von den Anfängen bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts. – Verlag Wolfgang Winkel, 384 S.
Vogt, J. & Grünthal, G. (1994): Die Erdbebenfolge vom Herbst 1612 im Raum Bielefeld - Revision eines bisher in Seismizitätsbrtrachtungen unberücksichtigten Schadbebens. –Geowissenschaften **12**: 236-240.
Walter, R. (1992): Geologie von Mitteleuropa. – Schweizerbart, Stuttgart. 561 S.
Ziegler, P.A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. Second edition. – Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., Den Haag. 239 S, 56 Karten.

Addendum zu "Erdbeben in Bielefeld 1612 - Ein bemerkenswertes geologisches Ereignis vor 400 Jahren und seine Ursachen" - neue Erkenntnisse

Mark Keiter
(Institut für Mineralogie Münster &
Naturkunde-Museum Bielefeld)

Die Arbeit "*Erdbeben in Bielefeld 1612 - Ein bemerkenswertes geologisches Ereignis vor 400 Jahren und seine Ursachen*" entstand im Zuge der Ausstellung "Katastrophe! Bielefeld bebt, brennt, leidet", die am 3. März 2012 im Bielefelder Stadtarchiv eröffnet wurde. Thema dieser Ausstellung waren unter anderem zwei geologische Ereignisse, die Einfluss auf die Geschichte der Stadt Bielefeld hatten: das Jahr ohne Sommer 1816 - klimatische Folge eines massiven Vulkanausbruchs in Indonesien - und besagtes Erdbeben von 1612.
Eine Ausstellung setzt naturgemäss der Menge an Informationen, die man vermitteln kann, strenge Grenzen. Daher war die Arbeit "*Erdbeben in Bielefeld*..." als eine Art Begleittext konzipiert, der interessierten Personen zusätzliche Daten und wissenschaftliche Hintergründe zu diesem außergewöhnlichen Ereignis liefern sollte. Aus diesem Grund wurde entschieden, den Artikel bereits im März 2012 - pünktlich zu Ausstellungsbeginn - online als PDF zur Verfügung zu stellen.
Seit der Ausstellungseröffnung des Stadtarchivs haben sich allerdings zwei wichtige neue Erkenntnisse ergeben, die einer Erwähnung bedürfen. Da der Artikel "*Erdbeben in Bielefeld*..." bereits eine Weile im Internet kursiert, muss er zumindest als "published online" gelten. Um Verwirrung aufgrund unterschiedlicher veröffentlichter Versionen zu vermeiden, wurde auf eine Änderung des Textes verzichtet und statt dessen für die vorliegende gedruckte Version dieses Addendum verfasst.

1. Zeitpunkt der ersten Erschütterungen

Da die meisten zeitgenössischen Dokumente über das Erdbeben noch nach dem Julianischen Kalender datiert waren, bedurfte es einer Umrechnung auf das noch heute gebräuchliche Gregorianische System. Die bislang ausführlichste wissenschaftliche Arbeit über das Bielefelder Beben stammt von VOGT & GRÜNTHAL (1994). Darin wird als Beginn der Bebenserie der 7. November 1612 angegeben. Dieses Datum wurde entsprechend in „*Erdbeben in Bielefeld*...“ übernommen. Während der weiteren Recherchen für die Online-Reihe „*Historischer RückKlick*“ des Bielefelder Stadtarchivs stellte sich jedoch heraus, dass als wahrscheinlichster Termin für die ersten seismischen Aktivitäten der 9. November 1612 angenommen werden muss (J. Rath, pers. Mitt.). Beschreibungen von spürbaren Nachbeben lassen sich bis in den März 1613 verfolgen (STADTARCHIV BIELEFELD 2012).

2. Weitere mögliche Ursachen für das Erdbeben

Beinahe zeitgleich mit der Online-Publikation von „*Erdbeben in Bielefeld*...“ erschien in *Quaternary Science Reviews* eine Arbeit, die sich mit der Geometrie von Störungen in Lockersedimenten der Sandgrube Oerlinghausen befasst. Die Störungen konnten als Abschiebungen identifiziert werden, die synsedimentär, d.h. *während* der Ablagerung der Oerlinghauser Sande aktiv waren. Dieselben Strukturen wurden später als Aufschiebungen reaktiviert (BRANDES et al., 2012).

Gleichzeitig durchgeführte Lumineszenzdatierungen konnten zeigen, dass die Bewegungen entlang der Störungen in Oerlinghausen etwa zwischen 30.000 bis 13.000 Jahre vor heute stattfanden (ROSKOSCH et al., 2012). Dies liegt zwischen der Zeit maximaler Eisbedeckung der Weichselkaltzeit und deren Ausklingen. Das Timing und die Geometrie der Deformationsabfolge deckt sich mit dem Ablauf des weichselzeitlichen Eisvorstoßes: das Gewicht des Eispanzers während des maximalen Eisvorstoßes drückte die norddeutsche Erdkruste nach unten, was bis zur "Sollbruchstelle" Teutoburger Wald

