

Seismologische Untersuchung der Mikrobeben in  
Flottbek Markt, Hamburg, vom April 2009, und  
deren mögliche Ursachen

**Torsten Dahm, Sebastian Heimann,**  
Institut für Geophysik, Universität Hamburg,  
**Wilhelm Bialowons,** Deutsches Elektron-Synchrotron DESY, Hamburg

23 Juni 2009

## Zusammenfassung

Am 9. April 2009 in der Nacht auf Gründonnerstag vor Ostern verspürten mehrere Menschen in Gross-Flottbek, Hamburg, kurz nach 24 Uhr Erdstöße. Die Erschütterungen waren ungewöhnlich, so dass Anwohner teilweise ihre Wohnungen oder Häuser verließen. Bei Polizei und Feuerwehr gingen in der Nacht und an den folgenden Tagen mehrere Anrufe ein. Einzelne Beobachtungen von Anwohnern wurden in den Folgetagen auf Internetseiten veröffentlicht. Das Bezirksamt Altona und das Geologische Landesamt Hamburg wurden von der Bevölkerung informiert. Im Institut für Geophysik gab es von zwei Personen Rückfragen, allerdings erst nach Ostern mehrere Tage nach den Ereignissen. Am 21. April 2009 wurde um ca. 20 Uhr ein weiterer lokaler Erdstoß von einigen Anwohnern gespürt. Über Schäden infolge der Erdstöße liegen keine Berichte vor. Aufgrund der Beobachtungen und Rückfragen installierte das Institut für Geophysik der Universität Hamburg im Epizentralgebiet in Flottbek zwischen dem 22. April und dem 17. Mai 2009 temporär drei seismische Stationen. Zusätzlich wurden die Daten von zwei kontinuierlich messenden seismischen Stationen des Deutschen Elektron-Synchrotron (DESY) auf dem Gelände des DESY in etwa 1 km Epizentraldistanz hinzugezogen. Eine weitere kontinuierlich aufzeichnende Station stand in etwa 7 km Epizentralsdistanz im Geomatikum des Instituts für Geophysik, Universität Hamburg.

In diesem Bericht werden die gesammelten seismischen Daten ausgewertet, beurteilt und im Kontext der Erdfallgebiete über dem Othmarschen Langenfelde Salzdiapir (Salzstock) diskutiert. Es werden einfache Abschätzungen zur Tiefe, Stärke und zum Mechanismus der Erdbeben durchgeführt. Wir diskutieren drei unterschiedliche Modelle für das Auftreten von wiederholten Erdbeben und Erschütterungen in Gross Flottbek, die ganz unterschiedliche Gefährdungen implizieren. Am wahrscheinlichsten erscheint uns ein wiederholtes Schergleiten in etwa 90 m Tiefe entlang einer oberflächennahen Randstörung, die durch kontinuierliche Salz- oder Gipslösung an der Oberkante des Othmarschen Langenfelde Diapirs kontrolliert wird. Andere Kollaps-Modelle, die eine größere Gefährdung implizieren würden, können ohne weitere gezielte Messungen bisher aber nicht ausgeschlossen werden.

## 1 Bisherige Arbeiten und Hintergrund

In der Region Hamburg gibt es etwa neun Salzdiapire (Salzstöcke) unterschiedlicher Form und Tiefe. Der Othmarschen Langenfelde Diapir (OLD) liegt im Nordwesten von Hamburg und erstreckt sich über etwa 20 km in NNE-Richtung bis nach Quickborn. Die Hutgesteine des OLD reichen in einigen Gebieten in Hamburg und Quickborn bis in wenige Meter unter die Oberfläche (Abb.1).

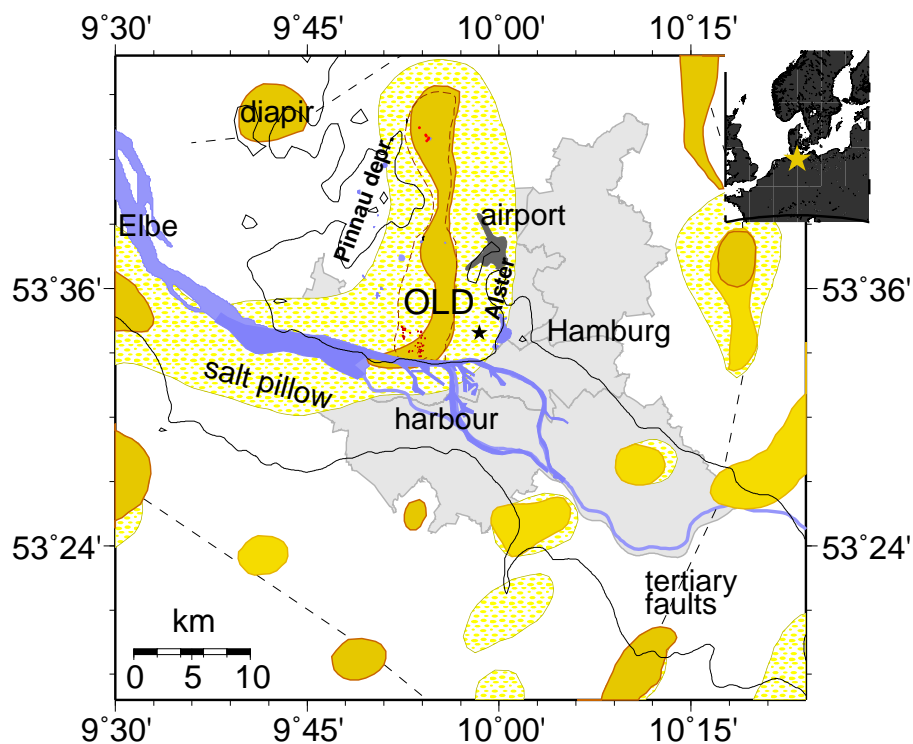


Abbildung 1: Übersicht zu existierenden Salzdiapiren und Salzkissen unter Hamburg (siehe Reinhold et al., 2008). Die gestrichelte Linie zeigt die Ausdehnung des Othmarschen-Langefeld Diapir (OLD) nach Grube (1973). Rotgefüllte, kleine Polygone im Gebiet des OLD zeigen bekannte Erdfall-Absenkungsgebiete. Gestrichelte Linien geben Verwerfungen aus dem Terziär in etwa 10 km Tiefe an. Die 10 m Höhe über NN ist durch eine durchgezogene Linie dargestellt, zusammen mit den Alster und Pinnau Niederungen.

Da der OLD unter dem Stadtgebiet von Hamburg nahe der Oberfläche liegt, ist eine Gefährdung durch Gipskarst und Salzlösung möglich. Kommt es in der Dachregion eines Salzstocks über längere Zeiträume zu Lösung und Subrosion, dann können dicke Lagen von Gips- und Anhydrid-Hutgestein entstehen. Solche Gipslagen sind z.B. für den Salzstock Gorleben bekannt (z.B. Klinge et al., 2002) und wurden am OLD an einigen Stellen bis in 300 m Tiefe erbohrt. Gipsgestein nahe der Oberfläche bildet häufig Hohlräume oder auch ausgedehnte Karstsysteme aus (vgl. Warren, 2006). Ein Beispiel ist die Bad Segeberger Gipshöhle etwa 60 km nördlich von Hamburg mit einer begehbaren Länge von etwa 260 m. Einzelne Gänge der Bad Segeberger Höhle haben vertikale Höhen von bis zu 3 m und Breiten bis zu 10 m oder mehr. Andere dokumentierte Beispiele für ausgedehnte Gipshöhlen sind Spicole Acquafredda (10500 m) und Grave Gruppo - Valone Calfono

Spring (2830 *m*), beide in Calabrien, Italien (Parise and Trocino, 2005), oder Gipskarst in Kungur (Russland), in der Ukraine, oder in Ripon, UK (siehe Waltham et al., 2005). Indikatoren für Gipskarst an der Oberfläche sind z.B. kleinräumige Absenkungsgebiete (Erdfälle) und Einsturzdolinen. Erstere werden mit dem langsamen Abtransport der unverfestigten Sedimente in tiefer liegende Hohl- oder Porenräume erklärt, letztere durch das abrupte Zusammenbrechen des Dachgesteins über einem Hohlraum, der sowohl direkt im Gips wie auch im überliegenden Sediment liegen kann (Röhren-Hohlraum) (z.B. Waltham et al., 2005; Warren, 2006). Erdfälle und Einsturzdolinen können aber auch ohne Gipskarst direkt durch Salzlösung entstehen. Erdfälle und Dolinen durch Gipskarst haben in der Regel Durchmesser von wenigen 10-er Metern (Waltham et al., 2005). Einsturzdolinen und Erdfälle durch Salzlösung können größer sein mit Durchmessern bis über 100 *m* (z.B. der Meade 1879 Einsturz, Kansas, oder der Wink Sink, Nord Texas Waltham et al., 2005). Im submarinen Bereich wurden runde Erdfälle und Einsturzdolinen mit noch größeren Durchmessern, bis zu 2 *km*, gefunden (e.g. McDonnell et al., 2007; Bertoni and Cartwright, 2005).

