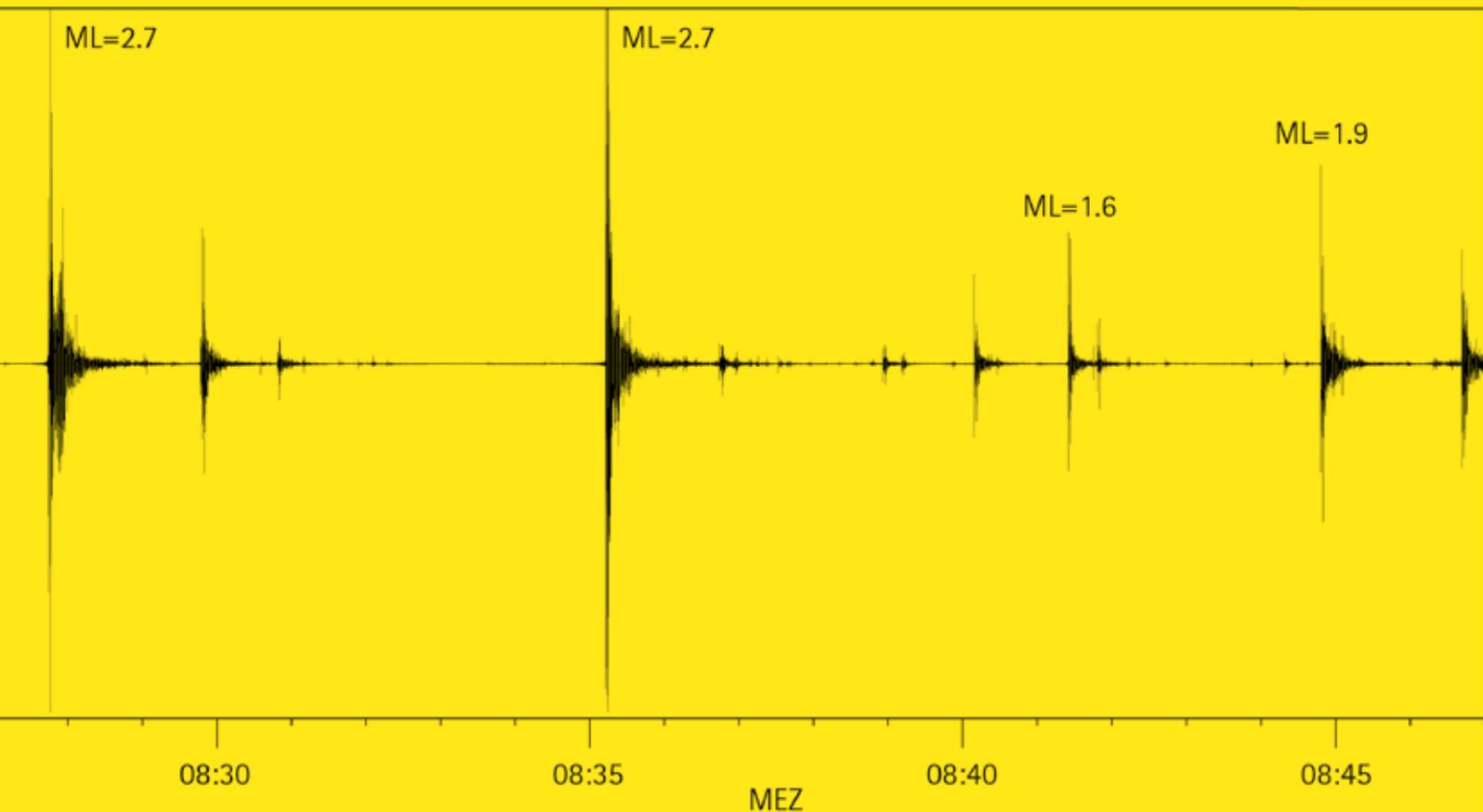




Erdbebenbeobachtung im Freistaat Sachsen

Dreijahresbericht 2007–2009



Inhalt

Vorwort	01
1 Seismologische Überwachung in Sachsen	02
2 Seismische Aktivität in Sachsen und angrenzenden Gebieten	04
2.1 Erdbeben vom 19. Oktober 2007 südlich von Gera	13
2.2 Erdbeben vom 11. Februar 2008 von Zappendorf	14
2.3 Erdbebenschwarm Oktober bis Dezember 2008 im Herdgebiet Nový Kostel	16
3 Seismologisches Sachsenetz (SXNET)	22
3.1 Online-Stationsnetz (permanentes Netz)	22
3.2 Offline-Stationsnetz (mobiles Netz)	25
4 Induzierte Seismizität	28
4.1 Bergbauinduzierte Seismizität im Umfeld der Uranerzgrube Schlema-Alberoda	30
4.2 Böschungsbewegung Nachterstedt vom 18. Juli 2009	34
Begriffserklärungen	36
Literaturverzeichnis	38
Fragebogen zur Erdbebenbeobachtung	

Vorwort

Deutschland ist im internationalen Vergleich nur als mäßig erdbebengefährdet einzustufen. Das gilt auch für Sachsen. Der letzte größere Erdbebenschwarm im Vogtland, der im Herbst 2008 zu Beunruhigung der Bevölkerung führte, zeigte jedoch erneut, dass eine Erdbebenüberwachung und Erdbebenvorsorge in Sachsen unerlässlich ist. Charakteristisch für das Vogtland, das zu den bekannten Erdbebengebieten in Deutschland gehört, ist das Auftreten von Erdbebenschwämen in der oberen Erdkruste. Dabei folgt eine große Anzahl von Einzelbeben, die räumlich sehr nah beieinander liegen, in kurzer Zeit aufeinander. Bei dem letzten Erdbebenschwarm wurden innerhalb eines Monats über 8.000 Einzelbeben registriert.

Die Beobachtung und Bewertung der seismischen Aktivität ist von großer Bedeutung für den Schutz der Bevölkerung, aber auch von wissenschaftlichem Interesse. Daher arbeiten wissenschaftliche Einrichtungen und staatliche Stellen auf diesem Gebiet eng zusammen. In Sachsen wird die Erdbebenüberwachung durch den Seismologie-Verbund durchgeführt, in dem Universitäten mit ihren seismologischen Observatorien sowie Unternehmen und Einrichtungen, die seismologische Messungen durchführen, zusammengeschlossen sind. Weil Erdbeben keine Ländergrenzen kennen, gehören dem Verbund auch die vergleichbaren Einrichtungen von Thüringen und Sachsen-Anhalt an. Die Koordination erfolgt durch das Sächsische Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (LfULG).

Mit der vorliegenden Veröffentlichung wird die Folge der Berichte zur Erdbebenbeobachtung in Sachsen fortgesetzt. Die Broschüre informiert über die seismischen Ereignisse in Sachsen und den angrenzenden Gebieten sowie den Ausbau des »Sachsen-Netzes« im Zeitraum 2007 bis 2009. Die Auswertung der Messungen und Beobachtungen zum Erdbebenschwarm 2008 sowie Untersuchungen zur induzierten Seismizität bilden besondere Schwerpunkte. Mit der Dokumentation der Untersuchungsergebnisse leistet das LfULG einen Beitrag zur weiteren Erforschung von Erdbebenereignissen. Ziel ist es, die Gefährdung der Bevölkerung so weit wie möglich zu minimieren und Empfehlungen zur Vorsorge gegen Erdbebenschäden abzuleiten.



A handwritten signature in black ink, which appears to read 'N. Eichkorn'.

Norbert Eichkorn
Präsident des Sächsischen Landesamtes für
Umwelt, Landwirtschaft und Geologie

1 Seismologische Überwachung in Sachsen

Der Seismologie-Verbund

Die seismologische Überwachung der Bundesländer liegt in der Länderhoheit. Die Überwachung in Sachsen wird durch den **Seismologie-Verbund zur Erdbebenbeobachtung** gewährleistet. Er koordiniert die staatliche Erdbebenbeobachtung und sichert die seismologische Registrierung, führt wissenschaftliche Untersuchungen durch und informiert die staatlichen Stellen, die Medien und die Bevölkerung. Die Ergebnisse werden in Forschungsberichten, wissenschaftlichen Publikationen, Pressemitteilungen und Broschüren zusammengestellt und veröffentlicht. Das vorliegende Heft ist der 5. Bericht, in dem Arbeitsergebnisse und für Sachsen relevante seismische Informationen zusammengestellt sind. Betrachtet wurde der Zeitraum 2007 – 2009.

Im Seismologie-Verbund zur Erdbebenbeobachtung in Sachsen haben sich im Jahr 1996 seismologisch tätige Einrichtungen zusammengeschlossen, um die vorhandenen Erfahrungen und Kenntnisse gemeinsam zu nutzen. Dabei werden die bestehenden seismologischen Observatorien und Stationen in die Untersuchungen einbezogen. Derzeit arbeiten folgende Institutionen und Einrichtungen im Seismologie-Verbund zusammen:

- Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Standort Freiberg
- Universität Leipzig mit dem Geophysikalischen Observatorium Collm
- TU Bergakademie Freiberg mit dem Seismologischen Observatorium Berggießhübel
- Friedrich-Schiller Universität Jena mit dem Seismologischen Observatorium Moxa
- TU Dresden, Institut für Planetare Geodäsie
- Wismut GmbH
- Landestalsperrenverwaltung des Freistaates Sachsen

Die Aufgaben des Seismologieverbundes

- Ausbau, Optimierung und Betrieb eines seismischen Stationsnetzes
- schnelle Bestimmung von Epizentren, Magnituden und weiteren Herdparametern bei stärkeren Ereignissen
- Vermittlung aktueller Informationen an staatliche Stellen, Medien und die Bevölkerung
- Monitoring seismisch aktiver Gebiete zur Verbesserung der Datenbasis für Risikoanalysen sowie zur Erstellung von Seismizitätskarten
- Aussagen zu standortspezifischen seismischen Risiken und ingenieurseismologische Untersuchungen
- Untersuchung von tektonisch aktiven Gebieten und Krustendeformationen

Im Freistaat Sachsen liegt der Schwerpunkt der seismischen Aktivität im westsächsisch-ostthüringischen Raum. Ausgehend vom Vogtland verläuft die erdbebengefährdete Zone über das Gebiet von Zwickau und Gera-Ronneburg bis in den Raum von Leipzig. Dies ist auch das hauptsächliche Gebiet, in dem Messstationen permanent (online) und mobil (offline) das seismische Geschehen registrieren.

Seit 1962 wird dieser Bereich seismologisch intensiver überwacht. Aber erst im Ergebnis des starken Bebenschwarmes von 1985 / 86 begann die Umrüstung der bis dahin bestehenden seismischen Analogstationen auf eine digitale Basis. In den 90er Jahren wurde mit dem Aufbau des Sachsennetzes (SXNET) und Thüringer Netzes (TSN) eine neue Qualität der Registrierung und damit auch der Auswertung von Erdbeben erreicht. Diese Netze werden seitdem immer wieder erweitert und verbessert.

Überregionale Zusammenarbeit

Der Seismologie-Verbund Sachsen arbeitet außerdem grenzüberschreitend mit dem Landesamt für Geologie und Bergwesen in Sachsen-Anhalt, der Thüringischen Landesanstalt für Umwelt und Geologie als auch mit der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) zusammen. Das seismologische Datenzentrum der BGR ist die zentrale Sammelstelle und das Datenarchiv der verschiedensten seismologischen Einrichtungen in Deutschland. Die BGR betreibt auch das Deutsche Regionalnetz seismologischer Breitbandstationen (GRSN). Ebenso erfolgt ein intensiver Daten- und Erfahrungsaustausch mit seismologischen Einrichtungen in Bayern und der Tschechischen Republik.

Im Rahmen dieser Zusammenarbeit insbesondere mit den Geologischen Landesämtern in Thüringen und Sachsen-Anhalt sowie den Universitäten aus Leipzig und Jena wird 2011 ein gemeinsamer Internetauftritt zur Information über Erdbeben in Mitteldeutschland eingerichtet. Federführend ist dabei die Thüringische Landesanstalt für Umwelt und Geologie. Auf dieser Internetseite sind aktuelle und ältere lokale Beben, die Tagesplots der Online-Stationen, die für die Auswertung herangezogen werden und Seismogrammausschnitte abrufbar. Die Stationen des Sachsennetzes (SXNET), des Thüringer Seismologischen Netzes (TSN) und weiterer angrenzender Netze werden dargestellt und erläutert. Neben den interaktiven Karten stehen weitere Informationen zur Erdbebenkunde zur Verfügung.

2 Seismische Aktivität in Sachsen und angrenzenden Gebieten

Magnitude

Magnituden-Skala, 1935 von Ch. Richter eingeführt, ist ein Maß für die bei einem Erdbeben freigesetzte Energiemenge. Die Magnitude wird aus der durch Seismographen gemessenen Erschütterungsamplitude berechnet. Die in der Nähe (bis 1.000 km) eines Epizentrums bestimmte Magnitude heißt Lokalmagnitude (ML).

Epizentrum

Auf die Erdoberfläche projizierte Lage des Bebenherdes.

Hypozenrum

berechnete Lage des Erdbebenherdes in der Tiefe

In den Jahren 2007 bis 2009 wurden mehr als 2.300 Nahbeben (ohne Schwarm Herbst 2008 von Nový Kostel) ausgewertet, die von den Stationen des Sachsennetzes erfasst wurden. Zur Verbesserung der Lokalisierung wurden auch die Registrierungen von ausgewählten und Online zur Verfügung stehenden Stationen der Netze in Thüringen, Bayern und der nordwestlichen Tschechischen Republik herangezogen. Die Hauptaktivität konzentrierte sich auf das Epizentralgebiet von Nový Kostel (Tschechische Republik). Ungefähr 1.800 Beben werden diesem Erdbebencluster zugeordnet.

Im Herbst 2008 ereignete sich ein für die Region Nový Kostel typischer Erdbebenschwarm, in dessen Verlauf an den Stationen des Sachsennetzes über 8.000 Erdbeben detektiert wurden. Die Lokalmagnituden (ML) der Erdbeben des Schwarmes liegen im Bereich von -0.9 bis 3.9 (s. Kapitel 2.3). Vergleichbar starke Ereignisse fanden im Dezember / Januar 1985 / 86 und von August bis November 2000 statt.

Die seismische Aktivität in Sachsen, Ost-Thüringen und Sachsen-Anhalt war vergleichsweise moderat. Von den 2.300 ausgewerteten Nahbeben ereigneten sich 274 in diesem Gebiet. Das Ereignis vom 19. Oktober 2007 südlich von Gera (s. Kapitel 2.1) mit einer ▶ Magnitude von $ML = 2.9$ hebt sich dabei deutlich heraus. Dieses Ereignis wurde von mehreren Personen gefühlt.

Alle natürlichen, tektonischen Ereignisse aus Sachsen, Ostthüringen und Sachsen-Anhalt mit einer Magnitude $ML \geq 0.8$ (34 Beben) sind in Tab. 1 aufgeführt und in Abb. 1 mit der entsprechenden Nummer wiederzufinden.

Die Abb. 1 enthält zusätzlich alle weiteren ▶ Epizentren der NW-lichen Tschechischen Republik einschließlich der Beben des Schwarmes von 2008 ab $ML \geq 0.8$. Es sind insgesamt 592 Beben dargestellt. Das Auftreten der Erdbebenherde konzentrierte sich auf ein etwa 30 bis 40 km breites N-S gerichtetes Gebiet im Bereich der Störungszone von Leipzig-Regensburg.

Die 592 Erdbeben, die in Abb. 1 lagemäßig dargestellt sind, werden in Abb. 2 zeitlich in Abhängigkeit von der bestimmten Lokalmagnitude wieder gegeben. In der zeitlichen Verteilung der Lokalmagnituden sind die Herde in der Tschechischen Republik durch Dreiecke, im Vogtland durch Kreise und nördlich des Vogtlandes durch Quadrate dargestellt.

Durch die Erdbeben wird im Herd (▶ Hypozentrum) seismische Energie freigesetzt. Der Wert dieser Energie, der abhängig von der Anzahl der Ereignisse und deren Lokalmagnitude ist, kann Abb. 3 entnommen werden. Der Zusammenhang zwischen der zeitlichen Verteilung der Lokalmagnituden und der im Herd freigesetzten aufsummierten seismischen Energie ist deutlich erkennbar. Die größte Energiefreisetzung tritt im Zusammenhang mit dem Erdbebenschwarm auf. Eine Änderung der Lokalmagnitude um eine Einheit bedeutet eine um den Faktor 90 geänderte Energiefreisetzung. Das erklärt die Stufen in der Treppenkurve der Energie.

Tab. 1: Seismische Ereignisse in Sachsen, Ost-Thüringen und Sachsen-Anhalt 2007 – 2009 (ML ≥ 0.8)

Ereignis Nr. Abb. 1 und 4	Datum	Herdzeit (UTC) h:min:s	Koordinaten °N/°O	Herd- tiefe in km	Lokalmagnitudo (Anzahl der Stationen)	Herdgebiet
1	23.01.07	01:31:37.2	50.93/12.33	15	0.9 (16)	nördlich von Schmölln
2	23.01.07	01:31:54.4	50.93/12.33	16	0.8 (12)	nördlich von Schmölln
3	16.02.07	10:18:24.8	50.94/12.18	18	1.6 (17)	nördlich von Ronneburg
4	16.02.07	23:22:05.5	51.24/12.18	5	0.9 (10)	südwestlich von Leipzig
5	20.05.07	22:54:45.7	50.94/12.27	13	1.9 (13)	nordwestlich von Schmölln
6	07.06.07	16:08:55.1	50.36/12.42	5	1.0 (6)	Klingenthal
7	07.06.07	18:18:07.7	51.41/12.58	12	1.8 (12)	Taucha
8	04.07.07	00:20:33.8	50.96/12.39	12	0.8 (9)	südwestlich von Altenburg
9	19.10.07	04:41:59.7	50.80/12.12	6	2.9 (16)	südlich von Gera
10	20.10.07	05:49:59.9	50.81/12.12	6	1.2 (8)	südlich von Gera
11	27.12.07	06:07:15.5	50.80/12.12	2	1.2 (9)	südlich von Gera
12	29.12.07	12:15:16.5	50.80/12.12	2	1.0 (11)	südlich von Gera
13	10.01.08	06:28:54.5	50.42/12.18	17	0.8 (7)	Oelsnitz
14	11.02.08	03:16:58.9	51.51/11.81	1	2.2 (17)	Zappendorf
15	11.02.08	03:31:09.9	51.51/11.81	1	1.0 (13)	Zappendorf
16	14.02.08	07:11:38.0	51.12/12.58	17	0.8 (9)	östlich von Borna
17	20.04.08	02:45:37.9	51.19/12.53	5	0.9 (10)	nördlich von Borna
18	28.04.08	15:07:58.9	50.80/12.12	2	1.2 (12)	südlich von Gera
19	13.05.08	23:43:58.0	50.34/12.15	13	0.8 (9)	westlich von Adorf
20	21.06.08	20:06:16.9	50.51/12.25	16	1.0 (12)	östlich von Plauen
21	28.06.08	10:07:20.8	50.70/12.16	12	0.8 (12)	nordwestlich von Greiz
22	26.07.08	21:59:43.6	50.38/12.25	12	1.7 (9)	westlich von Schöneck
23	04.09.08	17:33:17.5	51.12/12.54	10	1.9 (14)	östlich von Borna
24	05.10.08	12:29:19.8	50.46/12.14	13	1.6 (8)	südlich von Plauen
25	12.10.08	18:04:24.4	51.09/12.15	14	1.2 (12)	nördlich von Zeitz
26	15.10.08	03:02:01.5	51.16/12.21	12	1.8 (13)	westlich von Pegau
27	12.02.09	01:47:42.1	51.10/12.43	10	1.4 (15)	nördlich von Regis-Breitungen
28	22.04.09	19:17:40.6	51.07/12.06	14	1.3 (16)	westlich von Zeitz
29	20.05.09	22:28:29.4	50.48/12.11	14	1.4 (9)	südwestlich von Plauen
30	30.05.09	14:16:26.2	50.99/12.30	11	0.9 (16)	südlich von Meuselwitz
31	31.08.09	02:46:03.8	50.57/12.22	5	1.1 (14)	südwestlich von Reichenbach/Vogtland
32	11.09.09	12:36:58.4	50.62/12.24	17	0.8 (11)	westlich von Reichenbach/Vogtland
33	29.09.09	02:11:47.6	50.83/12.12	5	1.2 (15)	südöstlich von Gera
34	22.11.09	06:31:22.6	50.40/12.31	16	1.1 (9)	nordwestlich von Schöneck

