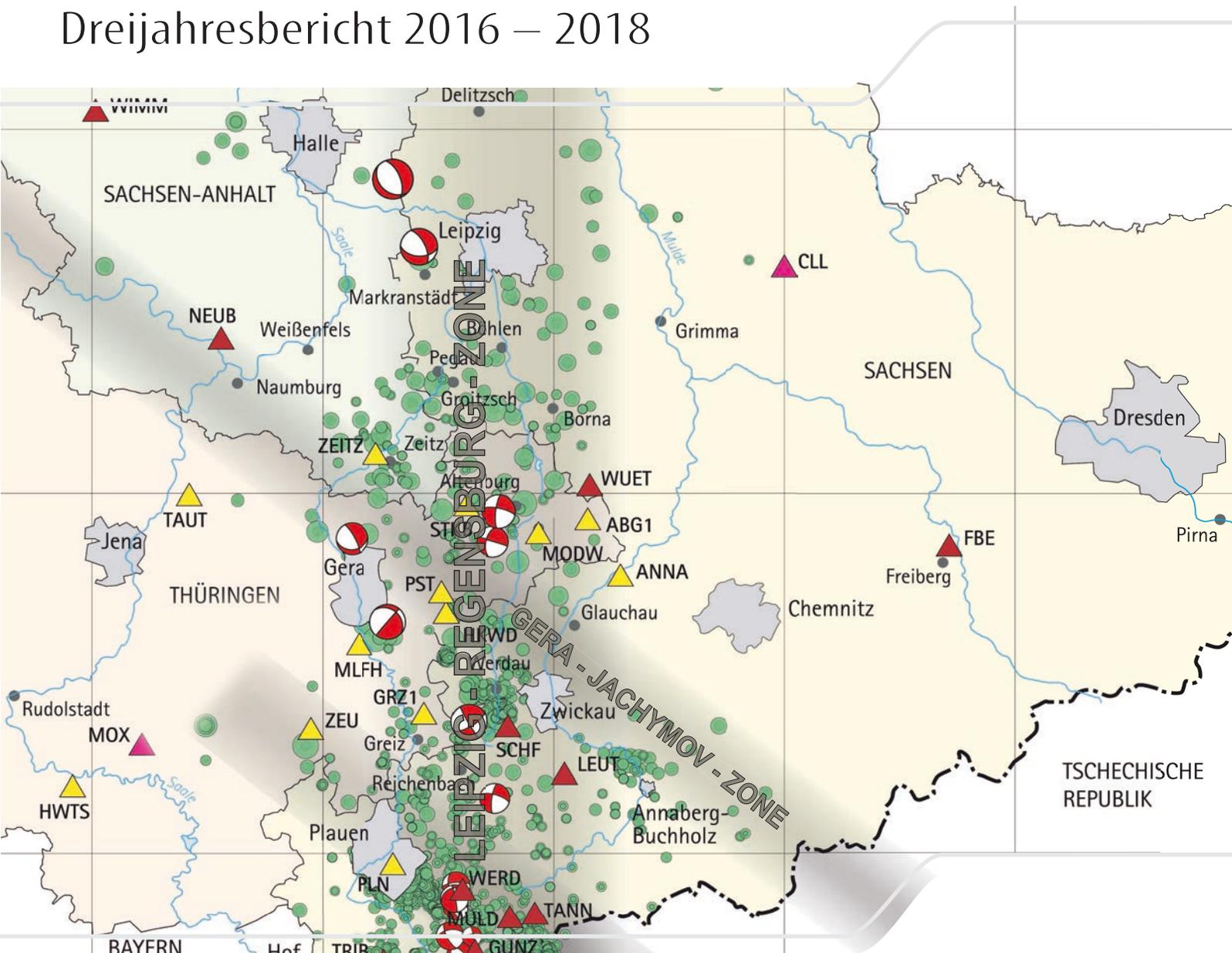


Erdbebenbeobachtung in Mitteldeutschland

Dreijahresbericht 2016 – 2018



Freistaat
Thüringen



Landesamt für
Umwelt, Bergbau
und Naturschutz

LANDESAMT FÜR UMWELT,
LANDWIRTSCHAFT
UND GEOLOGIE



Freistaat
SACHSEN

LANDESAMT FÜR
GEOLOGIE UND
BERGWESEN



SACHSEN-ANHALT

Erdbebenbeobachtung in Mitteldeutschland

Dreijahresbericht 2016 – 2018

Vorwort	3
1 Seismologische Überwachung in Mitteldeutschland	4
D. DOMIGALL, O. KRENTZ, I. PUSTAL, I. RAPPSILBER & B. WITTHAUER	
2 Seismische Aktivität in Mitteldeutschland (Sachsen, Sachsen-Anhalt und Thüringen) und im regionalen Umfeld	6
2.1 Seismische Aktivität in Mitteldeutschland und in der westlichen Tschechischen Republik	6
S. WENDT & P. BUCHHOLZ	
2.2 Induzierte Seismizität im Südharzgebiet im Zeitraum 2012 bis I. Quartal 2019 – Eine Bewertung unter besonderer Berücksichtigung der automatischen Detektion	19
T. BURGHARDT & J. MARTIN	
2.3 Seismische Aktivität außerhalb von Mitteldeutschland	26
S. WENDT & O. HELLWIG	
3 Seismologische Netze in Mitteldeutschland	29
3.1 Sachsennetz (SXNET) mit den Stationen von Sachsen-Anhalt	29
S. FUNKE & F. HÄNEL	
3.2 10 Jahre Thüringer Seismologisches Netz	35
U. WEGLER, I. PUSTAL & D. SCHÖNWALD	
3.3 Automatische Auswertung von Erdbeben	40
S. FUNKE	
4 Erdbeben vom 29. April 2017 bei Markranstädt	45
I. RAPPSILBER & S. FUNKE	
5 Einwirkungen von Windkraftanlagen auf seismologische Messstationen	49
N. LERBS & H. FLORES ESTRELLA	
6 ICDP Projekt Eger Rift	53
M. KORN	
7 Leipzig-Regensburg-Zone	55
L. SONNABEND	
8 1D-Krustenstruktur im Bereich West-Sachsen/Ost-Thüringen	60
M. VAN LAATEN	
Begriffserklärungen	63
Fragebogen zur Erdbebenbeobachtung	66

Das stärkste Erdbeben im Zeitraum dieses „Dreijahresberichtes zur Erdbebenbeobachtung in Mitteldeutschland“ ereignete sich am 29. April 2017 in der Nähe von Markranstädt. Nach dem Erdbeben von Gröbers am 16. April 2015, über das im vorangegangenen Dreijahresbericht informiert wurde, war es bereits das zweite stärkere Beben innerhalb (geologisch) kurzer Zeit im Ballungsraum Halle–Leipzig. Beide Beben hatten eine Magnitude von 3 beziehungsweise knapp darüber. Schäden wurden glücklicherweise nicht verzeichnet. Aber die Beben wurden im Umkreis von 50 km verspürt. Bei solchen Ereignissen ist die Bevölkerung verständlicherweise verunsichert und erwartet von den geologischen Diensten der Länder gezielte Informationen.

Beide Beben machen aber noch auf einen weiteren Aspekt aufmerksam: Auch wenn die Wahrscheinlichkeit eines Schadenbebens in unseren drei Bundesländern gering ist, in dicht besiedelten und hochindustrialisierten Regionen, in denen technische Anlagen mit erhöhtem Gefährdungspotenzial oder besonderer Präzision betrieben werden, ist ein besonderer Sicherheitsstandard anzulegen. Das Wissen um die seismische Gefährdungslage ist dabei Grundvoraussetzung.

Der kompetente Ansprechpartner zum seismischen Geschehen in Mitteldeutschland ist seit nunmehr 25 Jahren der Seismologie-Verbund zur Erdbebenbeobachtung. Dort bündeln die geologischen Dienste Sachsens, Sachsen-Anhalts und Thüringens ihre Aktivitäten gemeinsam mit den Universitäten in Leipzig, Jena und Freiberg und weiteren Unternehmen und Einrichtungen, die seismologische Messungen vornehmen. Im Seismo-Verbund sind die seismologischen Stationen der drei Länder zu einem einheitlichen Überwachungsnetz zusammengeschlossen. Die Auswertung der Erdbeben erfolgt in enger Zusammenarbeit und die Erdbebeninformationen werden über den gemeinsamen Internetauftritt der Öffentlichkeit zur Verfügung gestellt.

Auch das vorliegende Heft soll dazu beitragen, Bevölkerung, Wirtschaft und Behörden für das Thema Erdbeben zu sensibilisieren. Es informiert über die seismischen Ereignisse, die sich im Zeitraum 2016–2018 im mitteldeutschen Raum ereignet haben, über das seismologische Beobachtungsnetz und über die Auswertung der Aufzeichnungen. Auch ausgewählte Forschungsthemen, die im Rahmen des Seismologie-Verbundes behandelt werden und die sogar international Anerkennung erfahren, sind Inhalt der vorliegenden Broschüre.



Norbert Eichkorn
Präsident des Landesamts für Umwelt,
Landwirtschaft und Geologie Sachsen



Kurt Schnieber
Präsident des Landesamtes für
Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt



Mario Suckert
Präsident des Thüringer Landesamtes
für Umwelt, Bergbau und Naturschutz

1 Seismologische Überwachung in Mitteldeutschland

D. DOMIGALL, O. KRENTZ, I. PUSTAL, I. RAPPILBER & B. WITTHAUER

Verheerende Erdbeben sind in den drei Bundesländern Sachsen, Sachsen-Anhalt und Thüringen nicht zu erwarten. Obwohl die seismische Aktivität hier zwar – verglichen mit den aktiven Kontinentalplattenrändern – recht gering ist, darf sie nicht vernachlässigt werden. Historische Erdbebenkataloge (Abb. 1.1) zeigen uns, dass im mitteldeutschen Raum in den letzten Jahrhunderten einzelne Erdbeben mit Intensitäten von 7 und 8 stattgefunden hatten. Umgerechnet entspricht das Magnituden im Bereich von 5. Bei diesen stärkeren historischen Erdbeben traten sogar Gebäudeschäden auf. Auch aktuell registrieren wir eine ständige schwache Seismizität und einzelne stärkere Erdbeben. Der Schwerpunkt des seismischen Geschehens liegt im gemeinsamen Grenzbereich unserer drei Bundesländer, in einem Streifen zwischen Leipzig/Halle und dem Vogtland, der seismologisch auch als Leipzig-Regensburg-Zone bezeichnet wird. Neben den natürlichen Erdbeben gibt es in einigen Regionen Mitteldeutschlands eine bergbaubedingte, induzierte Seismizität. Auch diese darf nicht außer Acht gelassen werden, wie einige schwere Gebirgsschläge der Vergangenheit zeigen.

Um die Gefährdungslage beurteilen zu können, ist eine langfristige Beobachtung der Erdbebenaktivität nötig. Dabei liegt die seismologische Überwachung der Bundesländer in der Länderebene. In Mitteldeutschland arbeiten die drei Länder Sachsen, Sachsen-Anhalt und Thüringen im Seismologie-Verbund zur Erdbebenbeobachtung zusammen. Er koordiniert die staatliche Erdbebenüberwachung und sichert die seismologische Registrierung, führt wissenschaftliche Untersuchungen durch und informiert darüber 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 8. Bericht, in dem Arbeitsergebnisse und für Mitteldeutschland relevante seismische Informationen aus dem Zeitraum 2016–2018 zusammengestellt sind.

Im Seismologie-Verbund hatten sich 1994 zunächst in Sachsen seismologisch tätige Einrichtungen zusammengeschlossen, um sowohl die vorhandenen Erfahrungen und Kenntnisse zu nutzen als auch die bestehenden seismologischen Observatorien und Stationen in die Untersuchungen einzubeziehen.

Der Seismologie-Verbund blickt also inzwischen auf eine über 25 jährige Tätigkeit zurück. Im Laufe der Jahre kamen Institutionen aus Thüringen und Sachsen-Anhalt dazu, sodass inzwischen ganz Mitteldeutschland von einer gemeinsamen seismologischen Überwachung abgedeckt ist. Derzeit arbeiten folgende Institutionen und Einrichtungen im Rahmen des Seismologie-Verbundes zusammen:

- ◆ Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie,
- ◆ Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt,
- ◆ Thüringer Landesamt für Umwelt, Bergbau und Naturschutz,
- ◆ Universität Leipzig mit dem Geophysikalischen Observatorium Collm,
- ◆ TU Bergakademie Freiberg mit dem Seismologischen Observatorium Berggießhübel,
- ◆ Friedrich-Schiller Universität Jena mit dem Geodynamischen Observatorium Moxa,
- ◆ TU Dresden, Institut für Planetare Geodäsie,
- ◆ Wismut GmbH und
- ◆ Landestalsperrenverwaltung des Freistaates Sachsen.

Der Seismologie-Verbund arbeitet außerdem grenzüberschreitend sowohl mit den Geologischen Diensten der Nachbarländer 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).

Für die weitere Arbeit des Seismologie-Verbundes ergeben sich folgende Hauptaufgaben:

- ◆ Ausbau, Optimierung und Betrieb des seismischen Stationsnetzes,
- ◆ schnelle Bestimmung von Epizentren, Magnituden und weiteren Herdparametern nach dem Auftreten stärkerer Ereignisse,

- ◆ umgehende Informationen an staatliche Stellen, Medien und die Bevölkerung nach dem Auftreten stärkerer Ereignisse,
- ◆ Monitoring seismisch aktiver Gebiete zur Verbesserung der Datenbasis für Risikoanalysen,
- ◆ Aussagen zu standortspezifischen seismischen Risiken und ingenieurseismologischen Untersuchungen,
- ◆ Untersuchung von tektonisch aktiven Gebieten und Krustendeformationen und
- ◆ Untersuchungen zum Einfluss von Windkraftanlagen auf seismologische Messungen.

Die zeitnahe Information der Öffentlichkeit über das seismische Geschehen in Mitteldeutschland spielt eine wichtige Rolle in der Arbeit des Seismologie-Verbundes. Ein wesentlicher Baustein dafür ist der gemeinsame Internetauftritt, der bereits 2015 unter der Bezeichnung Seismologie in Mitteldeutschland eingerichtet wurde. Federführend ist dabei das Thüringer Landesamt für Umwelt, Bergbau und Naturschutz. Auf dieser Internetseite können interaktive Karten oder Listen zu aktuellen und älteren Beben, die Tagesplots der Online-Stationen und Seismogrammausschnitte abgerufen werden. Auch die Standorte der seismologischen Stationen sind dargestellt und erläutert. Neben diesen interaktiven Karten gibt es noch allgemeine Informationen zur Erdbebenkunde.

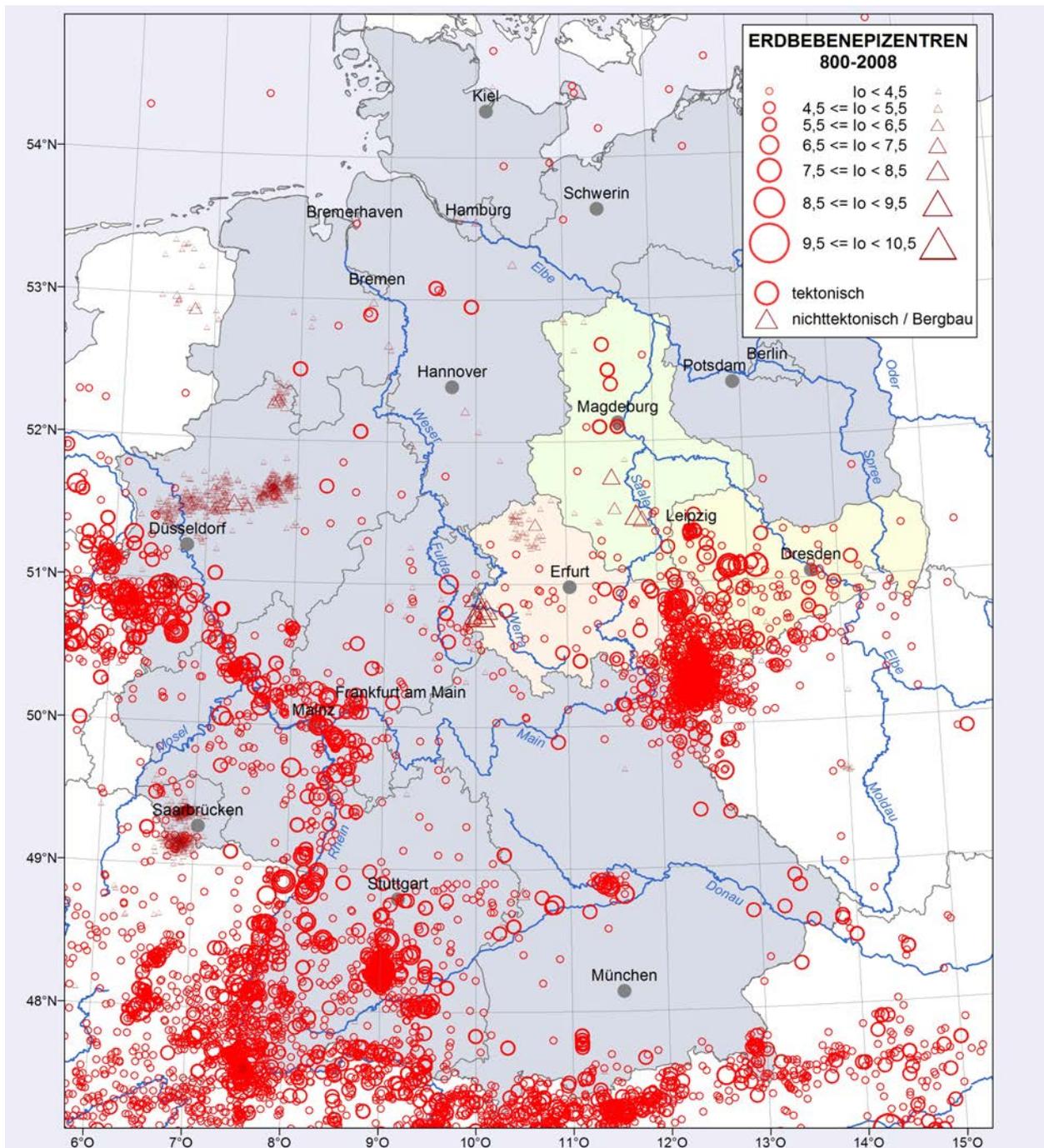


Abb. 1-1: Seismizität in Deutschland und angrenzenden Gebieten für die Jahre 800 bis 2008, auf der Basis von LEYDECKER, G. (2011): Erdbebenkatalog für Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800 bis 2008. – Geologisches Jahrbuch, Reihe E, Heft 59; Hannover.

2 Seismische Aktivität in Mitteldeutschland (Sachsen, Sachsen-Anhalt und Thüringen) und im regionalen Umfeld

2.1 Seismische Aktivität in Mitteldeutschland und in der westlichen Tschechischen Republik

SIEGFRIED WENDT & PETRA BUCHHOLZ

Die seismische Aktivität im Dreijahreszeitraum 2016 bis 2018 ist insgesamt vergleichbar mit den vorherigen Zeitabschnitten von 2010 bis 2012 und 2013 bis 2015. Der größte Anteil der ausgewerteten Beben ereignete sich in der westlichen Tschechischen Republik, nur wenige Kilometer von der deutsch-tschechischen Grenze entfernt. Auf einige Besonderheiten soll eingegangen werden.

Für den Zehnjahresüberblick (Abb. 2.1-1 und 2.1-2) und die anderen Darstellungen wurde die Einteilung in

- ◆ „Nördliche Region“ (Abschnitt der Leipzig-Regensburg-Zone zwischen nördlich von Plauen und dem Raum Halle-Leipzig),
- ◆ „Oberes Vogtland“ und
- ◆ „Westliche Tschechische Republik“ vorgenommen.

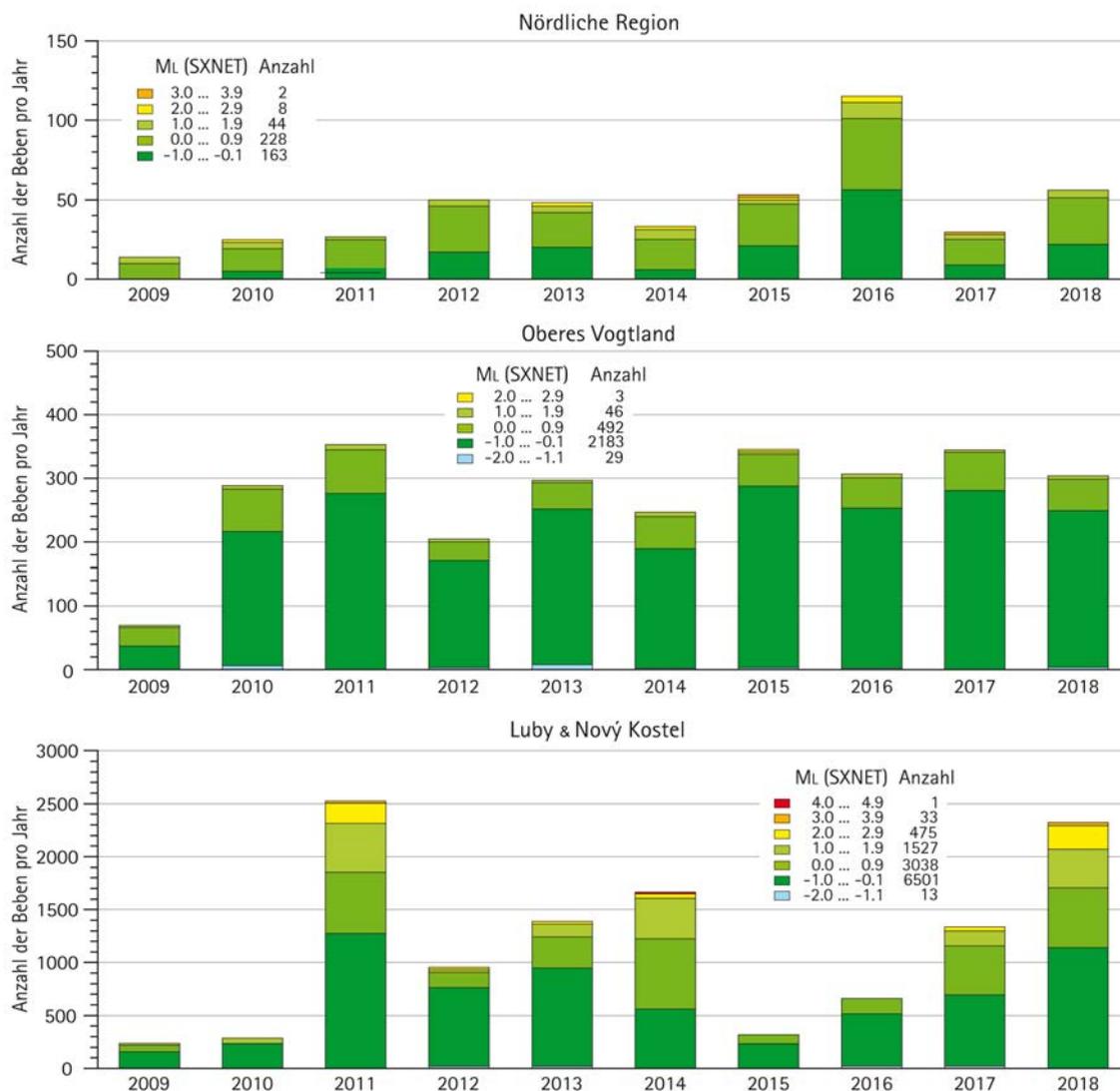


Abb. 2.1-1: Anzahl der pro Jahr ausgewerteten Beben mit Unterteilung in Herdregionen und Magnitudenklassen.

Wegen der erheblichen Unterschiede in der Anzahl der ausgewerteten Beben sind die senkrechten Achsen mit der Anzahl der Beben pro Jahr verschieden skaliert. Während in der nördlichen Region und im oberen Vogtland die Anzahl der Beben pro Jahr relativ konstant ist, weist die Region der Westlichen Tschechischen Republik eine bemerkenswerte Periodizität von drei bis 4 Jahren auf. Auf Details wird bei der Beschreibung der drei großen Regionen noch eingegangen

Zur Vollständigkeit der Auswertung sei angemerkt, dass auf deutschem Territorium alle detektierten Beben, die mit hinreichender Genauigkeit lokalisiert und für die mindestens drei Stationsmagnituden bestimmt werden konnten, aufgeführt sind. Wegen der ungleich größeren Anzahl der Beben auf tschechischem Gebiet wird in ruhigen Zeiten eine Vollständigkeit ab Magnitude -0,5 erreicht. Bei Schwärmen und Serien werden Tausende von Beben detektiert, von denen aber wegen des erheblichen Zeitaufwands nur die größeren im Detail bearbeitet werden können. Die Magnitude, ab der Vollständigkeit erreicht ist, liegt bei großen Schwärmen bzw. Serien bei 1,5 bis 2,0.

Eine objektive Beurteilung der bei den Beben freigesetzten Energie ist in Abb. 2.1-2 dargestellt. Die ausgeprägten Stufen in den Treppenkurven der aufsummierten Energie werden von einzelnen Beben mit den größten Magnituden verursacht. Kleine Beben haben einen kaum merklichen Einfluss auf den Kurvenverlauf, denn die freigesetzte Energie steigt exponentiell mit der Magnitude an. Unterscheiden sich die Lokalmagnituden um eine Einheit, ändert sich die Energie um rund das 90-fache.

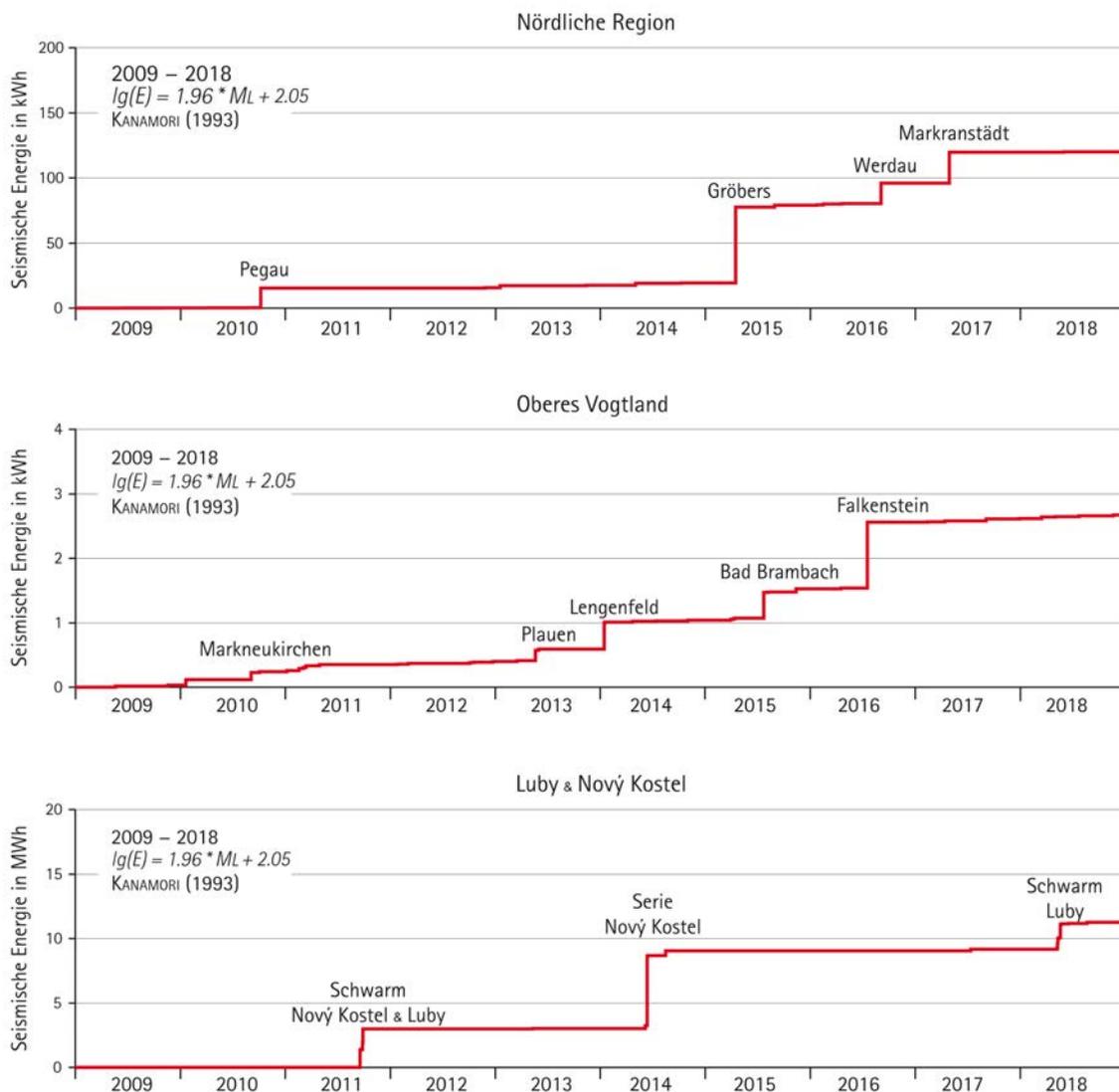


Abb. 2.1-2: Aufsummierte Energiefreisetzung in den Herden der Erdbeben, aufgeteilt in die Regionen Plauen bis Leipzig/Halle, oberes Vogtland und Westliche Tschechische Republik.

Einen Überblick über die seismische Aktivität im Dreijahreszeitraum 2016 bis 2018 geben zunächst Tab. 2.1-1 und Abb. 2.1-3. Darin wird deutlich, dass es auch außerhalb der drei Regionen einzelne Beben mit Magnituden ab 1,0 gab. Bemerkenswert, weil eher selten, sind die Beben bei Schwarzhöhe in Süd-West-Brandenburg, bei Freiberg/Sa. und – weniger selten – bei Pirna.

Die Bebenaktivität der drei Regionen „Nördliche Region“, „Oberes Vogtland“ und „Westliche Tschechische Republik“ wird in den folgenden Abschnitten einzeln analysiert.