In Hamburg werden im Bereich Groß Flottbek und Bahrenfeld seit mehreren hundert Jahren kleinräumige, häufig kreisrunde Absenkungsgebiete (Erdfälle) und auch vereinzelt Erdstöße beobachtet und als Hinweise auf Gipskarst oder Salzlösung interpretiert. Obgleich die Oberflächenerscheinungen relativ gut kartiert sind, wurde die Ausdehnung und Tiefe des möglichen Gipskarsts unter Hamburg bisher kaum untersucht. Ebenso ist die mögliche natürliche Gefährdung durch die Erdfälle und Einsturzdolinen nur wenig analysiert worden.

Morphologische und geophysikalische Untersuchungen in Hamburg zeigen zwei Typen von Erdfällen in enger Nachbarschaft (Abb.2 und Buurman, 2009): (1) sich langsam kontinuierlich absenkende Zonen mit eher diffusen Rändern (im Folgenden als Erdfälle bezeichnet) und (2) abrupt einstürzende Zonen mit nahezu vertikalen Rändern, die möglicherweise bei ihrer Entstehung durch kleine Erdbeben begleitet werden. Beide Erdfalltypen werden auch in anderen Gipskarstgebieten beobachtet (Benito et al., 1995; Waltham et al., 2005). Die größten Erdfälle in Hamburg haben Durchmesser von 100 *m* oder mehr (z.B. Bahrenfelder See, 118 *m*), und Messungen an einzelnen Erdfällen deuten Tiefen der verursachenden Lösungszentren oder Hohlräume von mehr als 185 *m* an (Othmarscher Dorfteich, siehe Grube, 1973).

Die meisten Erdfälle in Hamburg deformieren sich langsam. Mittlere Absenkraten werden auf etwa 2-5 *mm/a* abgeschätzt (Paluschka, 2002, sowie Ergebnisse von PSInSAR Deformationsmessungen). Aktive Erdfälle können in ungünstigen Fällen Einfluß auf bestehende oder neue Bebauung oder vorhandene Infrastruktur nehmen. So erwähnt Grube (1973) den Einsatz von stabilisierenden Techniken für Hoch- und Tiefbauten in Erdfallgebieten in Hamburg. Umgekehrt kann der Eingriff des Menschen möglicherweise Einfluß

auf die Stabilität des Salz-Gips-Wasser-Systems nehmen. Solch ein Einfluß ist in anderen urbanen Regionen über Gipskarst erkannt worden (z.B. Benito et al., 1995; Waltham et al., 2005; Johnson, 2008; Soriano and Simon, 1995, 2002). Die Gefährdung kann z.B. durch die Bebauung und Belastung kritischer Flächen (Waltham et al., 2005), durch das Abpumpen von Grundwasser (Waltham et al., 2005), oder durch unfachmännische Bohrungen in Hohlräume und Aquifersysteme unter Überdruck entstehen oder stark erhöht werden (z.B. Gipsmine Moncalvo, Piemont, 2005).

Unter Teilen von Flottbek deutet das wiederholte Auftreten von Erdstoß-Ereignissen (Abb.2), teilweise an identischer Position, auf existierenden Paläokarst oder eine aktuelle Lösungsfront im Gips oder Salz hin. Bisher wurden in dem fraglichen Gebiet jedoch keine größeren Hohlräume entdeckt. In einigen Bohrprofilen etwa 2 km südöstlich der Erdstoß-Ereignisse wurden Hinweise auf Porenraum in Tiefen zwischen 90 und 140 m (rot-gefüllte Kreise in Abb.2) und in einer Bohrung ein etwa 10 m tiefer Hohlraum zwischen 54 m und 64 m Tiefe gefunden (Bohrung Othmarschener Dorfteich, Grube, 1973).

In dieser Arbeit werden die Erdstoß-Ereignisse in Groß-Flottbek im April 2009 untersucht und im Kontext zu möglichen Einsturz-Erdbeben diskutiert. Offene Fragen betreffen die Tiefe, Stärke und Mechanismen der Bebenherde, die mögliche Existenz von Paläo-Karst oder einer aktuellen Lösungsfront, die Rolle von Gips- oder Salzlösung, sowie die Frage der aktuellen Gefährdung.

## 2 Seismologische Auswertung

### 2.1 Das Beben vom 8. April 2009

Das stärkste Erdbeben trat in der Nacht am 8/9 April einige Minuten nach Mitternacht auf (Lokalzeit). Das Beben wurde nach unserer Kenntnis nur lokal im Umkreis von etwa  $\pm 100$  m gespürt (Abb.2). Mehrere Anwohner hatten infolge der stark gespürten Erdstöße ihre Häuser verlassen. Glücklicherweise wurde das Beben von drei lokalen seismischen Stationen aufgezeichnet, DES2 und DES4 auf dem Gelände des DESY (Deutsches Elektron Synchrotron) in etwa 900 m und 1200 m Entfernung, und an der Station HAM3 am Geophysikalischen Institut der Universität Hamburg in etwa 6.8 km Entfernung (Abb.3). Die maximale Bodenverschiebung an der nächsten Station DES2 war etwa 0.03 Millimeter bei einer dominanten Periode von 0.6 s. Die maximale Schwinggeschwindigkeit des Bodens bei DES2 war 0.35 mm/s und die maximale Bodenbeschleunigung 8 mm/s<sup>2</sup>. Die Bodenbeschleunigung am Epizentrum wurde nicht gemessen. Die entsprechenden Werte an der Station HAM3 in 6.8 km Entfernung sind 0.001 mm bei 0.9 s, 0.012 mm/s und 0.2 mm/s<sup>2</sup>.

Die Seismogramme in Abb.3 zeigen vor allem langgezogene Oberflächenwellen mit weichen Einsätzen, deren Amplituden schnell mit der Entfernung abklingen. Die Polarisation der Oberflächenwellen wurde benutzt, um die Richtung der einlaufenden Wellen an den Stationen zu bestimmen, und bestätigt das angenommene Epizentrum des Bebens (Abb.2). Weiterhin fällt auf, dass sich die schnellsten Oberflächenwellen mit einer Geschwindigkeit von nur  $450\text{ m/s}$  ausbreiten, und spätere Einsätze noch kleinere Geschwindigkeiten von etwa  $230\text{ m/s}$  haben, woraus sich Eindringtiefen der Wellen zwischen  $20$  und  $150\text{ m}$  grob abschätzen lassen. Sowohl die Amplitudenabnahme wie auch die geringen Geschwindigkeiten bestätigen klar die geringe Tiefe des Erdbebenherdes unter Gross Flottbek. Eine Verwechslung mit Industrie-, Verkehr- oder Baustellen-verursachten Erschütterungen schließen wir aber aus, auch schon deshalb, weil das Beben nach Mitternacht und im Laufe von zwei Wochen zwei weitere Nachbeben auftraten.

## 2.2 Nachbeben

Um mögliche Nachbeben zu detektieren wurde eine Wellenform Korrelationstechnik für die beiden Stationen DES2 und DES4 angewendet, die den gesamten Zeitraum vom 7. April bis zum 18. Mai 2009 abgesucht und dabei 20 mögliche Triggerungen identifiziert hat. Die meisten der möglichen Nachbeben waren allerdings so schwach, dass nur zwei Ereignisse, vom 8. April um 22:58 (UTC, 9. April 0:58 Lokalzeit, etwa 50 mal schwächer als das Hauptbeben) und vom 21. April um 18:04 (UTC, 20:04 Lokalzeit, etwa 2 mal schwächer als das Hauptbeben) zweifelsfrei als Nachbeben klassifiziert werden konnten. Die Nachbeben haben ähnliche Wellenformen (Abb.4), woraus bestätigt wird, dass sie in nur geringer Entfernung zum Hauptbeben auftraten.

Das Institut für Geophysik der Universität Hamburg hat am 22. April 2009 drei weitere Stationen in Epizentralnähe installiert, von denen allerdings nur zwei einwandfrei aufzeichneten. (offene Dreiecke in Abb.2). Obgleich die starken Rauschsignale durch Verkehr, Industrie und menschliche Aktivität die Suche nach Nachbeben erschwerte, konnten mit großer Sicherheit keine weiteren, schwächeren Erdbeben detektiert werden.