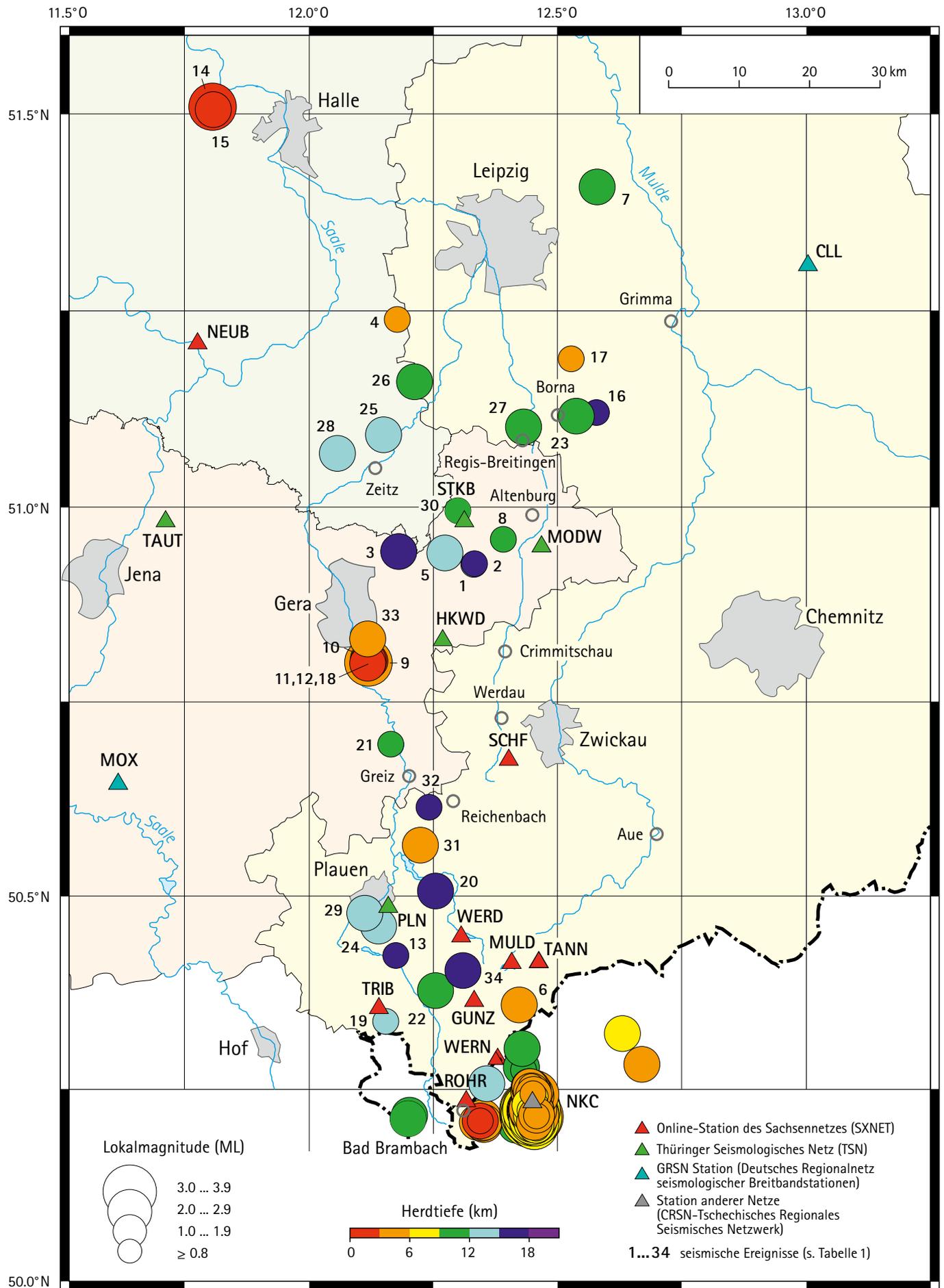


Abb. 1: Seismische Ereignisse in Sachsen und angrenzenden Gebieten 2007 – 2009 mit Lokalmagnitude ≥ 0.8

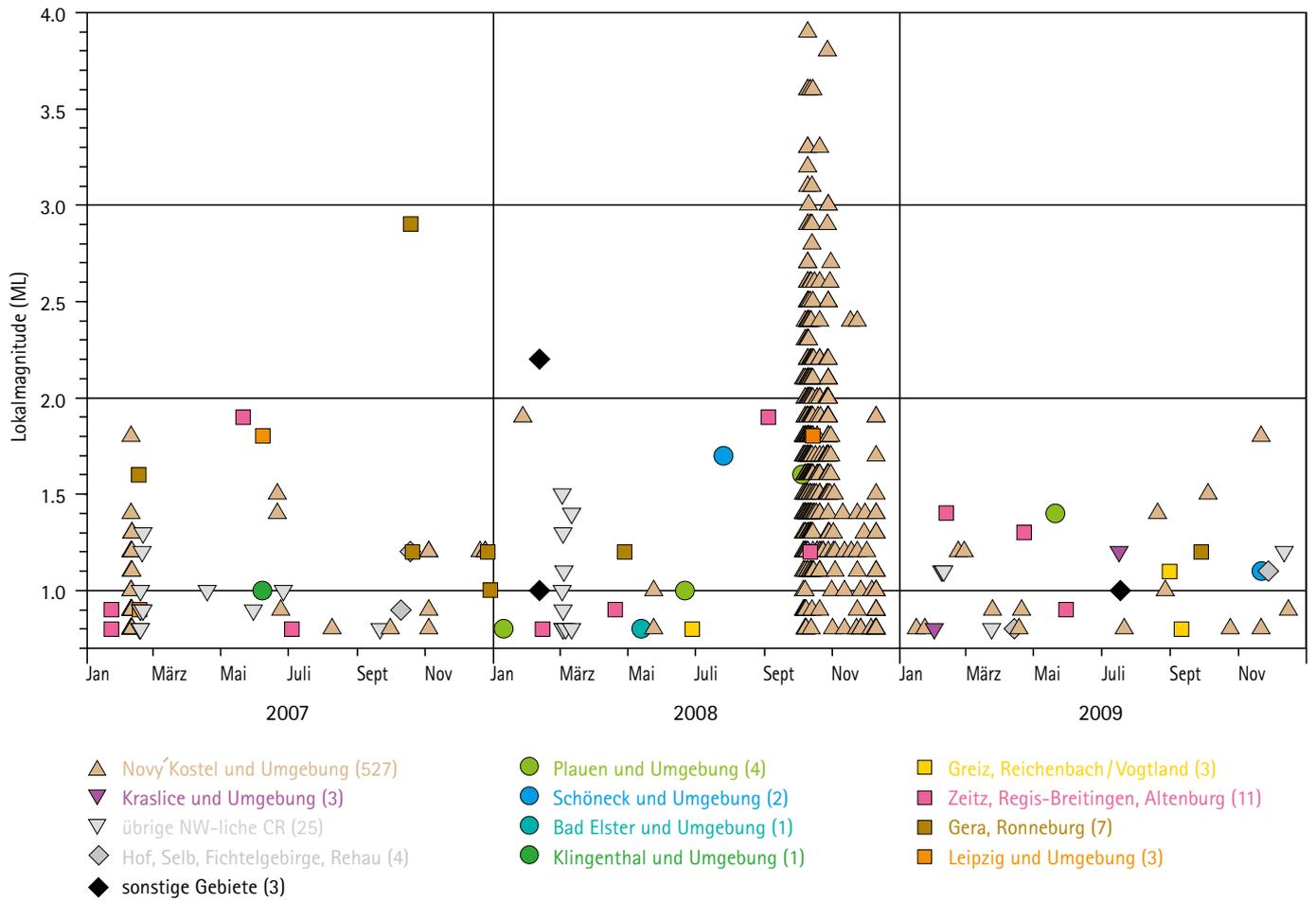


Abb. 2: Zeitliche Verteilung seismischer Ereignisse in Sachsen und angrenzenden Gebieten 2007 – 2009 mit Lokalmagnitudo ≥ 0.8 ; Anzahl der Erdbeben in den verschiedenen Gebieten ist in Klammern angegeben

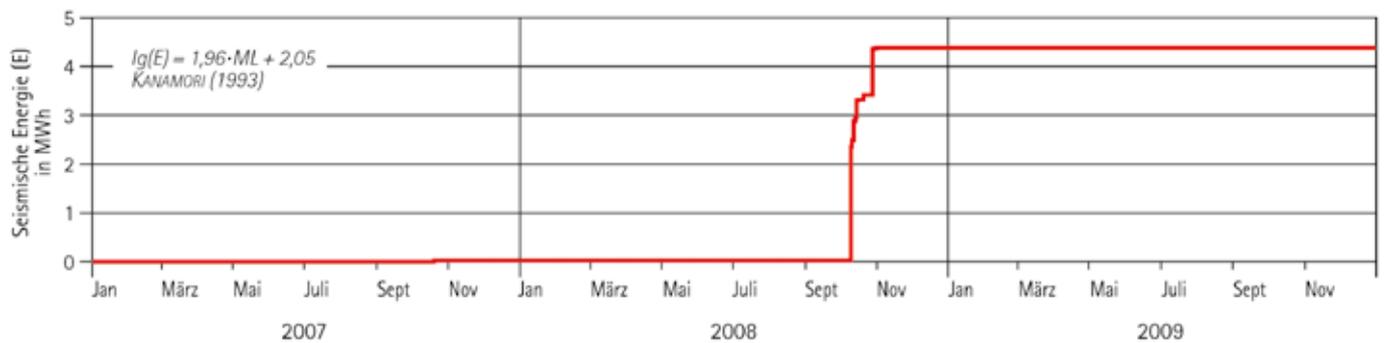


Abb. 3: Aufsummierte Energiefreisetzung in den Herden der seismischen Ereignisse in Sachsen und angrenzenden Gebieten 2007 – 2009 mit Lokalmagnitudo ≥ 0.8

Seismische Aktivität im Vogtland

Für das Vogtland ist die seismische Aktivität detaillierter dargestellt. Es wurden 216 Beben mit einer Magnitude $ML \geq -0.9$ ausgewertet und abgebildet (Abb. 4). Die Ereignisse mit $ML \geq 0.8$ sind mit der Nummer der Tab. 1 gekennzeichnet.

Die zeitliche Abfolge der Beben (Abb. 5) wurde ebenfalls mit der seismischen Energiefreisetzung im Herd (Abb. 6) für dieses Gebiet korreliert. Dabei liegt die aufsummierte freigesetzte Energie (Abb. 3) für alle Beben im Bereich von MWh (Megawattstunden) und für das Vogtland (Abb. 6) nur in der Größenordnung von Wh (Wattstunden).

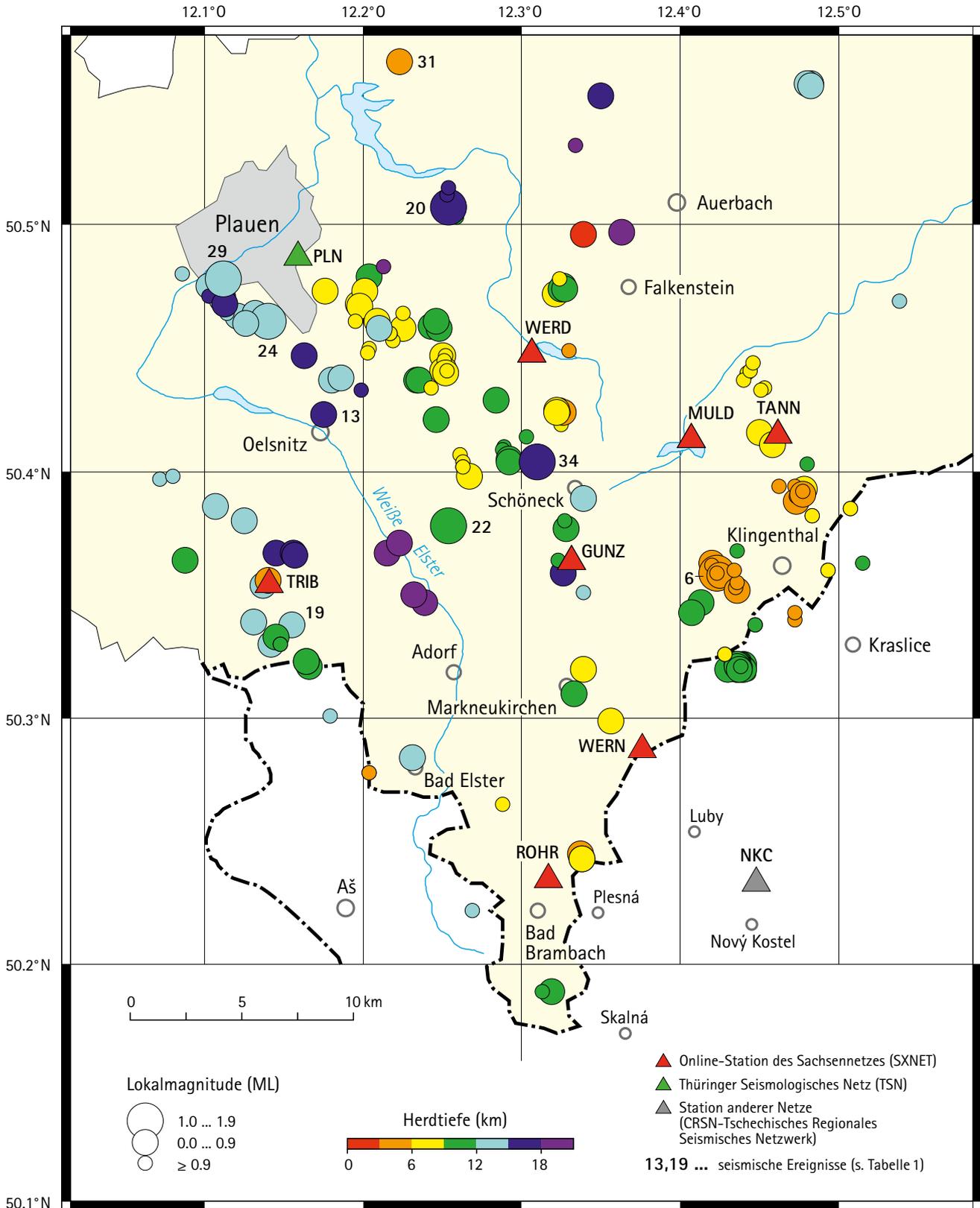


Abb. 4: Seismische Ereignisse im Vogtland 2007–2009 mit Lokalmagnitude ≥ -0.9

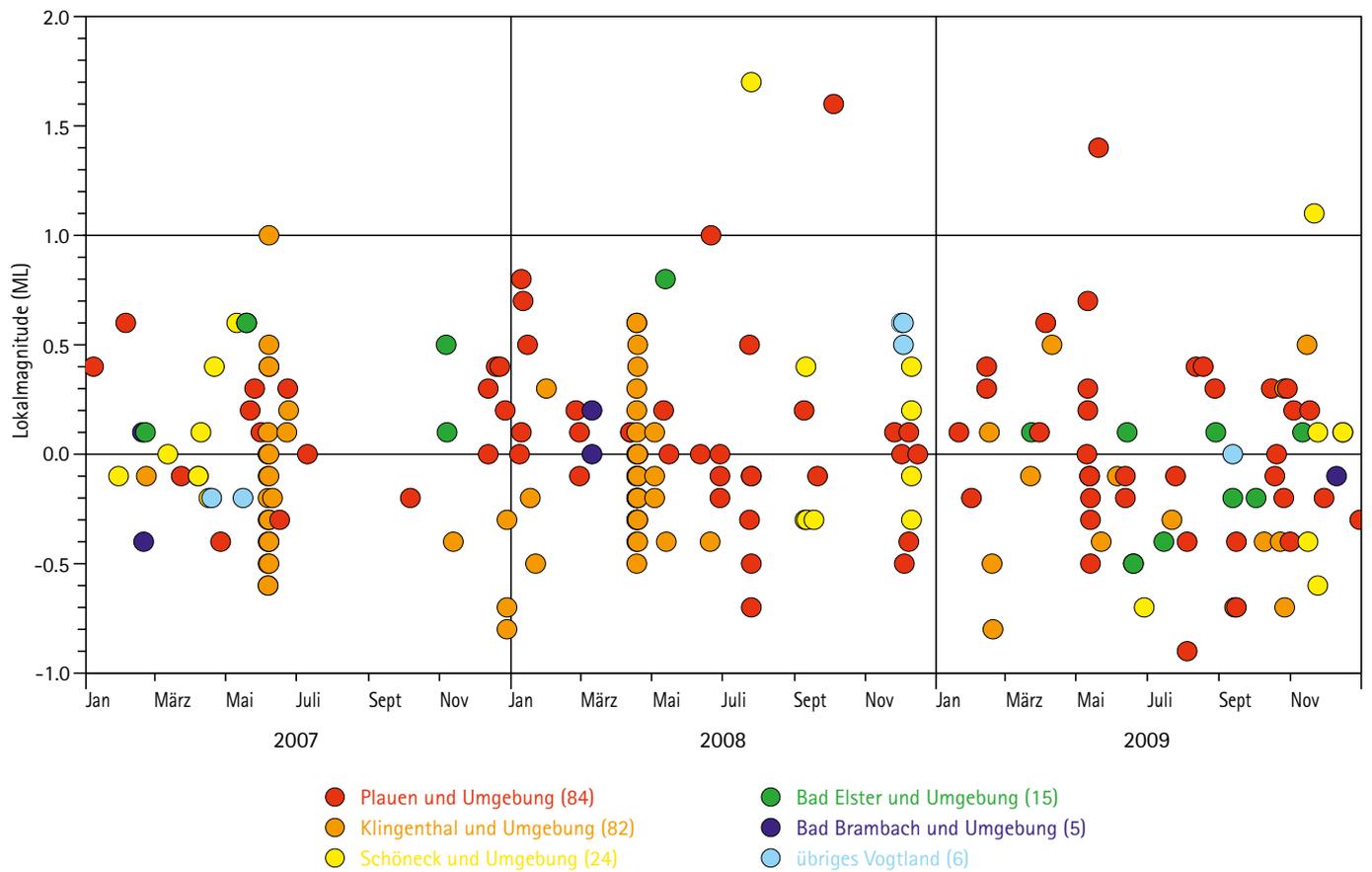


Abb. 5: Zeitliche Verteilung seismischer Ereignisse im Vogtland 2007–2009 mit Lokalmagnitudo ≥ -0.9 ; Anzahl der Erdbeben in den verschiedenen Gebieten ist in Klammern angegeben

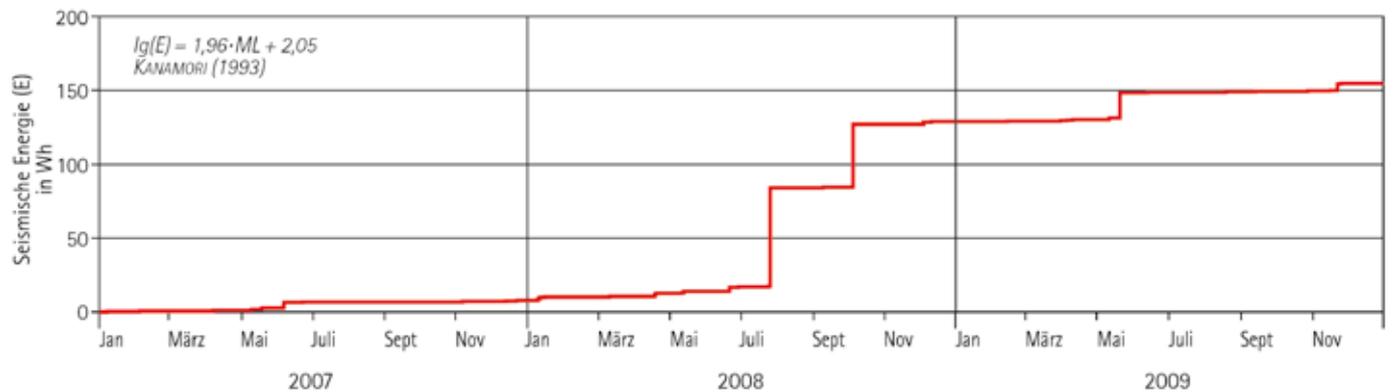


Abb. 6: Aufsummierte Energiefreisetzung in den Herden der seismischen Ereignisse im Vogtland 2007–2009 mit Lokalmagnitudo ≥ -0.9

Charakterisierung eines Erdbebens durch b-Wert

Für die Charakterisierung von Erdbeben kann über das Verhältnis der Anzahl der starken und der schwachen Ereignisse der sogenannte b-Wert berechnet werden. Für natürliche seismische Ereignisse ist ein b-Wert um 1,0 typisch, wohingegen für induzierte Ereignisse (s. Kapitel 4, induzierte Seismizität) sich in der Regel höhere b-Werte ergeben.

Der im Berichtszeitraum ermittelte b-Wert liegt für das Vogtland (Abb. 7 a) bei 0,99 und für den Bereich nördlich von Plauen (50.58° N) bei 0,73 (Abb. 7 b). Damit entsprechen die Werte dem tektonischen Charakter der Seismizität. Der unterschiedliche b-Wert erklärt sich daraus, dass es für den nördlichen Bereich aufgrund der Untergrundverhältnisse schwierig ist, schwächere seismische Ereignisse zu erfassen.