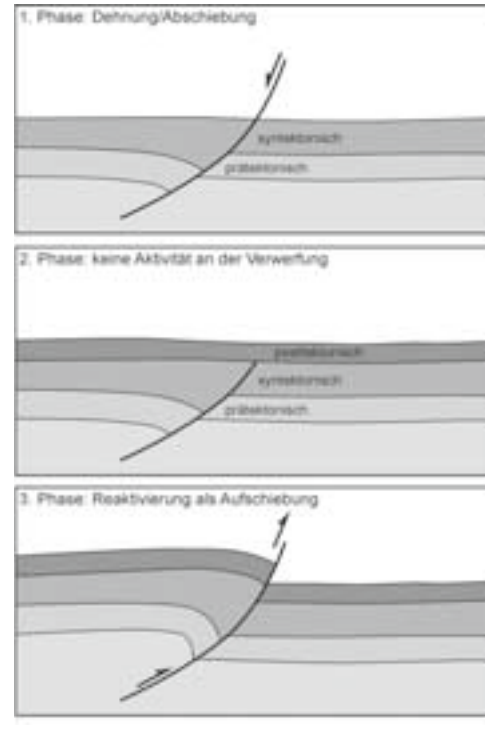


Abb. 1: Schematische Darstellung der Deformationsabfolge entlang von Störungen in den Oerlinghauser Sanden, nach BRANDES et al. (2012). In Phase 1 (oben) entstehen Abschiebungen während weiter Sediment abgelagert wird. Diese syntektonischen Schichten füllen die entstehende Lücke und zeigen daher eine Verdickung auf der absinkenden Seite der Verwerfung. Phase 2 (Mitte) repräsentiert eine Zeit tektonischer Ruhe. Es lagern sich wieder gleichmäßig mächtige (posttektonische) Schichten ab. In Phase 3 (unten) wird schließlich die bereits vorhandene Struktur als Aufschiebung reaktiviert und die Schichten werden verbogen. Die vorher entstandene Verdickung bleibt dabei erhalten und zeugt davon, dass die Gesamtstruktur ursprünglich als Abschiebung entstand.

wirkte und in den Oerlinghauser Sanden Abschiebungen erzeugte. Als das Eis abschmolz, entspannte sich die Kruste wieder, und die daraus resultierende Hebung führte zu einer Reaktivierung der Störungen als Aufschiebungen (Abb. 1).

Dass die Erdkruste auf die Last eines massiven Eispanzers reagiert, ist seit langer Zeit bekannt. Skandinavien zum Beispiel hebt sich seit dem Abschmelzen des glazialen Inlandeises kontinuierlich mit etwa 1 cm/Jahr. Diese Hebung kann auch ruckartig stattfinden - mit anderen Worten: Sie kann Erdbeben auslösen. Es ist ebenfalls nicht ungewöhnlich, dass Seismizität aufgrund von Be- oder Entlastung der Erdkruste durch Eisbedeckung mit deutlicher zeitlicher Verzögerung stattfinden kann. Diese zeitliche Verzögerung kann sich auf mehrere Tausend Jahre belaufen (siehe z.B. Hetzel & Hampel 2005). Daher ist es durchaus denkbar, dass das Erdbeben, welches im Jahre 1612 Bielefeld erschütterte, eine verspätete Reaktion der norddeutschen Erdkruste auf die Eisbedeckung der letzten großen Kaltzeit war. Zusätzlich zu der in "*Erdbeben in Bielefeld*..." diskutierten, durch Plattentektonik (endogen) erzeugten horizontalen Spannungen, haben Brandes et al. (2012) also die Möglichkeit aufgezeigt, daß der Auslöser für das Bielefelder Beben eine vertikale, exogen verursachte Bewegung gewesen sein könnte.

Dank: Vielen Dank an Jochen Rath (Stadtarchiv Bielefeld) für die Nachforschungen, die Korrektur des historischen Fehlers und für die Auskünfte bezüglich der zeitgenössischen Quellen. Dank auch an Martin Büchner und Aline Erle für die Durchsicht des Textes.

Literatur

Brandes, C., Winsemann, J., Roskosch, J., Meinen, J., Tanner, D.C., Frechen, M., Steffen, H. & Wu, P. (2012): Activity along the Osning Thrust in Central Europe during the Lateglacial: ice-sheet and lithosphere interactions. – Quaternary Science Reviews **38**: 49-62.

Hetzel, R. & Hampel, A. (2005): Slip rate variations on normal faults during glacial–interglacial changes in surface loads. – Nature **435**: 81-84.

Roskosch, J., Tsukamoto, S. Meinsen, J., Frechen, M. & Winsemann, J. (2012): Luminescence dating of an Upper Pleistocene alluvial fan and aeolian sand-sheet complex: the Senne in the Münsterland Embayment, NW Germany. – Quaternary Geochronology **10**: 94-101.

Stadtarchiv Bielefeld (2012): Historischer Rück-Klick zum Erdbeben von 1612. – http://www.bielefeld.de/de/biju/stadtar/rc/rar/01112012.html

Vogt J. & Grünthal, G. (1994): Die Erdbebenfolge vom Herbst 1612 im Raum Bielefeld - Revision eines bisher in Seismizitätsbetrachtungen unberücksichtigten Schadbebens. – Geowissenschaften **12**: 236-240

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Berichte des Naturwissenschaftlichen Verein für Bielefeld und Umgegend

Jahr/Year: 2013

Band/Volume: 51

Autor(en)/Author(s): Keiter Mark

Artikel/Article: Erdbeben in Bielefeld 1612 – Ein bemerkenswertes geologisches Ereignis vor 400 Jahren und seine Ursachen 16-31