## 2.3 Bestimmung der Herdtiefe

Abb.5 zeigt die Vertikal-, Radial- und Transversalkomponente der wahren, ungefilterten Bodenverschiebung an den Stationen DES2 und DES4. Die relativ langperiodischen Signale sind ungewöhnlich für Schwachbeben in geringer Entfernung und deuten an, dass der Bruchprozess ungewöhnlich langsam war mit einer Dauer von etwa  $1.5\text{ s}$ . Wichtig sind die starken Signale auf der Transversalkomponente, sogenannte Love Wellen, die nicht durch einen vertikalen Schlag, z.B. durch das Herabstürzen eines Felsblocks, sondern auf

Scherbewegung wie bei einem tektonischen Erdbeben hinweisen.

In Abb.5 sind die theoretischen Einsätze der Tauchstrahlen der Primär- und Sekundärwellen (P- und S-Welle, beides Raumwellen) mit den beobachteten schwachen Einsätzen verglichen, wobei eine Herdtiefe von 80 *m* angenommen wurde. Die Übereinstimmung der theoretischen und beobachteten Einsätze zeigen zumindest, dass eine Herdtiefe von etwa 80 *m* im Einklang mit der gemessenen Bodenverschiebung ist. Allerdings taugen die Raumwellen-Beobachtungen nicht für eine zweifelsfreie Herdtiefenbestimmung.

Ein besseres Verfahren zur Tiefenschätzung stellt in dem vorliegenden Fall der Vergleich der beobachteten mit synthetischen Wellenformen dar. Details des Ansatzes sind in einem Manuskript beschrieben (Dahm et al., 2009). Der Vergleich deutet an, dass die beste Herdtiefe in  $90 \pm 20$  *m* liegt (Abb. 6).

Abb. 7 zeigt den Wellenformvergleich auf allen drei Komponenten und allen drei Stationen für ein plausibles Bruchmodell und eine Herdtiefe von 90 *m*. Als Bruchdauer wurden 1.5 *s* angenommen. Der Wellenformvergleich bestimmt die Stärke des Hauptbebens vom 8. April auf  $M_W$  0.4.

### 3 Diskussion

Eine ausführliche Diskussion und Interpretation der Ergebnisse ist in Dahm et al. (2009) nachzulesen.

Die Flottbek Erdbeben vom April 2009 wurden von nur drei seismischen Stationen aufgezeichnet, so dass alle abgeleiteten Herdparameter größere Unsicherheiten haben. Das Hauptbeben fand am 8. April 2009 um 22:06:25 (UTC, 9. April 0:06:25) statt und hatte ein seismisches Moment von  $5.3 \cdot 10^9$  *Nm*, was einer äquivalenten Magnitude von etwa  $M_W$  0.4 entspricht. Es konnten zwei Nachbeben mit Magnituden bei  $M_W$  -0.6 und  $M_W$  0.33 am 8. April, 22:58 (UTC) und am 21. April 18:04 (UTC) klar gemessen werden. Weitere mögliche Nachbeben hatten so schwache Signale, dass ihre eindeutige Identifizierung nicht möglich war. Die Erdbeben traten oberhalb des Othmarschen Langenfelde Diapirs oberhalb einer Tiefe von 120 *m* auf. Da die Region dicht besiedelt ist scheint das Epizentrum bei 9.872000 E and 53.570176 N ( $\pm 100$  *m*) aufgrund der Beobachtungen aus der Bevölkerung bereits gut bestimmt. Die Wellenformdaten der seismischen Stationen sind mit der Lokalisierung im Einklang.

Aufgrund der beobachteten Love Wellen ist klar, dass beim Bruchprozess eine Scher-Rutschung ähnlich derer eines tektonischen Bebens aufgetreten sein muss. Ungewöhnlich ist die Dauer des Bruchs von möglicherweise bis zu 1.5 *s*. Erdbeben dieser Stärke würden

typischerweise eine Bruchdauer von  $0.01\text{ s}$ , eine Bruchlänge von etwa  $12\text{ m}$  und eine Dislokation von etwa  $1.25\text{ mm}$  erwarten lassen. Den langsamen Bruchprozess führen wir auf die geringe Tiefe des Bebenherdes zurück.

Aufgrund einer Modellierung der Wellenformen schätzen wir die Herdtiefe auf  $90 \pm 20\text{ m}$  ab. Das ist etwa  $60\text{ m}$  oberhalb des Salzstockes, und es ist bisher unklar, ob in der Herdtiefe z.B. Gipsschichten vorliegen oder nicht. Unsere gravimetrischen und H/V Messungen haben jedenfalls keinen Hinweis auf dicke Gipsschichten im Epizentralgebiet erbracht, allerdings in Regionen etwas weiter südöstlich und auch westlich des Epizentralgebietes (z.B. Dahm et al., 2008; Kühn et al., 2009). Klarheit könnten hier Bohrungen erbringen, die bisher im Epizentralgebiet leider nicht vorliegen.

Das Epizentralgebiet ist in Abb.8 gezeigt. Es wird durch einen relativ starken topographischen Gradienten und eine etwa  $70^\circ$  Ost streichende Geländestufe von etwa  $10\text{ m}$  Höhe (von  $35$  auf  $25\text{ m}$  über NN) charakterisiert. Entwässerung findet über die Flottbek, die ganzjährig Wasser führt, in Richtung Süden in die Elbe statt. Der Salzstock liegt im Epizentralgebiet in einer Tiefe von etwa  $150\text{ m}$ , zeigt aber aufgrund der Randlage bereits starke morphologische Gradienten (Abb.8 und Dahm et al., 2008). Weiterhin deuten satellitenbasierte geodätische Messungen eine mittlere Absenkrate eines etwa  $400\text{ m}$  durchmessenden Gebietes von durchschnittlich  $0.5\text{ mm/yr}$  an (PSInSar Daten in Abb.8). In diesem Absenkgebiet in unmittelbarer Nähe zum Epizentrum liegen zwei bekannte Erdfälle, der Flottbek Markt Erdfall und der Wobbe See Erdfall. Der Flottbek Markt Erdfall hat leicht geneigte Randstrukturen, die auf ein langsames aber ständiges Absinken hindeuten. Der Wobbe See Erdfall, etwa  $250\text{ m}$  nordwestlich von Flottbek Markt und näher am eigentlichen Epizentrum gelegen, zeigt steil stehende Randstrukturen wie sie bei einer abrupten Deformation wie bei einem Kollaps entstehen könnten (z.B. Buurman, 2009). Im Epizentralgebiet wurden ebenfalls Risse in Gebäuden dokumentiert, die auf langsame Deformationen zurückgehen könnten (z.B. Reuther et al., 2007; Buurman, 2009).

Historische Berichte der letzten 250 Jahre deuten an, dass es im Epizentralgebiet 26 Erderschütterungen gegeben hat, die von der Bevölkerung gespürt wurden. (vgl. Tabelle 1 im Anhang und Abb.2). Einige davon haben möglicherweise zu Schäden geführt. Die jüngsten Erschütterungen vor 2009 traten am 8. April 2000 und am 7. Januar 1983 auf. Stärkere Erschütterungen wurden weiterhin am 29. September 1929, am 19. März 1960 und am 30. Januar 1963 gespürt. Bisher gibt es von keiner der historischen Erschütterungen seismologische Aufzeichnungen.

Aufgrund aller Beobachtungen und Literaturstudien sehen wir drei mögliche Ursachen für das wiederholte Auftreten von Erschütterungen und Erdbeben in Gross Flottbek: (I) Das sukzessive Einbrechen eines Paläokarst Systems im Gips, (II) der Einsturz eines Hohlraumes oder der Decke über einer Sedimentröhre, oder (III) die Rutschung ent-



lang oberflächennaher Scherverwerfungen, die durch Salz- oder Gipslösung kontrolliert werden.