Alle bisherigen Abbildungen enthalten ausschließlich natürliche, tektonische Beben. Neben natürlichen seismischen Ereignissen werden auch induzierte seismische Ereignisse erfasst.

Abb. 7 a: b-Wert aus der kumulativen (aufsummierten) Form der Magnituden-Häufigkeits-Verteilung der seismischen Ereignisse für das Vogtland im Zeitraum 2007–2009

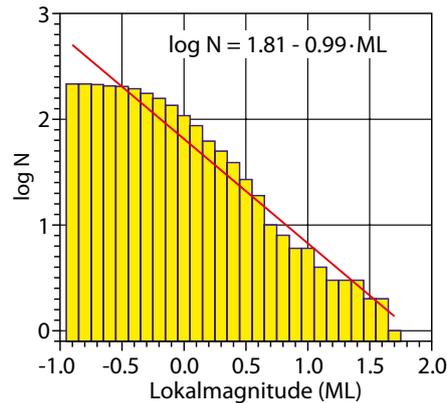
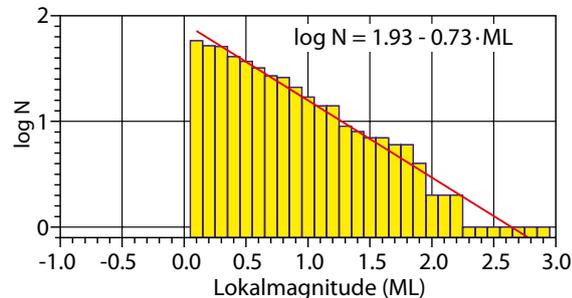


Abb. 7 b: b-Wert aus der kumulativen (aufsummierten) Form der Magnituden-Häufigkeits-Verteilung der seismischen Ereignisse für den Bereich nördlich Plauen (50.58° N) im Zeitraum 2007–2009



Induzierte Ereignisse

Diese induzierten Ereignisse traten im Bereich gefluteter Bergbaugebiete wie der Grube Schlema-Alberoda und in den Tagebauen der Lausitzer Seenlandschaft auf. Dabei wurden Magnitudenwerte von ML 0,5 nicht überschritten.

Von den zahlreichen anthropogen verursachten Ereignissen wie Steinbruchsprengungen, Bergschlägen und Rutschungen war der Erdrutsch von Nachterstedt am 18. Juli 2009 das größte und folgenschwerste Ereignis (s. Kapitel 4.2, Böschungsbewegung Nachterstedt).

Ereignisse außerhalb Sachsens mit Magnituden ≥ 4

Außerhalb Sachsens wurden im Zeitraum von 2007 bis 2009 im Entfernungsbereich bis ca. 1.000 km insgesamt sieben seismische Ereignisse mit Magnituden ≥ 4 registriert. Die Lokalisierungen sowie die berechneten Magnituden der zuständigen Datenzentren sind in Tab. 2 aufgeführt. Die erfassten seismischen Ereignisse verteilen sich auf fünf Erdbeben aus unterschiedlichen seismisch aktiven Herdregionen und zwei Bergschläge. Das stärkste Erdbeben aus dem Herdgebiet Zentralitalien erreichte eine Magnitude von 6.3. Die stärksten Bergschläge stammen aus dem in Westpolen gelegenen Kupferschieferbergbauggebiet Lubin (Magnitude 3.8). Aufgrund der großen Entfernung bzw. geringen Stärke dieser Ereignisse sind keine makroseismischen Auswirkungen bzw. Wahrnehmungen im Gebiet des Freistaates Sachsen bekannt geworden.

Tab. 2: Seismische Ereignisse 2007–2009 außerhalb Sachsens im Entfernungsbereich bis ca 1.000 km (mit Magnitude ≥ 4.0)

Datum	Herzzeit (UTC) h:min	Koordinaten °N/°O	Magnitude	Entfernung km	Herdgebiet
21.01.2008	16:40	46.81/9.44	4.1	430	Ems, Schweiz
23.02.2008	15:30	49.36/6.78	4.2	380	Saarwellingen, Deutschland
23.07.2008	16:16	51.56/16.15	3.8	80	Bergbaurevier Lubin, Polen
04.01.2009	15:30	47.27/9.41	4.4	400	Grabs, Schweiz
06.04.2009	01:32	42.38/13.32	6.3	880	L'Aquila, Zentralitalien
05.05.2009	01:39	47.72/7.76	4.1	430	Schopfheim, Deutschland
21.07.2009	06:05	51.48/16.1	3.8	80	Bergbaurevier Lubin, Polen

Intensität von Erdbeben

Die Magnitude ist ein Maß für die freigesetzte Energie bei einem Erdbeben. Sie wird instrumentell bestimmt. Die Intensität basiert auf der Beobachtung (Makroseismik) der Auswirkungen eines Erdbebens auf Menschen, Gebäude oder Natur. Die Intensität hängt von der Entfernung zum Epizentrum und den örtlichen Untergrundbedingungen ab. In Tab. 3 ist eine Kurzform der makroseismischen Intensitätsskala EMS-98 aufgeführt.

Tab. 3: Stark vereinfachte Kurzform der makroseismischen Intensitätsskala EMS-98 Europäische Makroseismische Skala – 1998 (Grünthal 1998)

EMS Intensität	Definition	Beschreibung der maximalen Wirkung (stark verkürzt)
I	nicht fühlbar	Nicht fühlbar.
II	kaum bemerkbar	Nur sehr vereinzelt von ruhenden Personen wahrgenommen.
III	schwach	Von wenigen Personen in Gebäuden wahrgenommen. Ruhende Personen fühlen ein leichtes Schwingen oder Erschüttern.
IV	deutlich	Im Freien vereinzelt, in Gebäuden von vielen Personen wahrgenommen. Einige Schlafende erwachen. Geschirr und Fenster klirren, Türen klappern.
V	stark	Im Freien von wenigen, in Gebäuden von den meisten Personen wahrgenommen. Viele Schlafende erwachen. Wenige werden verängstigt. Gebäude werden insgesamt erschüttert. Hängende Gegenstände pendeln stark, kleine Gegenstände werden verschoben. Türen und Fenster schlagen auf oder zu.
VI	leichte Gebäudeschäden	Viele Personen erschrecken und flüchten ins Freie. Einige Gegenstände fallen um. An vielen Häusern, vornehmlich in schlechterem Zustand, entstehen leichte Schäden wie feine Mauerrisse und das Abfallen von z. B. kleinen Verputzteilen.
VII	Gebäudeschäden	Die meisten Personen erschrecken und flüchten ins Freie. Möbel werden verschoben. Gegenstände fallen in großen Mengen aus Regalen. An vielen Häusern solider Bauart treten mäßige Schäden auf (kleine Mauerrisse, Abfall von Putz, Herabfallen von Schornsteinteilen). Vornehmlich Gebäude in schlechterem Zustand zeigen größere Mauerrisse und Einsturz von Zwischenwänden.
VIII	schwere Gebäudeschäden	Viele Personen verlieren das Gleichgewicht. An vielen Gebäuden einfacher Bausubstanz treten schwere Schäden auf; d. h. Giebelteile und Dachsimse stürzen ein. Einige Gebäude sehr einfacher Bauart stürzen ein.
IX	zerstörend	Allgemeine Panik unter den Betroffenen. Sogar gut gebaute gewöhnliche Bauten zeigen sehr schwere Schäden und teilweisen Einsturz tragender Bauteile. Viele schwächere Bauten stürzen ein.
X	sehr zerstörend	Viele gut gebaute Häuser werden zerstört oder erleiden schwere Beschädigungen.
XI	verwüstend	Die meisten Bauwerke, selbst einige mit gutem erdbebengerechtem Konstruktionsentwurf und -ausführung, werden zerstört.
XII	vollständig verwüstend	Nahezu alle Konstruktionen werden zerstört.

In Abb. 8 sind verschiedene Intensitätswerte (Intensität = III entspricht etwa der Wahrnehmbarkeitsschwelle, Intensität = VI entspricht dem Schwellenwert für Gebäudeschäden) in Abhängigkeit von der Magnitude und Entfernung des Erdbebens dargestellt.

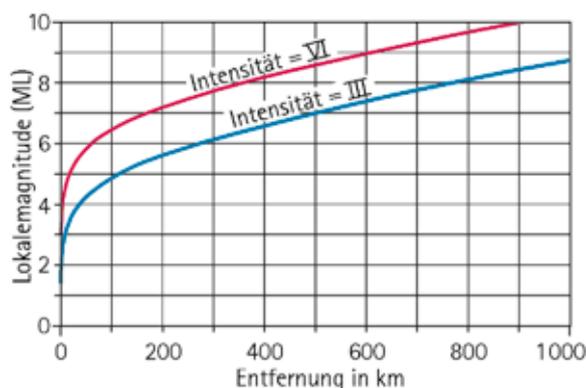


Abb. 8: Abhängigkeit der Intensität III und VI von der Magnitude und der Entfernung

2.1 Erdbeben vom 19. Oktober 2007 südlich von Gera

Das Erdbeben vom 19. Oktober 2007 um 04:41 UTC (05:41 Uhr MEZ) hatte eine Stärke von $ML = 2.9$. Das Epizentrum lag südlich von Gera und besaß eine Herdtiefe von 6 km. Am Institut für Geowissenschaften der Friedrich-Schiller Universität Jena gingen 75 makroseismische Meldungen ein. Die daraus abgeleiteten Intensitäten (s. Tab. 3) sind in Abb. 9 zusammengestellt.

Die Isoseisten (Linien gleicher Intensität an der Erdoberfläche) wurden nach dem statistischen Kriging-Verfahren im Geoinformationssystem ArcGIS in einem Rechteck interpoliert. Das Rechteck wird durch die am Rande liegenden Intensitätswerte bestimmt. Wenn nicht anders gekennzeichnet, stellt es am Rande die Intensität III dar. Die gestrichelten Linien trennen die Intensitätsbereiche noch einmal nach Gebieten, in denen die Intensitäten mehr zu der unteren oder oberen Intervallgrenze tendieren. Voraussetzung für das Kriging-Verfahren sind normal verteilte Werte, was auch annähernd der Fall ist. Einerseits ist diese normale Verteilung auf Grund unterschiedlicher subjektiver Wahrnehmung bei gleichen Bedingungen gerechtfertigt, andererseits ändern sich die Wahrnehmungsbedingungen wie z. B. Gebäudebeschaffenheit, Aufenthaltsort und geologischer Untergrund durchaus und die Wahrnehmungen sind objektiv unterschiedlich. Generell sind in einem Gebiet die Unterschiede aber gering.

Bei den Intensitäten existiert eine Richtungsabhängigkeit von ca. 34° in Richtung NNO. Die Isoseistenkarte korreliert mit dem geologischen Untergrund. Die größeren Intensitäten liegen im Bereich der Tonschiefer des Ordoviziums bzw. Karbons.

Kriging

Geostatistisches Verfahren zur Schätzung von Parametern für Orte, an denen keine Messungen zur Verfügung stehen.

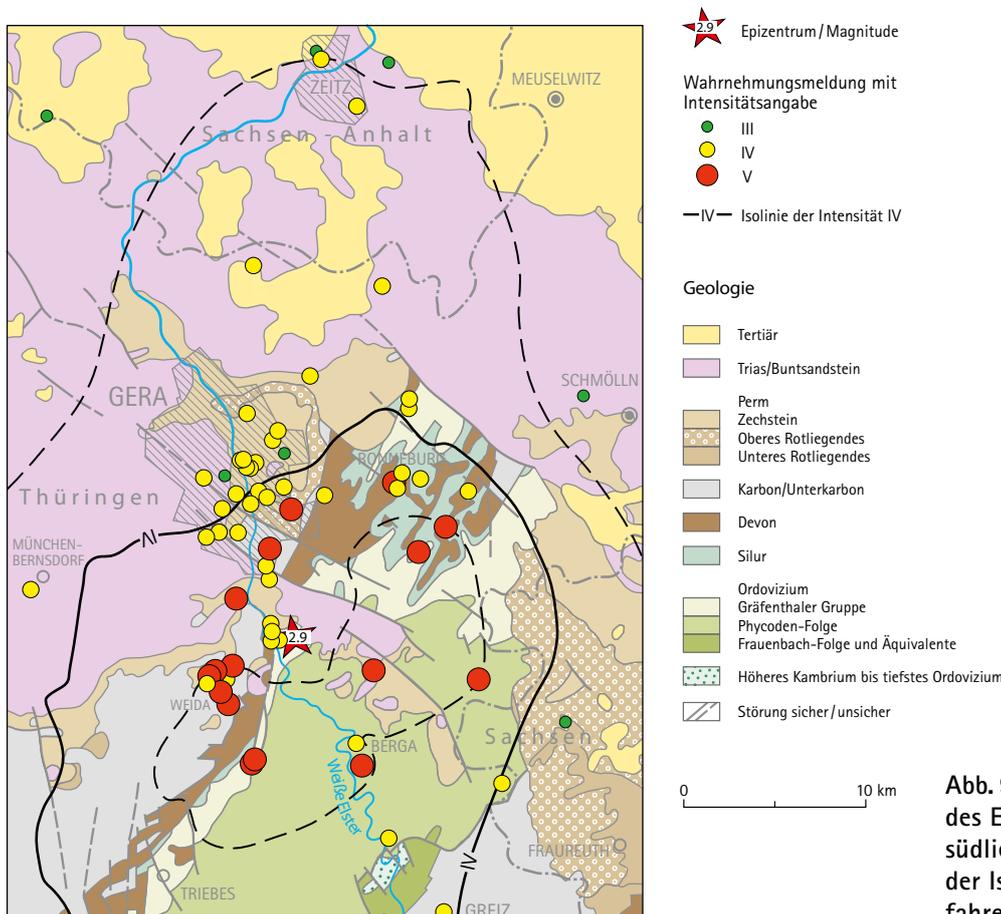


Abb. 9: Makroseismische Auswertung des Erdbebens vom 19. Oktober 2007 südlich von Gera mit der Berechnung der Isoseisten nach dem Krigingverfahren

2.2 Erdbeben vom 11. Februar 2008 von Zappendorf

Tektonik

(griech, tektonikos = zum Bau gehörend): Lehre vom Aufbau und den Bewegungsformen der Erdkruste und des oberen Erdmantels

Störung

Trennfuge im Gesteinsverband, an der eine Verstellung angrenzender Schollen stattgefunden hat

Am 11. Februar 2008 haben westlich von Halle zwei Erdbeben zahlreiche Bewohner aufgeschreckt. Das erste Beben ereignete sich 03:16:59 UTC (04:16:59 Uhr MEZ) und hatte eine Magnitude von $ML = 2.4$. Es wurde von den umliegenden seismologischen Stationen bis in eine Entfernung von 150 km aufgezeichnet. Das Epizentrum wurde zwischen den Ortslagen Zappendorf und Köllme lokalisiert. Dieses Ereignis war im Umkreis von ca. 3 km spürbar und Bewohner der umliegenden Ortschaften erwachten aus dem Schlaf. Aus den gesammelten Wahrnehmungen und aus den Wirkungen der Erschütterungen wurde die Intensität mit IV-V (MSK – Medwedew-Sponheuer-Karnik-Skala/EMS-98 – Europäische Makroseismische Skala, Tab. 3) abgeschätzt (Abb. 10). Ein zweites, wesentlich schwächeres Erdbeben ereignete sich 03:31:10 UTC (04:31:10 Uhr MEZ) mit einer Stärke von $ML = 1.1$ im gleichen Epizentralgebiet.

Datenanalyse zur Ursache des Bebens

Die beiden seismischen Ereignisse erlangten durch ihre Nähe zur Grube Teutschenthal, die schon in den Jahren 1916, 1940 und 1996 von schweren Gebirgsschlägen betroffen war, besondere Brisanz. Die Lokalisierung der neuerlichen Erdbeben lag in unmittelbarer Nähe des Grubenfeldes Salzmünde (Salztiefbau). Außerdem wurden anfangs als mögliche Auslöser die umliegenden Abbaufelder von Kalk-, Ton- oder Braunkohlentiefbau bzw. eine ► tektonische Kopplung an umliegende ► Störungen in Betracht gezogen. Erste Vermutungen, dass es sich um einen Einsturz im Grubenfeld Salzmünde handeln könnte, bestätigten sich nicht. Mit Hilfe einer Formel von Leydecker wurde die mögliche Bruchfeldgröße berechnet. Dabei ergab sich eine Bruchfeldgröße von $0,06 \text{ km}^2$, die laut Angaben des zuständigen Bergbaubetreibers als offener Hohlraum im Grubenfeld Salzmünde nicht mehr zur Verfügung stand. Außerdem hätte ein Einsturz dort eine Flutwelle ausgelöst, die über die Verbindungsstrecke auch das Grubenfeld Teutschenthal selbst erreicht hätte. Derartige Auswirkungen konnten aber nicht beobachtet werden. Deshalb wurde die Annahme des Zubruchgehens von bergbaulichen Hohlräumen im Grubenfeld Salzmünde verworfen.

In den Registrierungen der umliegenden seismologischen Stationen (Abb. 11) fällt auf, dass der Anteil der Oberflächenwellen nicht so prägnant ist, wie beim Gebirgsschlag von Teutschenthal 1996. Deshalb und wegen des Fehlens des großen Hohlraumvolumens wurden die oberflächennahen Kalk-, Ton- oder Braunkohlentiefbaue als Auslöser ebenfalls ausgeschlossen.

Die Erstausschläge der Registrierungen der umliegenden seismologischen Stationen zeigen in verschiedene Richtungen, was als Indiz für einen komplizierten Mechanismus des Herdvorganges anzusehen ist. Insgesamt wurde aus diesen Betrachtungen abgeleitet, dass ein tektonisches Ereignis im Bereich der umliegenden Störungszonen (Salzke-Störung / Hornburg-Tiefenstörung) als Auslöser der Ereignisse die wahrscheinlichste Deutungsvariante ist. Eine Abschätzung der Herdparameter nach der Formel von Wells & Coppersmith ergibt eine Störungsfläche von $0,02 \text{ km}^2$ als Bruchfläche.