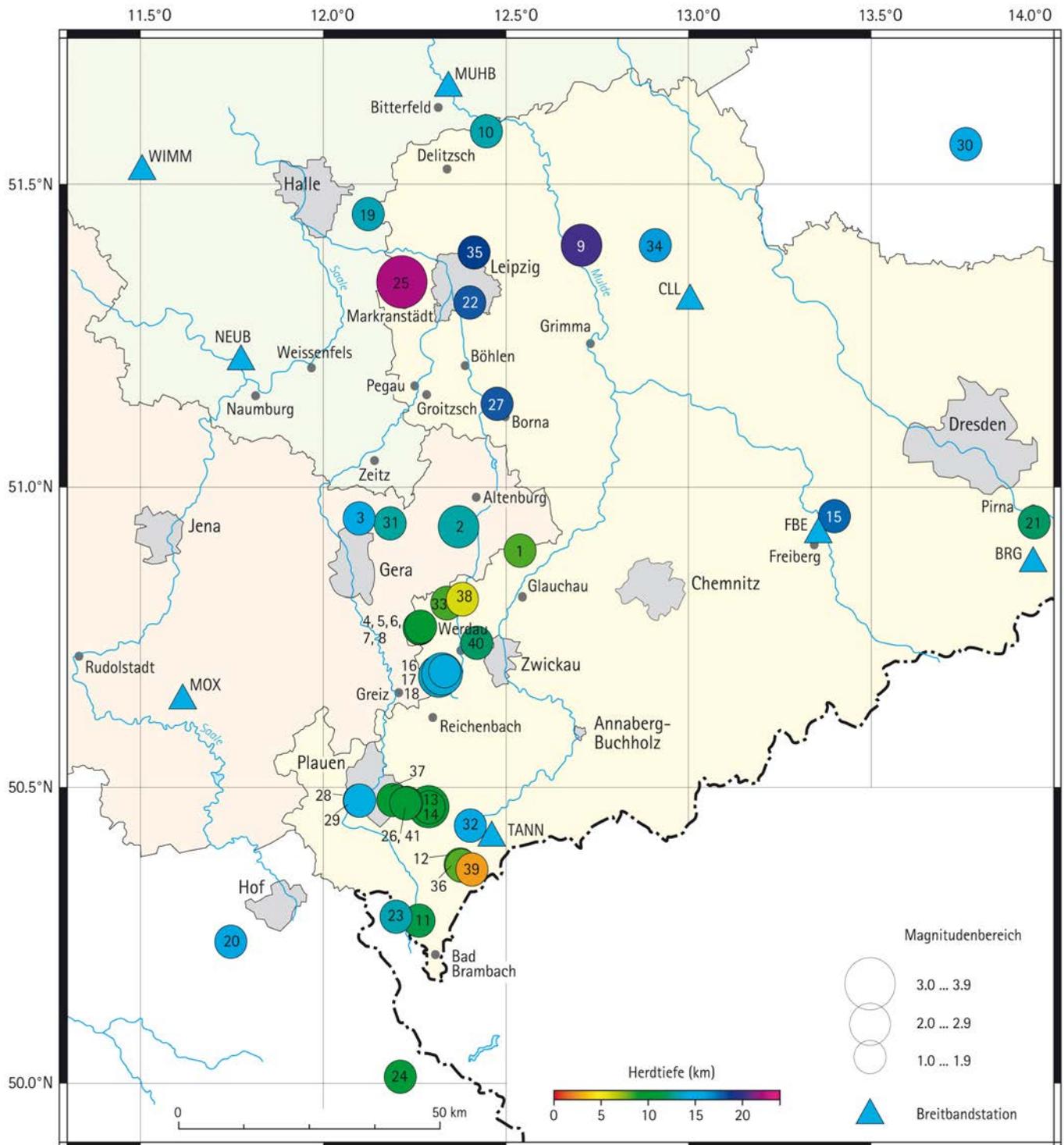


Abb. 2.1-3: Karte der Epizentren von Beben mit Lokalmagnitude $M_L \geq 1,0$ in Mitteldeutschland von 2016 bis 2018 – ohne die Beben in der Tschechischen Republik (Nummern entsprechend Tab. 2.1-1).

Tab. 2.1-1: Seismische Ereignisse in Sachsen, Sachsen-Anhalt und Ost-Thüringen 2016–2018 mit $M_L \geq 1,0$.

Ereignis-Nr. Abb. 2.1-3	Datum	Herdzeit (UTC) [hh:mm:ss]	Koordinaten [°N/°O]	Herdtiefe [km]	Lokalmagnitude (Anz. Stationen)	Herdgebiet
1	24. 01. 2016	04:06:38,6	50,895/12,538	8,2	1,7 (22)	nördlich Glauchau
2	14. 02. 2016	23:26:12,4	50,934/12,371	13,0	2,2 (21)	nördlich Schmölln
3	04. 03. 2016	13:56:36,4	50,948/12,098	14,7	1,4 (22)	nördlich Gera
4	15. 04. 2016	14:42:20,0	50,767/12,264	9,7	1,3 (22)	östlich Seelingstädt
5	15. 04. 2016	14:43:10,8	50,766/12,264	9,5	1,8 (23)	südöstlich Seelingstädt
6	15. 04. 2016	14:47:13,7	50,768/12,264	9,7	1,1 (22)	östlich Seelingstädt
7	18. 04. 2016	04:52:42,7	50,767/12,262	10,0	1,1 (21)	östlich Seelingstädt
8	18. 04. 2016	05:02:25,4	50,769/12,266	10,3	1,0 (20)	östlich Seelingstädt
9	20. 04. 2016	07:20:25,3	51,400/12,707	20,4	2,0 (21)	nordwestlich Wurzen
10	12. 05. 2016	14:43:36,4	51,587/12,447	13,1	1,2 (19)	südöstlich Bitterfeld
11	14. 05. 2016	14:11:53,5	50,275/12,263	11,5	1,1 (12)	östlich Bad Elster
12	06. 06. 2016	17:38:35,2	50,370/12,375	8,7	1,2 (11)	südöstlich Schöneck/V.
13	14. 08. 2016	12:36:11,9	50,467/12,289	9,3	2,3 (19)	westlich Falkenstein/V.
14	14. 08. 2016	12:38:00,7	50,466/12,290	9	1,2 (11)	westlich Falkenstein/V.
15	20. 08. 2016	09:47:17,3	50,952/13,398	17,6	1,3 (20)	nordöstlich Freiberg/Sa.
16	03. 09. 2016	00:03:09,8	50,686/12,317	13,5	2,9 (24)	südwestlich Werdau
17	03. 09. 2016	00:03:24,9	50,690/12,325	13,9	2,2 (19)	südwestlich Werdau
18	03. 09. 2016	00:03:56,2	50,694/12,333	14,1	1,5 (15)	südwestlich Werdau
19	09. 09. 2016	16:21:57,6	51,451/12,124	13,3	1,6 (24)	Gröbers, nordwestlich Schkeuditz
20	07. 10. 2016	13:50:05,5	50,240/11,747	15,5	1,2 (14)	südwestlich Hof
21	11. 10. 2016	17:55:34,1	50,942/13,946	12,1	1,1 (18)	südlich Pirna
22	16. 01. 2017	15:24:50,1	51,305/12,401	18	1,3 (23)	südöstlich Leipzig
23	23. 02. 2017	08:36:24,3	50,282/12,199	13,2	1,0 (10)	westlich Bad Elster
24	12. 03. 2017	04:21:21,1	50,011/12,211	11,1	1,2 (11)	östlich Marktredwitz
25	29. 04. 2017	00:56:23,7	51,339/12,215	22,2	3,0 (25)	nördlich Markranstädt
26	14. 05. 2017	02:13:16,2	50,474/12,228	11,3	1,2 (12)	östlich Plauen
27	21. 05. 2017	05:52:04,6	51,138/12,476	18	1,0 (22)	nordwestlich Borna
28	05. 10. 2017	18:38:48,3	50,477/12,099	13	1,4 (11)	südwestlich Plauen
29	06. 10. 2017	03:39:03,0	50,477/12,100	14,3	1,0 (11)	südwestlich Plauen
30	07. 10. 2017	21:20:16,7	51,566/13,759	14,7	1,1 (6)	nordwestlich Schwarzhöhe
31	02. 11. 2017	10:42:14,7	50,940/12,183	12,9	1,5 (20)	nördlich Ronneburg
32	19. 04. 2018	20:22:55,4	50,435/12,402	14,7	1,5 (12)	südöstlich Falkenstein/V.
33	10. 05. 2018	10:40:19,9	50,808/12,339	8,3	1,2 (21)	westlich Crimmitschau
34	31. 05. 2018	14:06:30,0	51,400/12,909	16,2	1,8 (20)	östlich Wurzen
35	28. 06. 2018	06:32:19,0	51,388/12,413	18,6	1,1 (18)	nördlich Leipzig
36	17. 07. 2018	15:44:01,3	50,368/12,378	8,1	1,1 (11)	südöstlich Schöneck/V.
37	30. 07. 2018	15:56:19,3	50,478/12,191	10,7	1,0 (10)	südöstlich Plauen
38	04. 10. 2018	19:07:51,8	50,814/12,381	5,9	1,0 (19)	Crimmitschau
39	30. 11. 2018	16:08:12,4	50,362/12,407	2,6	1,1 (11)	nordwestlich Zwota
40	24. 12. 2018	16:25:44,3	50,742/12,420	12,1	1,0 (21)	nordöstlich Werdau
41	27. 12. 2018	12:24:07,1	50,473/12,225	10,6	1,0 (12)	östlich Plauen

2.1.1 Nördliche Region

In der 30 bis 40 km breiten Leipzig–Regensburg–Zone treten die Beben fast immer als Einzelbeben mit nur wenigen Nachbeben auf (Abb. 2.1-4, 2.1-5 und 2.1-6). Das größte Beben dieser Region ereignete sich am 29. 4. 2017 nördlich von Markranstädt mit einer Magnitude $M_L = 3,0$. Die Herdtiefe nimmt von Süd nach Nord tendenziell zu und erreicht im Raum Leipzig 25 km.

In der zeitlichen Verteilung der Magnituden (Abb. 2.1-5) fallen die vielen roten Punkte auf, die zum Gebiet Werdau-Crimmitschau gehören.

Östlich von Seelingstädt ereignete sich im April/Mai 2016 eine Reihe von Erdbeben, auf die alle Kriterien eines Schwarms zutreffen: eng begrenztes Herdgebiet (Nebenkarte von

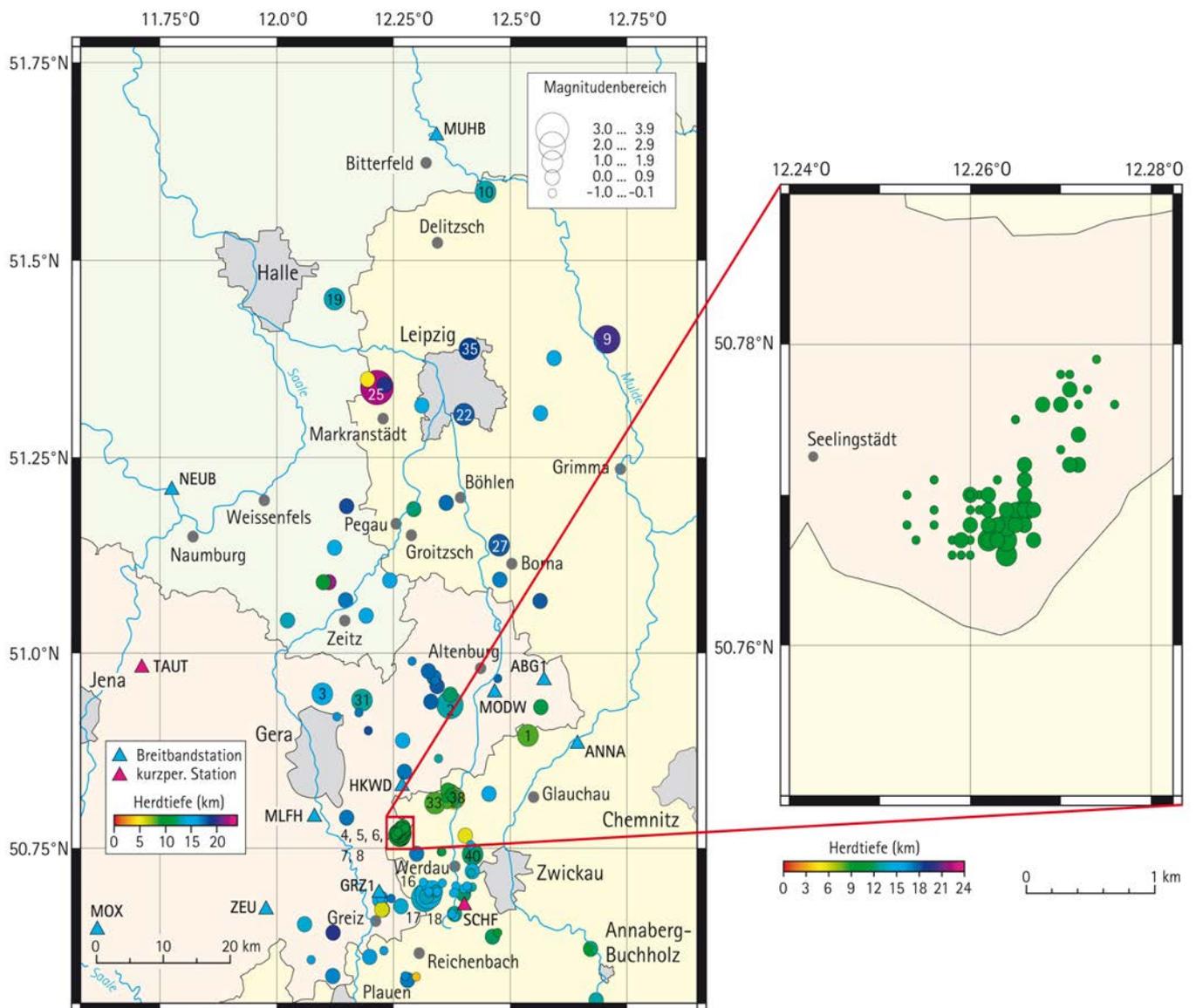


Abb. 2.1-4: Seismische Ereignisse in West-Sachsen, Ost-Thüringen und Sachsen-Anhalt im Zeitraum 2016 bis 2018; auf der Nebenkarte vergrößert das Gebiet östlich von Seelingstädt (Zeitraum: 15. April 2016 bis 19. Mai 2016, Anzahl der Beben: 66, Tiefenbereich: 8,7–10,7 km, Magnitudenbereich: -0,6–1,8).

Abb. 2.1-4), zeitlich eng begrenzt und kein dominantes Hauptbeben (Abb. 2.1-5 und 2.1-6). Erst ab einer Anzahl von ca. 50 Beben sollte man von einem Schwarm sprechen.

dau dar: Dem Hauptbeben am 3. 9. 2016 mit Magnitude 2,9 folgten innerhalb von 82 Minuten 13 Nachbeben mit Magnituden von 2,2 bis -0,7.

Für das nördliche Gebiet werden zu einem Hauptbeben in der Regel nur wenige deutlich kleinere Nachbeben beobachtet. Eine Ausnahme davon stellte das Gebiet südwestlich von Wer-

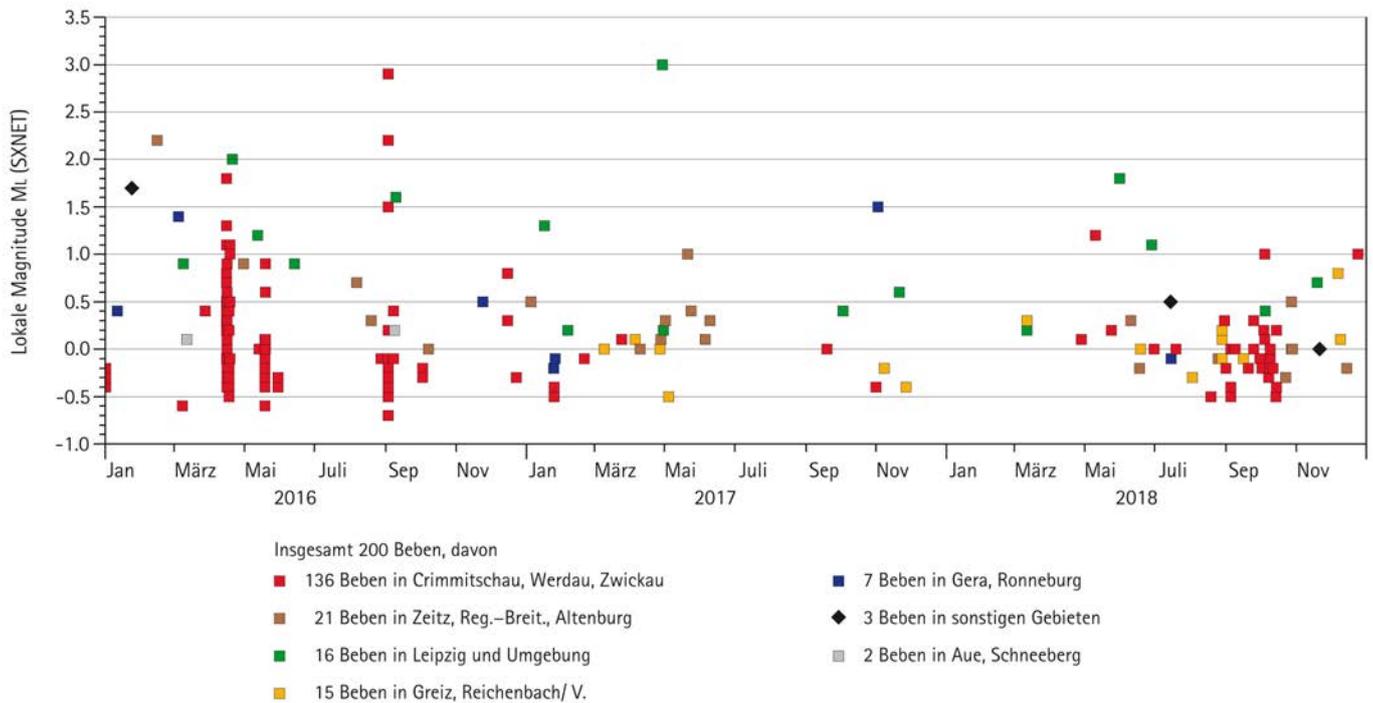


Abb. 2.1-5: Zeitliche Verteilung der Magnituden und die Anzahl der tektonischen seismischen Ereignisse in West-Sachsen, Ost-Thüringen und Sachsen-Anhalt 2016 bis 2018 mit Lokalmagnituden $M_L \geq 0,8$.

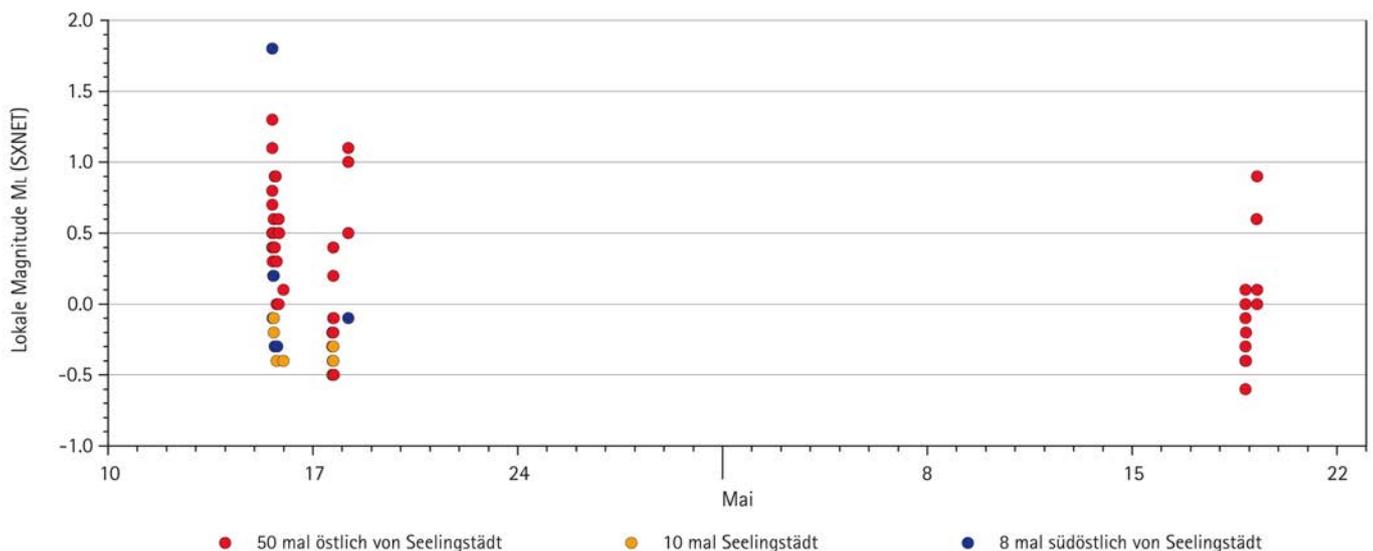


Abb. 2.1-6: Zeitliche Verteilung der Magnituden der Beben des Schwarms östlich von Seelingstädt im April/Mai 2016

2.1.2 Oberes Vogtland

Die meisten Beben ereigneten sich in Plauen und Umgebung (Abb. 2.1-7 und 2.1-9). Dabei betragen die Herdtiefen südlich und südwestlich von Plauen ca. 15 km, während die Herde südöstlich von Plauen bzw. nordöstlich von Oelsnitz eine Tiefe von ca. 10 km aufweisen. In beiden Regionen treten die Beben einzeln oder als Sequenzen (d.h. zeitlich nicht so eng begrenzt wie bei einem Schwarm) auf.

Im Gebiet Klingenthal und Umgebung wurden im Zeitraum 2016 bis 2018 200 Beben lokalisiert. Die Epizentren bilden kleine Cluster, die sich in der farblich codierten Herdtiefe unterscheiden (Abb. 2.1-8). Eine von Kraslice über Klingenthal nach Tannenbergesthal reichende Störung von SSO nach NNW

deutet sich bereits mit den relativ wenigen Beben an.

Im Gebiet südwestlich von Oelsnitz treten nur Einzelbeben auf (Abb. 2.1-9). Betrachtet man aber einen Zehnjahreszeitraum, dann zeigt die Verteilung der Epizentren eine von Südwest nach Nordost abfallende Herdtiefe von etwa 8 km (grün) auf 18 km (dunkelblau). Auf 7 km Horizontalentfernung nimmt die Herdtiefe um 10 km zu.

Die zeitliche Verteilung der Magnituden von Beben im oberen Vogtland weist nur wenige Beben außerhalb des Magnitudenbereichs -1,0 bis 1,0 auf (Abb. 2.1-10).

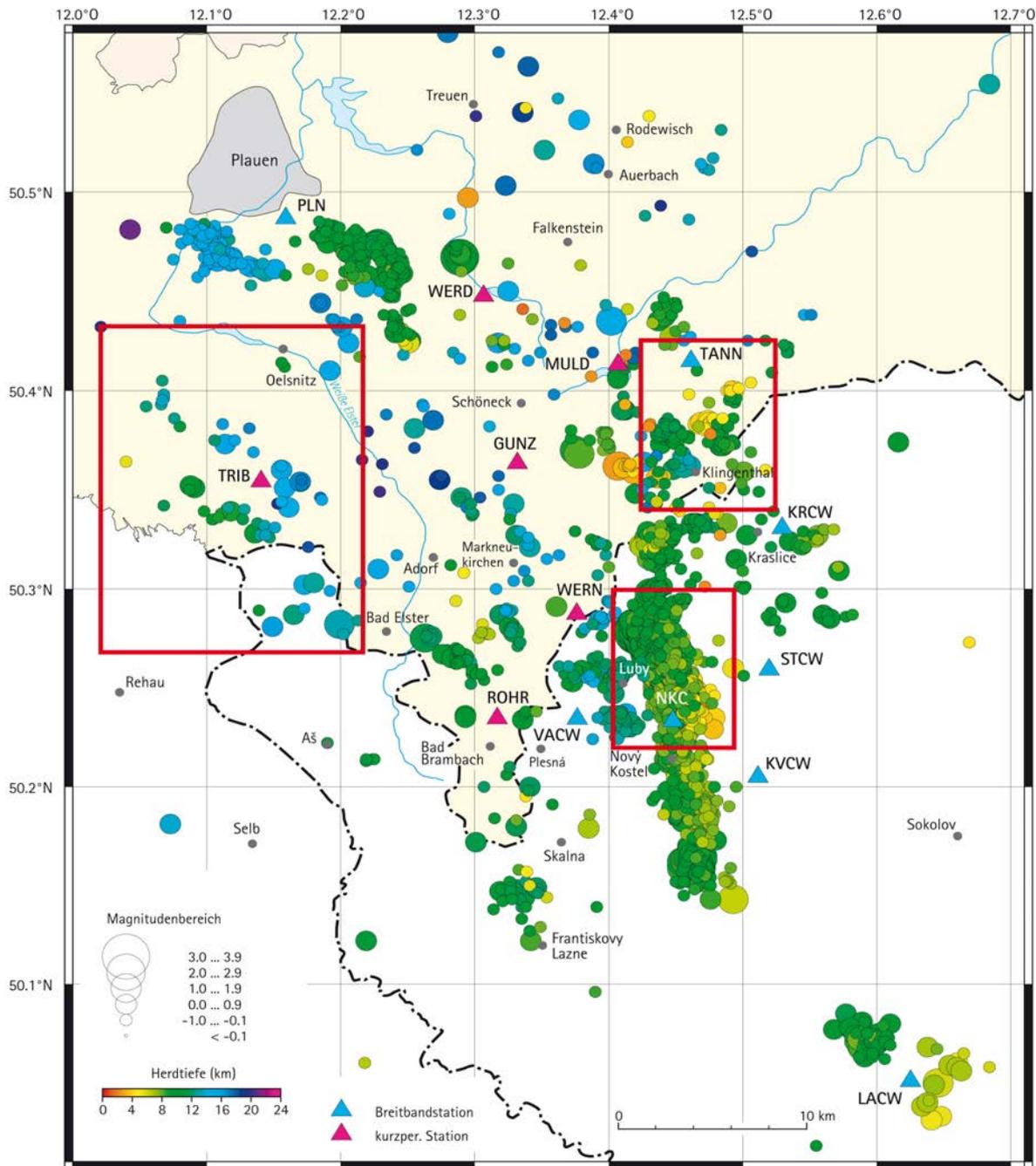


Abb. 2.1-7: Epizentren der Beben im oberen Vogtland und in West-Böhmen 2016 bis 2018. Die drei roten Rahmen markieren die Kartenausschnitte der Abb. 2.1-8, 2.1-9 und 2.1-13.

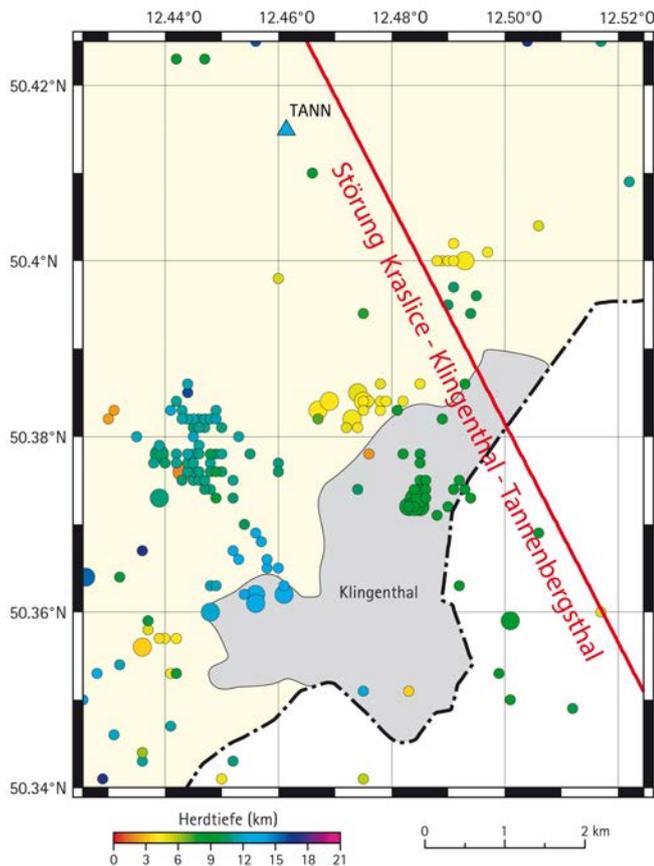


Abb. 2.1-8: Epizentren der Beben im Gebiet Klingenthal und Umgebung mit einzelnen Bebenclustern (ohne Magitudenbegrenzung). Zeitraum: 22. Januar 2016 bis 24. November 2018, Anzahl der Beben: 200, Tiefenbereich: 1,8–17,2 km, Magnitudenbereich: -1,0–0,8.

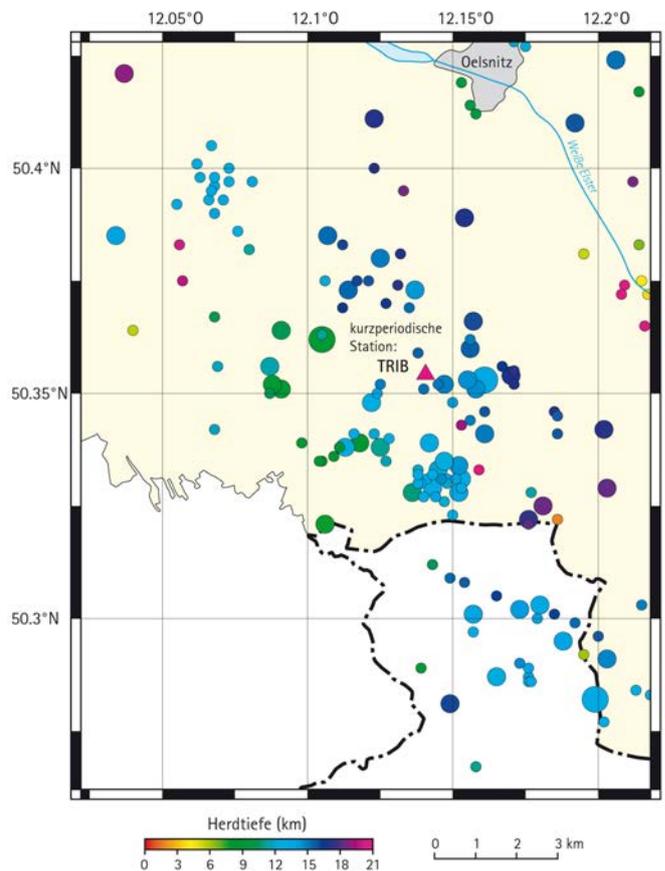


Abb. 2.1-9: Epizentren der Beben im Gebiet südwestlich von Oelsnitz/V. für den Zehnjahreszeitraum 2009 bis 2018 (ohne Magitudenbegrenzung). In diesem Gebiet war im Dreijahreszeitraum 2016–2018 die Anzahl der Beben für eine aussagefähige Darstellung zu gering. Deshalb wurde hier der Zeitraum vom 13. Februar 2009 bis 9. Dezember 2018 gewählt. Anzahl der Beben: 163, Tiefenbereich: 1,8–20,8 km, Magnitudenbereich: -1,0–1,2.