Modell I entspricht vielen Beobachtungen in anderen Gipskarstgebieten (z.B. Parise and Trocino, 2005; Benito et al., 1995). Ein regionales Beispiel für Gipskarst sind die Bad Segeberger Höhlen, die sich im Hutgestein des Bad Segeberger Salzstockes entwickelt hatten und heutzutage trocken liegen und über eine Länge von mehreren 100 *m* begehbar sind. Die Höhlen liegen nur etwa 15 bis 25 *m* unter der Oberfläche. Einzelne Hallen und Kavernen umspannen Längen von 10 oder mehr Metern. Einsturzbeben oder Erdfälle aus jüngerer Zeit sind uns für Bad Segeberg aber nicht bekannt. Obgleich auch in Hamburg an anderen Stellen dicke Gipsschichten erbohrt wurden, gibt es bisher keinen Beweis für dicke Gips Hutgesteine oder Gipskarst im Epizentralgebiet in Gross Flottbek. Ebenso ist klar, dass mögliche Höhlensysteme in 90 *m* Tiefe wasserführend und deshalb aber auch relativ stabil sein sollten, es sei denn es gäbe eine signifikante Wasserzirkulation oder abrupte Druckänderungen in den Aquiferen. Für das Gipskarstmodell fehlt ein Mechanismus, warum Erdbeben immer wieder nur in Gross Flottbek auftreten. In jedem Fall wäre die Gefährdung durch Gipskarst nach unserer Einschätzung überschaubar, da Hohlräume nicht nach oben wandern und die Stärke eines Erdstoßes von der Größe einzelner Kavernen abhängen würde. Vermutlich würden nur ähnlich starke Erdstöße wie bisher auftreten.

Unsere seismologischen Stationen haben starke Oberflächenwellen (Love Wellen) aufgezeichnet, die sich nicht durch einen Einsturz alleine erklären lassen. Dazu muss es zu einer Abscherung im Sediment gekommen sein, die vermutete Scherfläche stünde nahezu senkrecht ( $70^\circ$  Einfallswinkel) und verlief in eine Richtung von etwa  $70^\circ$  Ost. Der Bewegungssinn der Scherung war derart, dass sich Gebiete südlich der Osdorfer Landstrasse leicht gesenkt bzw. Gebiete nördlich leicht gehoben haben (Millimeterbereich). Da Scherverwerfungen dieses Typs sowohl in Laborversuchen wie auch in Feldstudien im Deckgestein eines Hohlraum-Einsturzes gefunden werden (z.B. McDonnell et al., 2007; Loucks et al., 2004), sind die seismologischen Beobachtungen mit Modell I verträglich.

Die Modelle II und III gehen beide von einer Lösungsfront unterhalb des Bebenherdes aus, z.B. in 150 *m* Tiefe am Sediment-Salz Kontakt. Solch eine Lösungsfront würde die langsame Absenkung in der Flottbeker Senke erklären und ebenso einen Mechanismus bereitstellen, warum sich in der überliegenden Sedimentsäule über lange Zeiträume neue Spannungen aufbauen können.

Die Lösung von Steinsalz kann schnell gehen. So werden z.B. im Ochtmisser Kirchsteg Erdfall in Lüneburg Absenkraten von bis zu 21.4 *cm/yr* gemessen (Schäfers and Trapp, 2007). Detaillierte Bohrlochmessungen mit Verankerungen in unterschiedlichen Tiefen deuten an, dass dort die Absenkrate mit der Tiefe anwächst und bis in die obersten Salzsichten anhält (Schäfers and Trapp, 2007). Trotz der großen Absenkraten wurden

am Ochtmisser Kirchsteg Erdfall in Lüneburg bisher jedoch keine Mikrobeben gemessen. Literaturbeispiele zeigen, dass die Lösung von Steinsalz in mehreren 100 *m* Tiefe in ungünstigen Fällen zu größeren Hohlräumen und auch zur Ausbildung von Sedimentröhren in den überliegenden Sedimenten führen kann (Modell II). Diese Röhren, sogenannte "Pipes", können u.U. langsam nach oben wachsen bis sie an der Erdoberfläche durchbrechen (z.B. der Meade 1879 Kollaps, Kansas, oder der Wink Sink, Nord Texas Waltham et al., 2005). Der Hohlraum in der Höhle entsteht aber nur am Kopfende, da der untere Bereich unmittelbar durch Blöcke und Sedimente wieder verfüllt wird. Die Röhren können teilweise recht große Durchmesser haben. Geologische Aufschlüsse in Salz und Gips zeigen häufig Strukturen von Sedimentröhren (e.g. Eliasen and Talbot, 2005; Epstein, 2001; Bertoni and Cartwright, 2005; McDonnell et al., 2007; Loucks et al., 2004). Obgleich das Hochwandern einer Lösungsverursachten Röhre aus 150 *m* Tiefe bis zum Durchbrechen an der Oberfläche relativ selten von Menschen beobachtet wurde, ist davon auszugehen, dass der Prozess von schwächeren Erdstößen und Mikrobeben begleitet sein könnte. Die Mikrobeben sollten dann mit dem Hohlraum am Kopfende der Röhre mit nach oben wandern. Bis auf die Beobachtung, dass die Schütteradien der historischen Mikrobeben in Flottbek zwischen 1928 und 2009 kleiner geworden sind, gibt es allerdings keine Hinweise auf eine systematische Wanderung der Erdbeben Hypozentren.

Eine andere Option mit einer geringeren Gefährdung stellt Modell III dar. Dabei gehen wir davon aus, dass sich oberhalb eines Lösungszentrums Scherflächen und kleine Verwerfungen bilden, entlang derer die Sedimente langsam nachrutschen. In der Regel findet dieser Prozess langsam und "leise" statt, d.h. es werden dabei keine Erdbeben ausgelöst. Gibt es an einigen Punkten auf der Verwerfung jedoch Hindernisse, z.B. durch einen Knick der Fläche oder durch einige größere Gesteinsblöcke, dann kann sich die Sedimentschicht an diesen Stellen verhaken und es können von Zeit zu Zeit Entspannungs-Mikrobeben auftreten. Das Phänomen ist vergleichbar zur Dynamik eines kriechenden Hanges im Gebirge. Z.B. haben Walter and Joswig (2008, 2009) Messungen mit seismologischen Kleinantennen an einem solchen, kriechenden Hang durchgeführt, um die begleitende Seismizität zu messen. Sie finden kleine Mikrobeben auf besonderen Reibungsflecken, die immer wieder dort auftreten und ein kurzzeitiges Entspannen der Hangrutschung an diesen Stellen repräsentieren. Übertragen auf Gross Flottbek in Hamburg würde dieses Modell eine Reibungsanomalie auf einer steil stehenden, oberflächennahen Verwerfung vorhersagen. Dieses Modell wäre mit dem Absenkungsgebiet aus den geodätischen Messungen im Einklang, und würde auch vermuten lassen, dass die Höhenstufe im Bereich der Oldesloer Straße evtl. mit einer solchen Miniverwerfung zusammenhängt, auf derer durch tiefer liegende Salzlösung langsame Deformationen stattfinden. Der Mechanismus und die Lage und Neigung der Herdlösung aus den seismischen Daten steht mit dem Modell im Einklang. Modell III birgt ein kleinere Gefährdung als

Modell II, da hierbei auch in Zukunft kein abrupter Einsturz zu erwarten ist. Die Stärke zukünftiger Erdbeben sollte dem Muster der bisherigen folgen, solange die Lösungsprozesse im Untergrund anhalten.

Wir können Modell I und II aufgrund unserer Daten nicht ausschließen, halten aber Modell III für das wahrscheinlichste. Allerdings könnten alle vorgeschlagene Modelle durch gezielte Messungen und Studien überprüft und verifiziert werden. Das Phänomen der Flottbek Erdbeben und Erdfälle ist in jedem Fall ungewöhnlich und stellt ein signifikantes potenzielles Risiko dar. Daher halten wir weitere Messungen und ein Monitoring sowie klärende Untersuchungen für dringend erforderlich.

## 4 Danksagung

Wir danken den Familien Bahr, Vossberg und Wiemers für die freundliche Unterstützung. Daniela Kühn und Matthias Ohrnberger haben zur Klärung der seismischen Geschwindigkeiten beigetragen und durch Diskussionen unterstützt. Wir danken auch Joachim Bülow und unseren Studierenden für die Hilfe bei den seismischen Messungen. Die Untersuchung hier hat von den Arbeiten und Ergebnissen der Förderung innerhalb des HADU BMBF Forschungsprogramms GEOTECHNOLOGIEN stark profitiert.