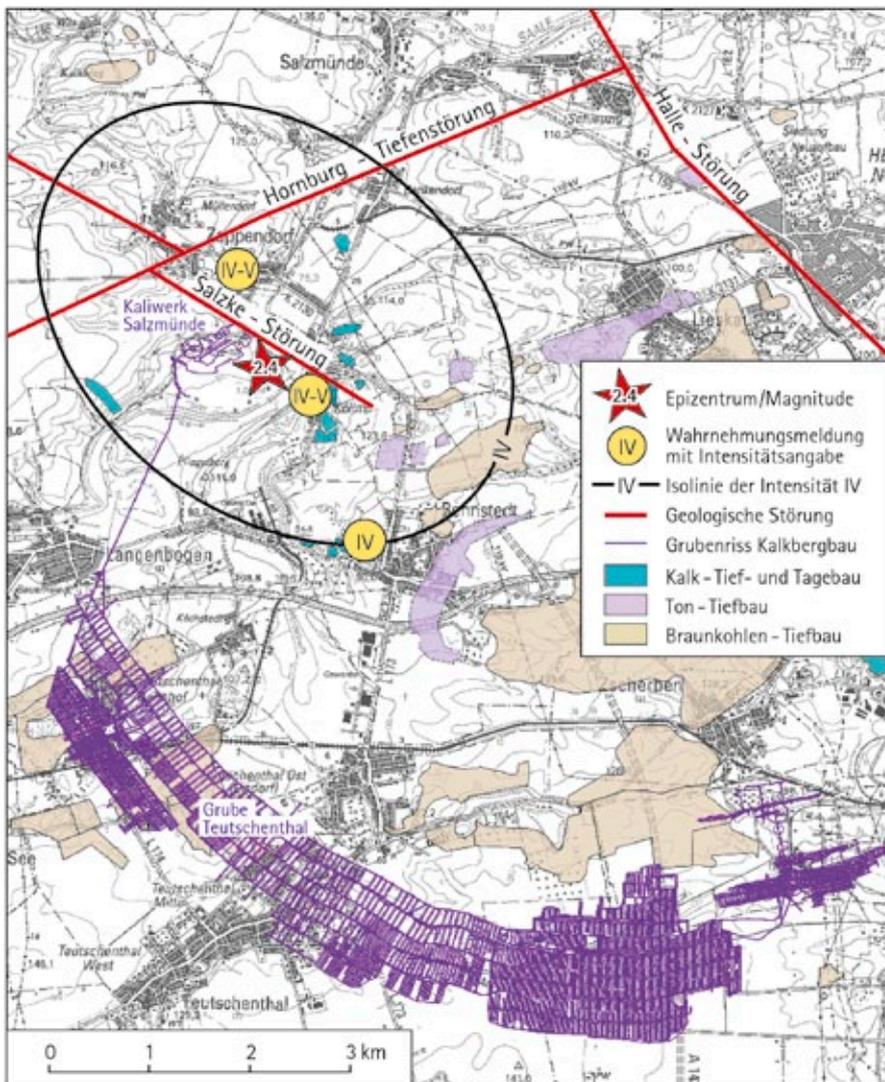


Abb. 10: Auswertung des Erdbebens vom 11.2.2008 im Gebiet von Zappendorf

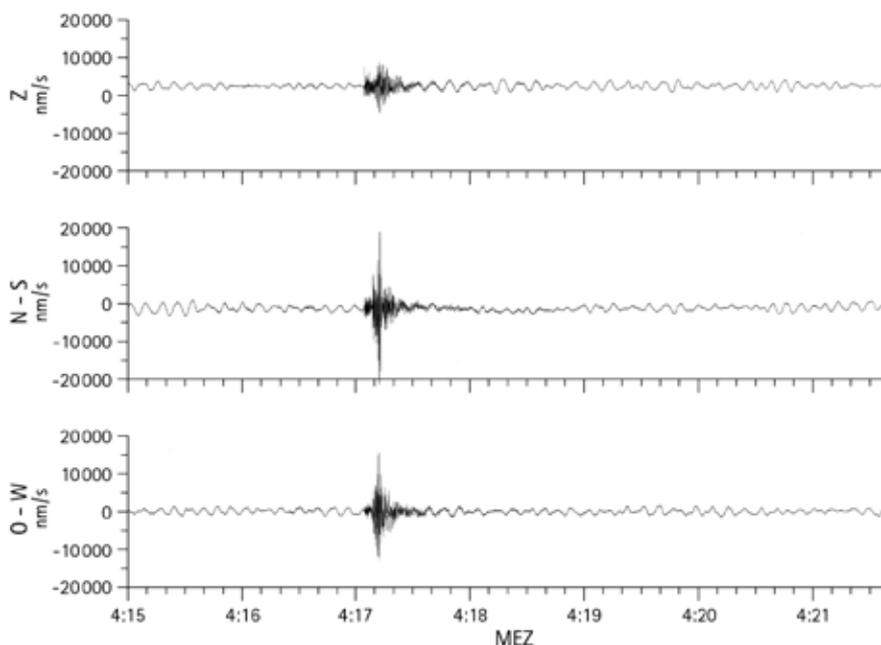


Abb. 11: Registrierung des Erdbebens von Zappendorf vom 11.2.2008 um 04:17 Uhr MEZ mit einer Magnitude von $ML = 2.4$ an der Station Neuenburg (NEUB). Die Registrierung erfolgte in drei Komponenten: Horizontalkomponenten in Nord-Süd-Richtung (N-S) bzw. Ost-West-Richtung (O-W) und der Vertikalkomponente (Z)

2.3 Erdbebenschwarm Oktober bis Dezember 2008 im Herdgebiet Nový Kostel

Bebenschwarm

möglicherweise sehr dichte zeitliche Folge von meist kleinen Erdbeben (Schwarmbeben) im gleichen Herdgebiet, deren einzelne Energiebeiträge sich nicht wesentlich unterscheiden

Die seismische Aktivität konzentrierte sich in Fortsetzung der historisch beobachteten Seismizität auf das Gebiet von Nový Kostel (Tschechische Republik, ca. 10 km östlich von Bad Brambach). Die Erdbebenherde lagen räumlich und zeitlich eng beieinander und es wurden über 8.000 Erdbeben detektiert. Die maximale Magnitude betrug $ML = 3.9$. Die Lokalmagnituden der nächst größeren Beben waren nur wenige Zehntel kleiner. Somit existierte kein einzelnes dominierendes Beben. Der gesamte Magnitudenbereich von -0.9 bis 3.9 war belegt. Diese Eigenschaften entsprechen dem Charakter eines Schwarmes. Es wurden 828 Erdbeben ausgewertet.

In Tab. 4 sind die 39 stärksten Beben des Schwarmes mit einer Magnitude $ML \geq 2.5$ aufgelistet und in Abb. 12 mit der entsprechenden Nummer wiederzufinden. Außerdem sind in Abb. 12 alle Epizentren des Schwarmes ab Magnitude $ML = \geq 0$ dargestellt. In Abb. 12 und in der Darstellung des Vertikalschnittes der Erdbebenherde (Abb. 13) erkennt man deutlich die zeitliche Wanderung der Schwarmbebenherde von Südwesten nach Nordosten. Diese zeitliche Wanderung ist an eine Verringerung der Herdtiefe von etwa 10 auf 5 km gekoppelt. Die Fläche der auf eine Ebene projizierten Bebenherde hat einen Richtungswinkel von 62 Grad zur Erdoberfläche.

Die Darstellung der Anzahl der detektierten Erdbeben der Erstauswertung pro Tag für die angegebenen Zeitabschnitte ist in Abb. 14 dargestellt. In Abb. 15 ist die Lokalmagnitude und die Anzahl der detektierten Beben über der Zeit zu sehen. Die farbliche Markierung der Erdbeben zeigt noch einmal die Verringerung der Herdtiefe im zeitlichen Verlauf des ► Erdbebenschwarmes. In der zeitlichen Abfolge unterschied sich der Schwarm 2008 deutlich vom Schwarm im Jahr 2000. Beim Schwarm 2008 ereigneten sich alle größeren Beben innerhalb eines Monats, während der Schwarm 2000 aus mehreren Phasen vergleichbarer Aktivität bestand, zwischen denen jedoch Ruhephasen bis zu mehreren Wochen lagen.

Tab. 4: Ausgewählte seismische Ereignisse des Erdbebenschwarmes vom Herbst 2008 im Herdgebiet Nový Kostel (mit Lokalmagnitudo $ML \geq 2.5$)

Ereignisnummer Abb. 11	Datum	Herdzeit (UTC) h:min:s	Koordinaten °N/°O	Herdtiefe in km	Lokalmagnitudo (Anzahl der Stationen)	Wahrnehmungsmeldungen
1	09.10.08	22:20:34.3	50.217/12.442	8	3.1 (8)	
2	09.10.08	22:20:38.1	50.215/12.443	9	3.6 (8)	128
3	10.10.08	00:39:45.4	50.214/12.445	9	3.2 (8)	
4	10.10.08	03:02:45.8	50.222/12.445	8	2.5 (8)	
5	10.10.08	03:22:05.5	50.216/12.445	8	3.6 (8)	170
6	10.10.08	03:22:07.1	50.211/12.444	8	3.3 (8)	
7	10.10.08	04:22:16.9	50.217/12.448	8	2.9 (8)	
8	10.10.08	04:52:50.4	50.219/12.446	9	2.6 (8)	
9	10.10.08	05:13:55.5	50.223/12.442	8	2.5 (8)	
10	10.10.08	06:27:21.0	50.215/12.446	8	2.7 (8)	
11	10.10.08	06:34:49.2	50.211/12.448	8	2.7 (8)	
12	10.10.08	07:32:01.7	50.221/12.445	8	2.9 (8)	
13	10.10.08	08:08:46.6	50.216/12.447	8	3.9 (8)	192
14	10.10.08	11:18:41.9	50.224/12.442	8	3.3 (8)	
15	10.10.08	13:51:35.2	50.225/12.443	8	2.6 (8)	
16	10.10.08	13:51:35.8	50.224/12.442	8	2.5 (8)	
17	10.10.08	19:08:32.5	50.223/12.443	8	3.0 (8)	
18	10.10.08	21:41:41.0	50.226/12.443	8	2.5 (8)	
19	12.10.08	06:39:48.9	50.219/12.443	8	2.5 (9)	
20	12.10.08	07:19:57.7	50.208/12.452	8	2.9 (9)	
21	12.10.08	07:44:56.6	50.215/12.446	8	3.6 (9)	
22	12.10.08	15:09:53.8	50.208/12.449	8	2.6 (9)	
23	12.10.08	01:42:47.6	50.215/12.444	10	2.6 (9)	
24	14.10.08	04:01:36.6	50.219/12.444	8	3.1 (9)	
25	14.10.08	04:05:49.4	50.218/12.443	9	2.9 (9)	
26	14.10.08	05:49:04.7	50.223/12.442	8	2.8 (9)	
27	14.10.08	19:00:33.4	50.216/12.450	7	3.6m (9)	151
28	15.10.08	03:40:49.2	50.209/12.449	8	2.5 (9)	
29	16.10.08	10:48:22.9	50.217/12.449	7	2.6 (9)	
30	21.10.08	01:10:55.4	50.227/12.443	7	2.6 (9)	
31	21.10.08	02:14:02.9	50.225/12.447	8	3.3 (9)	
32	28.10.08	08:27:35.7	50.214/12.452	7	2.9 (9)	
33	28.10.08	08:30:11.7	50.214/12.453	6	3.8 (9)	292
34	28.10.08	10:07:00.6	50.213/12.450	7	3.0 (9)	
35	28.10.08	14:51:52.6	50.223/12.447	7	3.0 (9)	
36	28.10.08	14:51:58.5	50.219/12.455	7	2.5 (9)	
37	29.10.08	02:10:04.4	50.208/12.458	7	2.5 (9)	
38	30.10.08	08:19:04.1	50.219/12.452	6	2.6 (9)	
39	31.10.08	03:17:44.2	50.216/12.455	6	2.7 (9)	

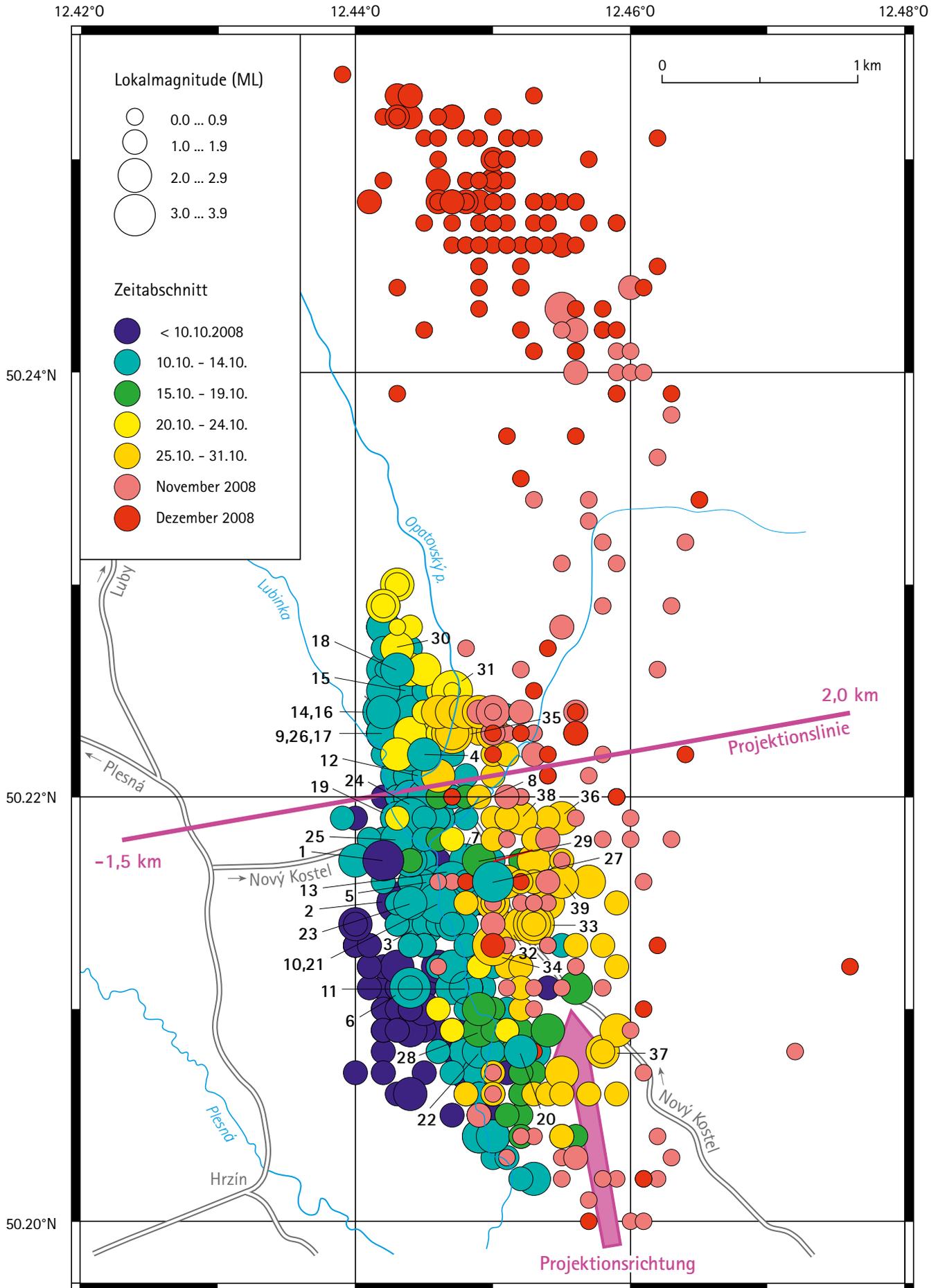


Abb. 12: Seismische Ereignisse des Erdbebenschwarmes im Herdgebiet von Nový Kostel vom Herbst 2008 mit Lokalmagnitude ≥ 0.0

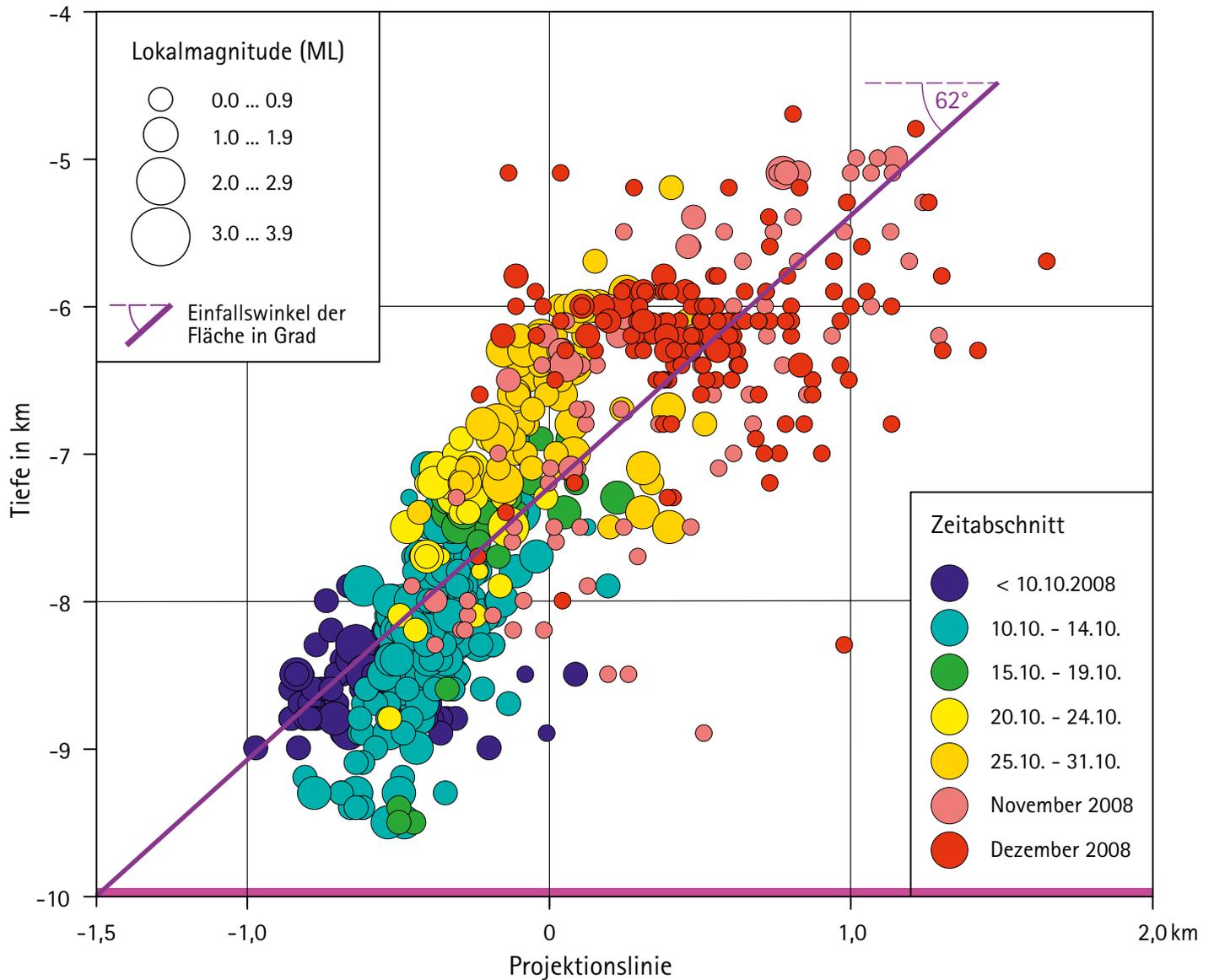


Abb. 13: Vertikalschnitt durch die Erdbebenherde entlang der Projektionslinie aus Abb. 12

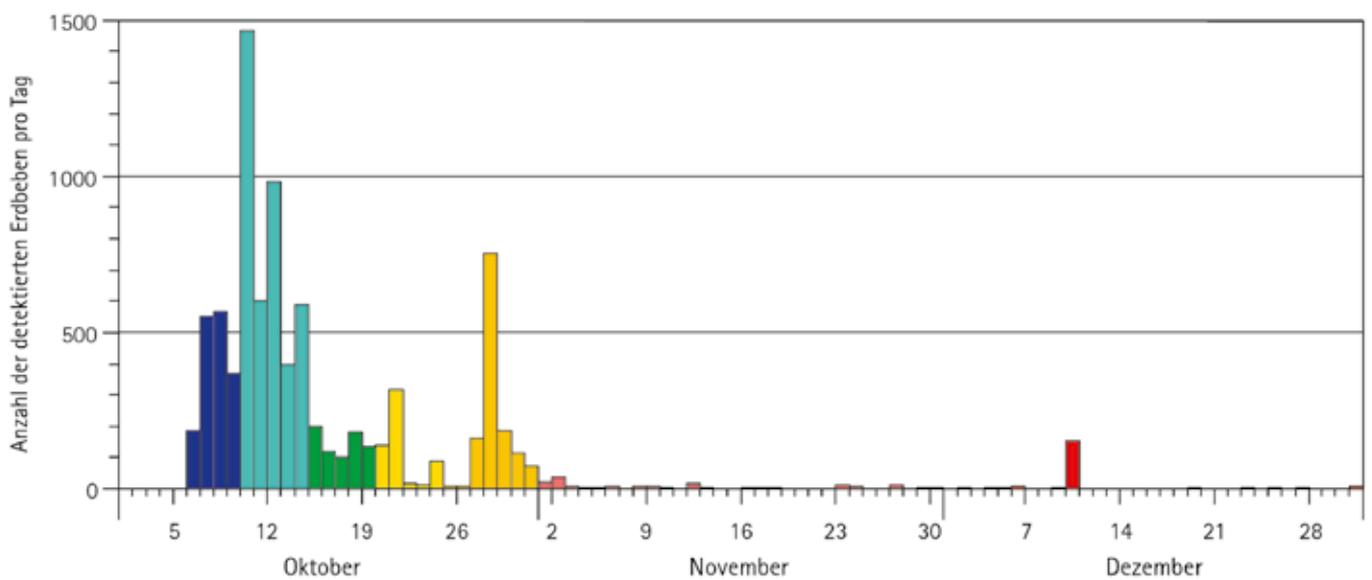


Abb. 14: Darstellung der detektierten Erdbeben der Erstauswertung pro Tag

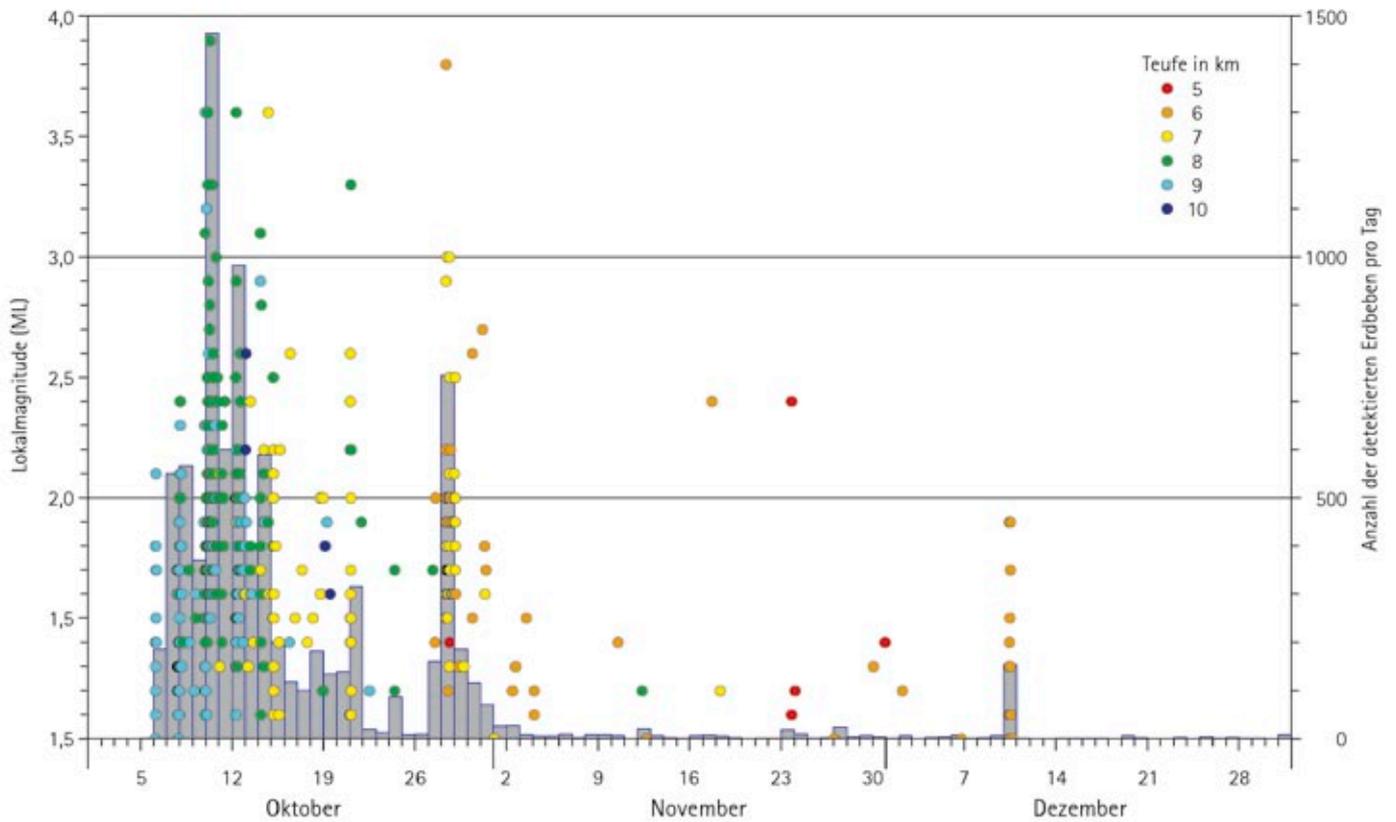


Abb. 15: Darstellung der Lokalmagnitudo und der Anzahl der detektierten Beben über der Zeit

Makroseismik

Beschreibung von fühl- und sichtbaren Erdbebenwirkungen ohne instrumentelle Messwerte

Makroseismik

Die stärkeren Erdbeben wurden von der Bevölkerung wahrgenommen und die Beobachtungen den verschiedenen Einrichtungen (Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Universität Leipzig mit dem Observatorium Collm, TU Bergakademie Freiberg mit dem Observatorium Berggießhübel, Friedrich-Schiller-Universität Jena mit dem Observatorium Moxa, Bayerisches Landesamt für Umwelt und Ludwig-Maximilians-Universität München mit dem Observatorium Fürstenfeldbruck, Akademie der Wissenschaften, Prag und europäisches Datenzentrum EMSC [European Mediterranean Seismological Centre, Paris]) in Form der vorhandenen Fragebögen oder telefonisch mitgeteilt.