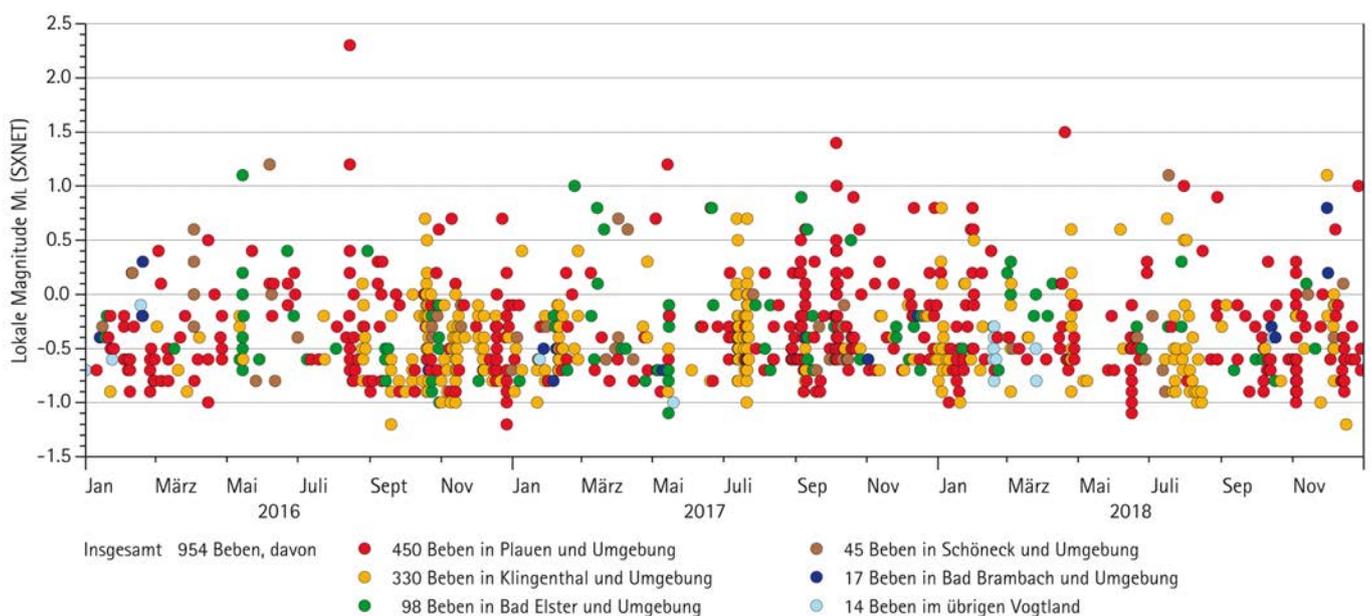


Abb. 2.1-10: Zeitliche Verteilung und Anzahl der tektonischen seismischen Ereignisse im oberen Vogtland 2016 bis 2018 (ohne Magnitudenbegrenzung).

2.1.3 Westliche Tschechische Republik

Zahlenmäßig fallen die Herdregionen außerhalb der Schwarmbebenzone um Luby und Nový Kostel kaum ins Gewicht, sind aber nicht weniger interessant (Abb. 2.1-7). Genannt seien das Gebiet um Kraslice als Anfang der Linie Kraslice-Klingenthal-Tannenbergsthal, das Gebiet südlich von Sokolov mit der Station Lazy (LACW) mittendrin und das Gebiet Luby und westlich von Luby mit der bemerkenswerten Zunahme der Herdtiefe in westlicher Richtung (Abb. 2.1-11).

Nach den Schwärmen 2008, 2011 und der Serie (= Hauptbeben mit Nachbeben) 2014 schien sich mit dem Schwarm 2017 eine etwa dreijährige Periodizität zu bestätigen (Abb. 2.1-1).

Wegen der relativ kleinen Magnituden fällt allerdings der Schwarm vom Juli 2017 kaum in der Energiekurve (Abb. 2.1-12) auf.

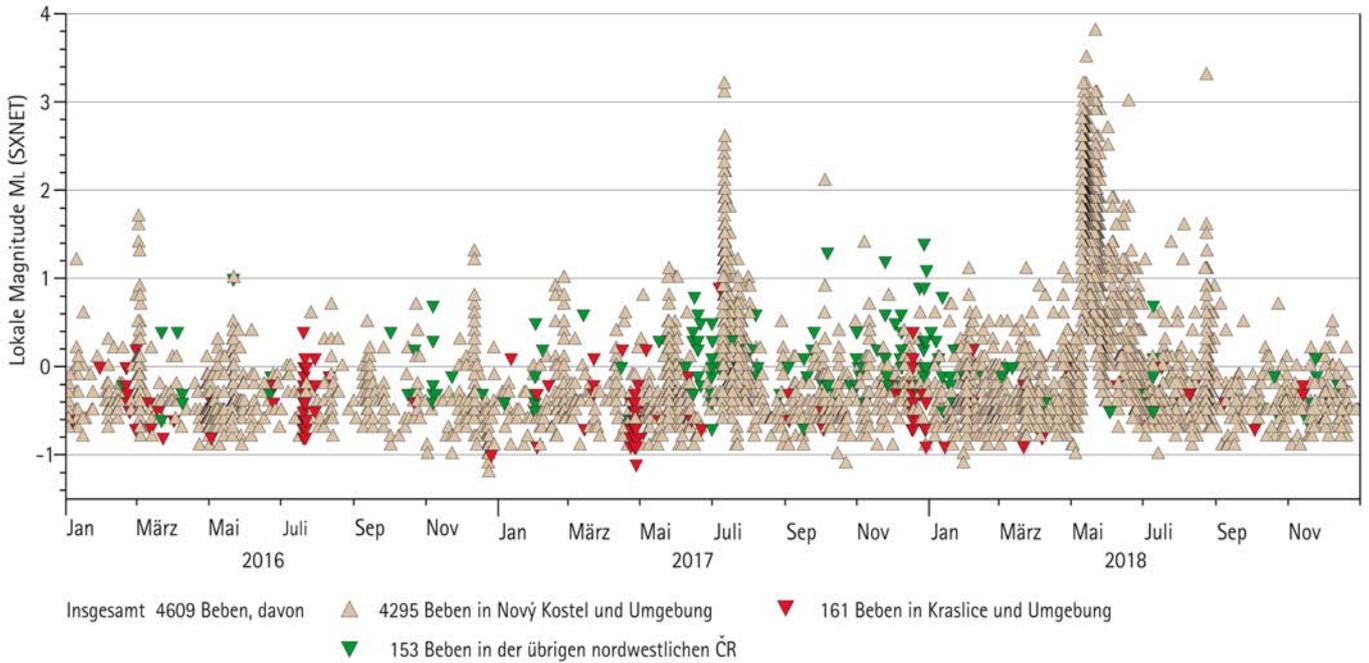


Abb. 2.1-11: Zeitliche Verteilung der Magnituden und die Anzahl von Beben in West-Böhmen 2016 bis 2018.

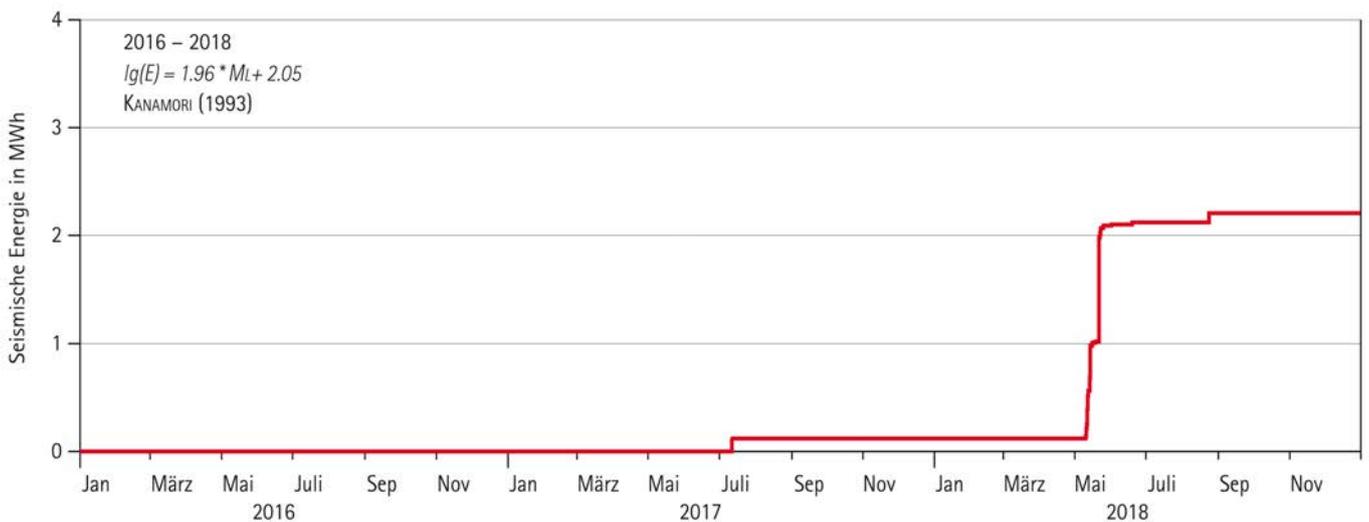


Abb. 2.1-12: Aufsummierte Energiefreisetzung in den Herden in West-Böhmen 2016 bis 2018.

Nur zehn Monate nach diesem Schwarm begann am Himmelfahrtstag, dem 10. Mai 2018, ein mehrere Wochen anhaltender Schwarm. Etwas mehr als 1000 Beben wurden ausgewertet, darunter 233 Beben mit einer Magnitude $M_L \geq 2,0$.

Abb. 2.1-13 zeigt die Verteilung der Epizentren auf einem schmalen von SSO nach NNW verlaufenden Streifen östlich bis nordöstlich von Luby. Die Beben am südlichen Ende weisen eine deutlich geringere Herdtiefe auf als die weiter nördlich gelegenen.

Der Schwarm begann am 10. Mai östlich von Luby (rote Punkte in Abb. 2.1-14). Am 11. Mai lagen die Epizentren nordöstlich von Luby (orange Punkte). Das stärkste Beben mit $M_L=3,8$ ereignete sich am 21. Mai in der zweiten Phase des Schwarms, bei dem sich der Schwerpunkt wieder in das Gebiet östlich von Luby/nördlich von Nový Kostel verlagert hatte.

In Abb. 2.1-15 sind die zeitlichen Verteilungen der Magnituden, der Energiefreisetzung und der pro Tag ausgewerteten Beben für den Schwarm Luby/Nový Kostel vom 10. Mai bis 30. Juni 2018 zum besseren Vergleich in einem Bild dargestellt. Der größte Sprung in der Energiekurve gehört zum stärksten Beben des Schwarms am 21. Mai, der zweitgrößte zum Beben am 14. Mai.

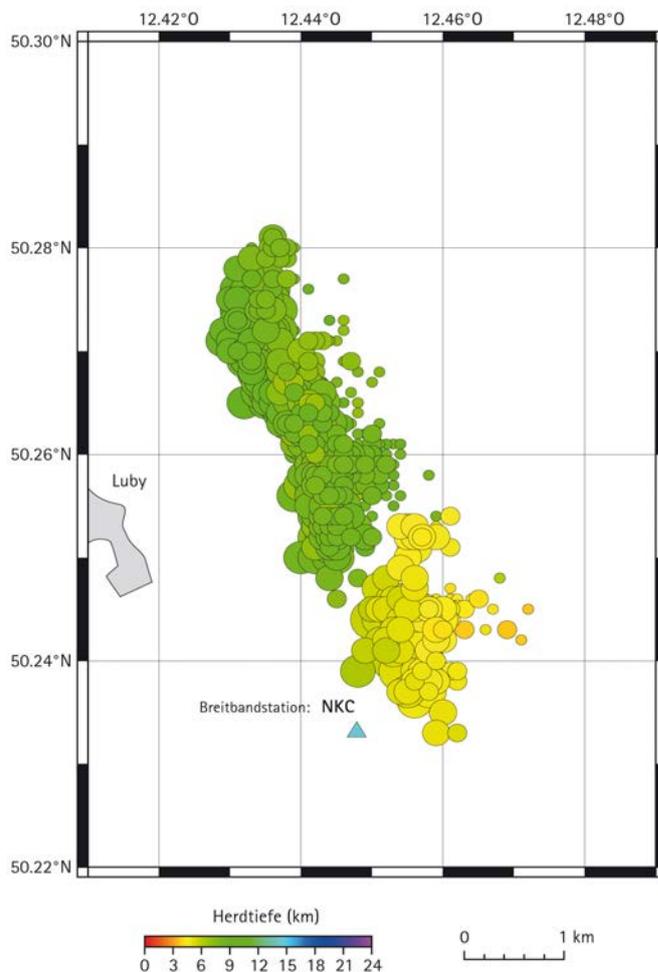


Abb. 2.1-13: Epizentrenkarte des Schwarms in Luby/Nový Kostel im Zeitraum: 9. Mai 2018 bis 30. Juni 2018, Anzahl der Beben: 1019, Tiefenbereich: 3,7–9,9 km, Magnitudenbereich: -0,7–3,8.

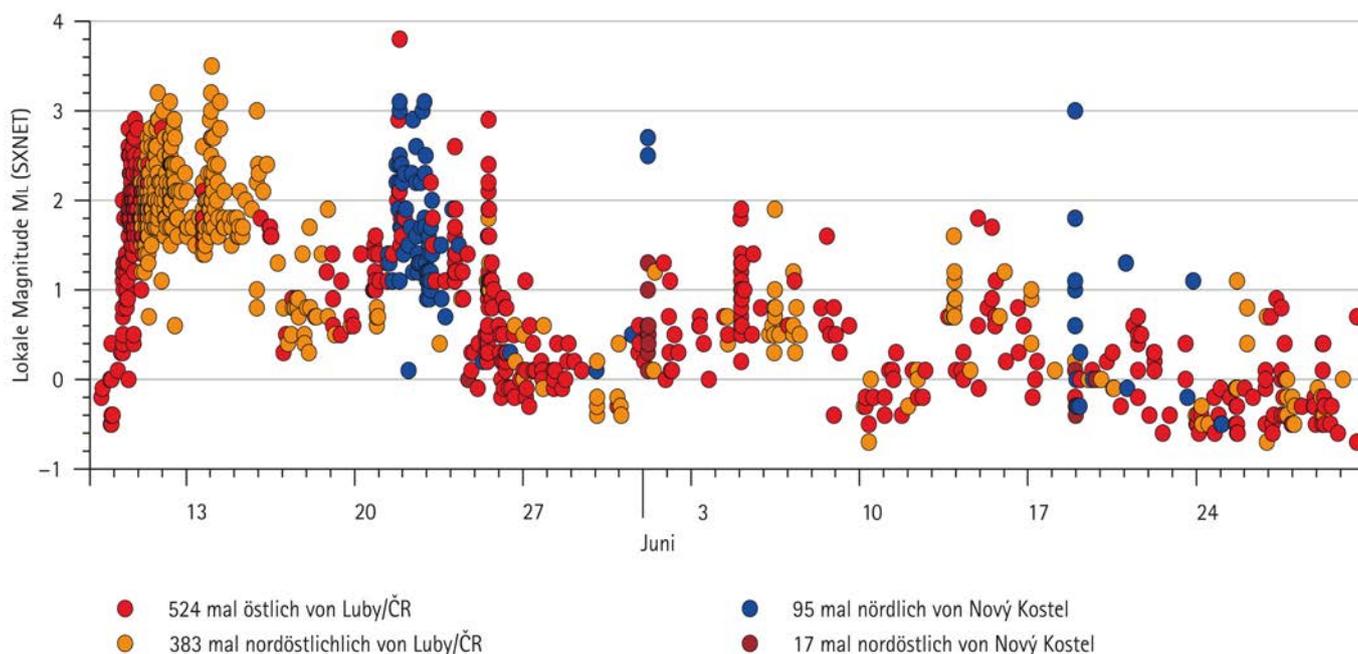


Abb. 2.1-14: Zeitliche Verteilung der Magnituden und Anzahl der Beben des Schwarms bei Luby/Nový Kostel im Mai/Juni 2018.

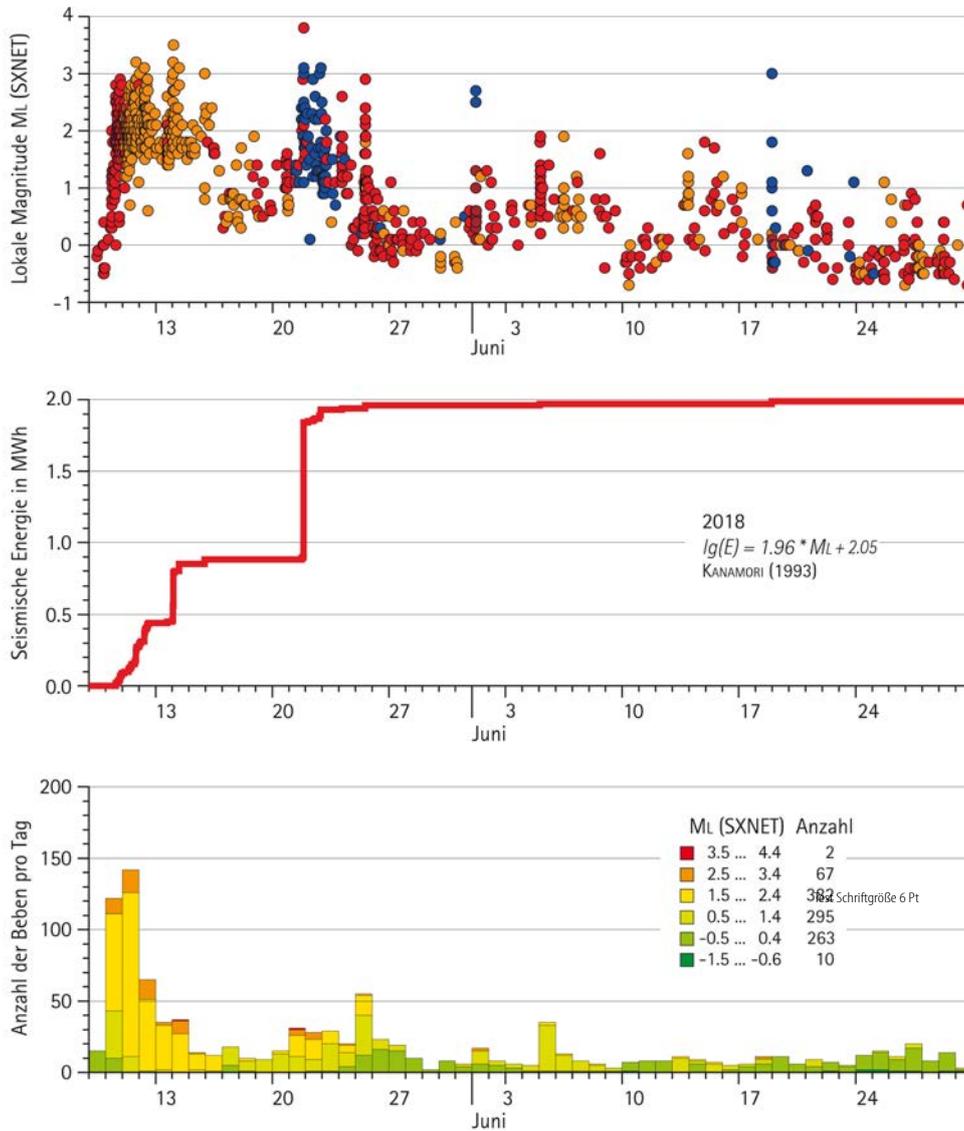


Abb. 2.1-15: Vergleichende Darstellung von zeitlicher Verteilung der Magnituden (Farben wie in Abb. 2.1-14), der aufsummierten Energiefreisetzung und der pro Tag ausgewerteten Anzahl von Beben mit Einteilung in Magnitudenklassen für den Schwarm im Mai/Juni 2018.

Tab. 2.1-2: Die 14 größten Beben des Schwarms bei Luby/Nový Kostel im Mai/Juni 2018 mit $M_L \geq 3,0$.

Ereignis-Nr.	Datum	Herdzeit (UTC) [hh:mm:ss]	Koordinaten [°N/°O]	Herdtiefe [km]	Lokalmagnitude (Anz. Stationen)	Herdgebiet
1	11. 05. 2018	19:39:49,3	50,268/12,436	8,3	3,2 (11)	nordöstlich von Luby/CR
2	12. 05. 2018	01:06:00,0	50,269/12,437	8,2	3,0 (11)	nordöstlich von Luby/CR
3	12. 05. 2018	07:53:08,2	50,274/12,436	7,7	3,1 (11)	nordöstlich von Luby/CR
4	14. 05. 2018	00:43:54,0	50,275/12,433	8,3	3,2 (11)	nordöstlich von Luby/CR
5	14. 05. 2018	00:52:56,9	50,268/12,434	8,8	3,0 (11)	nordöstlich von Luby/CR
6	14. 05. 2018	01:54:34,9	50,272/12,432	8,8	3,5 (11)	nordöstlich von Luby/CR
7	14. 05. 2018	10:04:36,0	50,275/12,432	8,6	3,1 (11)	nordöstlich von Luby/CR
8	15. 05. 2018	10:04:36,0	50,275/12,432	8,6	3,0 (11)	nordöstlich von Luby/CR
9	21. 05. 2018	21:04:10,9	50,244/12,453	5,4	3,0 (11)	nördlich von Nový Kostel
10	21. 05. 2018	21:04:43,7	50,244/12,450	5,7	3,8 (11)	östlich von Luby/CR
11	21. 05. 2018	21:16:08,7	50,240/12,453	5,7	3,1 (11)	nördlich von Nový Kostel
12	22. 05. 2018	19:54:04,8	50,243/12,455	5,0	3,0 (11)	nördlich von Nový Kostel
13	22. 05. 2018	22:02:33,9	50,239/12,454	5,2	3,1 (11)	nördlich von Nový Kostel
14	18. 06. 2018	23:10:10,2	50,244/12,459	4,4	3,0 (9)	nördlich von Nový Kostel

Während der gesamten Schwarmphase vom 10. Mai bis 30. Juni wanderten die Herde – teilweise sprunghaft – auf einem mehrere Kilometer langen Teilstück der Störungszone. In Abb. 2.1-16 sind die Tage farblich codiert.

Eine Besonderheit stellt die Migration der Epizentren am 11. 5. 2018 dar. Innerhalb nur eines Tages wanderte der Herd um etwa 2 km von Süd nach Nord (Abb. 2.1-17) bei gleichzeitiger Vergrößerung der Herdtiefe um ca. 1 km (Abb. 2.1-18).

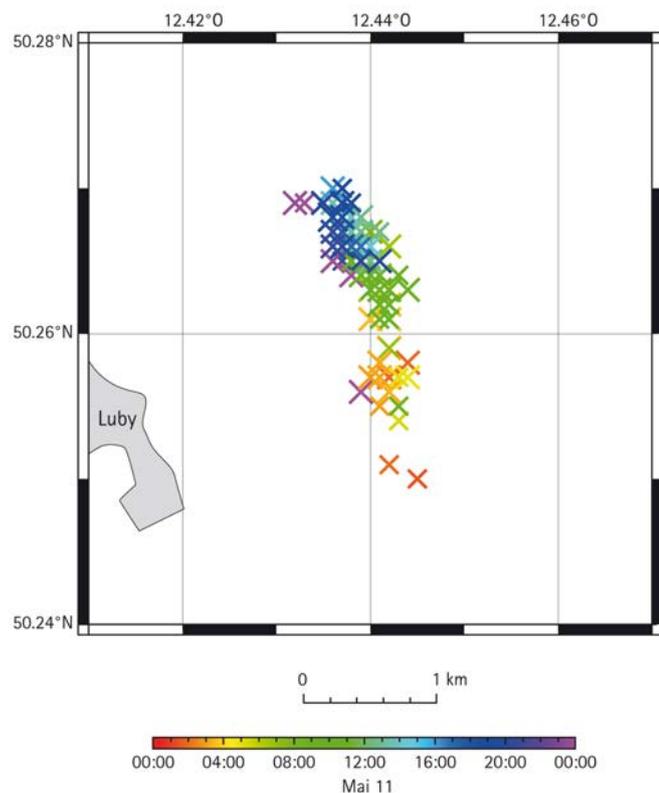


Abb. 2.1-17: Migration des Herdes über ca. 2 km am 11. Mai 2018.

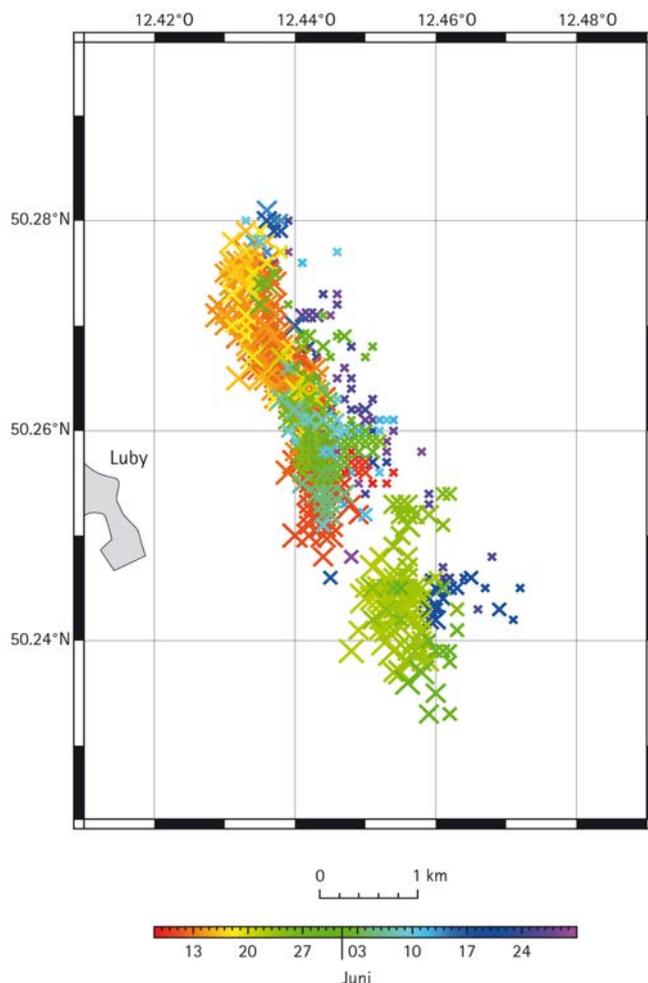


Abb. 2.1-16: Migration der Epizentren des Schwarms bei Luby/Nový Kostel während des Gesamtzeitraums Mai/Juni 2018.

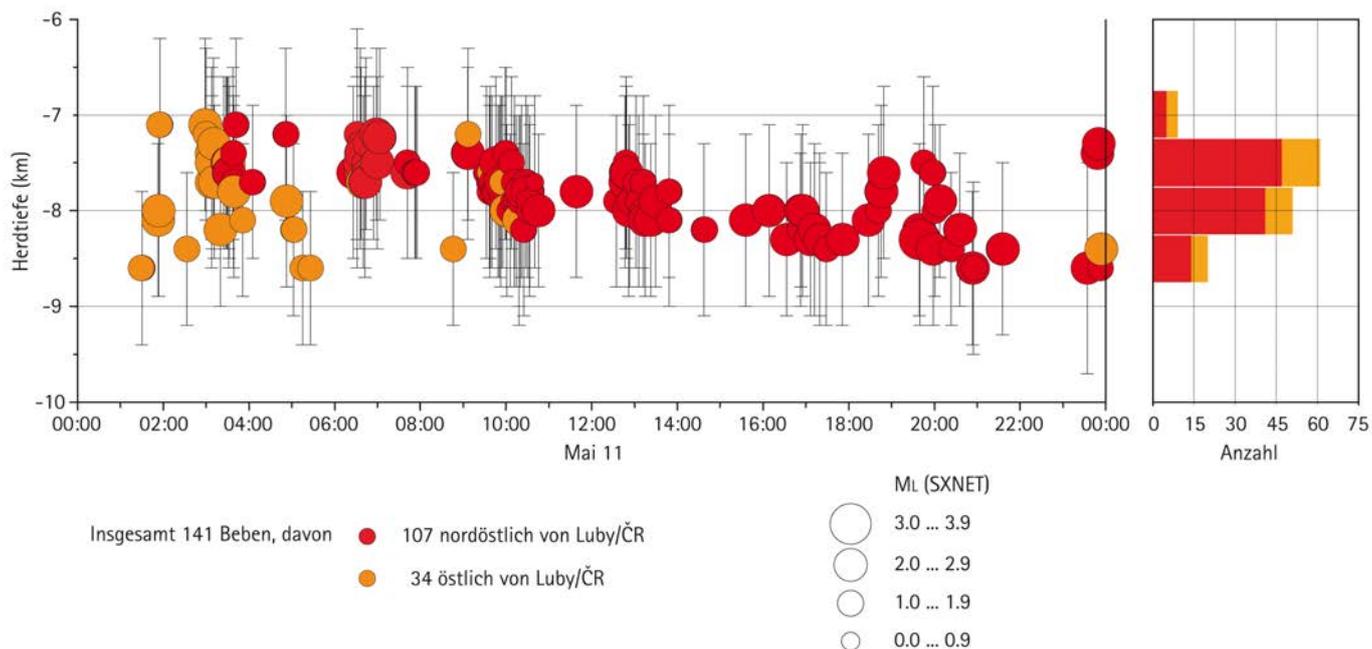


Abb. 2.1-18: Zunahme der Herdtiefe um ca. 1 km bei der Migration des Herdes am 11. Mai 2018.