## Literatur

- Benito, G., del Campo, P., and Gutierrez-Elorza, 1995. Natural and human-induced sinkholes in gypsum terrain and associated environmental problems in NE Spain. *Environmental Geology*, 25:156–164.
- Bertoni, C. and Cartwright, J., 2005. 3D seismic analysis of circular evaporite dissolution structures, Eastern Mediterranean. *Journal Geological Society, London*, 162:909–926.
- Buurman, N., 2009. Zirkular-Strukturen in der Metropolregion Hamburg und ihre potenziellen Geogefahren. PhD thesis, in preparation, pp.
- Dahm, T., Heimann, S., and Bialowons, W., 2009. A seismological study of shallow weak earthquakes in the urban area of Hamburg city, Germany, and its possible relation to salt dissolution. *Natural Hazards and Earth System Sciences or Environ Geol*, 0(0):to be submitted.
- Dahm, T., Kühn, D., Kröger, J., Ohrnberger, M., Wiederhold, H., Reuther, C., Dehghani, A., and Scherbaum, F., 2008. The roof region of a shallow salt diapir in the

- metropolitan area of Hamburg, Germany: a geophysical approach. *Geophys. J. Int.*, 0(0):submitted.
- Eliassen, A. and Talbot, M., 2005. Solution-collapse breccias of the Minkinfjellet and Wordiekammen Formations, Central Spitsbergen, Svalbard: a large gypsum palaeo-karst system. *Sedimentology*, 52:775–794.
- Epstein, J., 2001. Hydrology, hazard and geomorphical development of gypsum karst in the Northern Black Hills, South Dakota and Wyoming. In *U.S. Geological Survey Karst Interest Group Proceedings, Water-Resources Investigations Report 01-4011*, pp. 30–37.
- Grube, F., 1970. Baugeologie der Lockergesteine im weiten Hamburger Raum. In *Mitt. Nr. 69, Geologisches Landesamt Hamburg*, pp. 109–160. Grundbau Taschenbuch Wilhelm Ernst & Sohn, Berlin.
- Grube, F., 1973. Ingenieurgeologische Erkundung der Erdfälle im Bereich des Salzstocks Othmarschen-Langenefelde (Hamburg). Report, Geol. Landesamt Hamburg, pp. 1–1.
- Grube, F., 1974. Experiences of engineering geology on the top of the salt dome Othmarschen-Langenefelde (Hamburg). In *Engineering Geology*, Volume T47, pp. B1–B7. Eng. Geol. Hannover-Essen, Geol. Symp. Int. Assoc.
- Johnson, K., 2008. Gypsum-karst problems in constructing dams in the USA. *Environ. Geol.*, 53:945–950, doi10.1007/s00245-007-0720-z.
- Klinge, H., Köthe, A., Ludwig, R.-R., and Zwirner, R., 2002. Geologie und Hydrogeologie des Deckgebirges über dem Salzstock Gorleben. *Z. Angew. Geol.*, 2:7–15.
- Koch, E., 1918. Der Bahrenfelder See. In *Beiheft zum Jahrbuch der Hamburgischen Wissenschaftlichen Anstalten XXXV 1917*, pp. 1–44. Mitteilungen aus dem Mineralogisch-Geologischen Institut in Hamburg, Otto Miessners Verlag, Hamburg.
- Kühn, D., Dahm, T., Ohrnberger, M., and Vollmer, D., 2009. Imaging a shallow salt diapir using ambient seismic vibrations beneath the densely built-up city area of Hamburg, Northern Germany. *Geophys. J. Int.*, x:submitted.
- Loucks, R., Mescher, P., and McMechan, G., 2004. Three-dimensional architecture of a collapsed-paleocave system in the Lower Ordovician Ellenburger Group, central Texas. *AAPG Bulletin*, 88:545–564.
- McDonnell, A., Loucks, R., and Dooley, T., 2007. Quantifying the origin and geometry of circular sag structures in northern Fort Worth Basin, Texas: Paleocave collapse, pull-apart fault systems, or hydrothermal alteration ? *AAPG Bulletin*, 91:1295–1318.

- Niedermayer, J., 1962. Die geologischen Verhältnisse im Bereich des Salzstocks von Hamburg-Langenhofe. Mitteilung Geol. Landesamt Hamburg, 39:167–175.
- Paluschka, A., 2002. Geologische Stellungnahme zum Bebauungs-Planentwurf Gross Flottbek 10 (Osdorfer Marktplatz) . Report, Geol. Landesamt Hamburg, pp. 1–1.
- Parise, M. and Trocino, A., 2005. Gypsum carst in the Crotona Province (Calabria, Southern Italy). *Acta Carsologica*, pp. 370–382.
- Reinhold, K., Krull, P., and Kockel, F., 2008. Salzstrukturen Norddeutschlands: geologische Karte 1:50000. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover.
- Reuther, C., Buurman, N., Kühn, D., Ohrnberger, M., Dahm, T., and Scherbaum, F., 2007. Erkundung des unterirdischen Raums der Metropolregion Hamburg - Das Projekt HADU (Hamburg - A Dynamic Underground). *Geotechnik*, 30:11–20.
- Schäfers, P. and Trapp, T., 2007. Gutachten Bericht Nr. 3 - Kurzfassung: Senkungsstruktur Ochtmiser Kirchsteig in Lüneburg. Report, CDM Consult GmbH, D-44793 Bochum, Stadt Lüneburg, Project No 57053.
- Soriano, M. and Simon, J., 1995. Alluvial dolines in the Central Ebro basin, Spain: a spatial and developmental hazard analysis. *Geomorphology*, 11:295–309.
- Soriano, M. and Simon, J., 2002. Subsidence rates and urban damages in alluvial dolines of Central Ebro basin (NE Spain). *Environmental Geology*, 42:467–484.
- Walter, M. and Joswig, M., 2008. Seismic monitoring of fracture processes from a creeping landslide in the Vorarlberg Alps. *First Break*, 26:131–135.
- Walter, M. and Joswig, M., 2009. Seismic characterisation of slope dynamics by softrock-landslides: The super-Sauze case study. In Malet, J.-P., R. A. B. T. E., editor, *Proceedings of the International Conference on Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling*, pp. 215–220. CERIG Editions, Strasbourg.
- Waltham, T., Bell, F., and Culshaw, M., 2005. Sinkholes and subsidence. Springer.
- Warren, 2006. Evaporites – Sediments, Resources and Hydrocarbons. 1035, pp.

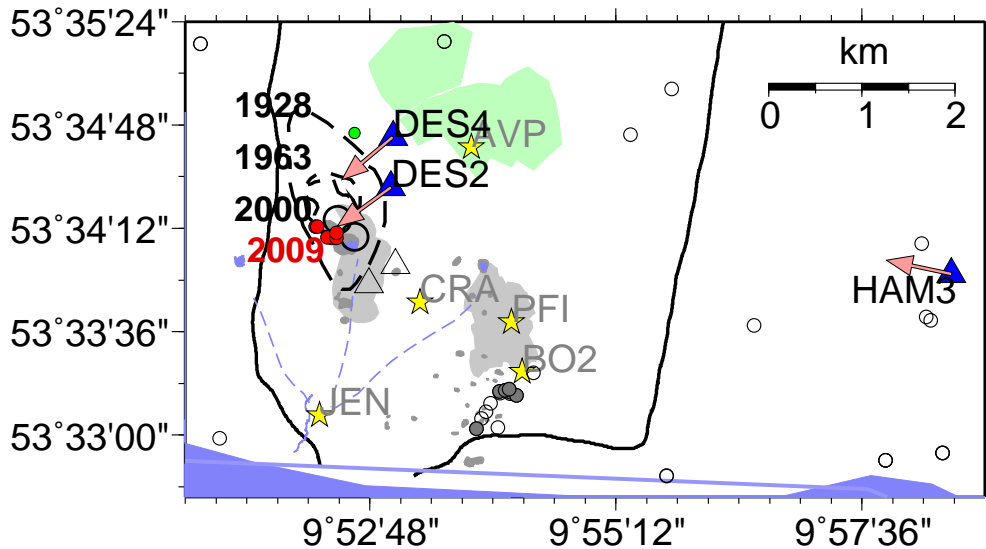


Abbildung 2: **Links:** Bekannte Erdfallgebiete (dunkelgraue gefüllte Polygone, nach Koch, 1918; Niedermayer, 1962; Grube, 1970, 1973, 1974; Paluschka, 2002; Buurman, 2009) und Absenkungszonen (graugefüllt, siehe Niedermayer, 1962; Buurman, 2009) im südlichen Bereich des OLD. Rote gefüllte Kreise geben die Orte an, an denen die April 2009 Beben gespürt wurden (Epizentralgebiet). Die gestrichelten Linien zeigen die Erschütterungsradien von drei stärkeren Erdstößen in 1928, 1963 und 2000 (z.B. Paluschka, 2002, , R. Taug, pers. commun.). Die großen offenen Kreise zeigen abgeschätzte Epizentren von etwa 25 weiteren Erdstößen zwischen 1760 und 2000 nach unterschiedlichen Quellen (siehe Anhang). Seismische Stationen sind durch blau gefüllte Dreiecke (DES2, DES4 und HAM3) und offene Dreiecke (temporäre Stationen) gekennzeichnet. Die Pfeile markieren die aus der Polarisation der Oberflächenwellen abgeschätzte Richtung zum Epizentrum. Zusätzlich eingezeichnet sind Bohrlokationen (Kreise). Die farbigen Kreise zeigen Bohrlöcher mit Hinweisen auf offenen Porenraum.