Für einige der großen Beben liegen somit genügend viele makroseismische Beobachtungen aus der Bevölkerung vor, um Intensitätskarten auf der Grundlage der EMS-98 Skala erstellen zu können. Dabei wird die Beobachtung der Wirkung von Erdbeben auf Menschen, Gebäude und Natur berücksichtigt. Tab. 3 enthält die Kurzform der makroseismischen Intensitätsskala EMS-98 nach GRÜNTAL (1998, 2004).

In Abb. 16 ist die makroseismische Karte für das Beben vom 28.10.2010 um 08:30:11,7 UTC (09:30 MEZ) dargestellt. Für dieses Ereignis gibt es insgesamt 292 (157 im Rahmen des Seismologie-Verbundes, Observatorium Fürstenfeldbruck und EMSC/135 von der Akademie der Wissenschaften) Beobachtungsmeldungen. Für dieses Beben sind die meisten Meldungen eingegangen. Auf der Basis der zur Verfügung stehenden Daten wurden den einzelnen Beobachtungsorten Intensitäten zugeordnet, die durch die farbigen Kreise markiert sind. Die Rechtecke sind die Ergebnisse des Geophysikalischen Institutes der Akademie der Wissenschaften in Prag. Hier werden keine Einzelbeobachtungen dargestellt, sondern die Intensitäten aus den eingegangenen Meldungen nach MUSSON u. a. (2006) für eine Fläche von ca. 10 × 10 km berechnet und abgebildet.

In Abb. 16 ist erkennbar, dass das Beben bis Nürnberg im Südwesten, Kronach im Westen, Leipzig im Norden und Heidersdorf/Seiffen im Osten gespürt worden ist. Anhand der Meldungen ist festzustellen, dass bei den Intensitäten eine Richtungsabhängigkeit in NO Richtung vorhanden ist. Nur in unmittelbarer Umgebung des Epizentrums in Nový Kostel/Luby sind Schäden an Gebäuden aufgetreten.

Dank der breiten Mithilfe der Bevölkerung war eine flächendeckende Auswertung der makroseismischen Beobachtungsdaten möglich. Wir danken für die Unterstützung.

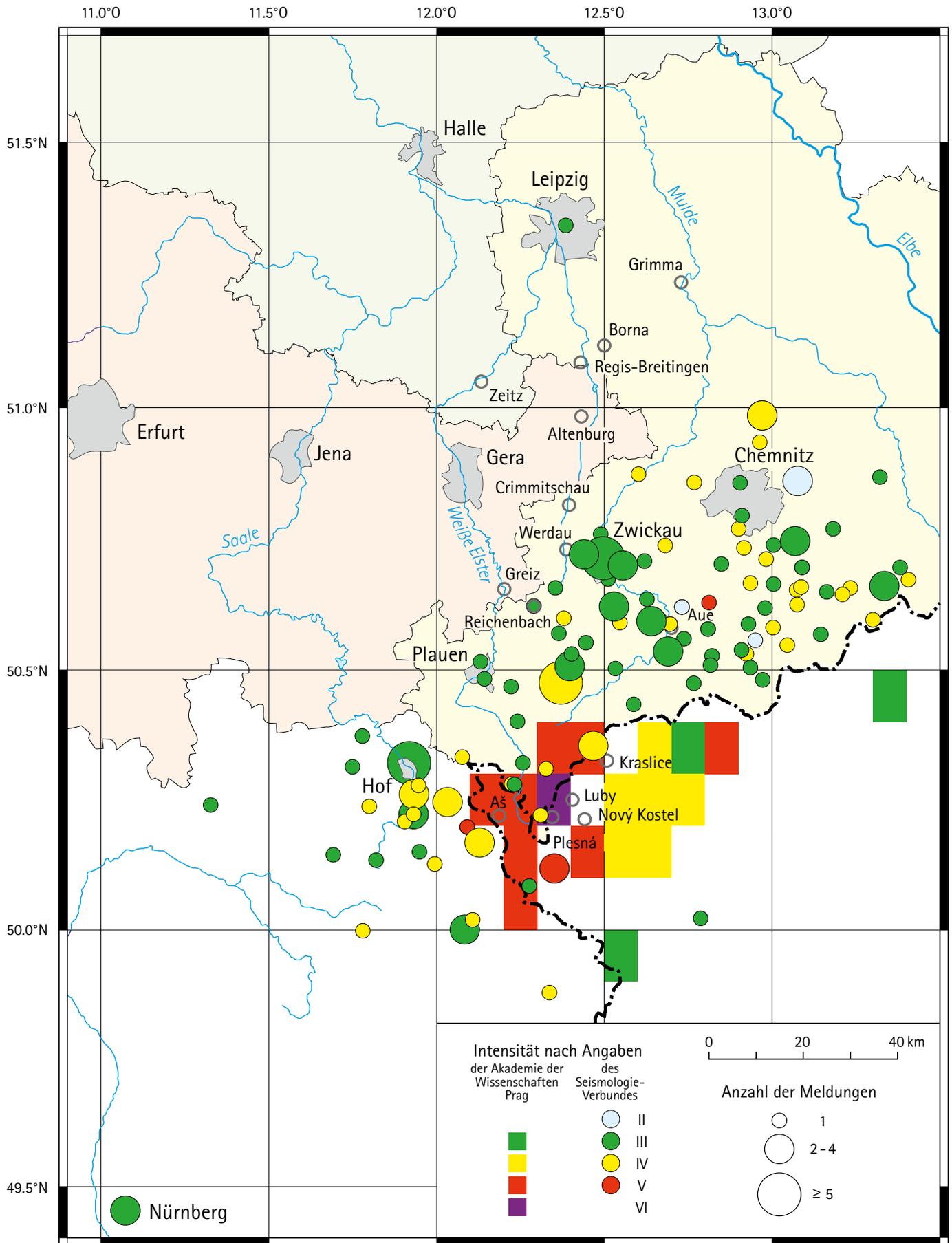


Abb. 16: Makroseismische Auswertung des Bebens vom 28.10.2010 um 09:30 MEZ

3 Seismologisches Sachsenetz (SXNET)

3.1 Online-Stationsnetz (permanentes Netz)

Seismograph

Messgerät zur Registrierung von Bodenbewegungen, bestehend aus Seismometer (Empfänger der mechanischen Energie) und Aufzeichnungssystem (Messdatenanzeige und Informationsspeicherung)

In den letzten Jahren wurde der im Jahr 2000 begonnene Aufbau des sächsischen permanenten Online-Netzes zur Überwachung der seismischen Aktivität zunächst abgeschlossen. Dieses Netzwerk ist durch einen engen Datenaustausch in die umliegenden seismischen Online-Netze sowohl auf nationaler Ebene (Regionalnetze aus Deutschland und Tschechien) als auch auf Länderebene (Thüringen und Bayern) eingebunden.

Die Stationen des Online-Netzes sind auf die seismisch aktiven Gebiete im Vogtland und der nördlich davon gelegenen Abschnitte der Störungszone von Leipzig-Regensburg konzentriert (Abb. 17, Tab. 5). Jede dieser Stationen besteht wie das Offline-Netz aus einem ▶ Seismometer als Messgerät für die Bodenbewegung, einer Registrierapparatur zur Aufzeichnung der gemessenen Daten und einer Antenne zum Empfang eines Zeitsignals, welches im Hinblick auf die gemeinsame Auswertung von Aufzeichnungen mehrerer Stationen von Bedeutung ist. Die in Abb. 17 dargestellten Online-Stationen werden im Wesentlichen für die Auswertung der Erdbeben herangezogen. Zwei Stationen (NEUB und WIMM) werden in Sachsen-Anhalt in Zusammenarbeit mit dem dortigen Landesamt für Geologie und Bergwesen betrieben.

Zur Zeit besteht das SXNET aus elf Stationen. In den Jahren 2007 – 2009 konnten die drei Sachsenetz-Stationen Muldenberg (MULD), Schönfels (SCHF) und Wimmelburg (WIMM) in Betrieb genommen werden. Die Station MULD wurde im Zuge der Modernisierung der Talsperre Muldenberg eingerichtet. In Schönfels konnte ein langjähriger Standort des Thüringennetzes mit moderner Technik ersetzt werden. Die Station Wüstenhain (WUET) musste wegen zunehmender Störungen stillgelegt werden. Da in etwa 10 km Entfernung die thüringische Station Modelwitz (MODW) verfügbar ist, wird auf einen sächsischen Ersatzstandort für WUET verzichtet.

Die Konzeption des Online-Netzes zielt darauf, sowohl alle von der Bevölkerung wahrnehmbaren natürlichen oder künstlich erzeugten Erschütterungen zuverlässig zu erfassen und schnell auszuwerten, als auch deutlich kleinere Ereignisse zu erfassen.

Tab. 5: Stationen des Online-Netzes

Stationsabkürzung	Standort	geogr. Breite in °N	geogr. Länge in °O	Höhe in m (NN)	In Betrieb seit
FBE	Freiberg, Lehr- und Besucherbergwerk	50.9212	13.3541	235	27.09.2004
GUNZ	Gunzen, Trinkwasserhochbehälter	50.3635	12.3316	669	08.08.2001
MULD	Muldenberg, Talsperre	50.4117	12.4040	678	20.12.2007
NEUB	Neuenburg, Burgmuseum	51.2083	11.7752	200	21.08.2003
ROHR	Rohrbach, Trinkwasserhochbehälter	50.2342	12.3168	629	07.08.2001
SCHF	Schönfels, Burgmuseum	50.6772	12.4031	435	14.06.2007
TANN	Tannenbergesthal, Besucherbergwerk	50.4149	12.4616	836	19.12.2000
TRIB	Obertriebel, privater Schuppen	50.3517	12.1370	510	19.12.2001
WERD	Werda, Talsperre	50.4476	12.3064	589	13.06.2001
WERN	Wernitzgrün, Trinkwasserhochbehälter	50.2874	12.3761	672	02.08.2000
WIMM	Wimmelburg, Bergwerk	51.5210	11.5050	80	25.10.2007
WUET	Wüstenhain, privater Keller; stillgelegt	51.0093	12.5802	196	25.11.2004 – 22.02.2008

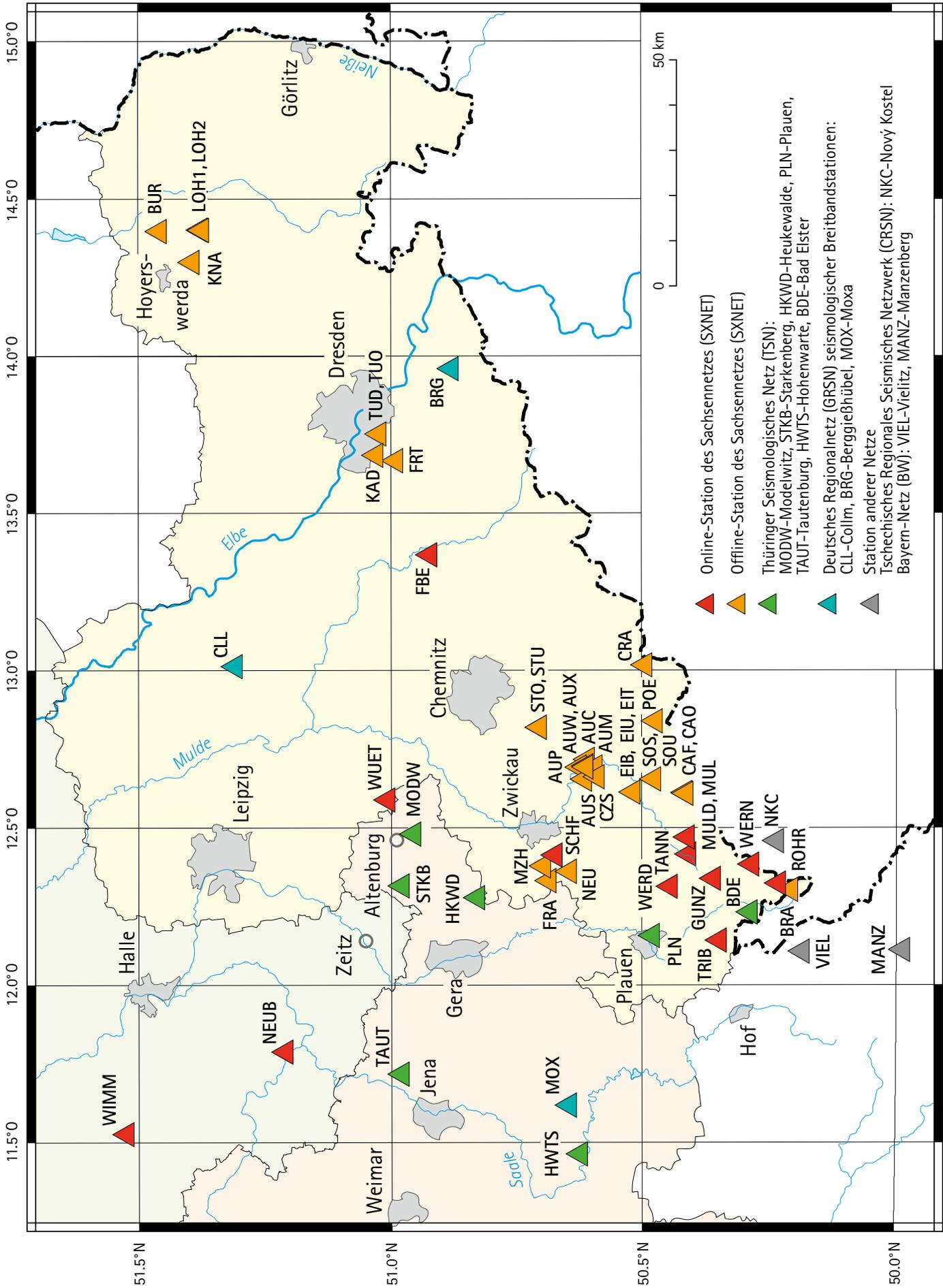


Abb. 17: Stationen der seismischen Netze in Sachsen (SXNET) und angrenzenden Gebieten, Standortabkürzungen des Online und Offline Sachsenetzes (SXNET) s. Tab. 5 und 6

Seismogramm

zeitlicher Verlauf der vom Seismographen wiedergegebenen Bodenbewegungen

Zeitnahe Auswertung und Information

Die Leipziger Datenzentrale an der Universität Leipzig, Institut für Geophysik und Geologie und das Geophysikalische Observatorium Collm empfangen kontinuierlich und automatisch die ► Seismogramme in elektronischer Form von den in Tabelle 5 genannten Online-Stationen und weiteren 22 Stationen der Nachbarnetze. Der zeitliche Verzug beträgt dabei maximal 10 Minuten. So stehen zeitnah Daten von 33 Stationen zur Auswertung bereit.

Die Auswertung erfolgt arbeitstäglich manuell durch einen seismologischen Mitarbeiter am Observatorium Collm, der bei Bedarf binnen weniger Minuten Lage (Epizentrum) und Stärke (Magnitude) bestimmen sowie Behörden, Medien und Öffentlichkeit über Ort und mögliche Auswirkungen des Bebens informieren kann. Außerdem werden die Auswertungen im Internet veröffentlicht. Zusätzlich zur manuellen Auswertung sollen Registrierung (Detektion) und Ortung (Lokalisierung) zukünftig vollautomatisch erfolgen. Eine Weitergabe an offizielle Stellen erfolgt aber auch künftig erst nach Bestätigung durch einen Seismologen.

Auch die kleineren Ereignisse unterhalb der Fühlbarkeitsschwelle werden erfasst, wobei der Schwerpunkt des Online-Netzes in den bekannten Herdgebieten vom Vogtland bis nach Leipzig (Leipzig-Regensburg-Störungszone) liegt. Das Offline-Netz ist auf die Gera-Jáchymov-Störungszone konzentriert, sodass für die gemeinsame Auswertung eine gute Datenüberdeckung erreicht wird. Im Laufe der Jahre sollen so Verlauf und tektonischer Spannungszustand aktiver Störungszonen im Untergrund erfasst und ihr Potenzial für das Auftreten stärkerer Beben prognostiziert werden.



Abb. 18: Auffahrt zum W-Schacht in Wimmelburg, Standort der seismologischen Station

Inbetriebnahme der seismologischen Station Wimmelburg (WIMM) in Sachsen-Anhalt

Nach mehrmonatigem Testbetrieb wurden am 10.12.2008 in Halle die Aufzeichnungen der zweiten landeseigenen Erdbebenstation offiziell gestartet.

Die neu eingerichtete Station WIMM befindet sich im W-Schacht des ehemaligen Kupferschieferbergbaus (Abb. 18) in Wimmelburg bei Eisleben. Das Seismometer ist untertage (in 90 m Tiefe) im ehemaligen Pumpenraum über einen Betonsockel an den Felsuntergrund angekoppelt. Neben dem Seismometer (GÜRALP CMG-3ESP Compact) ist die Station zusätzlich mit einem 3-Komponenten-Geofon (Abb. 19) zur Erweiterung des Frequenzbereiches ausgestattet. Noch untertage werden die Daten digitalisiert (EARTH DATA 6-Kanal-Digitizer) und über Datenleitungen durch die Schachtröhre übertragen. Im Schachtgebäude ist die Rechentechnik untergebracht. Dort werden die Daten mit dem Zeitsignal, das von einem GPS-Empfänger auf dem Dach des Schachtgebäudes kommt, verschnitten und im Stationsrechner abgespeichert.

Die neue Station Wimmelburg ist gemeinsam mit der bereits bestehenden Erdbebenstation auf der Neuenburg (NEUB) bei Freyburg in das Überwachungsnetz des Seismologieverbundes integriert.



Abb. 19: Seismometer und 3-Komponenten-Geofon

Seit 2008 hat auch eine weitere Station im Norden Sachsen-Anhalts ihren Betrieb aufgenommen. Die Station Flechtingen (FLT1) gehört der Fachhochschule Magdeburg-Stendal und ist an das Überwachungsnetz GEOFON des Geoforschungszentrums Potsdam angeschlossen. Die Daten stehen frei zur Verfügung und da der Seismologieverbund mit dem gleichen Datenformat arbeitet, können die Daten der Station Flechtingen in die seismologische Überwachung Mitteldeutschlands integriert werden.