Vergleicht man die Magnituden-Häufigkeits-Verteilungen je zweier Schwärme des Jahres 2017 mit denen zweier Schwärme des Jahres 2018 (Abb. 2.1-19), dann fallen die vergleichsweise großen b-Werte im Jahr 2018 auf. Der b-Wert wird als Anstieg der kumulierten (= aufsummierten) Magnituden-Häufigkeits-Verteilung bestimmt. Er beschreibt das Verhältnis zwischen den Anzahlen kleiner und großer Beben. Typische

b-Werte für Einzelbeben im nördlichen Gebiet liegen bei etwa 0,7. Die Nový-Kostel-Serie von 2014 hatte einen b-Wert von 0,9 und „normale“ Schwärme liegen bei etwa 1,1.

Das Jahr 2019 begann mit einem kleinen Schwarm nordöstlich von Luby am 23. Januar. In den ersten neun Monaten war die seismische Aktivität unterdurchschnittlich.

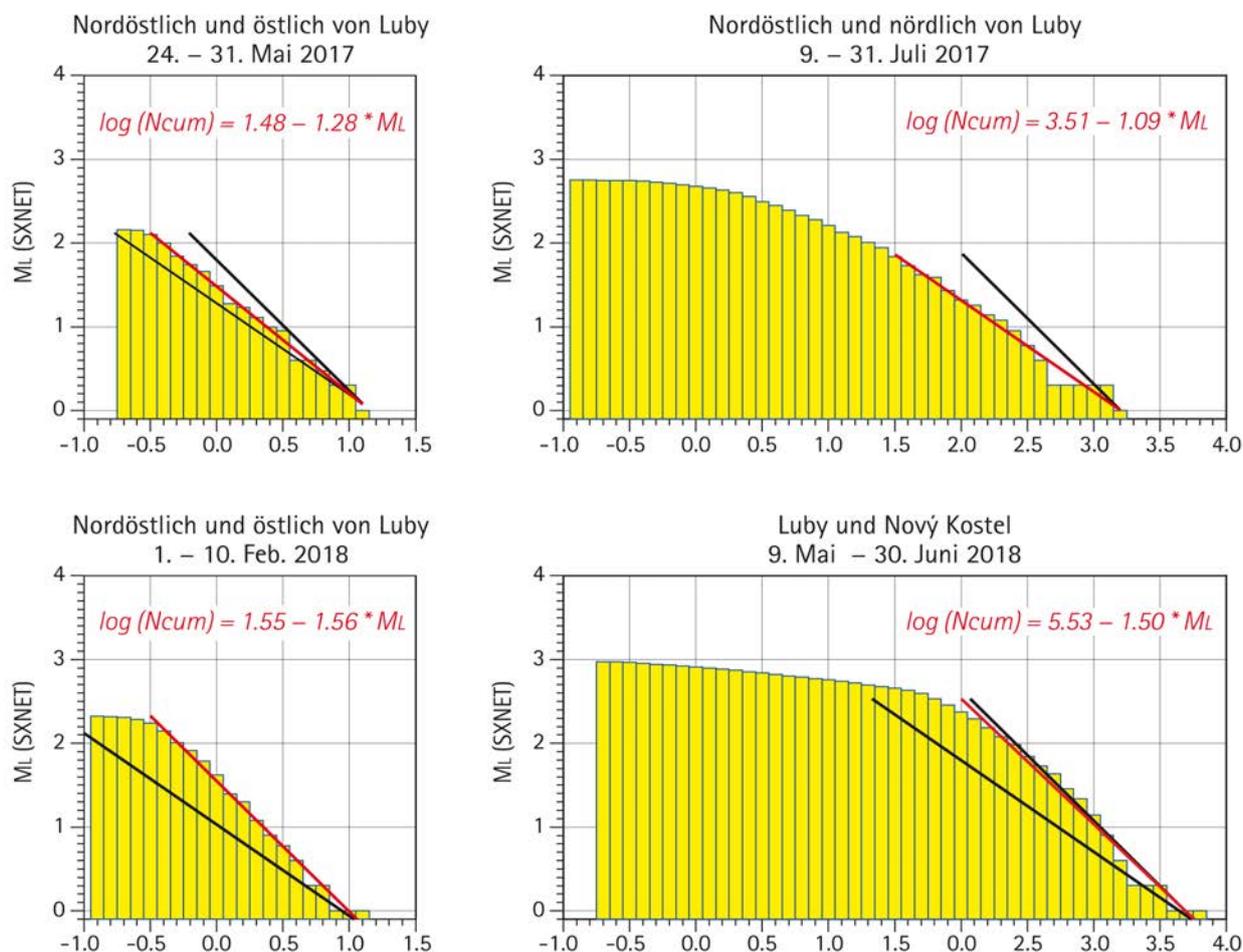


Abb. 2.1-19: Vergleich der b-Werte, die das Verhältnis von kleinen zu großen Beben beschreiben, für je zwei Schwärme in den Jahren 2017 (oben) und 2018 (unten) im Gebiet Luby/Nový Kostel. Die schwarzen Geraden stellen den minimalen und den maximalen Anstieg der vier Verteilungen dar. Im Jahr 2017 lagen die b-Werte bei 1,28 bzw. 1,09, im Jahr 2018 dagegen bei 1,56 bzw. 1,5. Der steilere Anstieg in der Magnituden-Häufigkeits-Verteilung zeigt, dass auf wenige starke Beben deutlich mehr schwächere Beben stattfanden. Allerdings ist es aufgrund der großen Anzahl schwächerer Beben nicht möglich, alle Beben auszuwerten. Deshalb gelten die genannten b-Werte nur für den vollständig ausgewerteten Bereich, der von der roten Linie abgedeckt wird.

Tab. 2.1-3: Vergleich von sieben Schwärmen und einer Serie im Zeitraum 2016 bis 2018.

Zeitraum	Herdgebiet	größte Magnitude	zweitgrößte Magnitude	Anzahl der Beben	Typ
03. – 04. 03. 2016	nördlich von Luby	1,3	0,9	49	Schwarm
15. – 18. 04. 2016	Seelingstädt	1,8	1,3	52	Schwarm
20. – 22. 05. 2016	nordöstlich von Luby	1,0	0,5	72	Schwarm
24. – 25. 05. 2017	nordöstlich von Luby	1,1	1,0	117	Schwarm
09. 07. – 03. 08. 2017	nordöstlich/nördlich von Luby	3,2	3,1	574	Schwarm
01. – 10. 02. 2018	nordöstlich/östlich von Luby	1,1	0,8	210	Schwarm
09. 05. – 30. 06. 2018	Luby und Nový Kostel	3,8	3,5	975	Schwarm
23. – 24. 08. 2018	nordöstlich/nördlich von Nový Kostel	3,3	1,6	100	Serie

2.2 Induzierte Seismizität im Südharzgebiet im Zeitraum 2012 bis 1. Quartal 2019 – Eine Bewertung unter besonderer Berücksichtigung der automatischen Detektion

THOMAS BURGHARDT & JÖRG MARTIN

2.2.1 Einleitung

Neben einer sehr geringen natürlichen Erdbebenaktivität spielt insbesondere die induzierte, d.h. anthropogen verursachte Seismizität im Betrachtungsraum eine bedeutende Rolle, wobei diese im Wesentlichen durch den Salzbergbau in Thüringen hervorgerufen wird. Die durch den untertägigen Abbau von Kalisalzen ausgehenden Umlagerungen von Gebirgsspannungen in Verbindung mit den geologischen Verhältnissen im obersten Bereich der Erdkruste sorgen dafür, dass immer wieder seismische Ereignisse in einer Größenordnung auftreten,

die von der Bevölkerung deutlich wahrgenommen werden. Am Beispiel der induzierten Seismizität im Südharz-Kalirevier soll über die seismische Überwachung des Gebietes berichtet werden. Damit in Verbindung stehend werden auch Möglichkeiten und Grenzen einer automatisierten Überwachung diskutiert und Bestrebungen zur Optimierung des Systems in Richtung einer weitestgehend autarken Überwachung verdeutlicht.

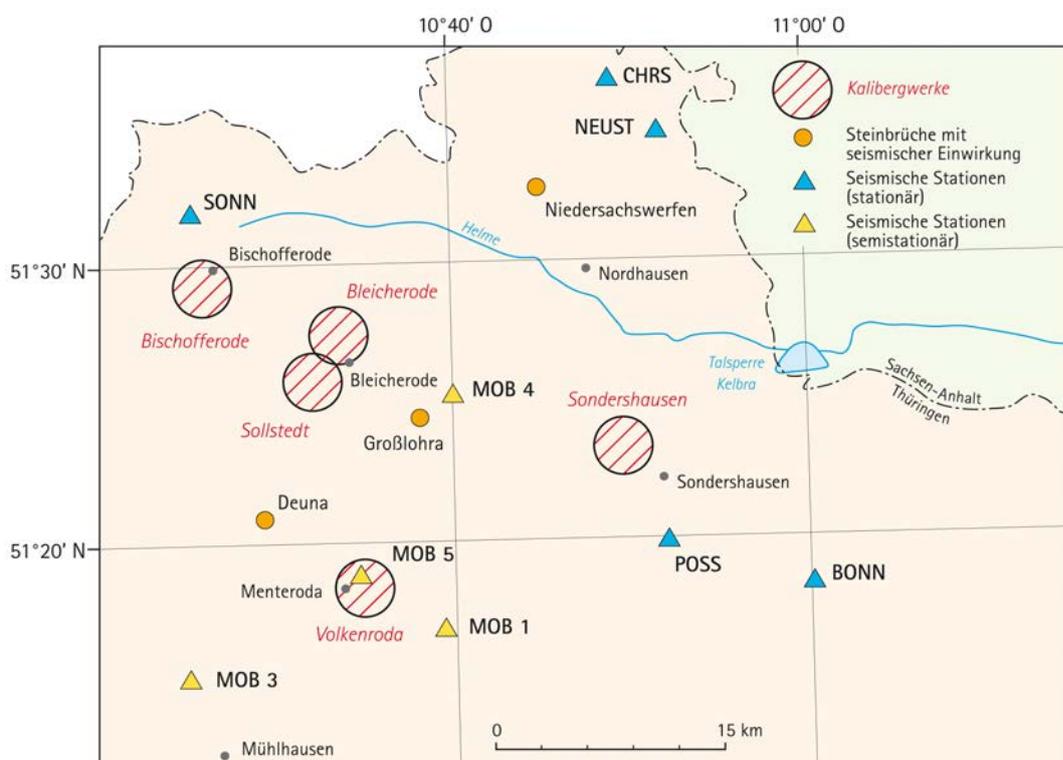


Abb. 2.2-1: Schematische Übersicht des ehemaligen Südharz-Kalireviers.

2.2.2 Örtliche Gegebenheiten

Ausgehend von der Entdeckung der Kalisalze am Staßfurter Sattel wurden Ende des 19. Jahrhunderts umfangreiche Explorationsarbeiten auch in der Region Südharz unternommen. Mit dem Nachweis der Kalisalze, beginnend in Bleicherode und Sondershausen sowie im Weiteren in Sollstedt, Roßleben (dem Unstrut-Revier zugeordnet), Volkenroda und Bischofferode, begann die nunmehr über 125-jährige Tradition der Kali-gewinnung im Südharz-Kalirevier (Abb. 2.2-1).

In den siebziger und achtziger Jahren des vergangenen Jahrhunderts gab es einen Höhepunkt in der Abbautätigkeit. Ins-

besondere die Einführung der Großgerätetechnik führte zu einem Produktionszuwachs und damit verbunden auch zu bedeutenden Hohlraumzuwächsen. Im Zuge der politischen Veränderungen Anfang der 1990er-Jahre kam es in großem Umfang zur Einstellung der Gewinnungstätigkeit. Derzeit sind zwei Gruben (Volkenroda und Bischofferode – geflutet bzw. in Flutung) vollständig verschlossen. In drei Gruben (Bleicherode, Sollstedt und Sondershausen) werden Sanierungsarbeiten vorgenommen. Das sind im Wesentlichen Hohlraumverfüllung durch Versatz sowie weitere Nachnutzungen durch Gewinnung von Steinsalz, Betreiben einer Untertagedeponie oder als

Besucherbergwerk. Kalisalze werden gegenwärtig nicht mehr bergmännisch, sondern nur noch am Standort Bleicherode über das soltechnische Verfahren gewonnen.

Auch mehr als 25 Jahre nach der Einstellung der bergmännischen Gewinnung und nach den durchgeführten Sanierungsmaßnahmen finden in diesem Gebiet nach wie vor noch Spannungsveränderungen im Gebirge statt. Diese sind zwar relativ schwach. Da die Grubengebäude aber in einer relativ geringeren Tiefe im Vergleich zur normalen Herdlage tektonischer Erdbeben liegen und in diesem Gebiet eine dichte Besiedlung vorliegt, werden sie mitunter verspürt.

Mit dem Aufbau des Thüringer Seismologischen Netzes (TSN) ab 2008 war es auch dessen Aufgabe, diese bergbauinduzierte Seismizität im Südharz unabhängig von den vorhandenen betrieblichen Messnetzen der Bergbauunternehmen zu überwachen (gleiches gilt übrigens auch für das Kalirevier an der Werra). Dabei wurde darauf Wert gelegt, weitestgehend ein dichtes und ortsnahes Stationsnetz aufzubauen, um gute Registrierbedingungen zu gewährleisten. Die installierten seismischen Stationen im TSN und deren zugehörige Aufstellungszeit sind aus Tab. 2.2-1 ersichtlich.

Tab. 2.2-1: Stationen des Thüringer Seismologischen Netzes (TSN) im Südharz-Kalirevier.

Nr.	Station	Ort	Koordinaten [°N/°O]	Höhe [m NN]	in Betrieb von	bis
1	POSS	Possen	51,333/10,867	425	17. 02. 2012	
2	CHRS	Christianenhaus	51,610/10,819	560	09. 05. 2012	
3	NEUST	TS Neustadt	51,578/10,864	484	01. 11. 2015	
4	BONN	Klostergut Bonnrode	51,307/11,002	358	01. 06. 2016	
5	MOB5	Menteroda	51,315/10,580	393	08. 11. 2016	
6	DORA	Sonnenstein	51,532/10,426	228	30. 11. 2016	17. 05. 2017
7	SONN	Sonnenstein	51,532/10,426	228	09. 08. 2017	
8	MOB3	TS Lunge-Lengefeld	51,254/10,419	228	04. 04. 2017	
9	MOB1	Mehrstedt	51,283/10,659	298	15. 06. 2017	
10	MOB4	Münchenlohra	51,422/10,668	286	21. 11. 2017	30. 10. 2018

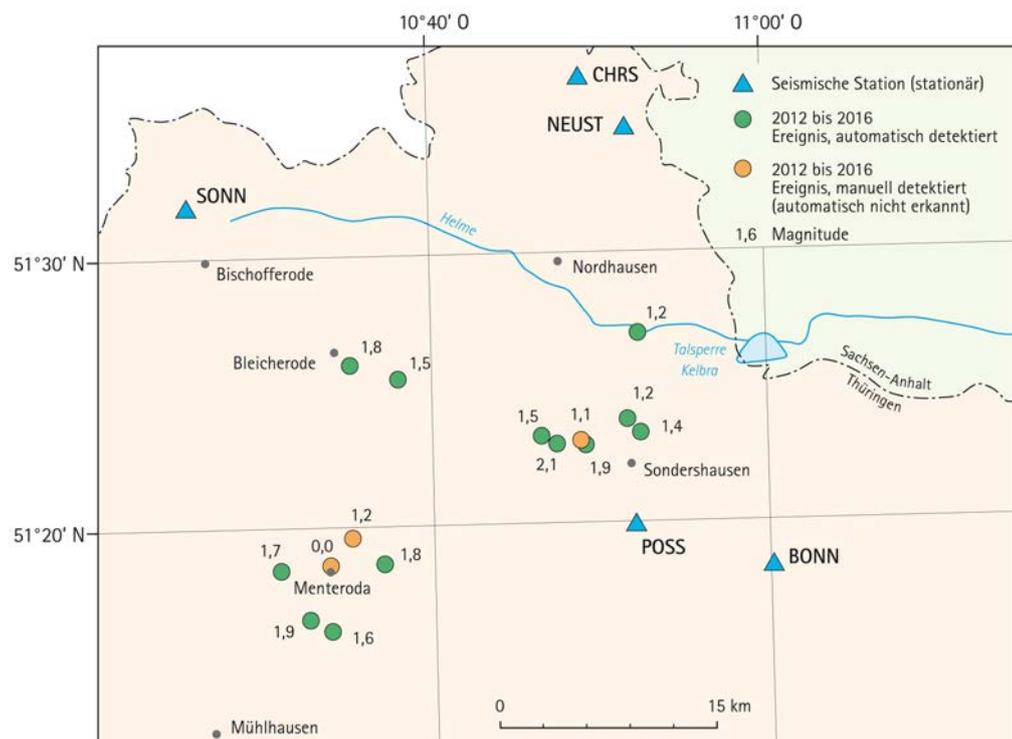


Abb. 2.2-2: TSN-Stationen (Stand Oktober 2015) und Seismizität (Zeitraum 2012–2016). 15 Ereignisse wurden automatisch detektiert (grün). 3 Ereignisse wurden nur durch die manuelle Auswertung gefunden und automatisch nicht erkannt (orange). Die Koordinaten und Magnituden aller Ereignisse wurden aber manuell korrigiert.

2.2.3 Seismizität von 2012 bis 2016

Der Tab. 2.2-1 ist zu entnehmen, dass die meisten Stationen in der Südharz-Region erst ab Ende 2016 in Betrieb genommen worden sind. Für die Bestimmung der Ereignisse vor diesem Zeitraum wurden die Messergebnisse vieler Stationen außerhalb des Gebietes herangezogen. Dadurch konnten in dieser Zeit nur stärkere induzierte Ereignisse etwa ab Lokalmagnitude $M_L > 1$ detektiert werden.

In Abb. 2.2-2 sind Ereignisse dargestellt, die sowohl aus der automatischen Detektion als auch aus der manuellen Auswertung resultieren. Die Ereignisse, die von der Automatik gefunden worden sind, wurden mit einem grünen Kreis markiert, jene, welche nur durch manuelle Auswertung gefunden und

automatisch nicht erkannt wurden, sind mit einem orangenen Kreis markiert. Die dargestellten Ereignisse verteilen sich im Wesentlichen auf die Bergwerke Sondershausen und Volkenroda. Zwei Ereignisse sind dem Verbundbergwerk Bleicherode/Sollstedt zuzuordnen. Alle automatischen Detektionen wurden mit den entsprechenden manuellen Auswertungen verglichen. So stammen alle angegebenen Ortskoordinaten aus der manuellen Auswertung. Es zeigte sich, dass die Automatik zwar grundsätzlich gute Werte lieferte. Es war aber auch festzustellen, dass einerseits z.T. Ereignisse gänzlich ausgelassen und andererseits die Ortung der Herdlagen noch stark fehlerbehaftet war.

2.2.4 Seismizität von 2017 bis 2019

Im Zeitraum 2012–2016 gab es nur in der Nähe von Sondershausen und nördlich davon Messstationen. Besonders im Bereich Bischofferode fehlten die Seismometer. Das wird sicherlich auch ein Grund für die fehlende Registrierung von Ereignissen in diesem Bereich sein.

Unzweifelhaft trat eine Verbesserung mit dem weiteren Aufbau der Stationen MOB1, MOB3, MOB5, MOB4 und SONN ein. Auch wenn die Aufstellungsbedingungen der neuen Stationen nicht immer optimal waren, konnte doch die Detektionsempfindlichkeit deutlich gesteigert werden. Es zeigte sich auch, dass einige Stationen nur Daten liefern, wenn die Stärke der induzierten Ereignisse eine gewisse Größe aufwies. Jedoch konnte dieses Manko durch die größere Anzahl der Stationen kompensiert werden.

Bei der Auswertung der Aufzeichnungen im Betrachtungszeitraum (Abb. 2.2-3) ist festzustellen, dass nunmehr tatsächlich auch schwächere Ereignisse ausgewiesen werden konnten. Dies unterstreicht die Erhöhung der Empfindlichkeit des TSN in diesem Bereich und damit auch dessen verbesserte Wirksamkeit in der Überwachung.

Bezüglich der aufgetretenen Ereignisse ist ferner eine etwas großflächigere Verteilung ersichtlich. Weiterhin weist die Stärke der Ereignisse in den Bereichen Sondershausen und Volkenroda eine abnehmende Tendenz auf. Die fünf neuen Stationen konnten diese Ereignisse, insbesondere nunmehr auch im Bereich Bischofferode, gut detektieren.

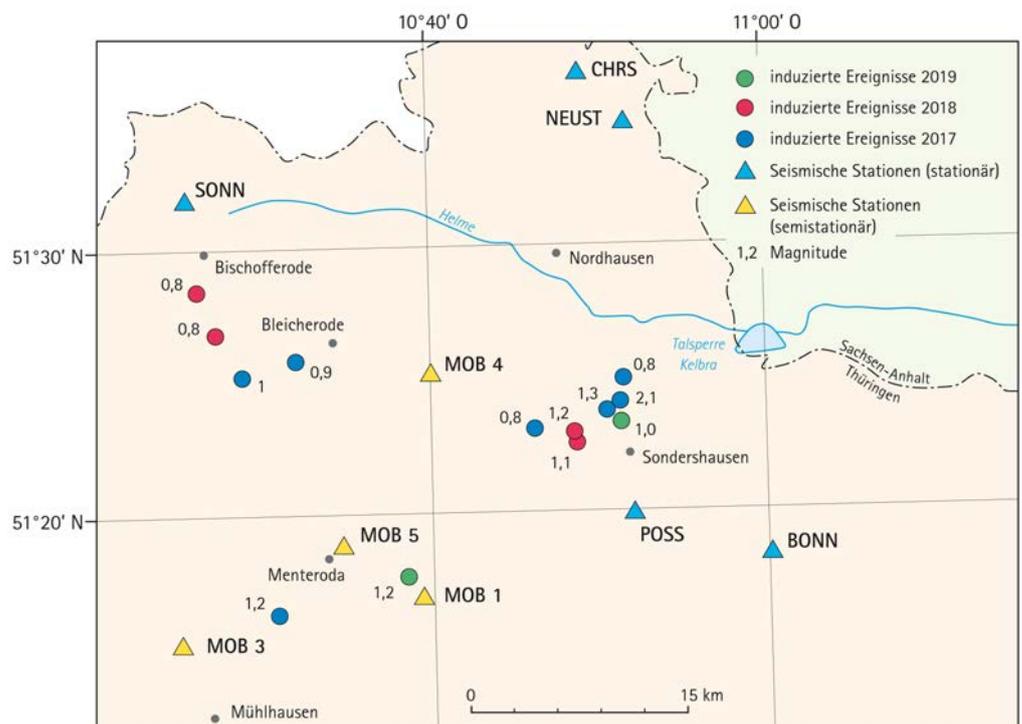


Abb. 2.2-3: Seismizität im Zeitraum 2017 bis I. Quartal 2019. 15 Ereignisse wurden automatisch detektiert. Die Koordinaten sind manuell korrigiert.

Auch für diesen Zeitraum wurden alle Aufzeichnungen im Nachgang manuell ausgewertet und mit den ursprünglichen, automatischen Messwerten verglichen. Gegenüber dem Zeitraum 2012 bis 2016 ist definitiv eine verbesserte Automatik zu konstatieren. Die von der Automatik nicht erkannten Ereignisse

(Abb. 2.2-4) sind hauptsächlich kleinere Ereignisse mit einer Lokalmagnitude $M_L < 1$. Es zeigte sich, dass die automatische Magnitudenbestimmung nach wie vor stärkeren Streuungen unterliegt. Die Ortungsempfindlichkeit zeigt wiederum deutliche Verbesserungen.

2.2.5 Anwendung von Detektionsmechanismen

Automatische Detektion bedeutet, das Signal eines Erdbebens in der Seismogrammspur zu entdecken. Bei den oben beschriebenen automatischen Detektionen kam standardmäßig ein Amplitudendetektor zum Einsatz, der versucht, markante Ausschläge zu finden, die sich vom Rauschen abheben.

Abb. 2.2-4 zeigt alle Ereignisse, die automatisch nicht detektiert werden konnten, die aber manuell erkannt worden sind. Es handelt sich in der Mehrzahl der Fälle um Ereignisse mit einer Lokalmagnitude $M_L < 1$. Der automatische Amplitudendetektor stößt damit an die Grenze seiner Empfindlichkeit, trotz eines relativ dichten Netzes von Seismometern.

Der Unterschied der Lagebestimmung zwischen automatischer Detektion und manueller Auswertung beträgt bei dieser Netzkonfiguration im Mittel ca. 2 bis 4 km an der Erdoberfläche. Es treten aber auch in der automatischen Detektion Fälle auf, bei denen die Automatik bestimmte Einsätze falsch interpretiert oder/bzw. unkontrollierbare Störungen mitunter große Abweichungen von 10 - 15 km erzeugen (Linien in Abb. 2.2-5).

Es kann sogar passieren, dass zusätzliche fehlerhaft bestimmte Einsätze das Zuordnen von wirklichen Ereignisseinsätzen zu

diesem Ereignis verhindern und es dadurch „übersehen“ wird. Gerade dieser Umstand macht deutlich, dass eine bestimmte Anzahl von Stationen in Herdnähe einfach notwendig ist. Die Fehlindikationen zu verringern, wird sicherlich eine Hauptaufgabe in der weiteren Arbeit sein. Lösungsansätze sind bereits vorhanden und werden im folgenden Kapitel beschrieben.

Um das Problem der begrenzten Amplitudendetektion zu verringern, wurde seit August 2017 ein zusätzlicher Detektor, ein Korrelationsdetektor, eingesetzt. Ausgangspunkt für diesen Detektor ist die Beobachtung, dass Ereignisse vom selben Ort meistens ähnliche Seismogramme liefern. Das trifft sowohl auf tektonische Beben als auch auf induzierte Ereignisse zu. Ein solches Einzelereignis von einem bestimmten Ort dient als Musterereignis. Da es manuell ausgewertet wurde, sind zeitlicher Versatz der Einsatzzeiten an den verschiedenen Stationen und auch die Amplitudenverhältnisse bekannt. Nun werden einkommende Seismogramme automatisch laufend mit den Mustern verglichen. Wenn die Ähnlichkeit der Wellenzüge als ausreichend bewertet wird, ist ein Ereignis gefunden. Dieser Korrelationsdetektor wurde innerhalb eines Projektes zur mikroseismischen Aktivität geothermischer Systeme (MAGS) entwickelt und deshalb auch als MAGS-Detektor bezeichnet.

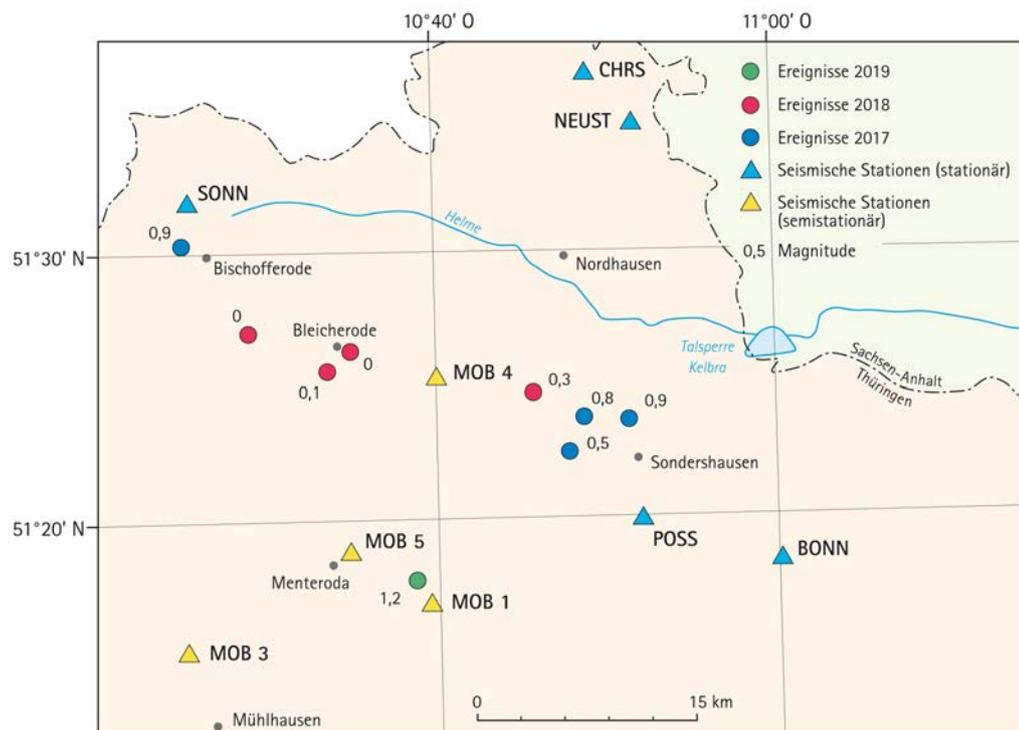


Abb. 2.2-4: Manuell geortete Ereignisse, die von der Automatik übersehen wurden. Im Zeitraum 2017 bis I. Quartal 2019 wurden 15 Ereignisse automatisch detektiert (Abb. 2.2-3) und 9 Ereignisse durch die Automatik übersehen aber durch die manuelle Auswertung gefunden.