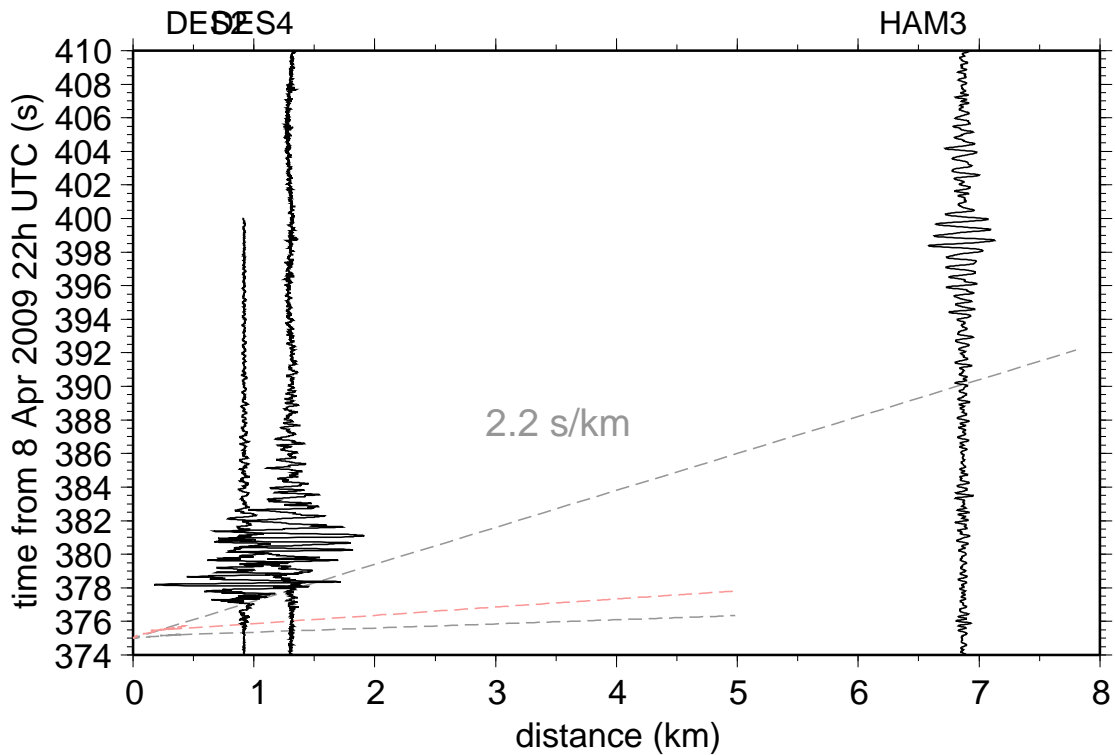


Abbildung 3: Seismogramme des 8. April 2009 Erdbebens (Zeit über Entfernung). Für die Stationen DES2 und DES4 sind Rohdaten (Vertikalkomponente) in einer gemeinsamen Skala geplottet. Die Spur auf HAM3 wurde zwischen 0.5 und 3 Hz Bandpass-gefiltert und mit dem Faktor 100 verstärkt. Die Herdzeit ist 375.1 s (22:06:25.1 UTC, 9. April 2009 0:6:25.1 Lokalzeit) und das Epizentrum wurde an den Mittelpunkt der gemeldeten Beobachtungen gelegt.

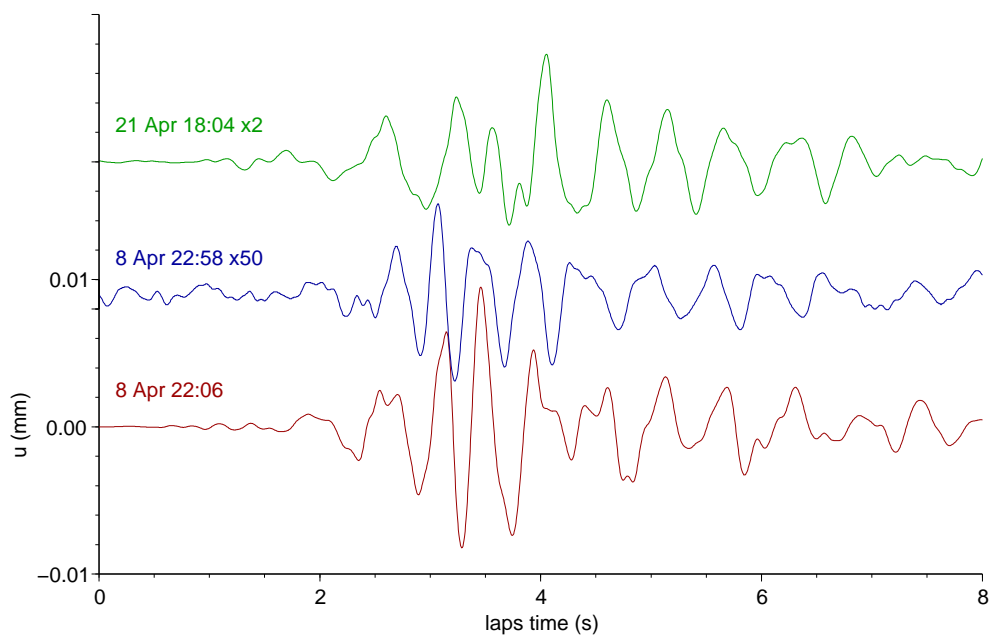


Abbildung 4: Vergleich der Wellenformen des Haupt- und zwei der stärksten Nachbeben an der Station DES2 (Vertikalkomponente, Verschiebung, zwischen 0.5 und 10  $Hz$ ). Die Verschiebungsamplituden der Nachbeben wurden mit dem Faktor 2 und 50 gegenüber dem Hauptbeben vom 8. April 22:06 (UTC) skaliert.