3.2 Offline-Stationsnetz (mobiles Netz)

Ende 2009 bestand das Offline-Netz, das vom Institut für Geophysik der TU Bergakademie Freiberg betreut wird, aus zwölf Stationen (Messgeräte). Diese wurden im Berichtszeitraum an den in Tab.6 aufgeführten Standorten betrieben. Die Positionen dieser Standorte sind in Abb.17 dargestellt. Die gemessenen Daten werden nicht kontinuierlich wie beim Online-Netz gewonnen. Die Offline-Stationen arbeiten im Triggermodus, d.h. es wird nur dann registriert, wenn am Standort ein Schwellenwert der Bodenerschütterung überschritten wird. Damit ist es möglich, dass die Stationen bei automatischer Abspeicherung über einen längeren Zeitraum ohne zusätzliche Betreuung betrieben werden können.

Durch den geringen Installationsaufwand (kein Internetanschluss nötig) und die unkomplizierte Handhabbarkeit sind die Stationen mobil und temporär einsetzbar. In Ergänzung des Online-Stationsnetzes hat das Offline-Stationsnetz die im folgenden beschriebenen Arbeitsschwerpunkte.

Monitoring aktiver Erdbebencluster und seismotektonische Untersuchungen

Die Mobilität des Offline-Stationsnetzes ermöglicht ein schnelles Umsetzen in lokale Erdbebengebiete bei Einsetzen einer seismischen Aktivität. Durch eine gezielte Anordnung der Stationen in unmittelbarer Nähe der Erdbebenherde können sehr schwache Erdbeben erfasst und gleichzeitig wichtige Herdparameter optimal bestimmt werden. Ein entsprechender Einsatz von Offline-Stationen im Berichtszeitraum erfolgte im November 2007, als im Raum Werdau ein Erdbebenschwarm einsetzte. Durch die Installation von vier Stationen in geringer Distanz zum Erdbebenherd konnte das Erdbebencluster genau lokalisiert und im Hinblick auf seine zeitliche und räumliche Entwicklung analysiert werden.

Eine weitere Aufgabe des Offline-Stationsnetzes ist die Detektion von Erdbeben im Bereich tektonisch vorgeprägter Störungszonen, wie beispielsweise der Elbtalzone oder der Gera-Jáchymov-Störungzone.

Zu diesem Zwecke wurden zusätzliche Stationen an der Talsperre in Sosa (SOS) und im Besucherbergwerk Pöhla (POE) installiert, die eine verbesserte Detektion und Lokalisierung schwacher Erdbeben im nordwestlichen Teil der Störungzone von Gera-Jáchymov ermöglichen sollen.

Die Untersuchungen im Bereich der Elbtalzone werden vordergründig im Rahmen von Arbeiten zur seismischen Gefährdungsabschätzung durchgeführt. Die Erfassung lokaler Erdbeben ist durch eine Station im Stadtgebiet von Dresden (TUD, Standort im Keller des Schubert-Baus der TU Dresden) abgesichert.

Die beiden angeführten Standorte dienen der Langzeitbeobachtung und erfordern deshalb eine längere Standzeit der Stationen.

Ingenieurseismologische Arbeiten zur Abschätzung der seismischen Gefährdung

Das seismologische Monitoring des Offline-Stationsnetzes konzentriert sich weiterhin auf Untersuchungen zur Abschätzung der seismischen Gefährdung durch natürliche Erdbeben oder anthropogen verursachte, sogenannte induzierte Erdbeben.

Einer der Arbeitsschwerpunkte ist seit vielen Jahren die begleitende Überwachung der durch die Flutung der WISMUT-Grube Schlema-Alberoda hervorgerufenen induzierten Seismizität. Durch die Flutung der Hohlräume kommt es zu Spannungumlagerungen im umgebenden Gestein. Bei Überschreitung der Bruchfestigkeit des Gesteins treten räumlich eng begrenzte Brüche auf und es wird Energie in Form von seismischen Wellen frei. Für eine noch genauere Lokalisierung der auftretenden Ereignisse wurde das bestehende Stationsnetz optimiert. Durch die Neukonfigurierung mit fünf Stationen ist nun eine genauere Auswertung möglich.

Des Weiteren sind mobile Stationen in verschiedenen Talsperrenbauwerken installiert. Sie dienen dem Monitoring der dynamischen Belastung von Talsperren, hervorgerufen durch natürliche (Erdbeben) und künstliche Erschütterungen (Sprengungen). Hierbei geht es vor allem um die Einschätzung zu Standsicherheitsfragen. An einigen Talsperren wurden im Berichtszeitraum Umpositionierungen der Seismometer an tiefer liegende Standpunkte vorgenommen, um den Einfluss der Mauerschwingungen auf die Messungen zu minimieren.

Als im Herbst 2008 ein Erdbebenschwarm bei Nový Kostel/Tschechische Republik auftrat, wurden die dem Herdgebiet am nächsten liegenden Talsperren Carlsfeld, Sosa und Eibenstock mit zusätzlichen Geräten ausgestattet, um detailliertere Aussagen zu maximalen Schwinggeschwindigkeiten in unterschiedlichen Niveaus der Mauern zu bekommen. Die Stationen Eibenstock (EIB bzw. EIU), Carlsfeld (CAF) und Sosa werden im Auftrag der Landestalsperrenverwaltung Sachsen (LTV) betrieben.

Standortuntersuchungen und Mikrozonierung

Im Rahmen der seismischen Gefährdungsanalyse werden in Gebieten, in denen aufgrund der dichten Besiedlung bzw. der starken Industrialisierung ein erhöhtes seismisches Risiko besteht, Mikrozonierungsarbeiten durchgeführt. Diese untersuchen neben der Erdbebengefährdung auch den Einfluss der lokalen Geologie, um Zonen ähnlichen Untergrundverhaltens bei Erdbebeneinwirkung zu erfassen. Dabei werden unter anderem Untergrundeffekte an den einzelnen Stationsstandorten bestimmt. Im Zusammenhang mit Rauschuntersuchungen (Messung der Bodenunruhe) liefern diese Messungen wichtige Anhaltspunkte für die Qualität eines Stationsstandortes, was bei der Standortwahl neu zu installierender Stationen von Bedeutung ist.

Neben den vorhandenen Standorten für seismologische Stationen ist es im Bedarfsfall erforderlich, weitere Standorte zeitnah zu besetzen. Die Registrierbedingungen für die Messgeräte müssen dafür im Vorfeld bewertet werden, um eine schnelle und optimale Aufstellung vornehmen zu können.

Tab. 6: Stationen des Offline-Netzes

Stations- abkürzung	Standort	geogr. Breite in °N	geogr. Länge in °O	Höhe in m (NN)	Betriebszeit
Region Aue					
AUC	Aue, Viehzucht	50.6216	12.7053	448	seit 22.10.04
AUP	Aue, »Prinzenhöhle«, Garage	50.6381	12.6802	369	seit 22.10.04
CZS	Aue, Clara-Zetkin-Siedlung	50.6045	12.6512	460	22.10.04 – 26.02.08
AUM	Aue, Markus-Semmler-Straße, Keller Wohnhaus	50.6072	12.6802	401	seit 22.10.04
AUW	Aue, Wasserbehandlungsanlage	50.6267	12.6828	331	30.01.07 – 29.04.08
AUS	Aue, Baumarkt Wildbach	50.6260	12.6440	512	seit 24.07.07
AUX	Aue, Nähe Wasserbehandlungsanlage, Keller Wohnhaus	50.6257	12.6858	343	seit 29.04.08
Erzgebirge/Vogtland					
BRA	Bad Brambach, Rödiger-Haus	50.2221	12.2971	575	12.04.05 – 24.07.07
POE	Pöhla, Besucherbergwerk	50.4725	12.8380	600	seit 21.04.09
Region Werdau					
FRA	Fraureuth, Freibad	50.6965	12.3232	343	16.01.07 – 14.10.08
MZH	Fraureuth, Mehrzweckhalle	50.7063	12.3690	291	15.05.07 – 17.07.07
NEU	Neumark, Gemeindeamt	50.6567	12.3545	356	31.07.07 – 14.10.08
Region Dresden					
FRT	Freital, Müllersweg	50.9970	13.6541	182	14.10.04 – 11.01.07
TUD	TU Dresden, »Schubert-Bau«, Zellescher Weg, Keller	51.0297	13.7403	131	14.10.04 – 13.10.08 seit 19.01.09
TUO	TU Dresden, »Schubert-Bau«, Zellescher Weg, 6. Stock	51.0297	13.7403		28.01.09 – 05.11.09
KAD	Kaditz	51.0348	13.6727	109	29.05.06 – 11.01.07
Lausitz					
BUR	Burghammer, Stauspeicher, Schieberhaus	51.4549	14.4027	117	18.03.08 – 20.05.08
KNA	Knappenrode, Stauspeicher, Messhaus	51.3932	14.3002	128	18.03.08 – 20.05.08
LOH1	Lohsa, Stauspeicher, Schieberhaus	51.3727	14.4049	124	18.03.08 – 15.04.08
LOH2	Lohsa, Stauspeicher, Bootshaus	51.3723	14.4025	125	15.04.08 – 20.05.08
Talsperren					
EIB	Eibenstock, Staumauer, Kontrollgang	50.5301	12.5992	528	22.10.04 – 28.08.08 14.10.08 – 13.01.09
EIU	Eibenstock, Staumauer, Schieberhaus	50.5301	12.5992	490	28.08.08 – 14.10.08 seit 23.10.08
EIT	Eibenstock, Tischlerei	50.5303	12.6013	490	14.10.08 – 23.10.08
CAF	Carlsfeld, Mauerfuß, Lotmesshaus	50.4258	12.5976	895	22.10.04 – 17.09.08 14.10.08 – 04.02.09
CAO	Carlsfeld, Staumauer, oben	50.4246	12.5935	908	14.10.08 – 13.01.09
MUL	Muldenberg	50.4128	12.4053	766	19.03.07 – 13.12.07
CRA	Cranzahl, Turmfuß	50.5045	13.0012	688	27.05.08 – 21.04.09
STO	Stollberg, Querenbach-TS, Garage	50.7151	12.8077	448	10.06.08 – 21.04.09
STU	Stollberg, Querenbach-TS, Turmfuß	50.7149	12.8071	427	seit 21.04.09
SOU	Sosa, Mauerfuß	50.4904	12.6436	615	07.10.08 – 14.10.08
SOS	Sosa, Mauerkrone	50.4900	12.6426	636	seit 04.02.09

4 Induzierte Seismizität

Bei den meisten seismischen Ereignissen handelt es sich um *tektonische Erdbeben*, bei denen die durch natürliche tektonische Kräfte im Erdinnern sich aufbauenden Spannungen zu einem Zerbrechen des Gesteins entlang von vorhandenen Schwächezonen führen. Die Erdbebenstärke hängt dabei von der Größe der Bruchfläche und von den entlang der Bruchränder auftretenden Verschiebungen ab. Bei Mikroerdbeben der Magnitude 2 kann man etwa mit einer Bruchfläche von 100×100 m und einer Verschiebung von einigen mm rechnen. Bei dem großen Erdbeben in Chile im Februar 2010 mit einer Magnitude von 8.8 war die Bruchfläche etwa 10.000 km^2 und die mittlere Verschiebung betrug 10 m.

Erdbeben können aber auch durch menschlichen Eingriff in die Spannungsverhältnisse im Untergrund erzeugt werden. Man spricht dann von *induzierter oder getriggelter Seismizität*. Bei getriggelter Seismizität wird ein kritischer Spannungszustand so verändert, dass ein Beben ausgelöst (»getriggert«) wird, das ohnehin früher oder später stattgefunden hätte. Mit induzierter Seismizität im engeren Sinn ist dagegen das direkte Verursachen von Beben durch menschlichen Eingriff gemeint. In der Praxis macht diese Einteilung allerdings häufig keinen Sinn, da man die Verhältnisse im Untergrund gar nicht genau genug kennt, um zwischen den verschiedenen Mechanismen zu unterscheiden. Wir verwenden daher hier nur den Begriff induzierte Seismizität für alle seismischen Ereignisse, bei deren Entstehung menschliche Aktivitäten eine Rolle spielen.

Beispiele für induzierte Seismizität

Induzierte Seismizität tritt vor allem im Zusammenhang mit Berg- und Tunnelbau, bei der Förderung von Erdöl und Erdgas, bei der Nutzung geothermischer Energie und bei der Verpressung von Flüssigkeiten im Untergrund auf. Bekannt ist ferner das Auftreten induzierter Seismizität im Umfeld großer Staudämme. Das spektakulärste Ereignis dieser Art war ein Beben der Magnitude 6.3, das sich 1967 am Koya Damm in Indien ereignete.

Fragt man nach den Ursachen induzierter Seismizität, so gibt es eine ganze Reihe von Mechanismen, die das Kräftegleichgewicht in der Erdkruste verändern können. Das Auffahren von Hohlräumen bzw. die Extraktion von Öl und Gas führen zu Änderungen im räumlichen Spannungsfeld, die zu Spannungserhöhungen an bestimmten Stellen führen können. Dabei wird die Gesteinsfestigkeit überschritten und es kommt zu einem Bruchvorgang. Das Einstürzen unterirdischer Hohlräume bewirkt plötzliche Massenverlagerungen. Ein Erhöhen des Porenwasserdrucks setzt die Reibungskräfte zwischen den Gesteinsschichten herab und kann so plötzliche Bewegungen initiieren. Zusätzliche Massenauflast durch Wasserreservoirs und das Eindringen von Sickerwässern in den Untergrund sind der Grund für die reservoirinduzierte Seismizität an Staudämmen.



Abb. 20: Gebirgsschlag Teutschenthal vom 11. September 1996, Böschungsbbruch am »Pappelgrund« zwischen Zscherben und Teutschenthal (Foto: H. DÖGE)

Mit bergbaulicher Tätigkeit zusammenhängende »bergbauinduzierte« seismische Ereignisse sind ein alltägliches Phänomen. Sie sind nicht zu vermeiden. Großräumige Grubeneinstürze, sogenannte Gebirgsschläge, sind in unserer Region aus dem Kalibergbau bekannt und können beträchtliche Stärken erreichen. Bedeutende Ereignisse dieser Art sind die von Krügershall (1940), Teutschenthal (1996, Abb. 20 und 21), Schierstedt/Aschersleben (1943, 1971), Heringen (1953), Merkers (1958, 1961), Sünna (1975) und Völkershausen (1989). Der letztgenannte Gebirgsschlag erreichte eine Lokalmagnitudo von 5.6.

Durch die zunehmende Nutzung geothermischer Energie und die Erprobung der Speicherung des Treibhausgases CO₂ im tiefen Untergrund ergeben sich absehbar zunehmende Risiken durch induzierte Seismizität in Deutschland. Es wird daher darauf ankommen, Konzepte zur Begrenzung der induzierten seismischen Aktivität bei der Nutzung geothermischer Systeme und bei der CO₂-Verpressung zu entwickeln. Dazu gehört ein verbessertes Verständnis der Prozesse, die zum Entstehen fluidinduzierter Erdbeben beitragen, eine standortbezogene Gefährdungsabschätzung und die Entwicklung von Strategien zur Vermeidung bzw. Begrenzung der spürbaren Seismizität beim Betrieb der Anlagen.

Der Seismologieverbund Sachsen besitzt durch das seit über 10 Jahren kontinuierlich durchgeführte seismologische Monitoring der Flutung des WISMUT-Bergbaus im Raum Aue/Schlema große Erfahrung in der Überwachung induzierter Seismizität. Diese Erfahrung wird im Rahmen des 2010 begonnenen, vom Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit geförderten Vorhabens MAGS (Konzepte zur Begrenzung der mikroseismischen Aktivität bei der energetischen Nutzung geothermischer Systeme im tiefen Untergrund) eingebracht.



Abb. 21: Gebirgsschlag Teutschenthal vom 11. September 1996, Teileinsturz der Außenfront eines Wohnhauses in Zscherben (Foto: G. BAUER, Mitteldeutsche Zeitung, Halle)

4.1 Bergbauinduzierte Seismizität im Umfeld der Uranerzgrube Schlema-Alberoda



Abb. 22: Seismische Überwachungsanlage 3, Hauptanlage Schacht 371

Die Seismische Überwachungsanlage 3, Hauptanlage Schacht 371 ist seit April 1993 in Betrieb und im Februar 1999 mit der Teilanlage für den Grubenteil Oberschlema erweitert worden. Beide Anlagen sind miteinander gekoppelt, so dass bei einem Ereignis beide Anlagenteile gleichzeitig aufzeichnen.

An die Überwachungsanlage sind 40 Schwingungsaufnehmer, verteilt im tagesnahen Grubenfeld und über Tage angeschlossen.



Abb. 23: Seismische Überwachungsanlage 3, Teilanlage Oberschlema

Die Uranerzgrube Schlema-Alberoda befindet sich im Westerzgebirge, im Erzgebirgskreis Aue-Schwarzenberg zwischen den Ortschaften Aue, Schneeberg und Hartenstein. In dem ca. 23 km² großen, von der Grube beeinflussten Gebiet befinden sich die Ortschaft Bad Schlema sowie der Ortsteil Alberoda der Stadt Aue. Das bedeutendste Gewässer ist die das Areal von Süd nach Nord durchfließende Zwickauer Mulde. Das Territorium kann als dicht besiedelte Gebirgslandschaft bezeichnet werden, die durch Jahrhunderte währenden Bergbau geprägt ist.

In den bereits durch das Auftreten radiumhaltiger Wässer vermuteten Uranvorkommen unter dem Kurort Oberschlema begannen 1946 die Erkundungs- und Gewinnungsarbeiten. Mit der Ausdehnung der Such- und Erkundungsarbeiten nach Nordosten wurde 1948 die Teillagerstätte Niederschlema-Alberoda entdeckt. Die Gewinnungsarbeiten hatten Mitte der 1960er Jahre mit einer Jahresproduktion von über 4.000 t Uran ihren Höhepunkt. 1986 wurde die tiefste Sohle, die -1800-m-Sohle, erreicht.

Insgesamt wurden in beiden Teillagerstätten ca. 49,5 Mio. m³ Gestein gelöst und 80.500 t Uran im Erz gefördert. Das waren nahezu 35 % der Gesamtproduktion der SDAG Wismut. 1990 wurde der Abbau eingestellt und mit der Flutung begonnen. Langfristig wird der Flutungspegel ca. 20 m unter dem Niveau der Zwickauer Mulde gehalten.

Ende der 1970er Jahre wurden neben Gebirgsstößen im Konturbereich von Auffahrungen in magmatischen Gesteinen auch Erschütterungen aus dem Umfeld der Grube beobachtet. Erste Gebirgsstöße in der Nähe zu einem Kammerkomplex standen im Zusammenhang mit dem Abbau auf großflächig abgebauten Strukturen.

Am 25.9.1979 ereignete sich um 02:02 Uhr der stärkste Gebirgsstoß während der Gewinnungstätigkeit. Die makroseismische Intensität nach der Intensitätsskala von Medvedev, Sponheuer und Karnik (MSK) lag bei V. Das errechnete Hypozentrum des Ereignisses befand sich im Bereich des Lagerstättenteils Niederschlema-Alberoda. Die Herdtiefe des Ereignisses wurde zunächst mit 2 km abgeschätzt und später mit $5 \pm 1,8$ km angegeben (GRÜNTAL 1988). Zu diesem Zeitpunkt war der Abbau in eine Tiefe von ca. 1.300 m vorgedrungen.

Zur Beherrschung dieser Gefährdung und um den Charakter der Verformungen zu bestimmen, wurden umfangreiche markscheiderische Messungen und wissenschaftliche Untersuchungen durchgeführt. Weiterhin erfolgte die Entwicklung und Inbetriebnahme ortungsseismischer Anlagen (Abb. 22 und 23).

Im Ergebnis der durchgeführten geomechanischen Untersuchungen konnte nachgewiesen werden, dass durch die Abbautätigkeit der im Granit gegebene komplizierte, äußerst inhomogene Ausgangsspannungszustand weitreichend umverteilt wurde. Es kam zu einer erhöhten Beanspruchung der in den Granit hineinreichenden geologischen Strukturen, was zu Scherbrüchen in diesen führte.

Aus der Analyse der Seismizität während der Abbauphase konnten die Prognosewerte für die maximal zu erwartende Magnitude $ML=2$ und für die maximal zu erwartende makroseismische Intensität der Bodenerschütterung III bis IV nach MSK für flutungsbedingte, abbaubezogene seismische Ereignisse abgeleitet werden.

Von April 1993 bis Ende Dezember 2009 sind 1597 seismische Ereignisse aus der Grube Schlema-Alberoda und deren näherem Umfeld geophysikalisch ausgewertet und geomechanisch interpretiert worden. Davon können 1.537 seismische Ereignisse 6 Herdgebieten (Abb. 24 und 25) im Granitmassiv und in den Quarzitlagen im Südostteil der Teillagerstätte Niederschlema-Alberoda zugeordnet werden. Die

restlichen Ereignisse traten verteilt im unverritzten Schiefergebirge, im Grubengebäude oder im Liegenden der Teillagerstätte Oberschlema auf.