Mit dem Korrelationsdetektor wird die gleitende Korrelation zunächst über die einzelnen Komponenten der Stationen CLZ (Clausthal-Zellerfeld), BONN, CHRS, MOB3, MOB5, NEUST, POSS und SONN vorgenommen. Jede Komponente dieser Stationen wird mit der entsprechenden Komponente der Musterereignisse korreliert. Besitzen 60% aller Komponenten einen Korrelationskoeffizienten $R \geq 0,7$, so wird daraus die Netzkorrelation berechnet. Dafür wird über alle die Komponenten, die diese Bedingung erfüllen, gemeinsam korreliert und der Netz-

korrelationskoeffizient R_N ausgewiesen. Ist R_N größer als ein definierter Schwellenwert, so kann von einer Ähnlichkeit des gefundenen Ereignisses mit dem Musterereignis ausgegangen werden. Das Ereignis ist somit detektiert. Für eine Ähnlichkeit zwischen registriertem Ereignis und Musterereignis muss R_N im Allgemeinen $\geq 0,7$ sein. Für die Verwendung im TSN hat sich aber herausgestellt, dass erst bei $R_N \geq 0,85$ einigermaßen sicher auf eine Ähnlichkeit geschlossen werden kann.

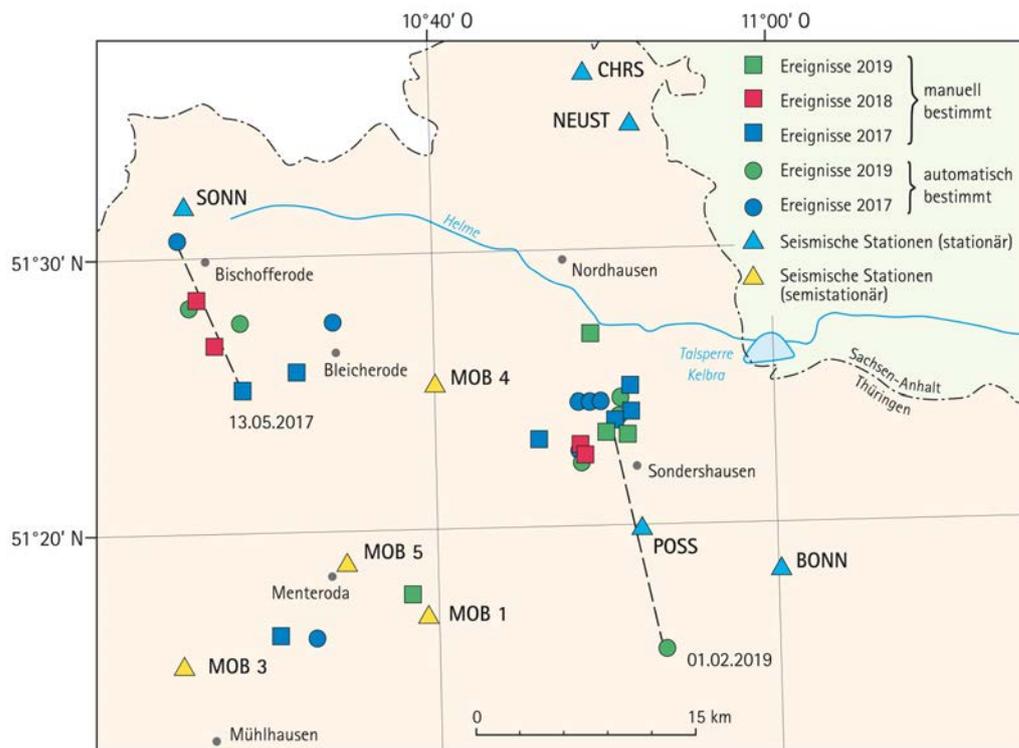


Abb. 2.2-5: Herdlagen von seismischen Ereignissen im Zeitraum 2017 bis I. Quartal 2019 nach automatischer Ortung und manueller Korrektur.

2.2.6 Automatische Detektionen im Vergleich

Für eine Reihe von automatisch detektierten und manuell korrigierten Ereignissen sind in Tab. 2.2-2 die beiden automatischen Detektionsverfahren zum Vergleich gegenübergestellt. Es ist ersichtlich, dass der Korrelationsdetektor (MAGS) und der Amplitudendetektor (SC3 -SeisComP3) ungefähr gleich viele Ereignisse detektiert haben, wobei die gefundenen Ereignisse nicht dieselben sind.

Ferner ist festzustellen, dass Ereignisse mit kleineren Magnituden (in Tab. 2.2-2 grün markiert) unter Umständen bei einem kleineren Netzkorrelationskoeffizienten von $R_N \geq 0,7$ gefunden werden können. Bei einem niedriger eingestellten Schwellenwert für R_N ist es eher möglich, schwächere Ereignisse aufzuspüren. Dazu ist anzumerken, dass es bei Einstellung dieses geringeren Schwellenwertes von $R_N \geq 0,7$ auch sehr viele andere Korrelationen – etwa 30 an der Zahl – gab, denen kein Ereignis zugeordnet werden konnte. Diese Anzahl der Fehldetektionen ist derzeit noch zu hoch und muss im Weiteren deutlich reduziert werden.

In Abb. 2.2-6 sind die erkannten Ereignisse beider Detektoren für den Zeitraum vom 12. August 2017 bis zum 1. Februar 2019 grafisch dargestellt. Die Ereignisse des Korrelationsdetektors liegen alle an dem Ort (blaues bzw. rotes Quadrat), von dem auch das Musterereignis bestimmt worden ist.

Im Gebiet Menteroda, ehemaliges Kaliwerk Volkenroda, hat es von 2017 bis Anfang 2019 nur 2 Ereignisse gegeben. Ein Ereignis lag zeitlich vor der Inbetriebnahme des Korrelationsdetektors, das zweite Ereignis vom 01. Februar 2019 haben weder der Korrelations- noch der Amplitudendetektor gefunden. Es ist nur manuell erkannt worden. Daraus kann geschlossen werden, dass sich das Musterereignis für Menteroda möglicherweise nicht eignet. Diese Feststellung wird durch häufigere Fehldetektionen in diesem Gebiet unteretzt. Zukünftig ist hier eine Überprüfung und Nachjustierung im Zusammenhang mit der ohnehin notwendigen Fehleranalyse unabdingbar.

Tab. 2.2-2: Vergleich der beiden automatischen Detektionsverfahren Korrelationsdetektor (MAGS) und Amplitudendetektor (SC3-SeisComP3) für eine Reihe manuell bestimmter seismischer Ereignisse im Südharz-Revier. Energieschwache Ereignisse mit Magnituden $M_L \leq 0,3$ sind grün markiert. Sie ergaben teilweise Ergebnisse bei niedriger eingestelltem Schwellenwert des Netzkorrelationskoeffizienten. Diese sind aber im Vergleich (Abb. 2.2-6) nicht berücksichtigt.

Nr.	Datum	Herdzeit [hh:mm:ss]	M_L	Lage	MAGS X mit $R_N \geq 0,70$	SC3
1	12. 08. 2017	18:35:29,7	0,9	Bischofferode	X	
2	12. 09. 2017	07:19:49,4	1,0	nördlich Sollstedt	X	X
3	30. 09. 2017	03:25:47,7	0,8	nordwestlich Sondershausen	X	X
4	05. 10. 2017	08:52:46,1	1,0	nördlich Sondershausen	X	
5	25. 10. 2017	19:58:40,8	0,8	nördlich Sondershausen	X	X
6	24. 12. 2017	10:54:28,6	2,1	nördlich Sondershausen	X	X
7	02. 01. 2018	07:35:24,8	0,3	nordwestlich Sondershausen		
8	21. 03. 2018	16:54:35,6	0,0	Bleicherode	(X)	
9	09. 06. 2018	11:56:04,1	0,1	Bleicherode	(X)	
10	29. 07. 2018	02:04:59,6	1,1	nordwestlich Sondershausen		X
11	27. 08. 2018	13:01:37,7	1,2	nordwestlich Sondershausen		X
12	27. 11. 2018	22:39:19,3	0,8	westlich Bleicherode	X	X
13	27. 11. 2018	23:07:14,0	0,0	westlich Bleicherode	(X)	
14	01. 12. 2018	12:00:25,4	0,8	südlich Bischofferode		X
15	01. 02. 2019	10:17:59	1,2	Menteroda	X	
16	01. 02. 2019	16:39:08	1,0	nordwestlich Sondershausen	X	X
					<u>9</u>	<u>9</u>

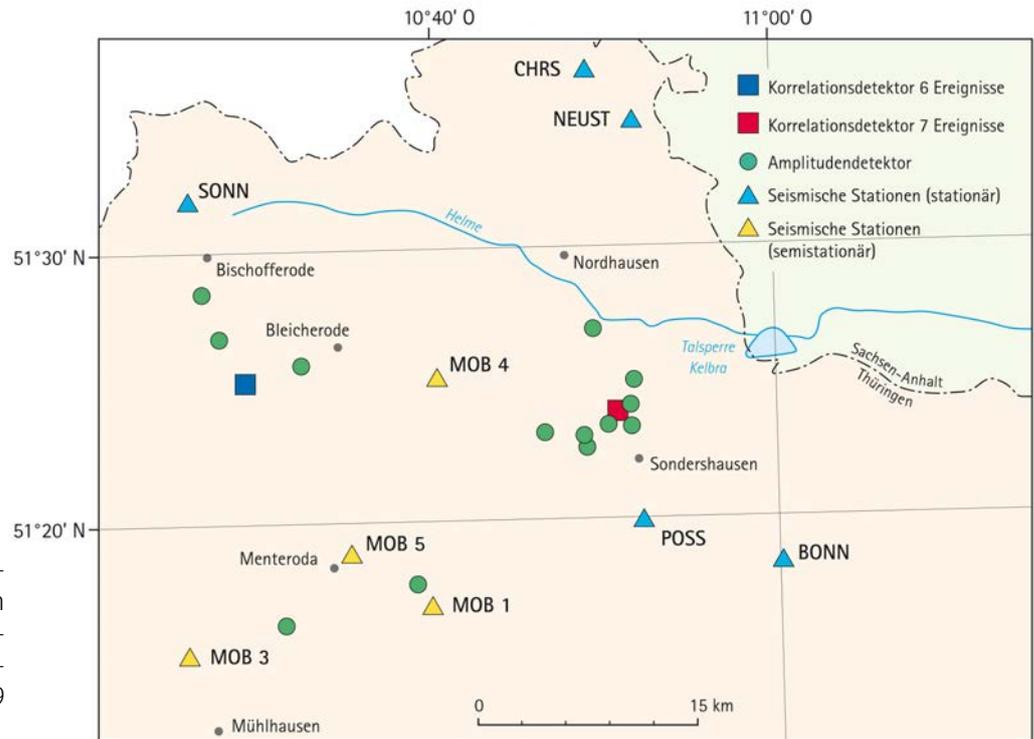


Abb. 2.2-6: Vergleich der automatischen Detektionsergebnisse von Amplituden- und Korrelationsdetektor für den Zeitraum 12. August 2017 bis 1. Februar 2019 (entsprechend Tab. 2.2-2).

Der Vergleich von Amplitudendetektor und Korrelationsdetektor führt zum gegenwärtigen Zeitpunkt zu folgenden Aussagen:

Der Amplitudendetektor ist weniger aufwändig, kann aber nur Ereignisse oberhalb der seismischen Unruhe (Rauschen) finden. Seine Ortungsgenauigkeit an der Oberfläche ist bei der bestehenden Konfiguration bestenfalls 2 bis 4 km ungenauer als die manuelle Ortungsgenauigkeit. Bei der Tiefenbestimmung sind die Fehler noch größer. Bisweilen treten aber auch zufällige Störungen und Ungenauigkeiten auf, die seine Ortung mit noch größeren Fehlern versehen oder das Ereignis gar nicht entdecken lassen.

Der Korrelationsdetektor ist auch im Bereich des Rauschens empfindlich, aber im Betrieb rechenintensiver. Er benötigt gute Musterereignisse. Die Einrichtung seit August 2017 hat gezeigt, dass Ereignisse im verbesserten Maß detektiert werden könnten. Ein vollständiger Automatismus hingegen stellt eine Wunschvorstellung dar, dem das System einfach noch nicht gerecht werden kann. Konkret gilt es im Weiteren, den Korrelationsdetektor weiter zu verbessern und insbesondere die Fehldetektionen zu verringern.

2.3 Seismische Aktivität außerhalb von Mitteldeutschland

SIEGFRIED WENDT & OLAF HELLWIG

Auch Erdbeben außerhalb Mitteldeutschlands können im Hinblick auf die hiesige Gefährdungslage von Bedeutung sein. Beben, die sich in einiger Entfernung ereignen, können durchaus makroseismische Auswirkungen in Mitteldeutschland haben, wenn sie eine gewisse Stärke erreichen. Neben den Beben

in der westlichen tschechischen Republik, die aufgrund ihrer Lage im vogtländischen Schwarmbebengebiet im Kap. 2.1.3 behandelt wurden, sind es vor allem die Gebirgsschläge in den grenznahen polnischen Bergbaurevieren, die zuweilen auch von der Bevölkerung hierzulande verspürt werden.

2.3.1 Erdbeben in Europa im Zeitraum 2016–2018

Abb. 2.3-1 zeigt das seismische Geschehen in Europa. Dort sind alle Erdbeben mit einer Raumwellenmagnitude von $m_b \geq 4,0$ eingetragen, die sich in den drei Jahren 2016–2018 ereignet hatten. Die stärksten Beben ab einer Raumwellenmagnitude von $m_b = 5,7$ sind mit einer Nummer versehen und zusätzlich in Tab. 2.3-1 aufgelistet.

im Adria- und Mittelmeer-Raum bis Italien. Auslöser dieser Beben sind plattentektonische Bewegungen im Grenzbereich zwischen der afrikanischen Platte und der europäischen Platte, die gerade in diesem Gebiet in eine Vielzahl kleinerer Plattenfragmente zerfallen sind. Das stärkste Beben ereignete sich am 20. 7. 2017 im Bereich der Dodekanes, einer Inselgruppe in der östlichen Ägäis. Es hatte eine Magnitude von 6,4.

Europaweit betrachtet tritt die stärkste seismische Aktivität im östlichen Mittelmeer auf: in der Ägäis, in Griechenland und

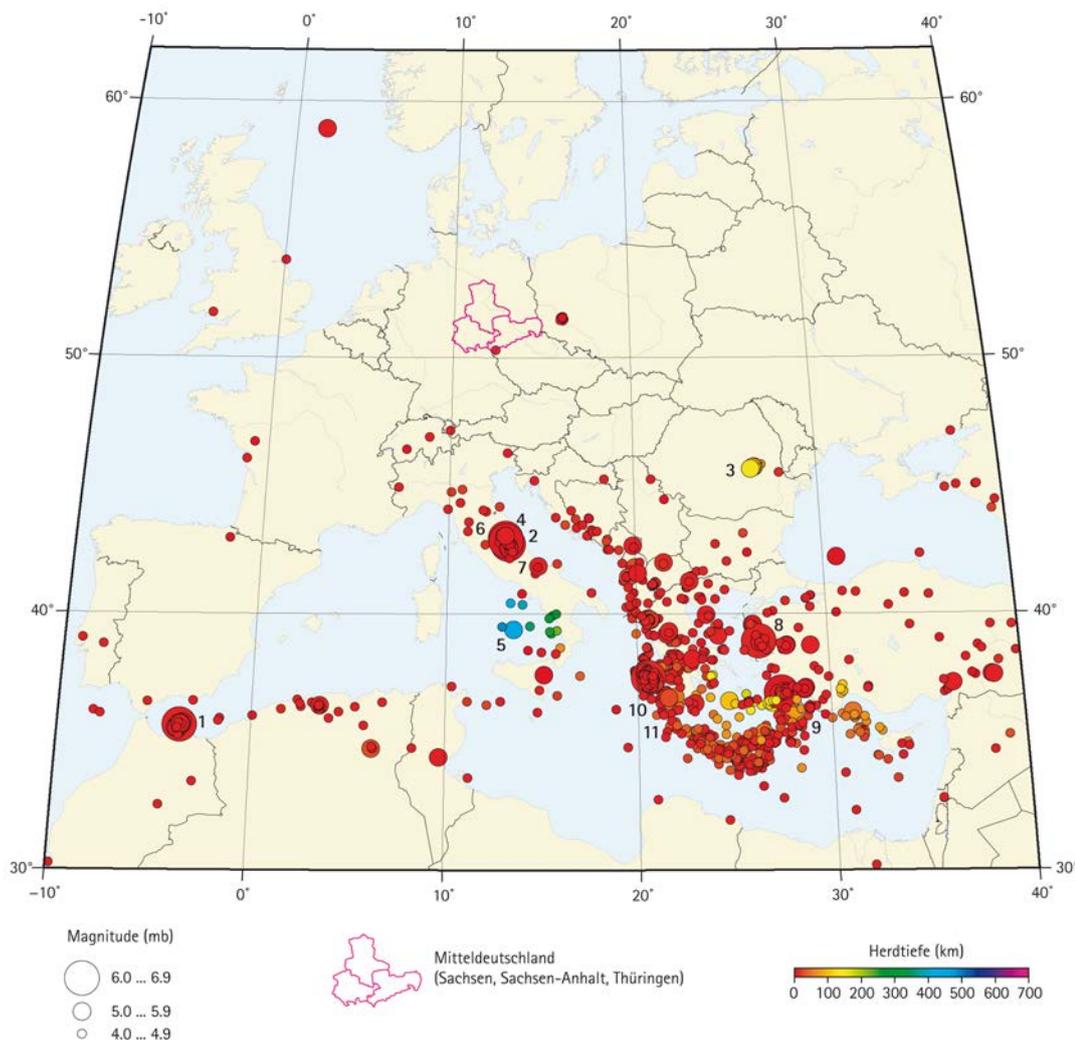


Abb. 2.3-1: Seismische Ereignisse 2016–2018 in Europa mit Raumwellenmagnitude $m_b \geq 4,0$. Quelle: Erdbebenkatalog des National Earthquake Information Center (NEIC) des geologischen Dienstes der USA (USGS).

Tab. 2.3-1: Seismische Ereignisse 2016–2018 in Europa mit Raumwellenmagnitude $m_b \geq 5,7$.

Ereignis Nr. Abb. 2.3-1	Datum	Herdzeit (UTC) [hh:mm:ss]	Koordinaten [°N/°O]	Herdtiefe [km]	Raumwellen- magnitude m_b	Herdgebiet
1	25. 01. 2016	04:22:02,7	35,649/-3,682	12,0	6,1	Straße von Gibraltar
2	24. 08. 2016	01:36:32,9	42,723/13,188	4,4	6,0	Mittelitalien
3	23. 09. 2016	23:11:20,8	45,728/26,610	92,0	5,7	Rumänien
4	26. 10. 2016	19:18:08,4	42,956/13,067	10,0	6,1	Mittelitalien
5	28. 10. 2016	20:02:49,8	39,388/13,52	457,9	5,7	Tyrrhenisches Meer
6	30. 10. 2016	06:40:18,7	42,862/13,096	8,0	6,1	Mittelitalien
7	18. 01. 2017	10:14:11,0	42,601/13,227	7,0	5,7	Mittelitalien
8	12. 06. 2017	12:28:39,2	38,930/26,365	12,0	6,1	Ägäisches Meer
9	20. 07. 2017	22:31:11,3	36,929/27,414	7,0	6,4	Dodekanes-Inseln
10	25. 10. 2018	22:54:52,6	37,520/20,556	14,0	6,3	Ionisches Meer
11	30. 10. 2018	15:12:00,6	37,512/20,508	11,0	5,7	Ionisches Meer

2.3.2 Gebirgsschläge in Westpolen

Makroseismische Auswirkungen auf die grenznahen Regionen haben regelmäßig die Beben in Westböhmen mit den Herdgebieten Luby und Nový Kostel in der Nähe des Dreiländerecks Sachsen, Bayern, Tschechische Republik (Kap. 2.1.3) und die induzierten Beben in der Bergbauregion um Lubin in Niederschlesien/Westpolen. Das Unternehmen KGHM Polska Miedź betreibt ca. 80 km von der Grenze zu Sachsen entfernt Bergwerke in Lubin und Polkowice zur Gewinnung von Kupfer. Der Abbau reicht bis in über 1000 m Tiefe und verursacht Beben, von denen die stärkeren auch in Ostsachsen wahrnehmbar sind. Tab. 2.3-2 gibt eine Übersicht über die induzierten Beben aus dieser Region im Berichtszeitraum 2016 bis 2018 mit Lokalmagnituden ab M_L 4,0. In 100 km bis 700 km Entfernung von Mitteldeutschland wurden im Berichtszeitraum keine Erdbeben mit einer Magnitude größer als M_L 5,0 registriert, für die eine makroseismische Wahrnehmung in Mitteldeutschland zu erwarten wäre.

Die Wahrnehmbarkeit oder Schadenswirkung von Erdbeben hängt in erster Linie von ihrer Stärke (Magnitude) ab. Mit zunehmender Magnitude ist vor allem in unmittelbarer Nähe zum Erdbebenherd mit der größten Schadenswirkung zu rechnen. Außerdem vergrößert sich mit einer höheren Magnitude der Bereich, in dem eine bestimmte makroseismische Auswirkung zu erwarten ist. Die makroseismische Wirkung lässt sich mit Hilfe der Europäischen makroseismischen Intensitätsskala (EMS) angeben. Bei der Beurteilung der makroseismischen Wirkung von Erdbeben sind vor allem die Intensitäten III und VI von Bedeutung, die angeben, dass die durch das Erdbeben verursachten Erschütterungen von Menschen wahrnehmbar sind (Intensität III) bzw. dass dadurch leichte Schäden an Bauwerken wie beispielsweise Risse im Verputz zu erwarten sind (Intensität VI). Je weiter der Herd eines Erdbebens vom Beobachtungsort entfernt ist, desto geringer sind im Allge-

meinen die maximal zu erwartenden makroseismischen Auswirkungen. Neben der Magnitude und der Entfernung vom Herdort wirken sich weitere Faktoren auf die makroseismische Wirkung der Beben aus: Die Abstrahlcharakteristik des Erdbebenherdes und die Dämpfung der Erdbebenwellen auf dem Übertragungsweg in Abhängigkeit von den Gesteinseigenschaften sowie die Gegebenheiten am Beobachtungsort. Besonders an Beobachtungsorten mit Lockergesteinsbedeckung kann es zur Verstärkung der Bodenbewegung kommen, so dass auch schwächere Beben wahrgenommen werden können. Das betrifft insbesondere die induzierten Beben aus dem Kupferbergbauggebiet in Westpolen, welche in Ostsachsen mit überwiegend Lockersedimentbedeckung zu einer geringeren Wahrnehmungsschwelle führen können. Demgegenüber kann die Wahrnehmungsschwelle für diese Erdbeben an Orten mit starkem Verkehr und Industrie mit der dadurch hervorgerufenen Bodenunruhe heraufgesetzt sein.

Abb. 2.3-2 zeigt die Magnituden der stärksten Beben in Westböhmen und Niederschlesien in Abhängigkeit von den Entfernungen zu deren Herdorten. Die Entfernungen beziehen sich für die Beben in Westböhmen auf grenznahe Orte wie beispielsweise Bad Elster, Bad Brambach, Markneukirchen oder Klingenthal sowie für induzierte Beben in Polen auf Bad Muskau, Rothenburg/Oberlausitz, Görlitz, Ostritz und Zittau. Die maximale Intensität der dargestellten Ereignisse bezogen auf den Beobachtungsort lässt sich anhand der zwei Kurven abschätzen, die die entfernungsabhängigen Schwellwertmagnituden für die Intensitäten III (Wahrnehmung durch den Menschen) und VI (leichte Schäden) der Europäischen makroseismischen Intensitätsskala angeben. Zwischen 2016 und 2018 liegen 17 Ereignisse in Westböhmen bei Luby und Nový Kostel sowie ein Ereignis in Westpolen bezogen auf Mitteldeutschland über dem entfernungsabhängigen Schwellwert für die Inten-

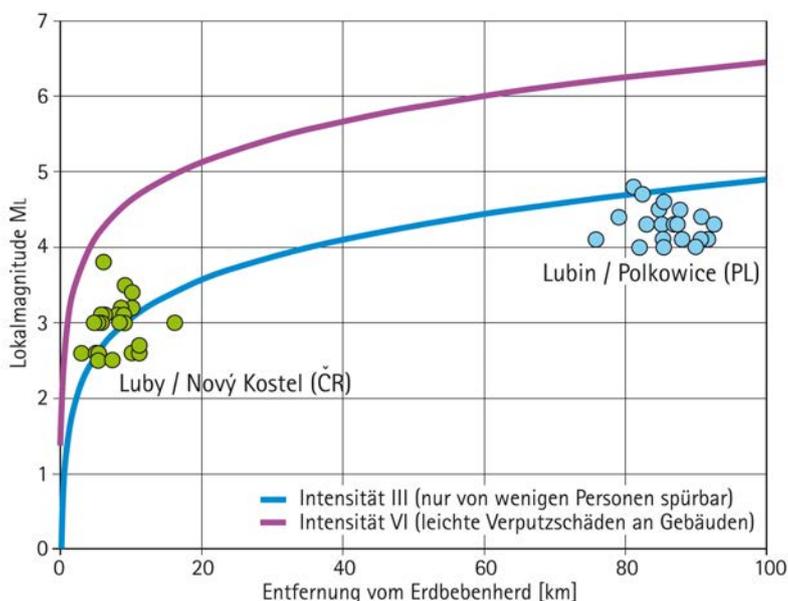
sität III. Bei dem Ereignis in Westpolen handelt es sich um ein induziertes Beben am 26. Dezember 2017 um 11:15:31 UTC (ca. 12:16 MEZ) mit einer Lokalmagnitude $M_L=4,8$, das für Ostachsen im Bereich der Wahrnehmbarkeitsschwelle liegt. Die im Vogtland wahrnehmbaren Beben der Herdgebiete in Westböhmen traten am 11. Juli 2017, im Zeitraum vom 11. bis

22. Mai 2018 sowie am 18. Juni 2018 auf, wobei das stärkste Ereignis östlich von Luby am 21. Mai 2018 um 21:04:43,7 UTC (ca. 23:05 MESZ) eine Magnitude von $M_L= 3,8$ aufweist. Keines dieser Erdbeben erreicht bezogen auf Mitteldeutschland die Intensität IV (leichte Schäden an Gebäuden).

Tab. 2.3-2: Induzierte seismische Ereignisse 2016–2018 in Niederschlesien/Westpolen mit Lokalmagnitude $M_L \geq 4,0$. Die Angaben zu den Herdparametern stammen vom European-Mediterranean Seismological Centre (EMSC). Die Entfernungen beziehen sich auf die nächstgelegenen Orte in Sachsen.

Ereignis Nr.	Datum	Herzzeit (UTC) [hh:mm:ss]	Koordinaten [°N/°O]	Lokalmagnitude M_L	Entfernung [km]	Herdgebiet
1	25. 02. 2016	04:36:25	51,47/16,21	4,1	88	Lubin/Polen
2	02. 06. 2016	04:08:57	51,62/16,11	4,1	85	Lubin/Polen
3	30. 07. 2016	19:10:39	51,49/16,08	4,4	79	Lubin/Polen
4	13. 08. 2016	12:00:58	51,58/16,09	4,3	83	Lubin/Polen
5	14. 09. 2016	07:59:09	51,65/16,19	4,1	92	Lubin/Polen
6	17. 10. 2016	23:50:33	51,55/16,18	4,3	87	Lubin/Polen
7	29. 11. 2016	20:09:40	51,66/16,17	4,4	91	Lubin/Polen
8	16. 12. 2016	06:46:52	51,58/16,17	4,5	88	Lubin/Polen
9	22. 01. 2017	19:08:13	51,55/16,09	4,0	82	Lubin/Polen
10	08. 04. 2017	22:23:13	51,63/16,12	4,3	86	Lubin/Polen
11	31. 05. 2017	20:25:26	51,60/16,12	4,3	85	Lubin/Polen
12	10. 11. 2017	11:19:07	51,59/16,13	4,0	85	Lubin/Polen
13	07. 12. 2017	17:42:50	51,58/16,09	4,7	82	Lubin/Polen
14	26. 12. 2017	11:15:31	51,56/16,08	4,8	81	Lubin/Polen
15	14. 04. 2018	15:58:52	51,54/16,01	4,1	76	Lubin/Polen
16	03. 07. 2018	19:38:50	51,61/16,22	4,3	93	Lubin/Polen
17	20. 07. 2018	03:31:31	51,59/16,11	4,5	85	Lubin/Polen
18	01. 08. 2018	03:47:31	51,67/16,15	4,0	90	Lubin/Polen
19	15. 09. 2018	16:35:15	51,57/16,14	4,6	85	Lubin/Polen
20	20. 11. 2018	06:15:55	51,61/16,20	4,1	91	Lubin/Polen

Abb. 2.3-2: Wahrnehmbarkeit von Ereignissen mit Herdort außerhalb von Mitteldeutschland 2016–2018. Entfernungsabhängige Darstellung der Magnitudenwerte der stärksten bergbauinduzierten Ereignisse in Westpolen (Lubin und Polkowice) sowie der seismischen Ereignisse in Westböhmen (Luby und Nový Kostel) mit den Kurven der Schwellwertmagnituden für die Intensitäten III (Wahrnehmbarkeit) und VI (eventuell auftretende leichte Schäden).



3 Seismologische Netze in Mitteldeutschland

3.1 Sachsennetz (SXNET) mit den Stationen Sachsen-Anhalts

SIGWARD FUNKE & FALK HÄNEL

Das seismologische Sachsennetz besteht aus zwei Arten von Erdbebenstationen.

Als Online-Netz werden die permanent betriebenen Stationen zusammengefasst. Diese verfügen über eine dauerhafte Datenanbindung (DSL, Mobilfunk oder ISDN). Der Großteil der Stationen wird von der Universität Leipzig im Auftrag des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (LfULG) betrieben. Drei Stationen Sachsen-Anhalts, die im Auftrag des Landesamtes für Geologie und Bergwesen

Sachsen-Anhalt (LAGB) betrieben werden, sind in das Sachsen-Netz integriert.

Das Offline-Netz besteht aus (sogenannten) mobilen Stationen mit bedarfsweise wechselnden Standorten. Es wird überwiegend von der TU Bergakademie Freiberg betreut. Diese Stationen werden ohne Datenanbindung, also offline betrieben. Um Daten abzuholen sind regelmäßige Ortstermine nötig, bei denen die örtliche Festplatte kopiert oder ausgetauscht wird.