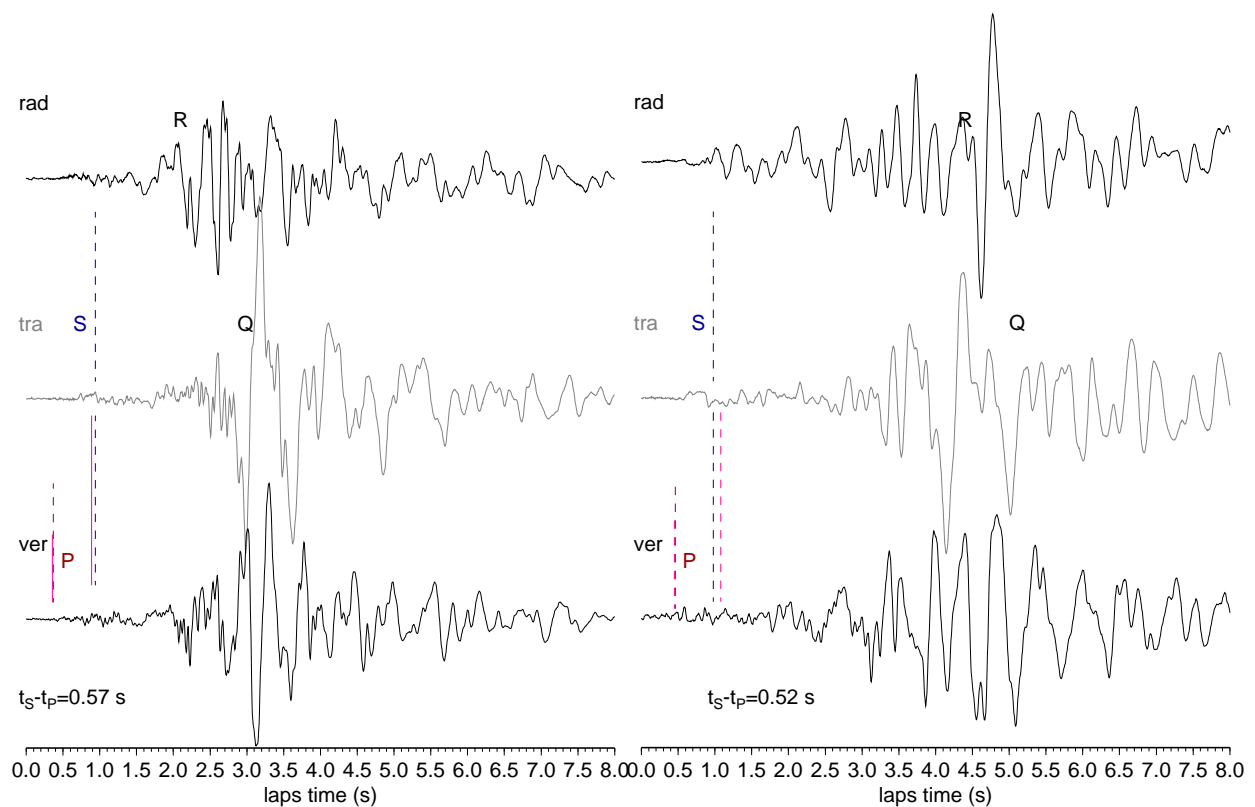


Abbildung 5: Dreikomponenten Seismogramme (Geschwindigkeitsproportional, rad, tra und ver) an den Stationen DES2 (links) und DES4 (rechts) für das Hauptbeben vom 8. April 22:06 (UTC). Alle Spuren sind mit gemeinsamen Maximum skaliert. Die gestrichelten Linien markieren die beobachteten und theoretischen Einsatzzeiten der Primär- (P) und Sekundärwelle (S) für eine Quelltiefe von 80 m.

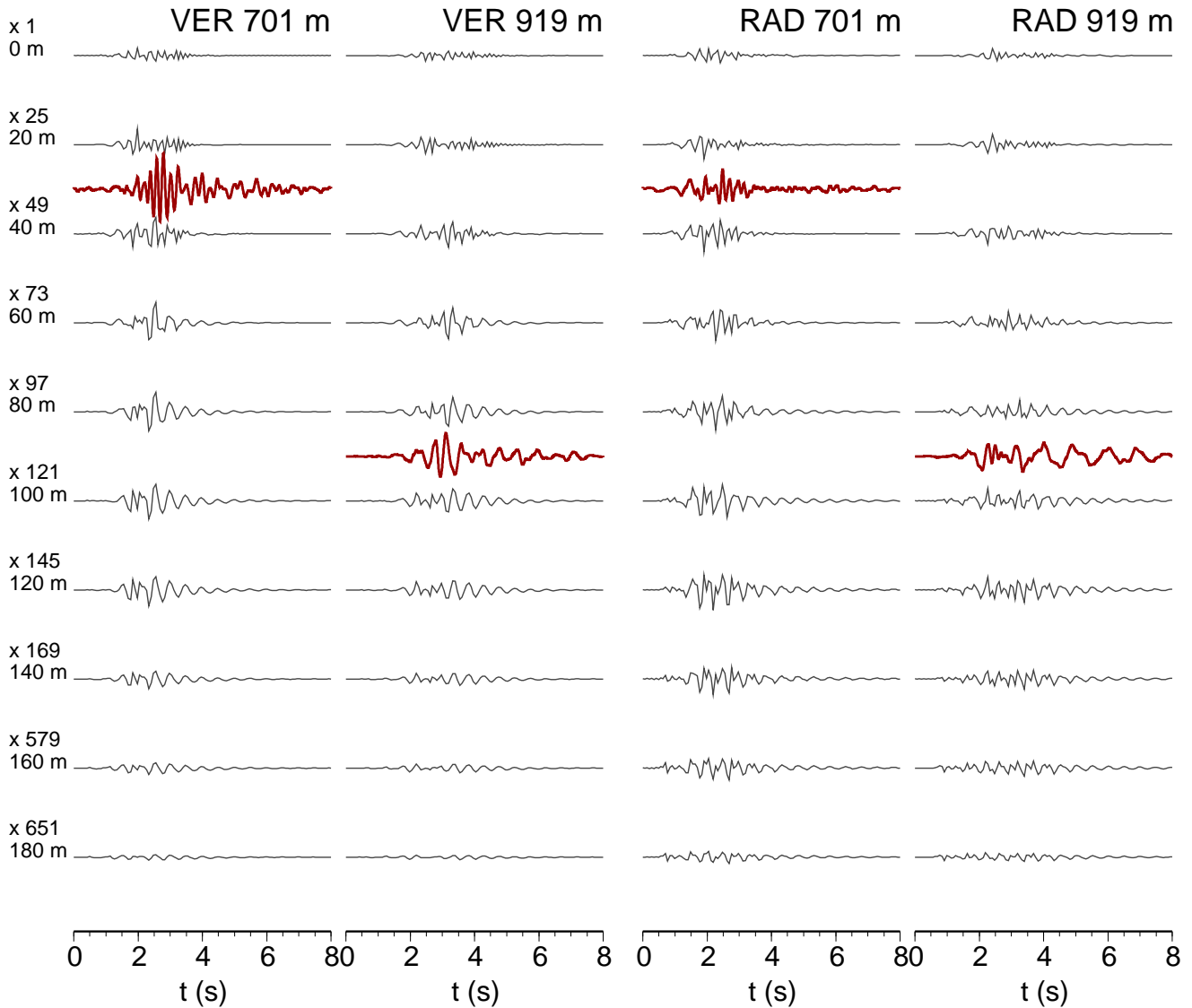


Abbildung 6: Synthetische Wellenformen (graue Linien) eines vertikalen Krätedipols ( $M_{zz} = -1.0$ ) wurden für unterschiedliche Herdtiefen (Tiefenkennzeichnung links an den Spuren) und Entfernungen in 701 m und 919 m berechnet. An der Station DES2 wurden am 28. April Signale in 30 m Tiefe an einer Baustelle in 701 m angeregt (rote Spuren in 701 m, etwa 100-fach schwächer als das Erdbeben). Die Signale des Erdbebens vom 8. April mit unbekannter Tiefe wurden in DES2 in 919 m gemessen. Der Wellenformvergleich bestätigt eine beste Tiefe zwischen etwa 70 und 110 m Tiefe.

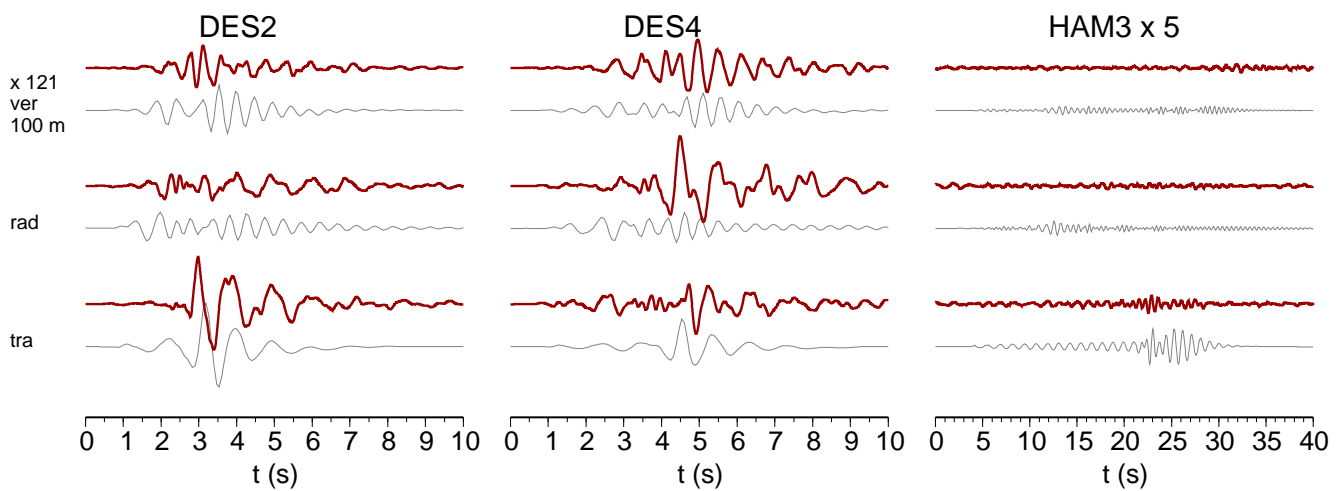


Abbildung 7: Synthetische (grau) und beobachtete Wellenformen an allen drei Stationen und auf allen drei Komponenten. Für die synthetischen Seismogramme wurde eine Bruchdauer von  $1.5\text{ s}$  und eine Tiefe von  $90\text{ m}$  angenommen. Das seismische Moment des Hauptbebens wird auf eine Magnitude von  $0.4$  abgeschätzt ( $M_0 = 5.3 \cdot 10^9\text{ Nm}$ ). Der verwendete Momententensor (Quellmodell) war  $M_{zz} = -6$ ,  $M_{xz} = -3$  und  $M_{xy} = 1$ ,  $M_{xx} = M_{yz} = M_{yy} = 0$ , was einen linearen Vektordipol sowie eine Abschiebung auf einer  $72^\circ$  streichenden und etwa  $70^\circ$  fallenden Bruchfläche repräsentiert.