Etwa die Hälfte der seismischen Ereignisse im Granitmassiv können dem bereits in der Abbauphase aktiven Herd 1 zugeordnet werden. Die Tiefe der Ereignisse liegt zwischen 1.000 m und 2.500 m. Herd 2 ist ebenfalls aus der Abbauphase bekannt und befindet sich in einer Tiefe von 1.400 m bis 2.300 m. Herd 3 befindet sich in einer Tiefe von 1.200 m bis 1.600 m und hat sich erst während der Flutung aktiviert. Die Herde 4 und 5 spielen eine untergeordnete Rolle. Herd 6 befindet sich an verschiedenen, die Quarztlagen im Ostteil der Teillagerstätte durchsetzenden Strukturen. Die Tiefe reicht von 600 m bis 2.000 m.

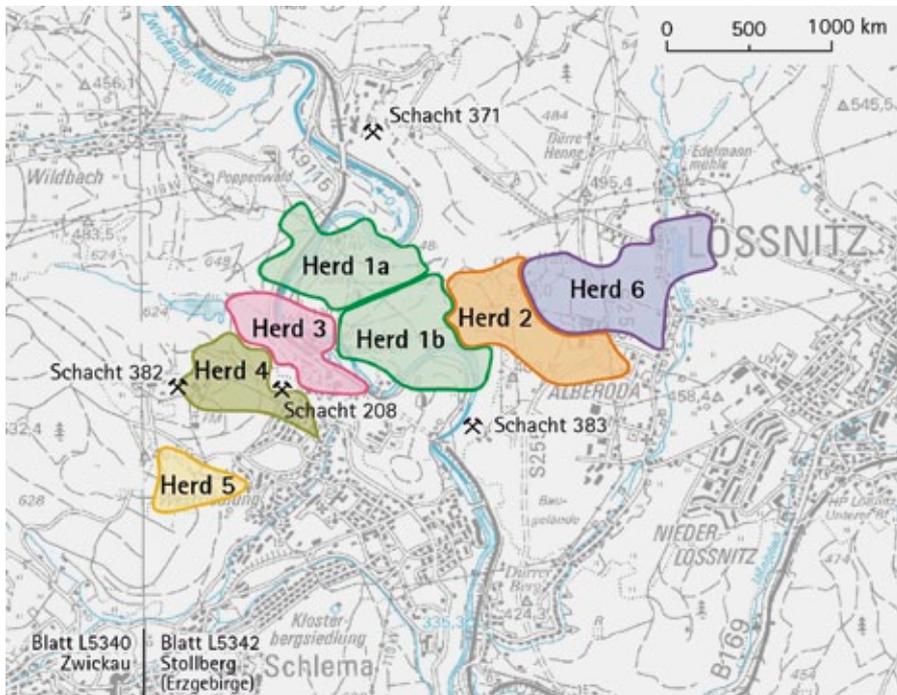
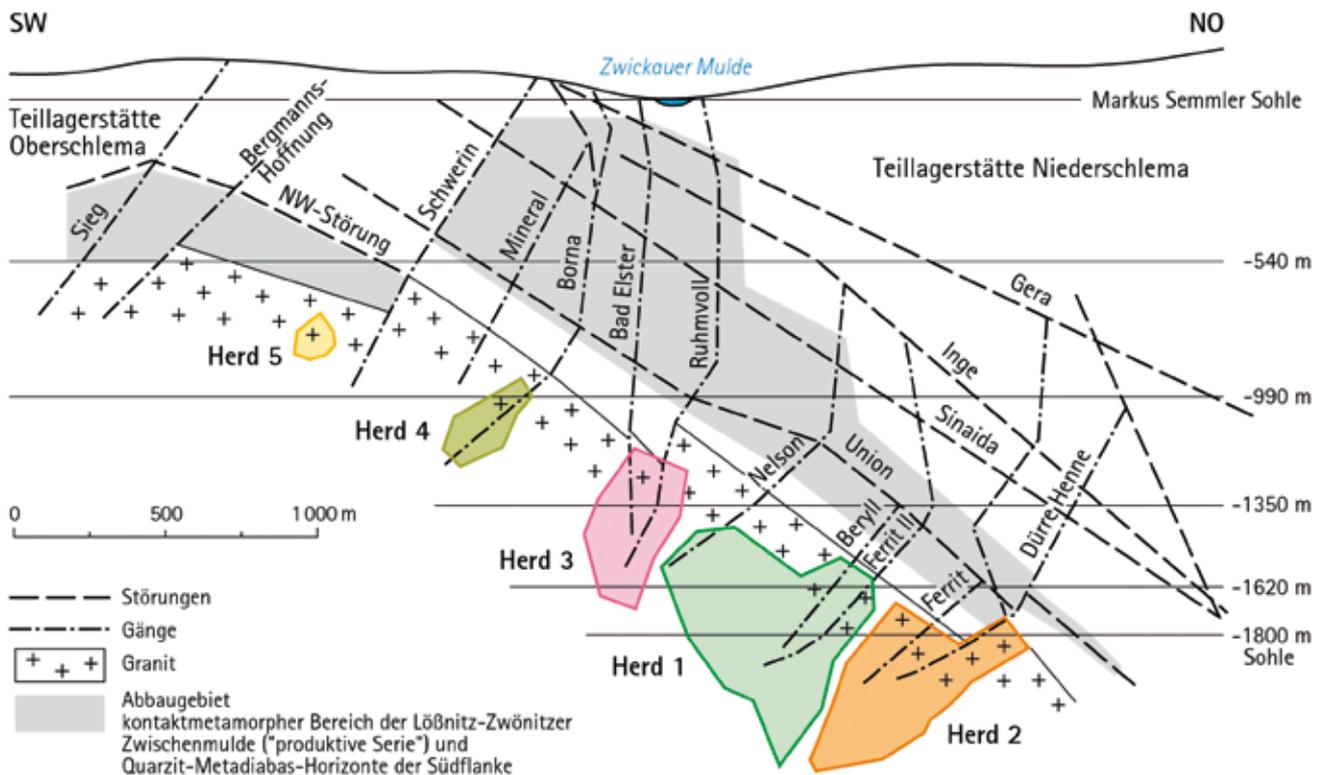


Abb. 24: Epizentren der Herdgebiete im Bereich der Grube Aue-Alberroda und Umgebung

Abb. 25: Schnitt durch die Hypozentren der flutungsinduzierten seismischen Ereignisse im Bereich der Grube Aue-Alberroda und Umgebung



Zur Klassifizierung und Vergleichbarkeit der Gebirgsstöße wurde der Schnellewert s_{1500} eingeführt. Er beschreibt die Maximalgeschwindigkeit der Bodenbewegung, die im Mittel in 1.500 m Entfernung vom Herd auftritt. Die festgelegte Referenzentfernung entspricht etwa der mittleren Tiefe der Herde unter der Tagesoberfläche. Daraus lässt sich die mögliche Schadenswirkung der Gebirgsstöße auf Gebäude entsprechend der DIN 4150, Teil 3 ableiten.

Da der Schnellewert und seine Klassifizierung für die weitere geomechanische Interpretation verwendet werden, wurde der Zusammenhang zwischen der Bewertungsgröße, dem seismischen Moment, der Lokalmagnitude und der seismischen Energie untersucht. Die Untersuchung ergab, dass die auf unterschiedliche Art aus den Seismogrammen ermittelten Maßzahlen für die Stärke eines seismischen Ereignisses für die Verhältnisse der Teillaagerstätte Niederschlema-Alberoda miteinander korrelieren. Deshalb kann der Schnellewert s_{1500} als Maßzahl für die Beschreibung der Ereignisstärke und für die geomechanische Interpretation des seismischen Regimes verwendet werden.

Der Verlauf der Seismizität wird bestimmt durch den mit aufsteigendem Flutungsspiegel zunehmenden Porenwasserdruck im vom Abbau zerstörten Gebirgskörper. Durch das Eindringen des Flutungswassers nimmt die Normalspannung ab. Dies führt zu Dehnungen im Gebirgskörper und, wie in der Abbauphase, zur Umverteilung der Spannungen. Auf die Spannungsumverteilung reagieren die einzelnen Herdgebiete je nach mechanischem Zustand mit einer plötzlichen Energieabgabe in Form von mehr oder weniger starken Erschütterungen.

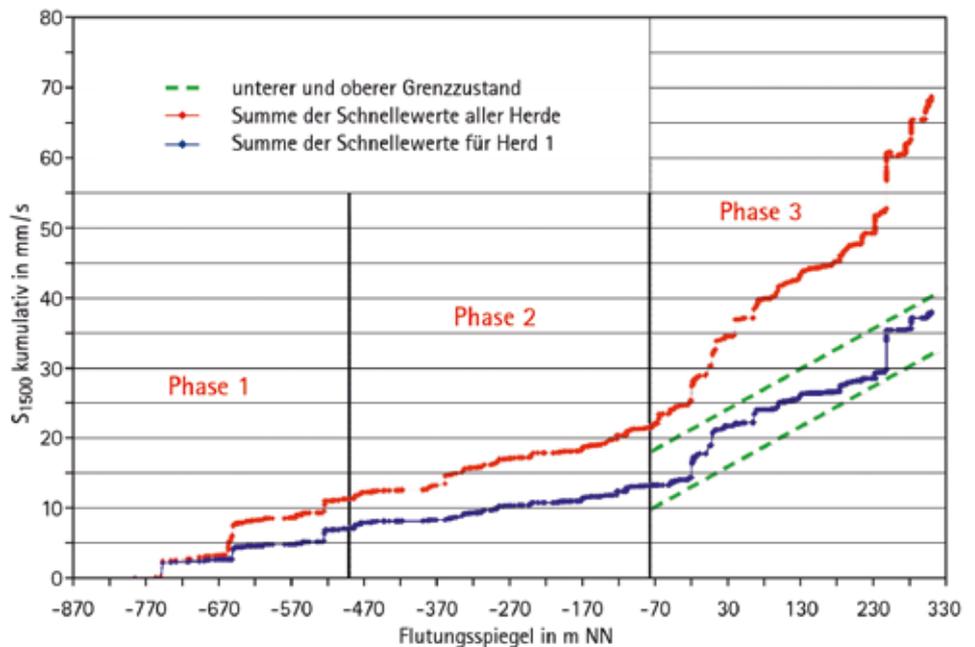


Abb. 26: Flutungsbezogene Summenkurve der Intensität und Phasen im Verlauf der Seismizität

Der mechanische Zustand des Gebirges und der einzelnen Herde lässt sich durch Summenkurven der Ereignisintensität darstellen (Abb. 26). In Anlehnung an die sogenannte »Benioffkurve« (BENIOFF 1951) wird für die Grube Schlema-Alberoda als Energieäquivalent der Schnellewert s_{1500} verwendet.

Unter Verwendung der Annahme von GRÜNTAL (1981), dass die Gesamtaktivität in einem Territorium von einem unteren und einem oberen Grenzzustand gekennzeichnet ist, lässt sich herdbezogen die maximale plötzliche Energiefreisetzung ermitteln. Voraussetzung für die Konstruktion von Grenzzuständen ist eine ausreichende Anzahl von seismischen Ereignissen über einen längeren Zeitraum. Möglich ist dies für die Herde 1, 2 und 3. Von diesen Herden ist nur Herd 1 von seinen Grenzzuständen her in der Lage, die maximal prognostizierte Magnitude $M_L = 2$ und die maximal zu erwartende makroseismische Intensität der Bodenerschütterung von $I = III - IV$ MSK auszulösen (WALLNER 2009).

Die flutungsbezogene Summenkurve der Intensität aller ausgewerteten seismischen Ereignisse zeigt bisher 3 Phasen im Verlauf der Seismizität.

Berücksichtigt man die Beobachtungen vor Inbetriebnahme der Seismischen Überwachungsanlage, dann können einer mit Beginn der Flutung einsetzenden Phase 1 mehrere starke Einzelereignisse zugeordnet werden. Diese seismischen Ereignisse sind mit dem Lösen von Restspannungen aus der Abbauphase verbunden. Die Phase 1 umfasst die Flutung bis Mitte 1996. In einer sich anschließenden Übergangsphase, der Phase 2, ist eine vergleichsweise geringe Seismizität zu beobachten. Ab Februar 1998 begann die besonders intensive 3. Phase im seismischen Regime. Sie ist gekennzeichnet durch eine Vielzahl starker, von der Bevölkerung wahrgenommener, seismischer Ereignisse. In dieser Phase wurde am 12.3.2003 das bisher stärkste induzierte seismische Ereignis mit einer Magnitude nach IIDA (Japanischer Seismologe) von $M = 1.6$ beobachtet.

Mit der ständigen allgemeinen und herdbezogenen Analyse der flutungsbedingten Seismizität unter Anwendung der Summenkurven der Bewertungsgröße s_{1500} , der Ergebnisse der Präzisionsortung und weiterer seismologischer Parameter wurde ein Werkzeug geschaffen, mit dem man kontinuierlich den geomechanischen Zustand des unter Flutungseinfluss geratenen Gebirges bewerten kann. Insbesondere die Lokalisierung, Interpretation und Bewertung der in einzelnen Flutungsphasen gehäuft auftretenden starken Einzelereignisse war und ist Grundlage für die Beurteilung des jeweiligen Flutungsregimes. Empfehlungen zum Eingriff in das betrieblich realisierte Flutungsregime waren bisher nicht erforderlich.

Auf der Grundlage der gewonnenen Erkenntnisse wird die bis zum endgültigen Stillstand des Flutungsspiegels zu erwartende Seismizität weiterhin beobachtet und aus geomechanischer Sicht bewertet.

4.2 Böschungsbewegung Nachterstedt vom 18. Juli 2009

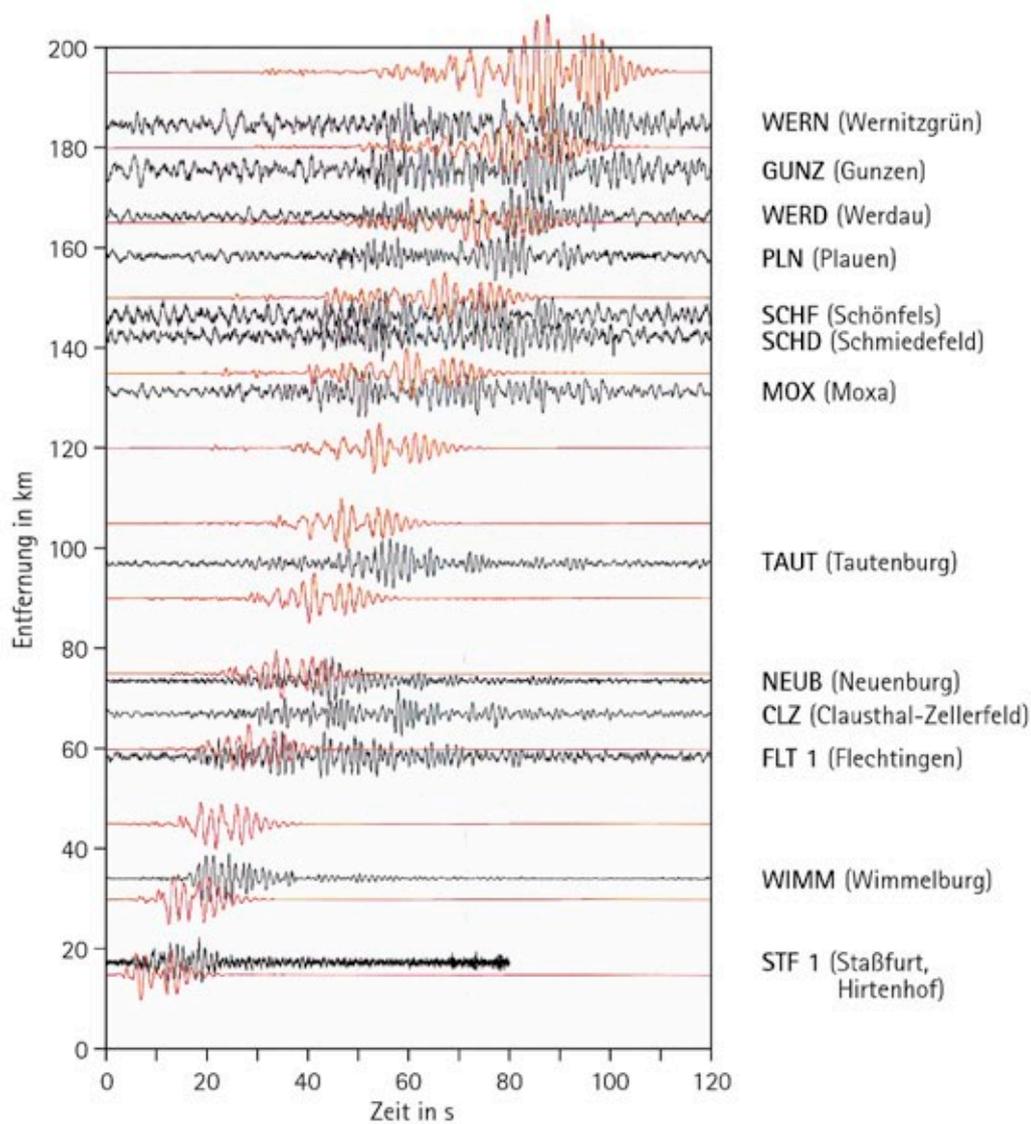
In den frühen Morgenstunden des 18. Juli 2009 ereignete sich an der Südböschung des teilgefluteten Braunkohlentagebaues Nachterstedt eine katastrophale Böschungsbewegung. Auf etwa 1 km Länge rutschten die Ausbruchsmassen bis zu 1.800 m in den See. Die Abbruchkanten greifen bis zu 85 m in das Hinterland ein und besitzen Höhen von bis zu 40 m. Durch die Böschungsbewegung kam es zu schweren Schäden: 3 Tote, Totalverlust eines Doppelhauses und einer Doppelhaushälfte nebst zugehöriger Infrastruktur, Unbewohnbarkeit für weitere Häuser mit insgesamt 41 betroffenen Bewohnern (Abb. 27).

Die Rutschung wurde von den umliegenden seismologischen Stationen bis in eine Entfernung von 270 km registriert. Die Aufzeichnungen gestatten es, den Beginn des Hauptteils der Böschungsbewegung mit 4:40 Uhr (MEZ) zu bestimmen. Die von Beobachtern und Betroffenen diesbezüglich zu Protokoll gegebenen Aussagen sind widersprüchlich, so dass die seismischen Registrierungen die verlässlichste Angabe zum Zeitpunkt des Ereignisses sind.

Zur Auswertung standen die Stationen des Seismologie-Verbundes, des deutschen Regionalnetzes und eines lokalen Netzes in Staßfurt, das im Rahmen eines Forschungsvorhabens von der BGR (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover) betrieben wird, zur Verfügung. Die herdnächsten Stationen waren die Stationen in Staßfurt (17 km) und die Station Wimmelburg (34 km). Da es sich bei dem Ereignis nicht um ein Bruchereignis mit kurzzeitiger Energiefreisetzung handelte, liegt es in der Natur des Herdvorgangs, dass eine Lokalisierung mit Raumwellen-Einsätzen schwierig bis unmöglich ist. Der in der Ereignisliste des Seismologie-Verbundes angegebene Herd ist deshalb mit der klaren Einschränkung »Koordinaten und Tiefe gesetzt« versehen



Abb. 27: Luftbild des Rutschungskessels von Nachterstedt, Aufnahme vom 22. 7. 2009, Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR)



worden. Die Lokalmagnitude wurde mit $ML = 1.0$ und die Oberflächenwellenmagnitude mit $MS = 2.1$ bestimmt. Der deutliche Unterschied zwischen der bestimmten Lokal- und Oberflächenwellenmagnitude resultiert aus dem außergewöhnlich starken Anteil von Oberflächenwellen im Seismogrammbild, wie er für Rutschungen markant ist. Zu den beobachteten Wellenformen erfolgte auch eine numerische Modellierung (KORN 2010). Der Rutschungsvorgang wurde dabei durch eine an der Erdoberfläche punktförmig wirkende Einzelkraft simuliert. Als Quellfunktion kam ein komplexer Impuls zum Einsatz, der Entlastungs- und Belastungssignale am Anfang und Ende des Rutschungsereignisses beinhaltet. Eine qualitativ befriedigende Übereinstimmung der beobachteten und simulierten Wellenformen in Bezug auf Frequenzgehalt, Dauer und Ausbreitungsgeschwindigkeit der seismischen Signale ergab sich bei einer effektiven Zeitdauer der Hangbewegung von ca. 8 s (Abb. 28). Die seismische Energie propagiert dabei fast ausschließlich als Oberflächenwelle. Die beobachteten seismischen Signale lassen sich quantitativ vollständig durch die mit der Hangrutschung verknüpfte gravitative Massenverlagerung erklären. Es findet sich kein Hinweis auf einen zusätzlichen Herdvorgang als Initial der Rutschung.