3.1.1 Online-Stationsnetz (permanentes Netz)

Sowohl hinsichtlich der Konzeption als auch der beteiligten Stationen oder der seismologischen Grundausstattung hat sich in den letzten drei Jahren am sächsischen Online-Netz nichts Wesentliches geändert. Diese Kontinuität stellt unter mehreren Aspekten einen großen Erfolg dar:

- ◆ Die zugrundeliegenden Konzepte haben sich sowohl hinsichtlich der Standortauswahl als auch der Stationstechnik hervorragend bewährt.
- ◆ Allen Gastgebern der Stationsstandorte gebührt großer Dank für die langjährige und erfolgreiche Kooperation.
- ◆ Die beteiligten Techniker konnten über Jahre einen weitgehend stabilen Betrieb aufrechterhalten.

Das Sachsennetz (SXNET) besteht weiterhin aus 10 sächsischen Stationen. Direkt angeschlossen und in die Auswertung integriert sind 3 Stationen des Landesamtes für Geologie und Bergwesen in Sachsen-Anhalt“ (Abb. 3.1-1, Tab. 3.1-1).

Das Hauptaugenmerk der manuellen Auswertung, die am Observatorium Collm erfolgt, liegt bei den potenziell spürbaren Beben (größer als Magnitude 2). Die zahlreichen kleineren Beben (Magnitudenbereich um 0 bis 2) sind zwar in der Regel

nicht spürbar, werden aber ebenfalls akribisch erfasst, um über längere Beobachtungszeitspannen und präzise Ortungen Hinweise auf Verlauf und tektonischen Spannungszustand aktiver Störungszonen zu gewinnen.

In enger Kooperation mit den Nachbarnetzen registriert das Online-Netz die seismische Aktivität in Sachsen, Sachsen-Anhalt und angrenzenden Bereichen. Einen Schwerpunkt bilden dabei die seismisch aktiven Gebiete vom Vogtland. Dort finden sich die geringsten Stationsabstände, weil dort die Registrierbedingungen besonders günstig sind und die Zahl der beobachteten Beben besonders hoch ist. Außerdem wird die seismische Aktivität in der Leipzig-Regensburg-Zone bis in das Gebiet nördlich Halle/Leipzig überwacht.

Für die zeitnahe Überwachung der Seismizität ist die enge Kooperation mit den Nachbarnetzen eine unerlässliche Voraussetzung. Dank der einheitlichen Datenformate, der einheitlichen Übertragungsprotokolle und -wege sowie der guten Kooperation wachsen die Stationen der benachbarten Netze aus der Perspektive der Auswertung zu einem einheitlichen Netz zusammen. Das für die seismologische Auswertung kontinuierlich und zeitnah verfügbare Stationsnetz umfasst neben den

Tab. 3.1-1: Stationen des Online-Netzes (SXNET) mit den Stationen Sachsen-Anhalts

Stationskürzel	Standort	geogr. Breite [°N]	geogr. Länge [°O]	Höhe [m NN]	In Betrieb seit
Sachsen					
FBE	Freiberg, Lehr- und Besucherbergwerk „Alte Elisabeth“, 4. Gezeugstrecke	50,921	13,354	235	27. 09. 2004
GUNZ	Gunzen, Trinkwasserhochbehälter	50,364	12,332	669	08. 08. 2001
LEUT	Leutersbach, private Wetterstation	50,607	12,523	410	04. 05. 2016
MULD	Muldenberg, Talsperre	50,412	12,404	678	20. 12. 2007
ROHR	Rohrbach, Trinkwasserhochbehälter	50,234	12,317	629	07. 08. 2001
SCHF	Schönfels, Burgmuseum	50,677	12,403	435	14. 06. 2007
TANN	Tannenbergsthal, Besucherbergwerk	50,415	12,461	836	19. 12. 2000
TRIB	Obertriebel, privater Schuppen	50,352	12,137	510	19. 12. 2001
WERD	Werda, Talsperre	50,448	12,306	589	13. 06. 2001
WERN	Wernitzgrün, Trinkwasserhochbehälter	50,287	12,376	672	02. 08. 2000
Sachsen-Anhalt					
MUHB	Muldenstein, Trinkwasserhochbehälter	51,658	12,342	115	10. 11. 2015
NEUB	Neuenburg, Burgmuseum	51,208	11,775	200	21. 08. 2003
WIMM	Wimmelburg, W-Schacht	51,521	11,505	80	16. 09. 2008

13 Stationen des sächsischen Online-Netzes weitere 53 Stationen. Bis auf einige fernere Stationen sind alle in Abb. 3.1-1 dargestellt:

- ◆ Thüringer Seismologisches Netz (TSN) – 22 Stationen,
- ◆ Deutsches Regionalnetz seismologischer Breitbandstationen (GRSN) – 12 Stationen,
- ◆ Tschechisches Regionales Seismisches Netzwerk (CRSN) – 5 Stationen,
- ◆ Westböhmennetz (WB, Tschechische Akademie der Wissenschaften) – 5 Stationen,
- ◆ Bayern-Netz (BW, Universität München) – 5 Stationen,
- ◆ Geofon-Netz (GE, Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum) – 1 Station,
- ◆ Universität Potsdam (WA) – 1 Station,
- ◆ Hessennetz (HS, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie) – 2 Stationen.

Das Online-Stationenetz registrierte im Dreijahreszeitraum 2016–2018 im Wesentlichen unterbrechungsfrei. Notwendige Reparaturen wurden umgehend ausgeführt. Modernisierungen waren nur vereinzelt erforderlich:

- ◆ In Rohrbach (ROHR) wurde im April 2017 der ältere Digitizer Quanterra Q730 gegen einen aktuellen Datenlogger EarthData EDR209 ausgetauscht.
- ◆ In Obertriebel (TRIB) wurde im Februar 2018 der letzte der älteren Digitizer Quanterra Q730 gegen einen aktuellen Datenlogger EarthData EDR209 ausgetauscht.

Damit ist die erste Generation der Digitizer komplett ersetzt.

Im Mai 2018 wurde der Datenlogger der Station Leutersbach (LEUT) während eines Gewitters durch Überspannung stark beschädigt und fiel für längere Zeit aus. Beim Hersteller in England konnte der Datenlogger zum Jahresende repariert werden. Im Frühjahr 2019 wurde die Station mit anderen Geräten wieder in Betrieb genommen. An dieser Stelle gebührt dem Institut für Geotechnik der Bergakademie Freiberg nochmals Dank für die mehrjährige Überlassung der Geräte.



Abb. 3.1-1: Erdbebenstationen, deren Daten kontinuierlich für die seismologische Auswertung zur Verfügung stehen: Sachsennetz (SXNET) mit Stationen von Sachsen-Anhalt, Thüringer Netz (TSN) und Stationen angrenzender Gebiete (Stationsabkürzungen der Online-Netze Tab. 3.1-1 und 2.2-1 und des Offline-Sachsennetzes in Tab. 3.1-2).

3.1.2 Offline-Stationsnetz (mobiles Netz)

Das vom Institut für Geophysik und Geoinformatik der TU Bergakademie Freiberg betriebene Offline-Netz bestand im Berichtszeitraum aus 11 Stationen (Messgeräten). Sie wurden in dieser Zeit an den in Tab. 3.1-2 aufgeführten Standorten betrieben, deren geografische Lage in Abb. 3.1-1 dargestellt ist. Die gemessenen Daten werden nicht kontinuierlich wie beim Online-Netz gewonnen. Die Offline-Stationen arbeiten stattdessen im Triggermodus, das bedeutet es wird nur dann abgespeichert, wenn am jeweiligen Standort ein vorher festgelegter 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.

In der überwiegenden Mehrheit werden Geräte der Typen MARS-88 und MARSlite der Firma Lennartz electronic eingesetzt. Grundbestandteil ist jeweils eine zentrale Datenverarbeitungseinheit, in der die Messwerte digitalisiert, prozessiert und gespeichert werden. Daran angeschlossen sind ein Seismometer, welches die Bewegung des Untergrundes sehr sensibel messen kann und eine Antenne, die für eine genaue Zeitbasis sorgt. Durch den geringen Installationsaufwand (kein Datenübertragungsanschluss bzw. kein Mobilfunkempfang erforderlich) und die unkomplizierte Handhabbarkeit sind die Stationen mobil und temporär einsetzbar. Damit kann das Offline-Stationsnetz schnell und entsprechend sich aktuell ergebender seismologischer Monitoringaufgaben eingesetzt werden.

Im Rahmen der durch den Seismologie-Verbund koordinierten Tätigkeit zur seismischen Überwachung des Freistaates Sachsen ergeben sich für das Offline-Stationsnetz die im Folgenden aufgeführten Arbeitsschwerpunkte.

Monitoring von induzierter Seismizität

Die Überwachung von induzierter Seismizität durch lokale seismische Stationsnetze hat im Laufe der Zeit immer mehr an Bedeutung gewonnen. Unter induzierter Seismizität versteht man das Verursachen von erdbebenähnlichen Erschütterungen durch menschlichen Eingriff. In Sachsen beobachtet man induzierte Seismizität vorwiegend im Zusammenhang mit Bergbau. Zur Überwachung seismisch gefährdeter Bereiche kommt das Offline-Stationsnetz in den Bergbaugebieten des Erzgebirges sowie den Tagebaugebieten der Lausitz zum Einsatz.

Seit 1997 ist in der Umgebung des Bergbaugebietes Aue/Hartenstein ein lokales Offline-Stationsnetz zur Überwachung des Flutungsprozesses der Grube Schlema/Alberoda der WISMUT GmbH installiert. Durch die Flutung der Hohlräume kommt es zu Spannungsumlagerungen im umgebenden Gestein. Bei Überschreitung der Bruchfestigkeit des Gesteins treten räumlich eng begrenzte Brüche, sogenannte Bergstöße, auf. In Ko-

ordination mit dem Messnetz der WISMUT GmbH werden die Registrierungen des Offline-Netzes für eine Regulierung des Flutungsgeschehens im Hinblick auf eine Begrenzung der induzierten seismischen Aktivität genutzt.

Ein weiteres Aufgabengebiet ergibt sich im Bereich von Tagebauen des Lausitzer Braunkohlebergbaus. Die in Kippenbereichen – sowohl noch betriebener, als auch bereits gefluteter Tagebaue – beobachteten Böschungsrutschungen bzw. Geländeeinbrüche können durch lokal installierte seismische Stationen registriert werden. Die Lokalisierung und genaue Herdparameterbestimmung dieser geotechnischen Ereignisse bzw. damit im Zusammenhang stehender induzierter seismischer Ereignisse liefern wichtige Anhaltspunkte zur Eingrenzung bruch- und rutschunggefährdeter Bereiche.

Ingenieurseismologische Arbeiten zur Abschätzung der seismischen Gefährdung

Im Auftrag der Landestalsperrenverwaltung des Freistaates Sachsen (LTV) wurden bzw. werden die Offline-Stationen EIF (Talsperre Eibenstock), SOS (Talsperre Sosa), CAF (Talsperre Carlsfeld) und BAU (Talsperre Bautzen) betrieben. Diese Stationen dienen in der Hauptsache dem Monitoring der dynamischen Belastung der Staumauern, hervorgerufen durch natürliche (Erdbeben) und künstliche Erschütterungen (Steinbruchsprengungen). Hierbei geht es vor allem um die Einschätzung zu Standsicherheitsfragen.

Durch die optimalen Registrierbedingungen in Talsperrenbauwerken ergibt sich zusätzlich die Möglichkeit der Registrierung von Mikroseismizität im näheren Umfeld.

Monitoring aktiver Erdbebencluster und seismotektonische Untersuchungen

Gebiete mit geringer seismischer Aktivität außerhalb des Detektionsbereiches des Online-Netzes können beim Einsetzen einer seismischen Aktivität mit Hilfe eines lokalen Offline-Netzes näher untersucht werden. Durch eine gezielte Anordnung der Stationen in unmittelbarer Nähe der Erdbebenherde können auch sehr schwache Erdbeben erfasst und gleichzeitig wichtige Herdparameter optimal bestimmt werden.

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

Im Bereich der Elbtalzone wurde im vierten Quartal 2013 ein temporäres Messnetz installiert (SÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT, LANDWIRTSCHAFT UND GEOLOGIE 2016), nachdem es im Septem-

Tab. 3.1-2: Standorte und Betriebszeiten der Offline-Stationen

Stationskürzel	Standort	geogr. Breite [°N]	geogr. Länge [°O]	Höhe [m NN]	Betriebszeit
Region Aue					
AUC	Aue, Viehzucht	50,6216	12,7053	448	seit 22. 10. 2004
AUP	Aue, „Prinzenhöhle“, Garage	50,6381	12,6802	369	seit 22. 10. 2004
AUM	Aue, Keller Markus-Semmler-Straße	50,6072	12,6800	401	seit 22. 10. 2004
AUS	Aue, Baumarkt Wildbach	50,6260	12,6440	512	seit 24. 07. 2007
AUX	Aue, Keller Nähe Wasserbehandlungsanlage	50,6257	12,6858	343	29. 04. 2008 – 10. 01. 2017
AUZ	Aue, Keller Mühlweg	50,6191	12,6804	350	10. 07. 2012 – 15. 10. 2013 seit 10. 01. 2017
GA1	Aue, Hauptgebäude Wismut GmbH	50,6329	12,6852	344	09. 08. 2012 – 15. 03. 2016
Talsperren					
EIF	Eibenstock, Feld 15	50,5296	12,5990	490	seit 21. 02. 2014
CAF	Carlsfeld, Mauerfuß, Lotmesshaus	50,4258	12,5976	895	22. 10. 2004 – 04. 02. 2009 16. 03. 2016 – 25. 04. 2018
SOS	Sosa, Mauerkrone	50,4900	12,6426	636	04.02.09–30.03.10 27.04.10–28.09.10 16.11.10–16.03.16
BAU	Bautzen, Hauptgebäude	51,2199	14,4699	173	13. 02. 2014–30. 07. 2015 17. 01. 2017–09. 01. 2018 seit 03. 05. 2018
Elbezone					
STP1	Stolpen, Keller Rathaus	51,0491	14,0824	297	08. 10. 2013 – 25. 11. 2013 27. 05. 2014 – 02. 07. 2014 17. 08. 2016 – 09. 01. 2018
POL	Polenztal, Häselichmühle	50,9965	14,1042	225	08. 09. 2016 – 13. 09. 2016 18. 11. 2016 – 22. 12. 2016
Lausitz					
MLO	Mlode, Wohnhaus, Mloder Waldstraße	51,7792	13,9543	82	25. 01. 2013 – 23. 07. 2013 02. 07. 2014 – 29. 10. 2015 17. 02. 2016 – 08. 03. 2016
Windpark Neißeau					
NA2	Kaltwasser, Feuerwehr	51,2684	14,9503	183	29. 10. 2015 – 10. 02. 2016
NA6	Deschka, Keller altes Gemeindezentrum	51,2600	15,0267	178	29. 10. 2015 – 10. 02. 2016
NA8	Groß Krauscha, Feuerwehr	51,2444	14,9694	184	29. 10. 2015 – 10. 02. 2016

ber 2013 zu einer seismischen Aktivität nordöstlich von Pirna kam, die mit größeren zeitlichen Unterbrechungen bis September 2014 anhielt. Dabei konnten ca. 30 schwache Erdbeben registriert werden, die mit der Lausitzer Überschiebung in Zusammenhang stehen. Zu einer nur teilweisen Reaktivierung des temporären Messnetzes, aufgrund von Gerätemangel, kam es im Jahr 2016. Dabei konnten in den Kalenderjahren 2016 und 2018 jeweils drei weitere Mikrobeben detektiert werden.

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 natürlichen Bodenunruhe, ohne zusätzliche Erschütterung infolge Erdbeben oder Sprengung) 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 besetzen zu können. Die Registrierbedingungen für die Messgeräte müssen dafür im Vorfeld bewertet werden, um eine schnelle und optimale Aufstellung vornehmen zu können.

3.1.3 Literatur

SÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT, LANDWIRTSCHAFT UND GEOLOGIE [Hrsg.] (2016): Erdbebenbeobachtung in Mitteldeutschland. Dreijahresbericht 2013–2015. – 54 S.; Dresden.

Untersuchungen zum Einfluss von Windkraftanlagen auf seismologische Messungen

Die Installation von Windkraftanlagen kommt zunehmend in Konflikt mit seismologischen Messeinrichtungen, welche das ungestörte Monitoring der natürlichen und induzierten Seismizität zum Ziel haben.

Um den Einfluss von Windkraftanlagen auf die Registrierbedingungen seismologischer Stationen speziell im Bereich des Freistaates Sachsen messtechnisch zu erfassen, wurden mittels dreier Stationen des Offline-Netzes von Ende Oktober 2015 bis Mitte Februar 2016 erste Standortuntersuchungen in einem Testgebiet mit Sedimentgesteinsbedeckung im Bereich der Windkraftanlage Zodel/Gemeinde Neißeau durchgeführt (SÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT, LANDWIRTSCHAFT UND GEOLOGIE 2016). Es sollte ermittelt werden, ob und bis in welche Entfernung ein Einfluss von Windkraftanlagen auf seismologische Messeinrichtungen messtechnisch nachweisbar ist und welche Rolle unterschiedlicher Untergrund dabei spielt. Die gewonnenen Erkenntnisse waren eine wesentliche Grundlage für weitere umfangreichere Arbeiten zu dieser Thematik, deren Ergebnisse in Kap. 5 vorgestellt werden.

3.2 10 Jahre Thüringer Seismologisches Netz

ULRICH WEGLER, INA PUSTAL & DIRK SCHÖNWALD

3.2.1 Aufgaben des Thüringer Seismologischen Netzes

Die wichtigste Aufgabe des Thüringer Seismologischen Netzes (TSN) ist die Überwachung der Erdbebenaktivität in Thüringen und angrenzenden Ländern. Hierbei geht es einerseits um eine schnelle Information der zuständigen staatlichen Stellen nach dem Auftreten eines stärkeren Erdbebens. Im Falle eines Schadenserdbebens können so zügig Maßnahmen zur Abmilderung der Folgen eingeleitet werden. Bei spürbaren Erdbeben ohne Schäden spielt die Information der betroffenen Anwohner eine wichtige Rolle. Andererseits soll die Seismizität auch langfristig dokumentiert werden. Da sich die tektonischen Spannungen im Untergrund, die für das Entstehen von Erdbeben verantwortlich sind, nur in extrem langen (geologischen) Zeiträumen ändern, wird die seismische Gefährdung in erster Näherung als zeitunabhängig angenommen. Daher kann an Hand der dokumentierten vergangenen Erdbebenaktivität die Wahrscheinlichkeit für das zukünftige Auftreten von Erdbeben abgeschätzt werden (Probabilistische seismische Gefähr-

dungsanalyse). Diese Information wird genutzt, um Regionen erhöhter seismischer Gefährdung auszuweisen, in denen bestimmte Vorschriften zum erdbebensicheren Bauen gelten. Solche Erdbebenzonen existieren auch in Thüringen.

Das Thüringer Landesamt für Umwelt, Bergbau und Naturschutz (TLUBN) befasst sich unter anderem mit der kontinuierlichen Überwachung der Umwelt in Thüringen, mit ihrer Dokumentation sowie mit der Information der Öffentlichkeit. Ein Thema des TLUBN ist die Erdbebenüberwachung im Freistaat. Die Friedrich-Schiller-Universität Jena (FSU) hat eine lange Tradition in der seismologischen Forschung und im Betrieb seismologischer Observatorien vorzuweisen. Daher bündelt sich in der Kooperation beider Einrichtungen im Bereich des seismologischen Monitorings die seismologische Kompetenz in Thüringen.

3.2.2 Zur Geschichte des Thüringer seismologischen Netzes

Die Seismologie als Wissenschaft hat in Thüringen und besonders in Jena Geschichte geschrieben. 1898 wurde die Einrichtung eines Erdbebendienstes in Jena beschlossen und 1899 die erste Seismologische Station im damaligen Physikalischen Institut in der Neugasse (Horizontalpendel und Vertikal-Seismograph, entwickelt in Jena) mit Mitteln der Carl-Zeiss-Stiftung aufgebaut. 1923 zog die Reichsanstalt für Erdbebenforschung von Straßburg nach Jena, 1932 wurde sie der Universität angegliedert. Ab 1956 erfolgte die Erdbebenforschung unter dem Dach der Akademie der Wissenschaften der DDR, ab 1993 im Institut für Geowissenschaften an der Universität Jena. Am 16. Juni 2000 feierten die Seismologen 100 Jahre seismologische Forschung in Jena. Damals wurde das Seismologische Observatorium Moxa – zuvor erweitert und neu gestaltet – in Geodynamisches Observatorium umbenannt.

Die Kooperation des Instituts für Geowissenschaften (IGW) und der Thüringer Landesanstalt für Bodenforschung (TLB) auf dem Gebiet der Erdbebenüberwachung wurde Anfang der 1990er Jahre vereinbart. Im Jahr 2008 legten IGW und TLUG (heute TLUBN) fest, ein modernes und in der Datennutzung offenes Thüringer Seismologisches Netz aufzubauen. Heute ist es eine Gemeinschaftsaufgabe des Geologischen Landesdienstes

und des Lehrstuhls für Angewandte Geophysik des IGW. Aber auch der Lehrstuhl für Allgemeine Geophysik des IGW ist der Aufgabe seit vielen Jahren unterstützend verbunden.

Am 09. 05. 2018 erfolgte auf der Burg Ranis unweit von Pößneck die feierliche Inbetriebnahme der seismischen Station RANIS mit einer kleinen Festveranstaltung. Mit Grußworten des Präsidenten der damaligen TLUG, des Institutsdirektors des Instituts für Geowissenschaften der Friedrich-Schiller-Universität Jena und des Raniser Bürgermeisters erfuhr das Thüringer Seismologische Netz eine angemessene Würdigung zu seinem 10 jährigen Bestehen. Im Südflügel der Burg, im sogenannten Ritterstall, wurde die Seismologische Station RANIS als erstes Element einer sich in Planung befindenden neuen Seismologischen Ausstellung eingeweiht.

Bis 1992 wurden die Daten analog aufgezeichnet, d. h. die Seismogramme wurden auf Papierstreifen, Filmen oder Magnetbändern erfasst und gesichert. Der direkte Vorläufer des Thüringer Seismologischen Netzes (TSN) ist das 1997 in Betrieb gegangene Ostthüringer Seismologische Netz (OTSN). Bei diesen Messstationen wurden die Bodenerschütterungen bereits digital erfasst. Hierbei wird die Bodenschwinggeschwindigkeit

vom Seismometer in ein sich im gleichen Verhältnis änderndes elektrisches Signal umgesetzt. Dieses wird dann in einen Analog-Digital-Wandler weitergeleitet und dort automatisch digitalisiert. Die Erschütterungssignale können nun über Mobilfunk oder Telefonkabel digital übertragen und am Computer weiterverarbeitet werden. Auf Grund der hohen anfallenden Datenmenge wurden die digitalen Seismogramme damals nur übertragen und dauerhaft gespeichert, wenn ein Steuerimpuls dies aktivierte. Dieser Steuerimpuls wurde im Falle eines Erdbebens durch die starke Bodenbewegung am seismischen Messsystem automatisch ausgelöst. Mit Schaffung des TSN im Jahr 2008 wurde das Messgebiet auf ganz Thüringen ausge-

weitert und auf eine kontinuierliche Datenübertragung und Datenaufzeichnung umgestellt. Darüber hinaus wurde auch die Kooperation mit den Ländern Sachsen und Sachsen-Anhalt im Rahmen des Seismologie-Verbundes Mitteldeutschland verstärkt. Hierzu wurde auf vollständig offene Daten und auf das SEED-Standarddatenformat umgestellt (SEED = Standard for the Exchange of Earthquake Data). Dies ermöglicht einen Datenaustausch in Echtzeit mit anderen Erdbebendiensten der benachbarten Bundesländer, mit der Bundesanstalt für Geowissenschaften (BGR) in Hannover oder dem Geoforschungszentrum (GFZ) in Potsdam.

3.2.3 Überblick über die Netzkonfiguration und die erfasste seismische Aktivität in Thüringen und Umgebung

Die Verteilung der Messstationen des TSN orientiert sich an der seismischen Aktivität in Thüringen und Umgebung. Abb. 3.2-1 zeigt den aktuellen Stand des Netzausbaus und die in den letzten 10 Jahren erfasste Seismizität. Insgesamt wurden an der Friedrich-Schiller-Universität Jena in diesem Zeitraum ca. 15.000 Erdbeben detektiert und geortet. Bei fast allen dieser Signale handelt es sich um vom Menschen oder von Tieren

nicht spürbare Mikroseismizität, deren Bodenerschütterungen nur von den hochempfindlichen seismischen Messsystemen erfasst werden können.

Die registrierten Erdbeben liegen hauptsächlich im Bereich der Leipzig-Regensburg-Zone. Diese Zone erhöhter Erdbeben-tätigkeit beginnt nördlich von Leipzig und erstreckt sich als

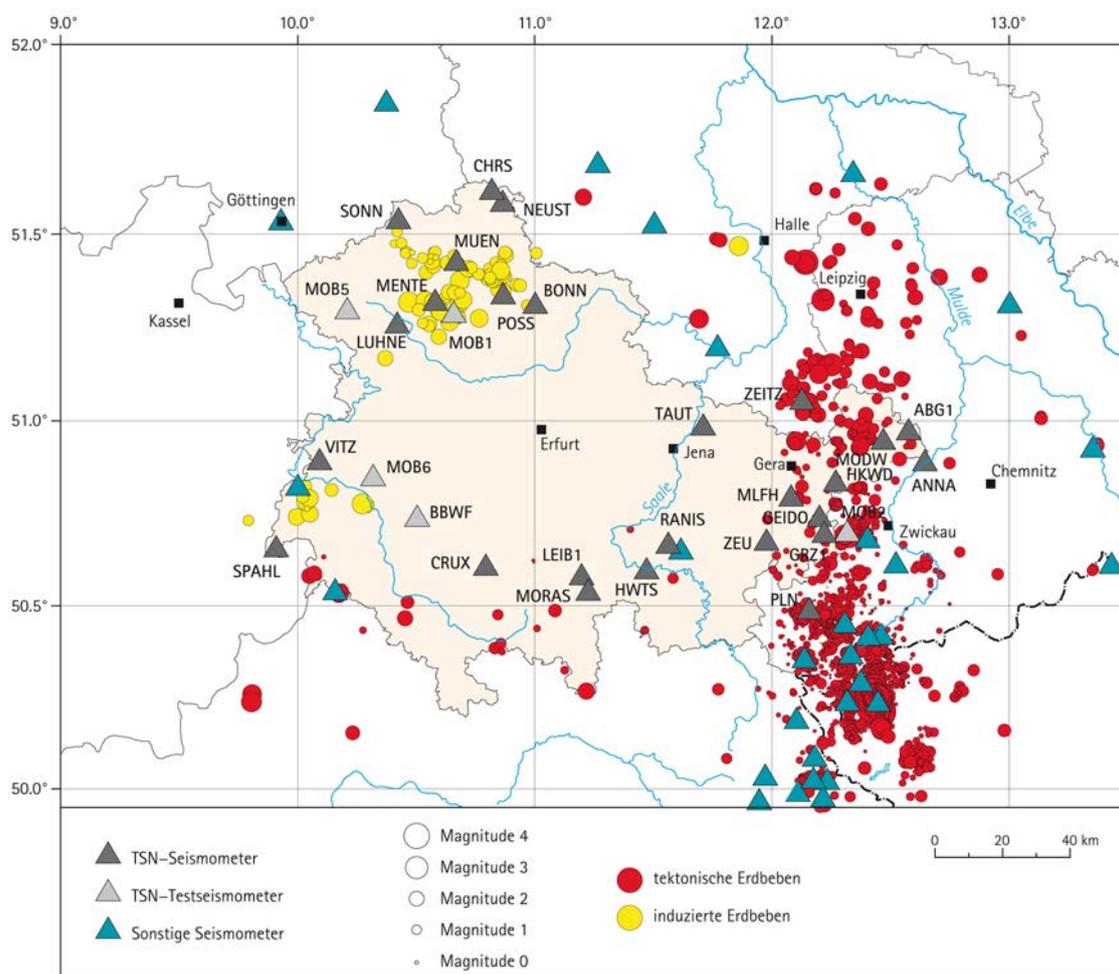


Abb. 3.2-1: Messstationen des Thüringer Seismologischen Netzes (TSN) sowie Seismometer anderer Netze mit Stand vom 30. 04. 2019 und ausgewertete Erdbeben des Zeitraums 01. 01. 2008 bis 30. 04. 2019 im Bereich Thüringen und Umgebung.

Nord-Süd ausgerichteter Streifen über die drei Bundesländer Sachsen, Sachsen-Anhalt und Thüringen bis NW-Böhmen, wo auch das derzeitige Hauptaktivitätsgebiet liegt. Aber auch Teile von Nordostbayern sind betroffen.

Neben dieser natürlichen seismischen Aktivität in Ostthüringen treten in Thüringen auch bergbauinduzierte Beben in den Kalibergbauregionen auf (Cluster 4 und 5 in Abb. 3.2-2). Diese liegen in Nord-West-Thüringen (Südharz-Revier) sowie in West-Thüringen (Werra-Revier).

Der Freistaat Thüringen wurde in einzelne, seismologisch unterschiedlich aktive Regionen unterteilt. Als wichtigstes Monitoringgebiet wurden die Cluster 1 mit der Region Ostthüringen und Westsachsen und Cluster 2 mit der Region Vogtland/Westböhmen auf Thüringer Seite ausgebaut. Es folgten die Cluster 3 mit der Region Thüringer Wald/Schiefergebirge mit nördlichem und südlichen Vorland, Cluster 4 Südwestthüringen und Cluster 5 mit der Region Nordthüringen und Harz.