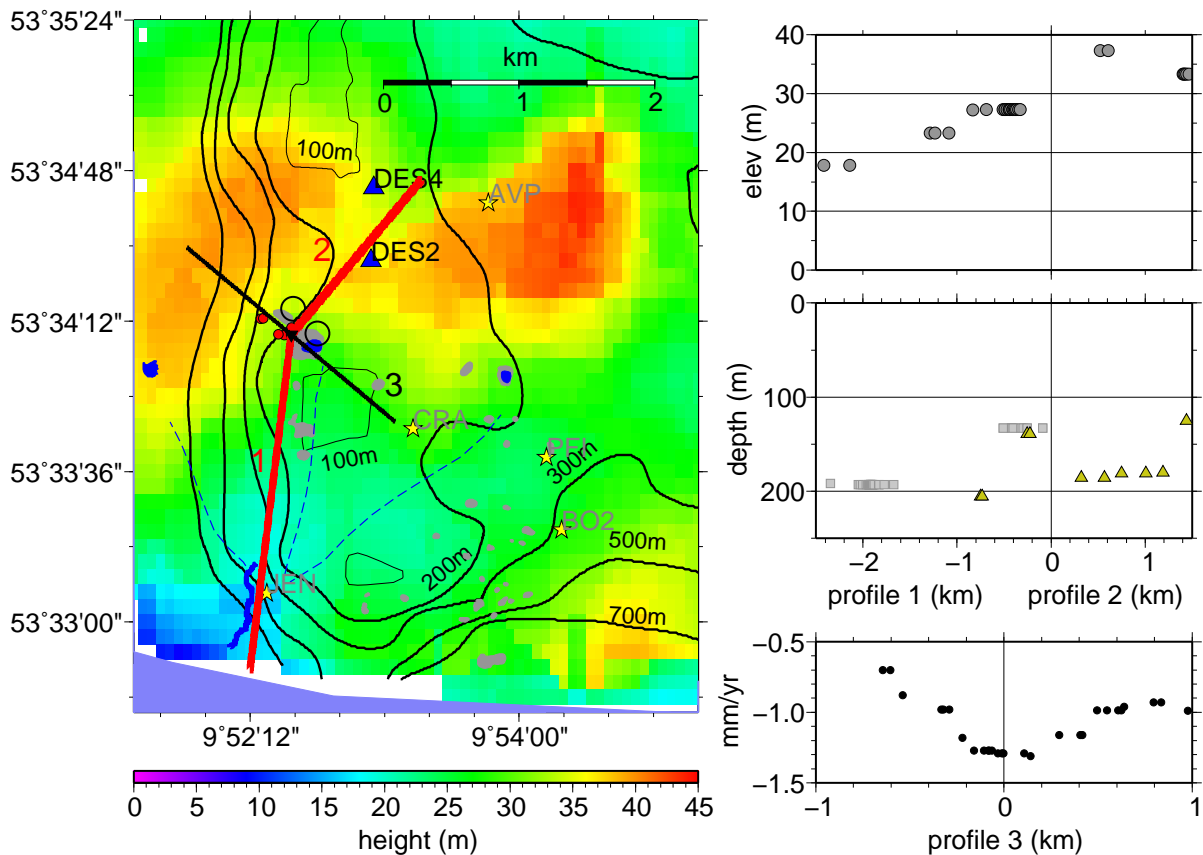


Abbildung 8: **Links:** Geländehöhen (farbig hinterlegt) und Salzstocktiefen (Kontourlinien) im Epizentralgebiet. Orte, an den am 8. April starke Erschütterungen beobachtet wurden, sind durch gefüllte rote Kreise markiert. Schüttergebiete von historischen Erdbeben nach 1964 sind durch offene Kreise gekennzeichnet. Vertikalschitte durch die Profile 1, 2 and 3 sind rechts gezeigt. **Rechts:** Geländehöhe und Salzstocktiefe entlang der roten Profile 1 und 2 (Projektion von Messdaten aus  $\pm 200$  m Entfernung). Geländehöhe wurde aus Nivellement Daten extrahiert. Die Salzstocktiefe wurde aus der 3D Inversion von Schweredaten (Dreiecke) und aus H/V Pseudotiefen (gefüllte Kreise) abgeleitet. Das kreuzende Profil 3 zeigt jährliche Subsidenzraten, wie sie aus Persistent Scatterer InSAR Messungen abgeleitet wurden. Für alle drei Profile liegt  $x = 0$  am Epizentrum des April 2009 Bebens.

## A Zusammenstellung historischer Erdstöße in Hamburg

Tabelle 1: Zusammenstellung der historischen Berichte über Erdstöße in Hamburg. Berichte wurden als vertrauenswürdig (Kl. A) oder unsicher eingestuft (Kl. C). Quellen: Sieberg (1932); ; Koch (1938); ; Grube (1970); Baugologie der Lockergesteine im weiteren Hamburger Raum : Schmidt (1963); .

Datum	Ort	Int.	Kl.	Beobachtungen	Quelle
22.01.1760	G. Flottbek		C		Grube (1970), Sieberg (1932), S. 717-718.
08.08.1771			C		Grube (1970)
24.01.1834			C		
1896	G. Flottbek		C		Koch (1938)
07.11.1898			C		
1903	G. Flottbek		C		Koch (1938)
07.12.1904			C		Grube (1970)
16.01.1907			C		Grube (1970)
1912	G. Flottbek		C		Koch (1938)
1914-18	G. Flottbek		C		Koch (1938)
1918-21	G. Flottbek		C		Koch (1938)
1928			C		Quelle unklar
29.09.1929	G. Flottbek, Wobbe See		A	ca. 150 Häuser betroffen; Fenster klirrten; Möbel schwankten; keine Gebäudeschäden	Sieberg (1932), Grube (1974), Koch (1938), Hamburger Nachrichten
06.10.1929	G. Flottbek, Wobbe See	schwach	A	schwacher Erdstoß	Koch (1938), Grube (1974)
09.12.1930			C		Quelle unklar
10.04.1935			C		Quelle unklar
1936 oder 1937			C		Quelle unklar
07.01.1938			A	schwächste Schäden, klaffende Risse im Mauerwerk, umgestürzte Möbel	Grube (1974)
1947			C		Grube (1974)
1955			C		Grube (1974)
19.03.1960	G. Flottbek, erfasste mind. das ganze Gebiet der Erschütterung von 1963	stark	A	stärkere Erschütterungen und Stöße; lang anhaltende, stärkere Schwingung, weitschwingende Stöße; herunterfallende Bilder; Risse in den Decken; Verlöschen des elektrischen Lichtes; angebliche Senkung des Wochenmarktes in der Osdorfer Landstrae (Epizentrum) um 0.5 bis 1 m	Quelle unklar
1961			C		Quelle unklar
30.01.1963	G. Flottbek, Kreuzung Osdorfer Landstraße / Seestrae	schwach, Beschl. 3-5 $cm/s^2$	A	leichte Erdstöße; fast ohne Geräusch, tieferes Poltern, Schwanken und Schaukeln der Häuser	Schmidt (1963), Grube (1974)

07.01.1983	G. Flottbek, Kreuzung Osdorfer Landstraße / Seestraße und Wobbe See im Norden der Seestraße		A	schwacher Erdstoß; umgestürzte Möbel; klaffende Risse im Mauerwerk; dumpfes Grollen und Knallen; ca. 1.5 km <sup>2</sup> gespürt	Koch (1938), Schmidt (1963), Hamburger Nachrichten, Nöring.
08.04.2000	G. Flottbek, Bereich Notkes-, See- und Windmühlenstraße	stark	A	starke Erschütterungen, explosionsartige Geräusche, Geschirr klirrte	Taug, Geol. Landesamt Hamburg (2000)
08.04.2009	G. Flottbek, Staudingerstr., Wohlstein-kamp, Viereck	schwach	A	schwache Erschütterungen, Knall, Nachbeben ca 1h nach Hauptbeben	eig. Messungen
28.04.2009	G. Flottbek, Staudingerstr., Wohlstein-kamp, Viereck	schwach	A	schwache Erschütterungen	eig. Messungen