Abb. 28: Vergleich der beobachteten (schwarz) und der modellierten (rot) Wellenformen für eine Quellfunktion mit $T_1 = 1,5$ s und $T_2 = 8$ s

Begriffserklärungen

anthropogen	vom Menschen erzeugt, verursacht
Bebenschwarm	möglicherweise sehr dichte zeitliche Folge von meist kleinen Erdbeben (Schwarmbeben) im gleichen Herdgebiet, deren einzelne Energiebeiträge sich nicht wesentlich unterscheiden; vgl. Erdbebenserie
Bodenunruhe (Bewegung), mikroseismische Cluster	mehr oder weniger kontinuierliche Bodenschwingungen durch Verkehr, Industrie und atmosphärische Störungen; als Rauschen Störfaktor bei seismologischen Registrierungen
Detektionsschwelle	Menge von Einzelereignissen, die räumlich und zeitlich eng beieinander liegen schwächstes noch erfasstes Erdbeben, durch die Empfindlichkeit der Seismometer bestimmt ↗ Bodenunruhe
EMS	Europäische Makroseismische Skala ↗ Intensität
Epizentralintensität I_0	↗ Intensität im ↗ Epizentrum
Epizentrum	Auf die Erdoberfläche projizierte Lage des Bebenherdes (↗ Hypozentrum). Die auf der Erdoberfläche gemessene Entfernung eines Punktes zum Epizentrum heißt Epizentraldistanz D , die maximale Schütterwirkung an der Erdoberfläche ist die ↗ Epizentralintensität I_0 .
Erdbebengefährdung	Wahrscheinlichkeit des Auftretens seismischer Erschütterungen
Erdbebenkatalog	Zusammenstellung von Erdbeben, die nach einem bestimmten Gesichtspunkt ausgewählt wurden (z. B. Fühlbarkeit, Schadenswirkungen, Magnitude, Region) für Einzelaussagen und statistische Bearbeitung
Erdbebenserie	im deutlichen zeitlichen Zusammenhang mit einem Hauptbeben stehenden Abfolge von einzelnen Erdbeben im gleichen Herdgebiet; Stärke und Häufigkeit im Allgemeinen mit der Zeit abnehmend ↗ Vorbeben ↗ Nachbeben ↗ Schwarmbeben
Erdbebenzone	Gebiet mit bedeutender Konzentration natürlicher seismischer Ereignisse (global 3 Hauptzonen: zirkumpazifische, mediterran transasiatische und mittelozeanische Zone)
Fluid	Bei relativ niedrigen Drücken und Temperaturen wird zwischen gasförmiger und flüssiger Phase unterschieden. Bei Drücken und Temperaturen oberhalb des kritischen Punktes gibt es keine Unterscheidung zwischen Gas und Flüssigkeit, daher spricht man von überkritischem Fluid oder einfach Fluid.
GRSN	German Regional Seismological Network (Deutsches Regionalnetz seismologischer Breitbandstationen)
Hauptbeben	stärkstes Beben einer Folge unterschiedlich starker Beben, die in ursächlichem Zusammenhang stehen, begleitet von ↗ Vorbeben und ↗ Nachbeben
Herddaten	räumliche, zeitliche und energetische Zahlenangaben über seismische Ereignisse, im Einzelnen geographische Koordinaten des Epizentrums, Herdtiefe, Uhrzeit und Magnitude
Herdtiefe	Tiefe des Erdbebenherdes unter der Erdoberfläche (global: Flachbeben bis 70 km, mitteltiefe Beben bis 300 km, Tiefbeben über 300 km)
Herdzeit	bei natürlichen Erdbeben nur nachträglich bestimmbarer Beginn des Herdprozesses, bei Sprengungen und Explosionen der direkt messbare Zeitpunkt der Auslösung
Hypozentrum	berechnete Lage des Erdbebenherdes in der Tiefe
Intensität	Die Intensitätsskala basiert auf der Beobachtung der Bebenwirkungen auf Menschen, Gebäude oder Natur im betroffenen Gebiet. Die neueste Weiterentwicklung stellt die Europäische Makroseismische Skala dar (EMS-98), die u. a. auch erdbebengerecht konstruierte Bauten einschließt.
Isoseiste	Linie gleicher Intensität an der Erdoberfläche
Kriging	Geostatistisches Verfahren zur Schätzung von Parametern für Orte, an denen keine Messungen zur Verfügung stehen.
Magnitude	Magnituden-Skala, 1935 von Ch. Richter eingeführt (↗ Richter-Skala), ist ein Maß für die bei einem Erdbeben freigesetzte Energiemenge. Die Magnitude wird aus der durch Seismographen gemessenen Erschütterungsamplitude berechnet. Die in der Nähe (bis 1.000 km) eines Epizentrums bestimmte Magnitude heißt Lokalmagnitude (ML).

Makroseismik	Beschreibung von fühl- und sichtbaren Erdbebenwirkungen ohne instrumentelle Messwerte
MEZ	Mitteuropäische Zeit; MEZ = ↗ UTC + 1 Stunde
Mikroseismik	↗ Bodenunruhe
Moment, seismisches	Maß für die Bebengröße; Produkt aus Gesteinsfestigkeit, Bruchfläche und Beitrag der Verschiebung
Monitoring	ständige Beobachtung
MSK-Skala	In Europa weit verbreitete Intensitäts-Bewertung von Erdbebenwirkungen auf Lebewesen, Bauwerke und Landschaft; 1964 von MEDWEDEW, SPONHEUER und KARNIK als 12gradige Skala begründet und mehrfach aktualisiert. Seit 1992 EMS (Europäische Makroseismische Skala).
Nachbeben	zeitlich und räumlich eng mit einem vorangegangenen ↗ Hauptbeben zusammenhängendes Ereignis einer möglicherweise langen Erdbebenserie
Normalverteilung (Gaußverteilung, nach Carl-Friedrich Gauß)	Die Normalverteilung unterstellt eine symmetrische Verteilungsform in Form einer Glocke, die Verteilung ist um den Mittelwert symmetrisch und definiert für Werte von $-\infty$ bis $+\infty$
TSN	Thüringer Seismologisches Netz
Richter-Skala	Klassifikation der Erdbeben nach ihrem Energieumsatz. In Herdnähe können schwache Erdbeben mit sogar negativen Magnituden erfasst werden, während aus Registrierungen der stärksten, sehr seltenen Erdbeben Magnituden bis ca. 9.5 berechnet wurden.
Schüttergebiet	Fläche der gespürten Bebenwirkungen; die mittlere Entfernung der Fühlbarkeit heißt Schütterradius
Schwarmbeben	↗ Bebenschwarm
Seismik	Verfahren zur Feststellung von Form, Lage und Eigenschaften geologischer Körper (bevorzugt Lagerstätten, Baugrund) mit künstlich angeregten elastischen Wellen (durch Sprengung, Schlag, Vibration); häufig auch als Sprengeseismik bezeichnet
Seismizität	zusammenfassende Bezeichnung für die Erdbebenaktivität sowie ihre räumliche, zeitliche und energetische Verteilung
Seismogramm	zeitlicher Verlauf der vom Seismographen wiedergegebenen Bodenbewegungen
Seismograph	Messgerät zur Registrierung von Bodenbewegungen, bestehend aus Seismometer (Empfänger der mechanischen Energie) und Aufzeichnungssystem (Messdatenanzeige und Informationsspeicherung)
Seismologie	(griech. seismos = Erderschütterung): Erdbebenkunde; Wissenschaft von Erdbeben; Teilgebiet der Geophysik
Seismometer	↗ Seismograph
seismisches Netz	mehrere ↗ Seismographen (an verschiedenen Standorten) zur Registrierung von Bodenbewegungen
Station, seismologische	wissenschaftlich-technische Einrichtung zur Aufzeichnung und Interpretation von Erderschütterungen
Störung	Trennfuge im Gesteinsverband, an der eine Verstellung angrenzender Schollen stattgefunden hat
SZGRF	Seismologisches Zentralobservatorium der BGR (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe) in Hannover. Betreiber des seismischen Netzes Gräfenberg-Array (GRF) im Bereich der Fränkischen Alb und des Deutschen Regionalnetzes ↗ GRSN.
Tektonik	(griech, tektonikos = zum Bau gehörend): Lehre vom Aufbau und den Bewegungsformen der Erdkruste und des oberen Erdmantels
UTC	(Abkürzung für engl. Universal Time Coordinated = »Koordinierte Weltzeit«): früher Mittlere Greenwich-Zeit (GMT), die auf den Nullmeridian bezogen ist; UTC ↗ MEZ -1 Stunde
Vorbeben	zeitlich und räumlich eng mit einem nachfolgendem, stärkeren ↗ Hauptbeben zusammenhängendes Ereignis

Literatur

AUTORENKOLLEKTIV (1996): Seismologische Übersichtskarte des Freistaates Sachsen 1:400.000 – Landesvermessungsamt, Dresden.

AUTORENKOLLEKTIV (1981): Die Entwicklungsgeschichte der Erde. – Brockhaus Nachschlagewerk Geologie – 5. Aufl.: 703 S., Leipzig.

AUTORENKOLLEKTIV (2000): Erdbebenbeobachtung im Freistaat Sachsen: Zweijahresbericht 1998 – 99; (Materialien zur Geologie). – Hrsg. Landesamt für Umwelt und Geologie, Dresden, Freiberg.

AUTORENKOLLEKTIV (2002): Erdbebenbeobachtung im Freistaat Sachsen: Zweijahresbericht 2000 – 01; (Materialien zur Geologie). – Hrsg. Landesamt für Umwelt und Geologie, Dresden, Freiberg.

AUTORENKOLLEKTIV (2004): Erdbebenbeobachtung im Freistaat Sachsen: Zweijahresbericht 2003 – 04; (Materialien zur Geologie). – Hrsg. Landesamt für Umwelt und Geologie, Dresden, Freiberg.

AUTORENKOLLEKTIV (2007): Erdbebenbeobachtung im Freistaat Sachsen: Zweijahresbericht 2004 – 06; (Materialien zur Geologie). – Hrsg. Landesamt für Umwelt und Geologie, Dresden, Freiberg.

BENIOFF, H. (1951): Global strain and release as revealed by great earthquake, Geol. Soc. Amer. 62 1951

ENZYKLOPÄDIE, Lexikon (2001): Lexikon der Geowissenschaften. – Spektrum, Akad. Verl., X, Bd. 3: 486 S., Heidelberg, Berlin.

GRÜNTAL, G. (1981): Zur Seismizität des Territoriums der DDR. – Gerlands Beiträge zur Geophysik, Nr. 90, S. 202 – 211, Leipzig 1981.

GRÜNTAL, G. (1988): Erdbebenkatalog des Territoriums der Deutschen Demokratischen Republik und angrenzender Gebiete von 823 bis 1984. – Mitteilungen des Zentralinstituts für Physik der Erde Nr. 99, Potsdam.

GRÜNTAL, G. (Ed.) (1998): European Macroseismic Scale. – Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Bd. 15: 99 S.; Luxembourg.

GRÜNTAL, G. (2004): Erdbeben und Erdbebengefährdung in Deutschland sowie im europäischen Kontext. – Geographie und Schule, 151: 14 – 23; Hallbergmoos.

KANAMORI, H. et al. (1993): Determination of earthquake energy release and ML using TERRAScope. – BSSA 83, 2: 330 – 346; Pasadena, California.

KORN, M. (2010): Modellierung der seismischen Signale der Hangrutschung Nachterstedt vom 18. 7. 2009. – 8 S., 9 Anl.; Leipzig; [unveröff.].

MURAWSKI, H. (1977): Geologisches Wörterbuch. – Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.

MUSSON, R.M.W. (2006): Automatic assessment of EMS-98 intensities. – British Geological Survey Internal Report, IR(06/048: 22pp; Keyworth, Nottingham.

NEUMANN, W.; Jacobs, F. & TITTEL, B. (1986): Erdbeben. – Hrsg. Aulis Verlag Deubner & Co. KG, Köln.

WALLNER, O. (2009): Analyse bergbauinduzierter Bodenbewegung und Seismizität während der Gewinnungs- und Flutungphase einer komplexen Gangerzlagertätte. – Dissertation: Institut für Markscheidewesen und Geodäsie, TU Bergakademie; Freiberg.

Fragebogen zur Erdbebenbeobachtung

Der Fragebogen kann zur Meldung von Erdbeben verwendet und an eine der unten aufgeführten Institutionen gesendet werden.

SEISMOLOGIEVERBUND SACHSEN

Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie Pillnitzer Platz 3 01326 Dresden

Geophysikalisches Observatorium Collm der Universität Leipzig 04779 Wermsdorf

Observatorium Berggießhübel der TU Bergakademie Freiberg Hauptstr. 8 01819 Berggießhübel

Institut für Geowissenschaften Universität Jena Burgweg 11 07749 Jena

Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie Göschwitzer Str. 41 07745 Jena

Fragebogen zu den Auswirkungen des Erdbebens vom im Raum.....

Alle Wahrnehmungen zu diesem Erdbeben sind wichtig und sollen erfasst und ausgewertet werden. Bitte helfen Sie uns dabei, indem Sie diesen Fragebogen unvoreingenommen und vollständig ausfüllen und ihn an die ausgebende Stelle oder an eine der oben angegebenen Adressen zurückgeben.

1. Haben Sie das oben genannte Ereignis verspürt?

nein [] (Es ist sinnvoll, zum weiteren auch dann Stellung zu nehmen, wenn Sie nichts gespürt haben!)
ja [] - Wann genau? Uhrzeit (Stunde und Minute) h min

- Wo genau befanden Sie sich? in einem Gebäude [] im Freien []
im Auto [] wo sonst ?.....

Adresse Ihres Aufenthaltsortes während der Beobachtung (evtl. mit Postleitzahl)
.....

Anzahl der Stockwerke des Gebäudes.....
Stockwerk Ihres Aufenthalts während der Beobachtung

- Bauart des Gebäudes Fachwerk [] Ziegel [] Plattenbau []
Natursteine [] Beton [] andere ?

- Lage Ihres Aufenthaltsortes während der Beobachtung
Ebene [] Hang [] Berg []
Tal [] Ufer []

- Untergrundbeschaffenheit, falls Ihnen bekannt
Sandboden [] Lehm/Ton [] Fels []
aufgeschütteter Boden [] Sumpf [] andere ?

- Ihre momentane persönliche Situation während des Ereignisses
stehend [] sitzend [] liegend []
schlafend und auf Grund der Auswirkungen erwacht [] andere ?.....

2. Was verspürten Sie? Können Sie die entsprechende Dauer (in Sekunden) schätzen?

Auf- und Abwärtsbewegung [] Dauer s ruckartige, kurze Bewegung [] Dauer s
langsameres Schwanken [] Dauer s Zittern [] Dauer s
Geräusche (wann? welche?) s etwas anderes ? s

Falls mehreres gleichzeitig oder nacheinander gespürt wurde, bitte beschreiben:

3. Welche Wirkungen rief das Ereignis hervor?

a) in und an Gebäuden / technischen Anlagen

(wo ?Art/Zweck des Gebäudes/der Anlage)

vorübergehende:

- Zittern/Pendeln frei hängender oder stehender Gegenstände
- Klappern/Pendeln } von Fenstern und Türen
- Auf- u. Zuschlagen }
- Klirren von Geschirr und Fenstern
- Knistern von Dielen und Wänden
- Krachen im Gebälk
- Zittern von Möbelstücken
- Schwanken von Möbelstücken
- ungewöhnliches Verhalten von Tieren

bleibende:

- Verschieben } kleiner Gegenstände in/aus
- Umfallen } Regalen u. ä.
- Herabfallen }
- Verrutschen von Wandbildern
- Überschwappen freier Wassermengen
- Stehenbleiben von Uhren
- Verrücken von Möbelstücken
- Schäden:
- nicht bekannt geworden
- Umstürzen von Möbelstücken
- feine Risse im Verputz
- Abbröckeln von Verputz
- Rissen in Mauern und Fußböden
- an Schornsteinen
- Abfallen von Dachziegeln
- Einsturz von Gebäudeteilen
- an unterirdischen Ver- und Entsorgungsanlagen

b) in der Natur Bodenrisse Senkungen Erdbeben Felsstürze
 Veränderungen an Gewässern, Brunnen, Stauseen (z.B. Wasserstand, Trübung, Wellen)

(wo genau?)

4. Verspürten Sie Nachstöße? nein ja (wann ? wie stark ?)

Falls Sie bei dem Ereignis erschrocken sind, beschreiben Sie bitte kurz Ihre Empfindungen:

Haben Sie auf Grund von Befürchtungen (welchen?) das Gebäude verlassen, in dem Sie sich vor dem Ereignis aufgehalten hatten ? nein ja

Haben andere Personen in Ihrer Umgebung das Ereignis ebenfalls wahrgenommen?
 einzelne wenige (ca.5%) viele (ca.50%) die meisten

Hatten Sie schon vorher persönliche Erfahrungen mit Erdbeben bzw. Gebirgsschlägen?
 nein ja (welche?)

Schildern Sie bitte ggf. weitere Einzelheiten, außergewöhnliche Vorkommnisse, Veränderungen und Schäden, die mit dem Ereignis im Zusammenhang stehen könnten:

Ihre Kontaktadresse mit Telefonnummer:

Herausgeber:

Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie
Pillnitzer Platz 3, 01326 Dresden
Telefon: + 49 351 2612-0
Telefax: + 49 351 2612-1099
E-Mail: lfulg@smul.sachsen.de
www.smul.sachsen.de/lfulg

Autoren:

Universität Leipzig, Institut für Geophysik und Geologie
Petra Buchholz (Kap. 2; 2.3), Michael Korn (Kap. 4), Siegfried Wendt (Kap. 2; 2.3)
TU Bergakademie Freiberg, Institut für Geophysik und Geoinformatik
Sigward Funke (Kap. 3.1), Falk Hänel (Kap. 3.2), Reinhard Mittag (Kap. 2; 3.2), Elke Novak (Kap. 2)
Friedrich-Schiller Universität Jena, Institut für Geowissenschaften
Thomas Burghardt (Kap. 2.1)
Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt,
Dezernat Geologische und bodenkundliche Landesaufnahme, Geophysik
Ivo Rappsilber (Kap. 2.2; 4.2)
Wismut GmbH, Niederlassung Aue
Olaf Wallner (Kap. 4.1)
Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie,
Abteilung Geologie
Ottomar Krentz (Kap. 1), Brunhild Witthauer (Kap. 1; 2.3)

Redaktion:

Abteilung Geologie,
Referat Grundgebirgskartierung, Geophysik, Geologische Grundlagen
Ansprechpartner: Brunhild Witthauer
Telefon: +49 3731 294-130
Telefax: +49 3731 294-201
E-Mail: brunhild.witthauer@smul.sachsen.de

Titelbild:

Seismogrammausschnitt der Vertikalkomponente an der Station Wernitzgrün (WERN) vom 10.10.2008 mit 7 Erdbeben der Lokalmagnitudo ML >1.5 innerhalb von 20 Minuten

Gestaltung und Satz:

Sandstein Kommunikation GmbH, Dresden

Druck:

dfd Druckfabrik Dresden GmbH

Redaktionsschluss:

02.05.2011

Auflagenhöhe:

1.000 Exemplare

Papier:

gedruckt auf 100 % Recycling-Papier

Bezug:

Diese Druckschrift kann kostenfrei bezogen werden bei:

Zentraler Broschürenversand
der Sächsischen Staatsregierung
Hammerweg 30, 01127 Dresden
Telefon: + 49 351 2103-672
Telefax: + 49 351 2103-681
E-Mail: publikationen@sachsen.de
www.publikationen.sachsen.de

Verteilerhinweis

Diese Informationsschrift wird von der Sächsischen Staatsregierung im Rahmen ihrer verfassungsmäßigen Verpflichtung zur Information der Öffentlichkeit herausgegeben. Sie darf weder von Parteien noch von deren Kandidaten oder Helfern im Zeitraum von sechs Monaten vor einer Wahl zum Zwecke der Wahlwerbung verwendet werden. Dies gilt für alle Wahlen.

Missbräuchlich ist insbesondere die Verteilung auf Wahlveranstaltungen, an Informationsständen der Parteien sowie das Einlegen, Aufdrucken oder Aufkleben parteipolitischer Informationen oder Werbemittel. Untersagt ist auch die Weitergabe an Dritte zur Verwendung bei der Wahlwerbung.

Auch ohne zeitlichen Bezug zu einer bevorstehenden Wahl darf die vorliegende Druckschrift nicht so verwendet werden, dass dies als Parteinahme des Herausgebers zugunsten einzelner politischer Gruppen verstanden werden könnte.

Diese Beschränkungen gelten unabhängig vom Vertriebsweg, also unabhängig davon, auf welchem Wege und in welcher Anzahl diese Informationsschrift dem Empfänger zugegangen ist. Erlaubt ist jedoch den Parteien, diese Informationsschrift zur Unterrichtung ihrer Mitglieder zu verwenden.