Die Abb. 3.2-1 und 3.2-2 zeigen die Standorte der seismischen Messstationen des TSN. Diese Stationen gehören zum Gerätepool des TLUBN und werden gemeinsam mit der FSU

betrieben. Derzeit existieren 24 permanente Messstellen. An sieben weiteren Standorten befinden sich Teststationen, die noch nicht vollständig ausgebaut sind, aber bereits die Bodenerschütterungen kontinuierlich aufzeichnen. Neben dem von TLUBN und FSU betriebenen TSN befinden sich weitere seismische Messstationen in Thüringen und Umgebung, zum Beispiel Stationen des Deutschen Seismologischen Regionalnetzes (German Regional Seismic Network – GRSN). Diese Daten können ebenfalls für die Analyse der auftretenden Erdbeben herangezogen werden.

In den letzten drei Jahren wurde das Stationsnetz vor allem in der Region Nordthüringen und Harz und der Region Südwestthüringen erweitert. Im Jahr 2016 gingen die Stationen SPAHL bei Spahl im nördlichen Teil der Rhön und die Station BONN bei Klostersgut Bonnrode, ein zur Gemeinde Oberbösa gehörendes Klostersgut im Kyffhäuserkreis, in Betrieb. Im Jahr 2017 folgte die Aufnahme der Station SONN bei Sonnenstein an der niedersächsisch-thüringischen Grenze im Eichsfeld, Nähe Bischofferode und der Station GEIDO bei Obergeißendorf, Nähe Berga/Elster, im Landkreis Greiz in das Thüringer Seismologische Netz.

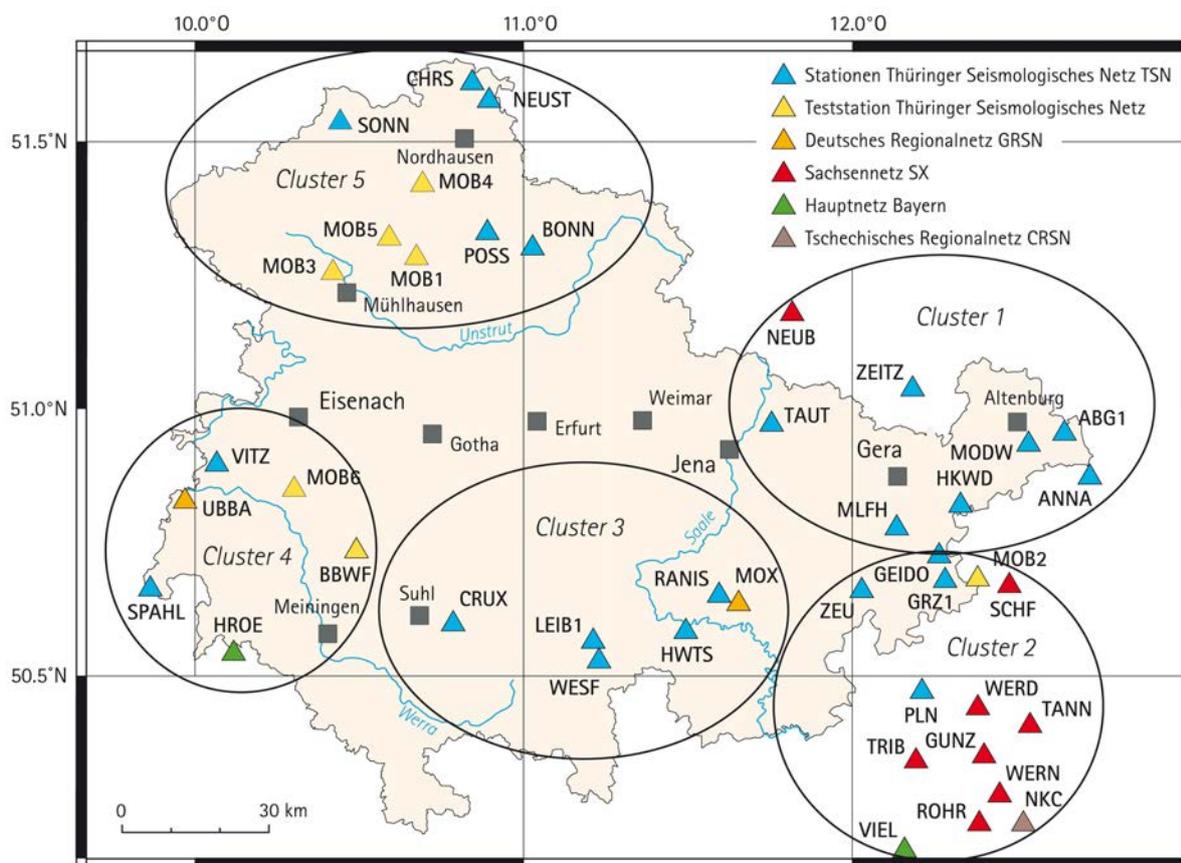


Abb. 3.2-2: Thüringer Seismologisches Netz (TSN) und angrenzende Stationen mit Stand September 2018. Unterteilung des Freistaates Thüringen in einzelne, seismologisch unterschiedlich aktive Regionen:

- Cluster 1: Region Ostthüringen und Westsachsen
- Cluster 2: Region Vogtland/Westböhmen
- Cluster 3: Region Thüringer Wald/Schiefergebirge mit nördlichem und südlichen Vorland
- Cluster 4: Südwestthüringen
- Cluster 5: Region Nordthüringen und Harz.

3.2.3 Datenfluss und Erzeugung eines Erdbebenalarms

In Abb. 3.2-3 sind die notwendigen Schritte dargestellt, um von der Aufzeichnung an den Seismometerstandorten bis zu einer Erdbebenalarmierung zu gelangen.

Die seismischen Messstationen werden üblicherweise an ruhigen, meist abgelegenen Standorten aufgestellt. Der Abstand zu sonstigen Erschütterungsquellen wie z. B. Wohnstandorten, Industrie (Maschinen) und Verkehr sollte möglichst groß sein, da durch diese eine kontinuierliche Bodenunruhe erzeugt wird, die vom Seismometer als störendes Rauschen aufgezeichnet wird. Diese Bodenunruhe stellt das entscheidende Kriterium für die Empfindlichkeit der Messstelle dar.

Die an der Messstation erzeugten digitalen Seismogramme werden kontinuierlich und in Echtzeit per Mobilfunk in die jeweiligen Datenzentren übertragen. Hierbei fällt eine nicht unerhebliche Menge an Daten an, da die zeitliche Abtastung der Signale 100 Datenpunkte pro Sekunde beträgt und alle drei Richtungen der Bodenbewegung erfasst werden (senkrecht zur Erdoberfläche sowie die beiden horizontalen Schwingungen in Nord-Süd- und in Ost-West-Richtung). Aus diesem Grund sendet jedes Seismometer seine Daten an ein Erdbebenzentrum. Dieser Datenstrom aus kontinuierlichen Bodenschwingungsgeschwindigkeitsdaten ist in Abb. 3.2-3 durch grüne Verbindungslinien dargestellt.

In jedem Erdbebenzentrum steht ein spezieller Computer, der sämtliche Daten des entsprechenden seismologischen Netzes erfasst. Diese SeedLink-Server (Abb. 3.2-3) sind über Internet untereinander verbunden. So können verschiedene Erdbebenzentren die Aufzeichnungen ihrer seismologischen Netze in nahezu Echtzeit untereinander austauschen. Einerseits werden die TSN-Daten anderen Nutzern bereitgestellt (offene Daten). Andererseits können im SeedLink-Server der FSU Jena auch die Daten anderer seismologischer Netze in die Auswertung einbezogen werden, um Erdbeben in Thüringen und Umgebung möglichst präzise auszuwerten. Derzeit werden neben den eigenen TSN-Daten auch Aufzeichnungen des Sachsennetzes, des Bayernnetzes, des Hessischen Erdbebendienstes, des Deutschen und des Tschechischen Seismologischen Regionalnetzes sowie des Geofon-Netzes in Echtzeit empfangen und für die Auswertung mitverwendet. Die in der Umgebung von Thüringen gelegenen Seismometerstandorte dieser Netze sind in Abb. 3.2-1 als „sonstige Seismometer“ eingezeichnet. Abb. 3.2-2 zeigt die über Thüringen verteilten seismologischen Monitoringbereiche als Cluster.

Die aufgezeichneten Seismogramme stellen gleichzeitig ein wichtiges Endprodukt des TSN dar. Die Bodenschwingungsdaten des TSN werden mit anderen seismologischen Aufzeichnungen, wie z. B. denen des Sachsennetzes und denen des deutschen Seismologischen Regionalnetzes, zusammen-

geführt und im von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe betriebenen EIDA-Knoten dauerhaft archiviert (EIDA = European Integrated Data Archive). Durch den europäischen Zusammenschluss verschiedener EIDA-Knoten werden interessierten Nutzern digitale Seismogramme mit europaweit einheitlichem Zugriffsmechanismus und Datenformat zur Verfügung gestellt. Dieses Produkt ist in Abb. 3.2-3 als „Wellenformdaten“ bezeichnet.

Um mögliche Erdbebensignale in den kontinuierlich aufgezeichneten Seismogrammen zu erfassen, werden spezielle Computerprogramme, sogenannte automatische Detektoren, eingesetzt (Abb. 3.2-3). Darüber hinaus werden die Seismogramme auch visuell von Seismologen bewertet und manuell am Computer ausgewertet. Im Gegensatz zu den kontinuierlich laufenden Computeralgorithmen, die eine automatische Erdbebedetektion, Erdbebenortung und Bestimmung der Erdbebenstärke rund um die Uhr ermöglichen, ist die manuelle Auswertung auf die üblichen Dienstzeiten beschränkt. Andererseits sind derzeit die manuell durchgeführten Analysen noch zuverlässiger als automatische Detektoren, bei denen auch Fehlalarme möglich sind. Aus diesem Grund werden an der FSU Jena beide Arten der Erdbebenauswertung durchgeführt. Die automatische Meldung liegt innerhalb weniger Minuten nach dem Erdbeben vor. Eine Meldung wird dann per E-Mail und SMS an einen diensthabenden Seismologen gesendet. Je nach Uhrzeit (Tag oder Nacht) und Wochentag (Wochenende bzw. Feiertag oder nicht) wird die Meldung mit einem gewissen zeitlichen Abstand manuell überprüft und dann bestätigt, korrigiert oder verworfen. Schließlich erfolgt als letztes eine präzise manuelle Auswertung.

Die ausgewerteten Erdbebenaten werden dann als zusammengefasste Information, die u.a. Herdlage und Magnitude enthält, weitergeleitet (Abb. 3.2-3, rote Linien). Diese Daten werden in einem Erdbebenkatalog zusammengefasst, der in Abb. 3.2-3 als „Ereignisdaten“ bezeichnet ist und ein weiteres wesentliches Endprodukt des TSN darstellt.

Wenn ein Ereignis festgelegte Grenzwerte überschreitet und damit eine gewisse Relevanz aufweist, werden die Ereignisdaten als Erdbebenalarm weitergeleitet. In Thüringen erfolgt diese Information ab Magnitude M_L 2,5 an das zuständige Thüringer Landesamt für Umwelt, Bergbau und Naturschutz (TLUBN). Für die Kaliberbauregionen Südharz und Werra gilt im TSN eine spezielle automatische Meldeschwelle von Magnitude 1,5. Dieser Unterschied wird getroffen, da die induzierten Erdbeben üblicherweise in geringerer Tiefe auftreten als die tektonischen Erdbeben. Sie verursachen daher schon bei kleineren Magnituden spürbare Erschütterungen. Genaue Ereignisdaten für diese induzierten Ereignisse erhält das TLUBN aus den seismologischen Betriebsnetzen der unter Bergauf-

sicht stehenden Bergbauunternehmen. Das TLUBN sorgt als zuständige Behörde für die Weiterleitung der Information an das Lagezentrum des Thüringer Ministeriums für Inneres und Kommunales (TMIK) sowie ab einer Magnitudenschwelle von 3,0 bei natürlichen Erdbeben und 2,0 bei induzierten Ereignis-

sen auch an das Thüringer Ministerium für Umwelt, Energie und Naturschutz (TMUEN). Zusätzlich erfolgt im Falle eines Erdbebens mit einer Magnitude größer als 2,5 auch eine Information an die Thüringer Talsperrenbetreiber.

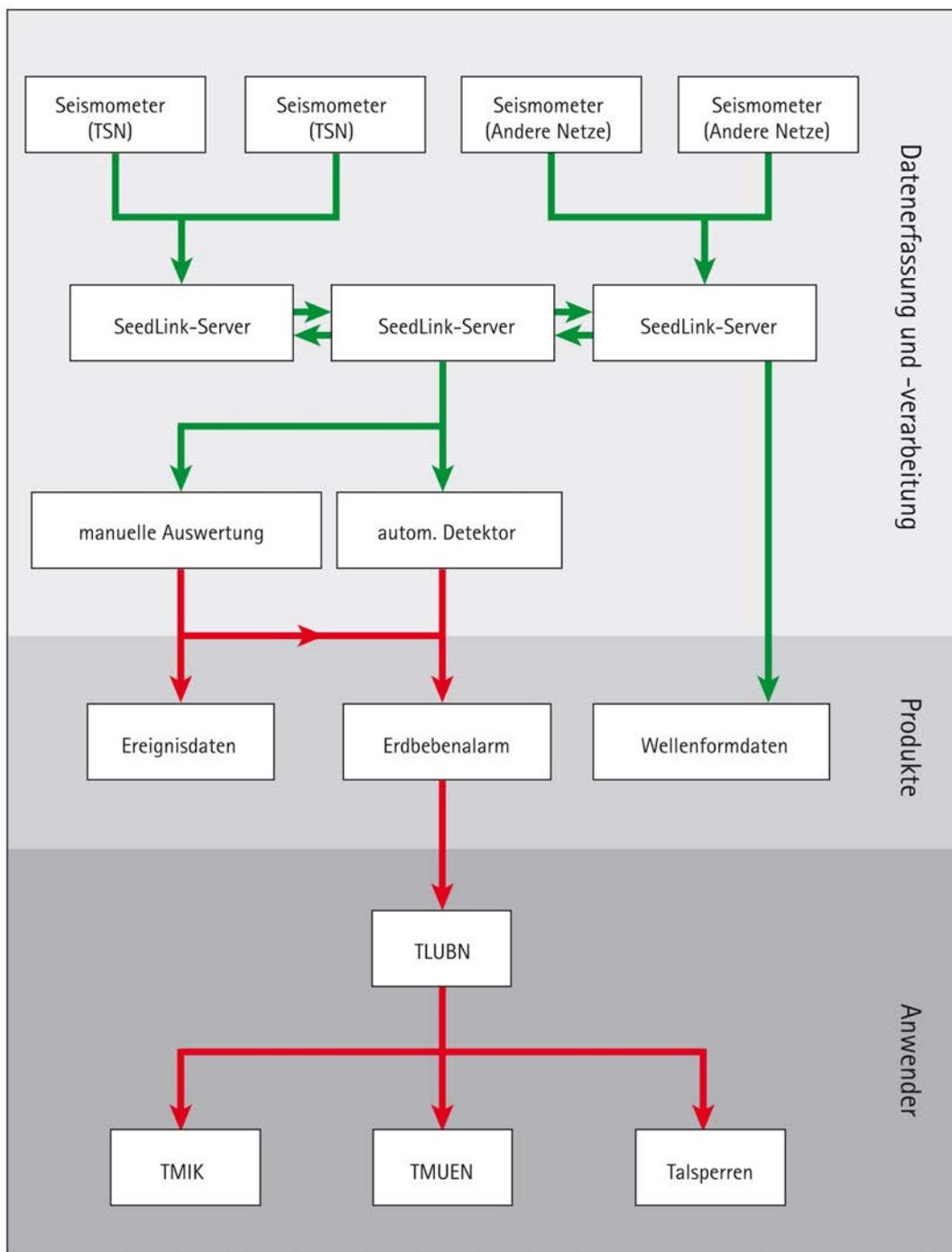


Abb. 3.2-3: Vereinfachte Darstellung des Datenflusses zur Erzeugung eines Erdbebenalarms. Die grün dargestellten Wege beschreiben die Weitergabe von digitalen Seismogrammen (Wellenformdaten), während die rot dargestellten Wege einer Weitergabe von bereits ausgewerteten Erdbebendaten entsprechen (Ereignisdaten, z. B. Zeit, Ort und Magnitude eines Erdbebens). Die Abkürzungen TLUBN stehen für das Thüringer Landesamt für Umwelt, Bergbau und Naturschutz, TMIK für das Lagezentrum des Thüringer Ministeriums für Inneres und Kommunales sowie TMUEN für das Thüringer Ministerium für Umwelt, Energie und Naturschutz.

3.3 Automatische Auswertung von Erdbeben

SIGWARD FUNKE

Bereits seit 2015 werden stärkere lokale Erdbeben (Lokalmagnitudo $M_L \geq 2,5$) binnen weniger Minuten auf der gemeinsamen Internetseite der Mitteldeutschen Erdbebenbeobachtung

<http://antares.thueringen.de/cadenza/seismo>

veröffentlicht. Diese Internetseite wird vom Thüringer Landesamt für Umwelt, Bergbau und Naturschutz (TLUBN) betrieben. Sie stellt über die automatischen Meldungen hinaus vor allem die manuellen Auswertergebnisse der Erdbeben in und um

Mitteldeutschland seit 2009 tabellarisch und als Landkarte der Öffentlichkeit zur Verfügung. Die automatischen Meldungen werden mit dem Software-Paket SeisComP3 erzeugt. Diese Software wird vom Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum und der Gempa GmbH Potsdam bereitgestellt und ist auf mehrere Computer an den Universitäten Leipzig und Jena verteilt. Die Datengrundlage bieten die bereits in Kap. 3.1 und 3.2 genannten kontinuierlich eintreffenden Datenströme der eigenen und der benachbarten seismologischen Stationsnetze. Für die Überwachung Mitteldeutschlands stehen Datenströme von 66 Stationen zur Verfügung.

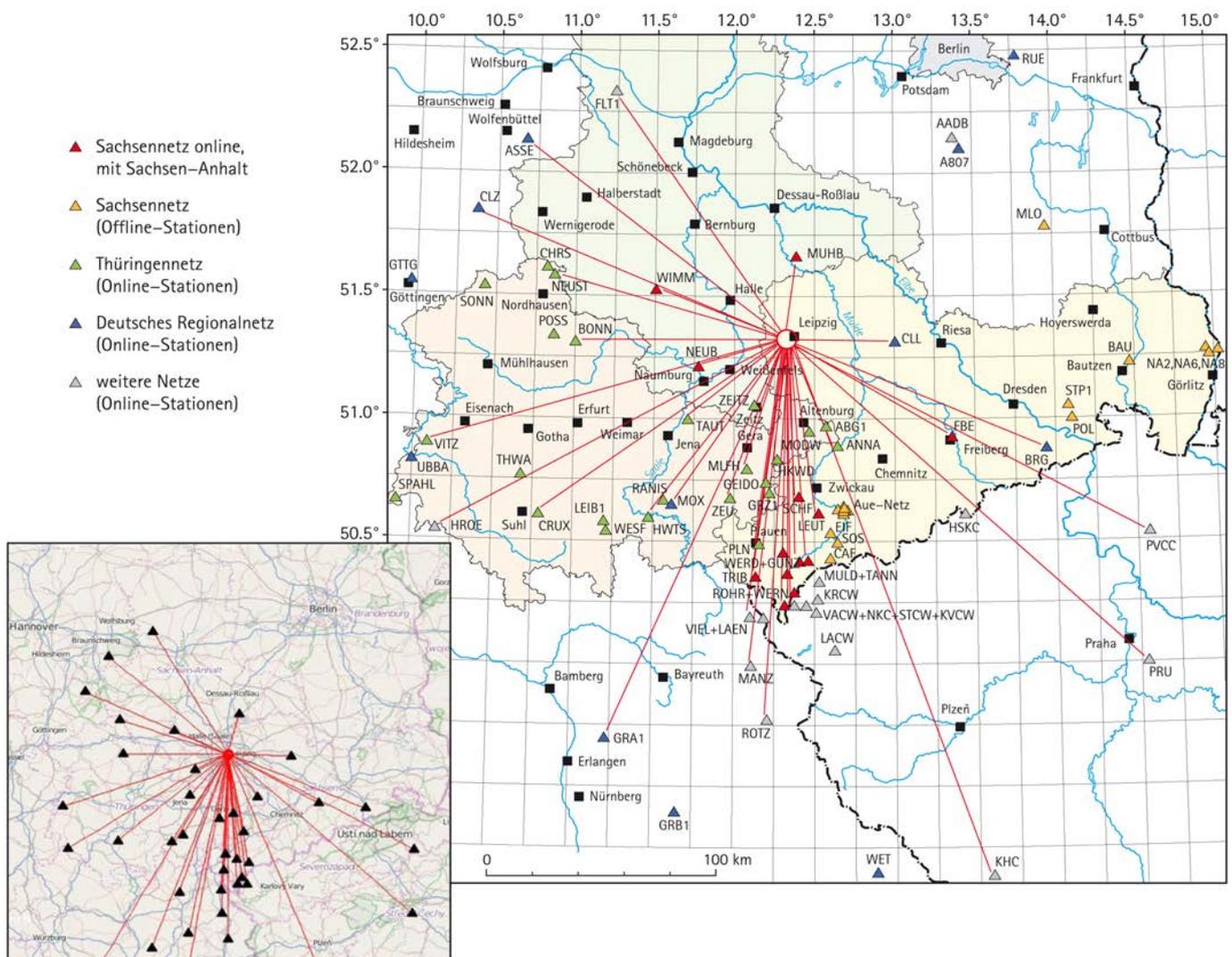


Abb. 3.3-1: Links: Automatisch generierte Epizentrenkarte, die nach automatischer Detektion des Bebens von Markranstädt per E-Mail versandt wurde (roter Kreis: Epizentrum; schwarze Dreiecke: Erdbebenstationen, die zum automatischen Ortungsergebnis beitragen; rote Linien: Laufwege der Erdbebenwellen zu den beteiligten Stationen entsprechend dem Ortungsergebnis). Rechts: Kartographisch aufbereitete Version zur besseren Orientierung.

3.3.1 Automatische Auswertung des Bebens bei Markranstädt vom 29. April 2017 mit $M_L = 3,0$

Am Beispiel des Bebens bei Markranstädt (Kap. 4) soll die automatische Auswertung nachvollzogen werden. Bereits 2 Minuten nach dem Beben wurde die erste E-Mail verschickt. Zwei automatisch erzeugte Bilder (Abb. 3.3-1 und 3.3-2), die als Anhang mit der E-Mail verschickt wurden, illustrierten die Meldung und gaben dem Empfänger die Möglichkeit, die Qualität der Meldung grob einzuschätzen.

Folgende Einschätzungen zur automatischen Detektion dieses Erdbebens können getroffen werden:

- ◆ Bereits 2 Minuten nach dem Beben konnten im Leipziger Datenzentrum die Seismogramme der meisten Erdbebenstationen der Umgebung ausgewertet werden.
- ◆ Dieses schnelle Ergebnis resultiert aus dem stabilen Betrieb einer großen Zahl von Erdbebenstationen mehrerer seismologischer Netze, aus der zügigen Datenübertragung von verschiedenen Quellen ins Leipziger Datenzentrum und aus der anschließenden automatischen Auswertung. An allen auf der Epizentrenkarte dargestellten Stationen (Abb. 3.3-1) wurden erfolgreich Einsätze gefunden, weitgehend korrekt (P-Welle und/oder S-Welle) bestimmt und gemeinsam diesem Erdbeben zugeordnet.
- ◆ Sehr erfreulich ist die gute azimuthale Verteilung der Stationen. Besonders hervorzuheben ist die erst 2015 in Betrieb genommene Station Muldenstein MUHB (in Abb. 3.3-1 südlich von Dessau-Roßlau), die eine besonders große azimuthale Lücke vermeidet.

- ◆ An den drei herdnächsten Stationen wurden sowohl die P- als auch die S-Einsätze automatisch korrekt bestimmt. Im Vergleich zu früheren Ereignissen ist das ein deutlicher Fortschritt der Ortungsqualität. Im Rahmen des dargestellten Zeitmaßstabs ergeben sich aus der Seismogrammmontage (Abb. 3.3-2) keinerlei Zweifel, dass die Einsatzzeiten korrekt bestimmt wurden.
- ◆ Angesichts des Versandes der Grafiken bereits 2 Minuten nach dem Erdbeben überrascht es nicht, dass die dargestellten Seismogramme (Abb. 3.3-2) bereits eine Minute nach dem Beben abrechnen. Bei den kleinen Abständen zwischen den herdnächsten Stationen und dem Epizentrum des Bebens sind auch die zeitlichen Abstände zwischen P- und S-Einsätzen der einzelnen Stationen klein. So ist es kein Verlust, wenn die dargestellten Seismogramme bereits nach einer Minute abrechnen.

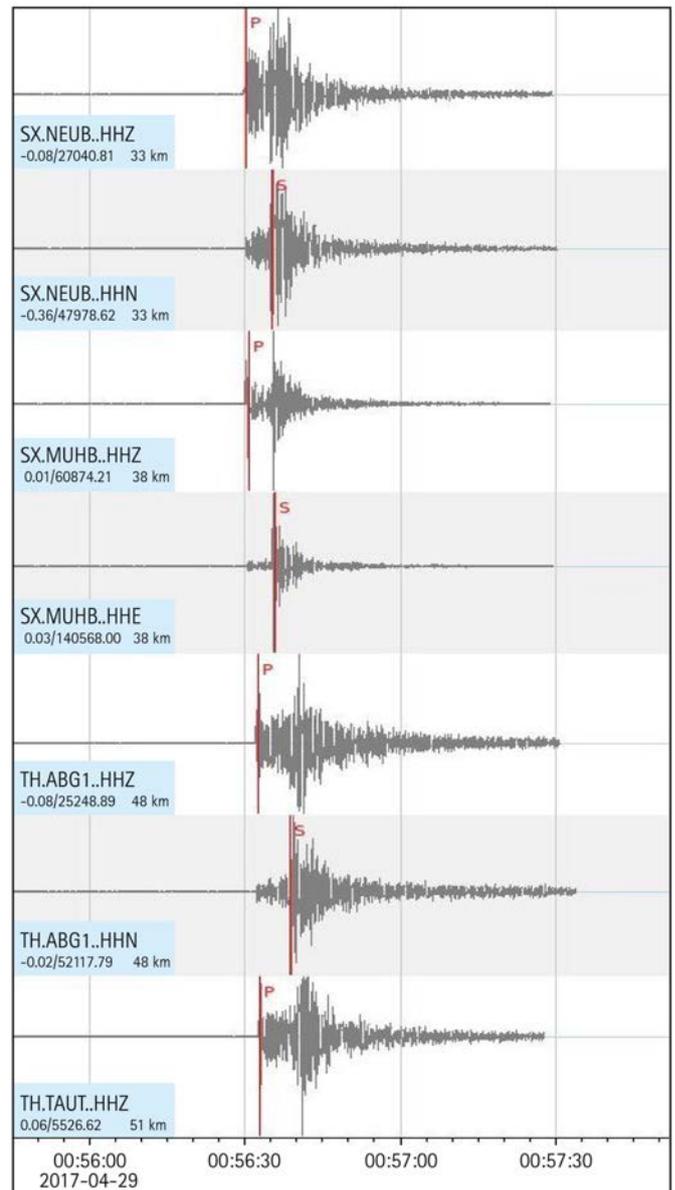


Abb. 3.3-2: Automatisch generierte Seismogramme, die nach dem Beben von Markranstädt ebenfalls per E-Mail versandt wurden (rote Zeitmarken: automatisch bestimmte Einsätze der 7 herdnächsten Seismogramme; P=Einsatz der P-Welle, S=Einsatz der S-Welle).

3.3.2 Verbesserungen in der automatischen Auswertung

In der Vergangenheit kam es immer wieder zu Fehlalarmen, wenn Beben außerhalb des Beobachtungsnetzes aus der europäischen Umgebung oder auch weltweite Beben innerhalb des Netzes geortet wurden. Um derartige Fehlalarme zu vermeiden, ist es notwendig, die weltweite Seismizität besser zu erkennen. Deshalb werden von zwei weltweit frei verfügbaren Stationsnetzen elektronische Seismogramme weiterer etwa 100 Stationen bezogen. Schrittweise wird die Anzahl der Fehlalarme immer weiter reduziert; insbesondere bei kleinen Ereignissen nahe der Spürbarkeitsgrenze können jedoch Fehlalarme auch auf längere Sicht nicht ausgeschlossen werden.

Die manuelle Kontrolle der automatischen Meldungen durch diensthabende Auswerter/Seismologen bleibt auch bei weiteren Verbesserungen eine dauerhafte und unverzichtbare Aufgabe. Sie wird als Gemeinschaftsprojekt des Mitteldeutschen Seismologie-Verbundes von den Universitäten in Freiberg, Jena und Leipzig betrieben. Die beteiligten Auswerter greifen dazu vom heimischen Arbeitsplatz auf die elektronische Bedienoberfläche des Leipziger SeisComP3-Systems zu. Ein wichtiger Gesichtspunkt dieser „verteilten Auswertung“ ist es, von allen Arbeitsplätzen aus am selben zentralen Computersystem zu arbeiten. Alle manuellen Änderungen der Auswertergebnisse werden beim Abspeichern sofort auch an den TLUBN-Kartendienst weitergereicht und auf dessen Internetseite ständig aktualisiert.

Am vergleichsweise kräftigen nordwestböhmisches Erdbebenschwarm 2018 lassen sich Stärken und Schwächen der automatischen Auswertung während eines Schwarmes illustrieren: Als Vergleich dient die Ereignisliste der manuellen Auswertung, die gegenwärtig 236 Beben mit Magnituden zwischen 2,0 und 3,8 umfasst. Von diesen Beben fand die SeisComP3-Automatik 207 Beben (88 %). Als häufigstes Hindernis für eine korrekte Detektion (29 Beben) wirkt die sehr enge zeitliche Folge einiger Ereignisse. Gegenwärtig kann SeisComP3 kürzere Ereignisabstände als 20 Sekunden nicht berücksichtigen. Eine relativ häufige Konsequenz ist, dass bei stärkeren Ereignissen die Einsätze in den Seismogrammen eher an fernerer Stationen korrekt zugeordnet werden als an den herdnächsten Stationen, weil dort eventuell die Einsätze eines kleineren Vorläufer-Ereignisses berücksichtigt werden. In der Folge wird nicht mehr zwischen beiden Ereignissen unterschieden, eines der beiden Ereignisse fehlt, und falls sich ein Ortungsfehler einstellt, kann auch die Magnitude stärker abweichen. Die Abb. 3.3-3 stellt die manuell bestimmten Magnituden (Mcll) den automatisch bestimmten (Msc3) für die genannten 207 Beben gegenüber. Die roten Dreiecke am unteren Bildrand beschreiben die wenigen Ereignisse, zu denen zwar eine manuell bestimmte Magnitude vorhanden ist, aber entweder keine oder eine deutlich zu kleine automatisch bestimmte SC3-Magnitude. Zur weiteren Orientierung dient die Gerade $Msc3 = Mcll$: Im Mittel liegen die automatisch bestimmten Magnituden um kleinere

Beträge über denen der manuellen Auswertung. Bei allem Verbesserungsbedarf stellt dieses Ergebnis gegenüber den zurückliegenden Jahren einen deutlichen Fortschritt dar.

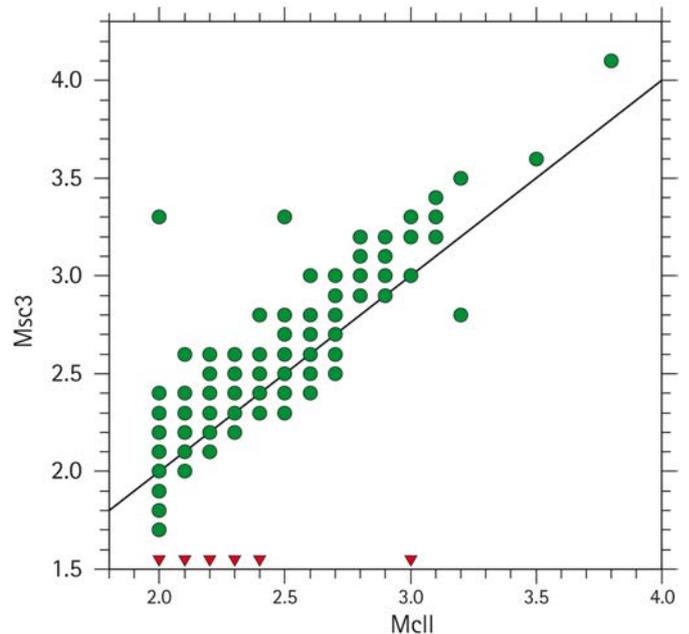


Abb. 3.3-3: Erdbebenschwarm Mai/Juni 2018, 207 Beben $2,0 < M_l < 3,8$; automatisch (Msc3) und manuell bestimmte (Mcll) Magnitude (rote Dreiecke am unteren Bildrand: Verweis auf einzelne Beben mit zu kleiner oder fehlender automatisch bestimmter Magnitude).

Die automatische Unterscheidung zwischen Erdbeben und Steinbruchspaltungen gelingt noch nicht in allen Fällen. Aber dank der anderen Verbesserungen (z.B. bei der Magnitudenbestimmung oder durch gesteigerte Anzahl der berücksichtigten Einsätze) lösen inzwischen deutlich weniger Steinbruchspaltungen automatische Meldungen aus.

Als nächste Entwicklungsschritte der automatischen Auswertung sind angestrebt:

- ◆ Einsatz von Kreuzkorrelationsverfahren zur Verbesserung der Detektionsqualität sowohl während Erdbebenschwärmern als auch zur Identifizierung von Steinbruchspaltungen. Dabei werden die eintreffenden Seismogramme laufend mit den Seismogrammen ausgewählter Musterereignisse auf Ähnlichkeit verglichen.
- ◆ Feinere Abstufung der automatischen Meldekettensowohl nach Erdbebenparametern wie Magnitude und Herdgebiet als auch nach Zuständigkeits-/Interessenbereich der Adressaten (Kartendienst, Landesämter, Auswerter).
- ◆ Prognose des Schüttergebietes im Fall eines stärkeren Ereignisses, automatische Kartenskizzen des Schüttergebietes, automatischer Versand dieser Prognosekarten.

3.3.3 Schüttergebietskarten

Für die kartenmäßige Darstellung von Schüttergebieten wurde das Software-Paket SIGMA der Gempa GmbH erworben, das als Modul die SeisComp3-Automatik ergänzt. Ausgangspunkt sind die vorhandenen Seismogramme und die routinemäßige Magnitudenbestimmung. Hinzu kommen ingenieur-seismologische Parameter wie die Maxima der Bodenbeschleunigung oder die Boden(schwing)geschwindigkeit. Diese Parameter werden auch als Spitzenbodenbeschleunigung (peak ground acceleration = PGA, Einheit m/s^2 oder mm/s^2) bzw. als Spitzenbodengeschwindigkeit (peak ground velocity = PGV, Einheit m/s oder mm/s) bezeichnet. Falls im Schüttergebiet Erdbebenstationen liegen, können für deren Standorte diese Parameter der Bodenbewegung direkt aus den Seismogrammen berechnet werden.

Die gewünschte flächenhafte Abschätzung der Bodenbewegung sowohl im Epizentrum als auch im gesamten Schüttergebiet geschieht im Anschluss mit empirisch bestimmten Gleichungen, in welche die Magnitude und evtl. vorhandene Bewegungsgrößen aus dem Schüttergebiet als Parameter einfließen. Diese empirischen Gleichungen werden unter der Bezeichnung „Ground Motion Prediction Equation (GMPE)“

weltweit veröffentlicht. Sie unterscheiden sich hinsichtlich der Stärke der berücksichtigten Beben, der tektonischen Situation, des lokalen Untergrundes und weiterer Parameter erheblich. Sie werden überwiegend für wesentlich größere Erdbeben erarbeitet, als sie in Mitteleuropa geschehen. Insofern ist die vermeintlich simple Aufgabe, die am besten geeignete Prognose-Gleichung auszuwählen, deutlich aufwändiger als zunächst angenommen.

Abb. 3.3-4 bietet einen ersten Eindruck, wie die flächenhafte Verteilung der Bodenbewegung abgeschätzt werden kann. Unter Verwendung einer Gleichung von BINDI et al. (2017) wird, beispielhaft für das bereits erwähnte Beben von 2017 bei Markranstädt, die Bodenbeschleunigung PGA dargestellt. Das aus der Magnitude 3,0 abgeschätzte Maximum ist an der links unten dargestellten Farbskala abzulesen: Farbe braun = $0,01527 m/s^2$, gerundet $1 cm/s^2$. Dieser Wert entspricht etwa $1/1000$ der Erdbeschleunigung, was verdeutlicht, wie weit das Beben von einer eventuellen Schadenswirkung entfernt ist. Grob betrachtet nimmt die dargestellte Bodenbeschleunigung konzentrisch um das Epizentrum ab. Das wäre allerdings nur bei einem homogenen Untergrund der Fall. Den realen Unter-

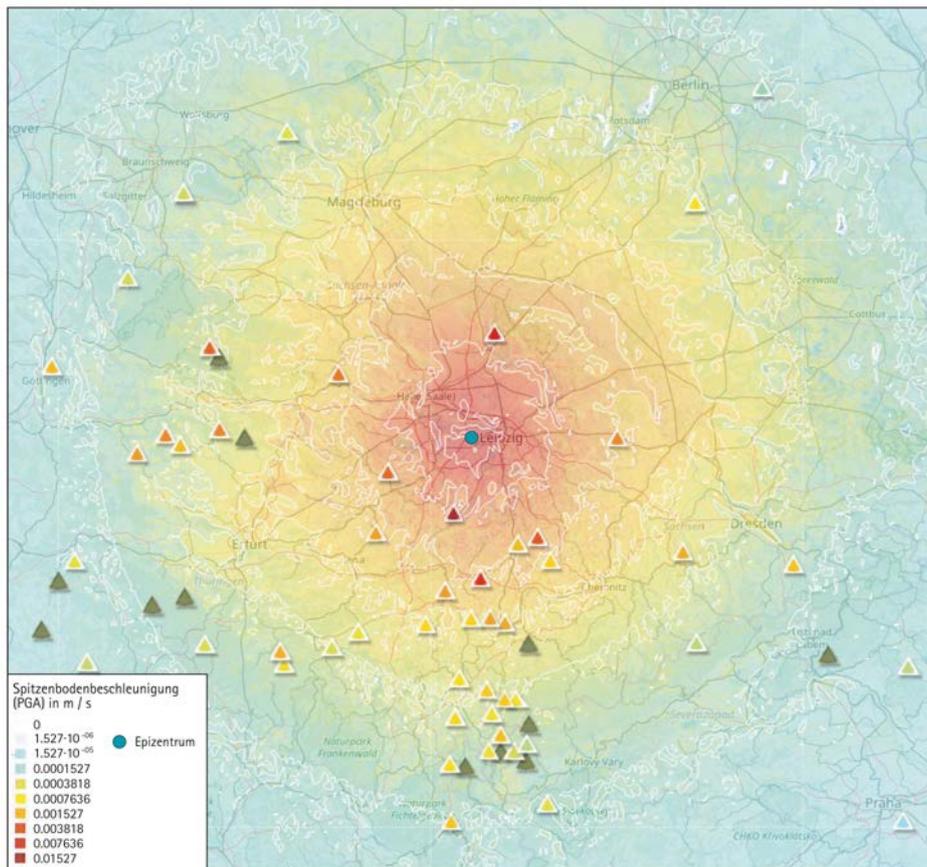


Abb. 3.3-4: Frühes Arbeitsexemplar der flächenhaften Abschätzung der Spitzenbodenbeschleunigung PGA für das Beben bei Markranstädt 2017 (roter Kreis: Epizentrum; Farbskala rechts oben in m/s^2 , auf das Maximum beim Epizentrum normiert; dunkelgraue Dreiecke: in der manuellen Auswertung nicht berücksichtigte Stationen; farbige Dreiecke: Erdbebenstationen, deren Spitzenbodenbeschleunigung PGA aus den Seismogrammen bestimmt wurde).

grundverhältnissen versucht man sich mit einem Modell zu nähern, das die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen für die obersten 30 m des Untergrundes beinhaltet. Mit diesem v_{s30} -Modell der Scherwellengeschwindigkeit wird berücksichtigt, dass in Zonen geringerer Wellengeschwindigkeit (z.B. Sediment gefüllte Flusstäler) die Bodenbewegungen größer ausfallen als in Zonen höherer Wellengeschwindigkeit (z.B. Festgestein). Beim Übergang der Welle vom Festgestein mit höherer Ausbreitungsgeschwindigkeit (und höherer Dichte) ins Lockergestein mit geringerer Ausbreitungsgeschwindigkeit (und geringerer Dichte) ergibt sich ein Transmissionskoeffizient größer 1 und damit eine Amplitudenverstärkung. Für die Beschreibung eventueller oberflächennaher Langsamschichten haben sich v_{s30} -Datensätze eingebürgert: Für jeden Punkt der Landkarte (des Untersuchungsgebietes) wird eine mittlere Scherwellengeschwindigkeit v_s der obersten 30 m des Untergrundes angegeben. Relevant sind dabei vor allem Gebiete, in denen die Scherwellengeschwindigkeit auf 800 m/s oder darunter fällt.

Für die Erdbebenstationen im Schüttergebiet können die genannten Bodenbeschleunigungen auch direkt aus dem Seismogramm abgeschätzt werden. Die Dreiecke der Stations-symbole sind in Abb. 3.3-4 entsprechend der Farbskala für die Spitzenbodenbeschleunigung eingefärbt. Deutlich wird, dass die direkt aus den Seismogrammen an den Stationen berechneten Werte größer ausfallen, als es die mit empirischen Gleichungen abgeschätzte flächenhafte Verteilung der Bodenbewegung an diesen Stellen anzeigt. Das macht deutlich, dass die Berechnung von Schüttergebietskarten derzeit noch nicht für den Routineeinsatz geeignet ist. An einer Verbesserung wird weiter gearbeitet. So sollen zunächst für die wenigen stärkeren Beben, die sich in den letzten Jahren in Mitteldeutschland ereignet hatten, mit den zahlreichen veröffentlichten empirischen Gleichungen testweise Schüttergebietskarten berechnet werden, um auszuwählen, welche Gleichungen bzw. welche Parameter unter den hiesigen Verhältnissen am besten geeignet sind.

3.3.4 Literatur

BINDI, D.; COTTON, F.; KOTHA, S.R.; BOSSE, C. STROMEYER, D. & GRÜNTAL, G. (2017): Application-driven ground motion prediction equation for seismic hazard assessments in non-cratonic moderate-seismicity areas.— *Journal of Seismology*, 21: 1201-1218; (<https://doi.org/10.1007/s10950-017-9661-5>).

4 Erdbeben vom 29. April 2017 bei Markranstädt

Ivo RAPPILBER & SIGWARD FUNKE

In der Nacht vom 28. zum 29. April 2017 ereignete sich nördlich von Markranstädt, zwischen Halle und Leipzig, ein Beben der Magnitude $M_L=3,0$. Trotz der nächtlichen Uhrzeit wurde das Beben vor allem im Stadtgebiet von Leipzig verspürt, was ein entsprechendes Medienecho nach sich zog.

Das Erdbeben wurde von den umliegenden Stationen des Seismologie-Verbundes aufgezeichnet (Abb. 4-1). Das automatische Ortungssystem lieferte bereits 2 Minuten später ein Ortungsergebnis und versendete dieses per E-Mail an

die Geologischen Dienste der umliegenden Länder (Kap. 3.3, Abb. 3.3-1 und 3.3-2). Im Laufe des Tages wurde das Ereignis vom Seismologie-Verbund manuell bestätigt, ein verbessertes Ortungsergebnis vorgelegt und die Erdbebeninformation auf dem Kartendienst „Erdbeben in Mitteldeutschland“ (<http://antares.thueringen.de/cadenza/seismo>) veröffentlicht. Da das Beben am Wochenende stattfand und kein seismologischer Bereitschaftsdienst existiert, konnten die weiteren Informations- und Meldekettens erst ab Montag früh bedient werden.

4.1 Ortungsergebnis

Ortungsergebnis Hauptbeben:

Herdzeit: 29. 04. 2017,
00:56:23,7 UTC (~ 02:56 Uhr MESZ)
Magnitude (M_L): 3,0
Tiefe: 22,2 km
Geogr. Breite: 51,339°
Geogr. Länge: 12,215°

Fast 24 Stunden später wurde ein schwaches Nachbeben aufgezeichnet.

Ortungsergebnis Nachbeben:

Herdzeit: 29. 04. 2017,
23:37:07,4 UTC (30. 04. ~01:37 Uhr MESZ)
Magnitude (M_L): 0,2
Tiefe: 19,1 km
Geogr. Breite: 51,342°
Geogr. Länge: 12,231°

Mit größerem zeitlichen Abstand wurden vor und nach dem Beben vom 29. April 2017 im Gebiet nördlich von Markranstädt folgende energieschwache Beben registriert.

Herdzeit: 22. 08. 2015,
19:28:55,0 UTC
Magnitude (M_L): 0,4
Tiefe: 15,0 km
Geogr. Breite: 51,334°
Geogr. Länge: 12,241°

Herdzeit: 19. 11. 2018,
00:28:02,4 UTC
Magnitude (M_L): 0,7
Tiefe: 5,0 km
Geogr. Breite: 51,349°
Geogr. Länge: 12,195°

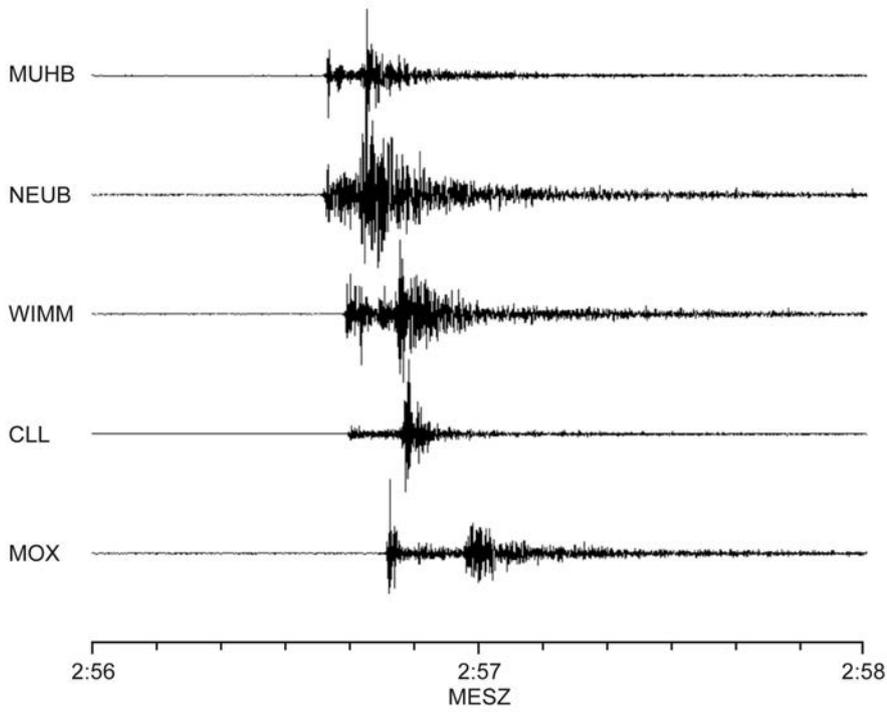


Abb. 4-1: Registrierung (Vertikalkomponente) des Erdbebens bei Markranstädt am 29. April 2017 an den Stationen MUHB-Muldenstein, NEUB-Neuenburg, WIMM-Wimmelburg, CLL-Collm und MOX-Moxa.

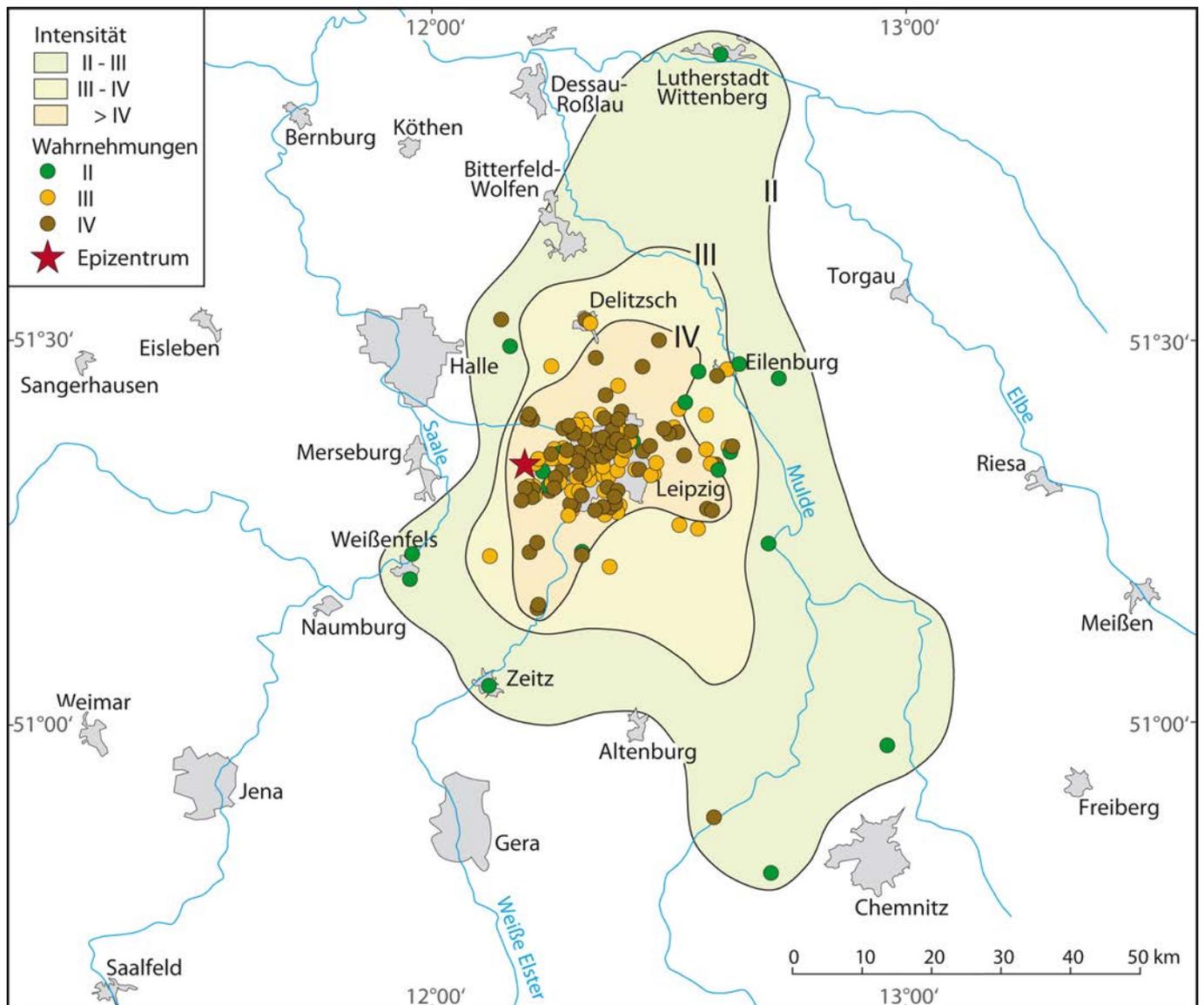


Abb. 4-2: Wahrnehmungsorte und makroseismische Bewertung des Bebens bei Markranstädt vom 29. April 2017.

4.2 Makroseismische Auswertung des Bebens vom 29. April 2017 um 02:56 Uhr MESZ

Wie schon beim Erdbeben von Gröbers (16. April 2015, SÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT, LANDWIRTSCHAFT UND GEOLOGIE 2016) festgestellt wurde, hält sich die Bereitschaft, einen mehrseitigen Fragebogen zur Erdbebenbeobachtung auszufüllen, bei den meisten Betroffenen in Grenzen. Diesmal stand kein einziger ausgefüllter Fragebogen für die makroseismische Auswertung zur Verfügung. Neben einzelnen telefonisch oder per E-Mail mitgeteilten Wahrnehmungsmeldungen wurde eine ganze Reihe von Daten eine Woche nach dem Beben zur Langen Nacht der Wissenschaften an der Uni Leipzig mit einem ausgelegten Kurzfragebogen erhoben. Dieser beinhaltete neben der Angabe der Postleitzahl neun kurze Fragen in tabel-

larischer Form, die bei positiver Antwort lediglich anzukreuzen waren. Die Hauptmenge der Wahrnehmungsmeldungen wurde aber über die private Homepage „Erdbeben News“ von Jens Skapski (<https://erdbebennews.de/>) gesammelt und dankenswerterweise zur Verfügung gestellt. Insgesamt lagen 182 Meldungen vor.

Das Ergebnis der makroseismischen Auswertung zeigt Abb. 4-2. Das Beben wurde im Umkreis von ca. 30 km verspürt; einzelne Wahrnehmungsmeldungen liegen aus Entfernungen bis 60 km vor. Schadensmeldungen sind nicht bekannt. Die Epizentralintensität wird mit IV-V abgeschätzt.

4.3 Vergleich mit dem Erdbeben von Gröbers am 16. April 2015

Dieses Erdbeben bei Markranstädt vom 29. April 2017 lag in relativer Nähe zum Erdbeben von Gröbers am 16. April 2015 (SÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT, LANDWIRTSCHAFT UND GEOLOGIE 2016) und hatte mit 3,0 eine geringfügig schwächere Magnitude (Gröbers: 3,2). Trotzdem ergab sich eine völlig andere Form des Schüttergebietes. Wieder scheint die Ausdehnung des Schüttergebietes wesentlich durch die Flussläufe mit

ihrer wassergesättigten Lockersedimentfüllung geschieht. Das Erdbeben von Gröbers 2015 wurde im Bereich des Saaletales von südlich Naumburg über Merseburg und Halle bis fast nach Bernburg im Norden verspürt. Demgegenüber lagen diesmal lediglich aus Weißenfels zwei Meldungen vor. Aus Halle und Merseburg gab es trotz direkter Nachfragen keine Beobachtungen. Auch aus Richtung Osten lagen diesmal lediglich Mel-

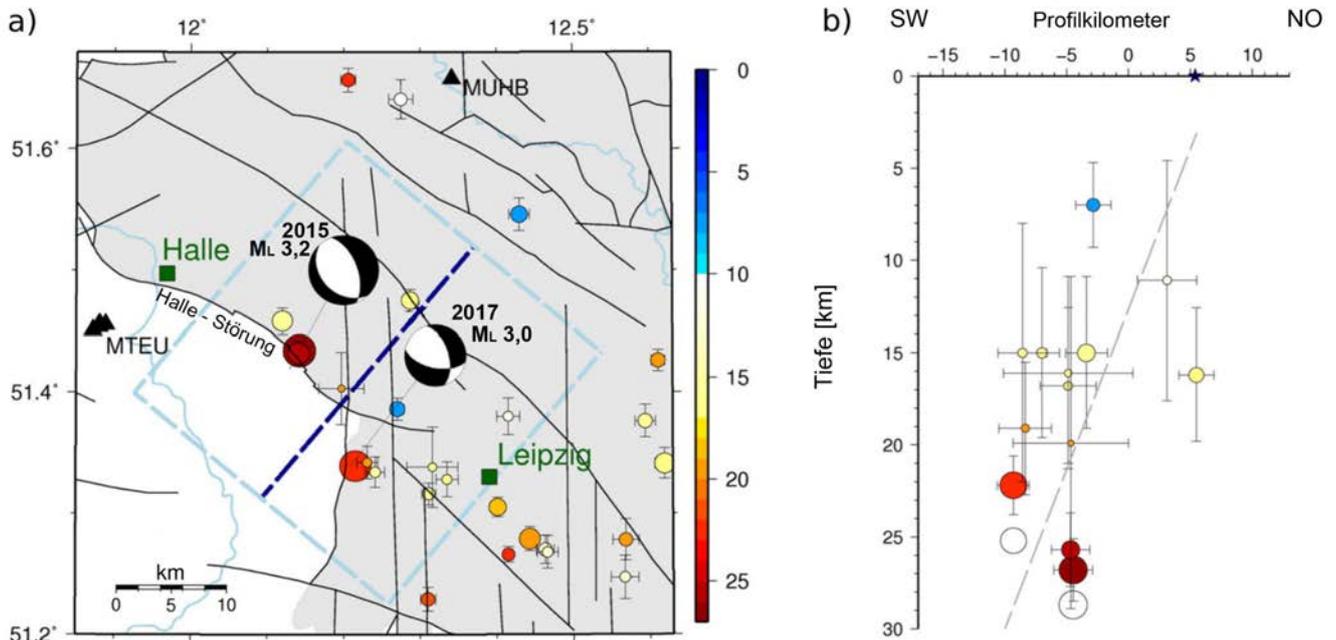


Abb. 4-3: a) Epizentren der beiden Beben von Gröbers (2015) und Markranstädt (2017) mit berechneten Herdflächenlösungen (verändert aus: DAHM et al. 2018). Die farbigen Kreise zeigen neben den beiden Hauptbeben die Epizentren von kleineren Erdbeben zwischen 2011 und 2017 mit Magnituden von -0,1–1,7. Die schwarzen Dreiecke kennzeichnen die nächstgelegenen seismischen Stationen. Die graue Fläche ist die Hochlage des Festgesteinsuntergrundes im Bereich der Halle-Wittenberg-Scholle und die schwarzen Linien zeigen die bekannten geologischen Störungen. Die gestrichelte dunkelblaue Linie zeigt die Spur des Profils im Teilbild b. Die Beben innerhalb des gestrichelten hellblauen Umrisses sind im Teilbild b dargestellt.

b) Profildarstellung der Tiefenlage der Hypozentren der im Teilbild a dargestellten Beben entlang des dort eingetragenen Profils. Die gestrichelte Linie könnte eine mögliche Störungsfläche sein, auf der die Beben stattgefunden haben, die mit einem 60° Einfallen eine Parallelstörung zur Halle-Störung sein könnte.

dungen bis in das Gebiet der Mulde vor. Nach Süden gab es beim Beben von Markranstädt Meldungen entlang der Mulde bis fast nach Chemnitz. Beim Beben von Gröbers reichten die südlichsten Meldungen entlang von Saale und Weißer Elster bis nach Großheringen und Gera. Die nördlichsten Meldungen kamen bei beiden Beben aus dem Elbtal in Lutherstadt Wittenberg. Damit ergibt sich im Vergleich zum Beben von Gröbers beim jetzigen Beben von Markranstädt ein Nord-Süd gedehntes und in Ost-West-Richtung wesentlich schmaleres Schüttergebiet.

In einer gemeinsamen Studie des Geoforschungszentrums Potsdam, der Universität Leipzig, der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover und des Landesamtes für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt wurden die beiden Beben von Gröbers (2015) und Markranstädt (2017) in den Kontext der generellen Erdbebenaktivität im Bereich der Leipzig-Regensburg-Zone gestellt und näher untersucht (DAHM et al. 2018). Unter anderem wurden Herdflächenlösungen berechnet (Abb. 4-3). Sie ergaben für eine mögliche Störungsfläche als Auslöser der Beben folgende Parameter:

Beben Gröbers (2015):	Streichen: $339^\circ \pm 7^\circ$
	Einfallen: $59^\circ \pm 4^\circ$
Beben Markranstädt (2017):	Streichen: $340^\circ \pm 13^\circ$
	Einfallen: $58^\circ \pm 8^\circ$

Diese Ergebnisse lassen vermuten, dass beide Ereignisse in 15 km Entfernung voneinander auf derselben Störung auftraten.

Anschließend wurde in der Studie DAHM et al. (2018) der Frage nachgegangen, was gewesen wäre, wenn sich die Spannungen in dieser Störung nicht in zwei 15 km entfernt liegenden Beben im Abstand von zwei Jahren entladen hätten, sondern in einem Beben. Für dieses hypothetische Beben wurde eine Magnitude von 5,3 angenommen und mögliche Auswirkungen berechnet. In Abb. 4-4 ist die Verteilung der Intensitäten abgebildet, die sich aus diesem Szenario ergeben würde. Die Abb. 4-4a zeigt dabei etwas kleinere Amplituden, die sich für ein festgesteinstypisches Erdmodell für die Ausbreitung der Erdbebenwellen ergeben.

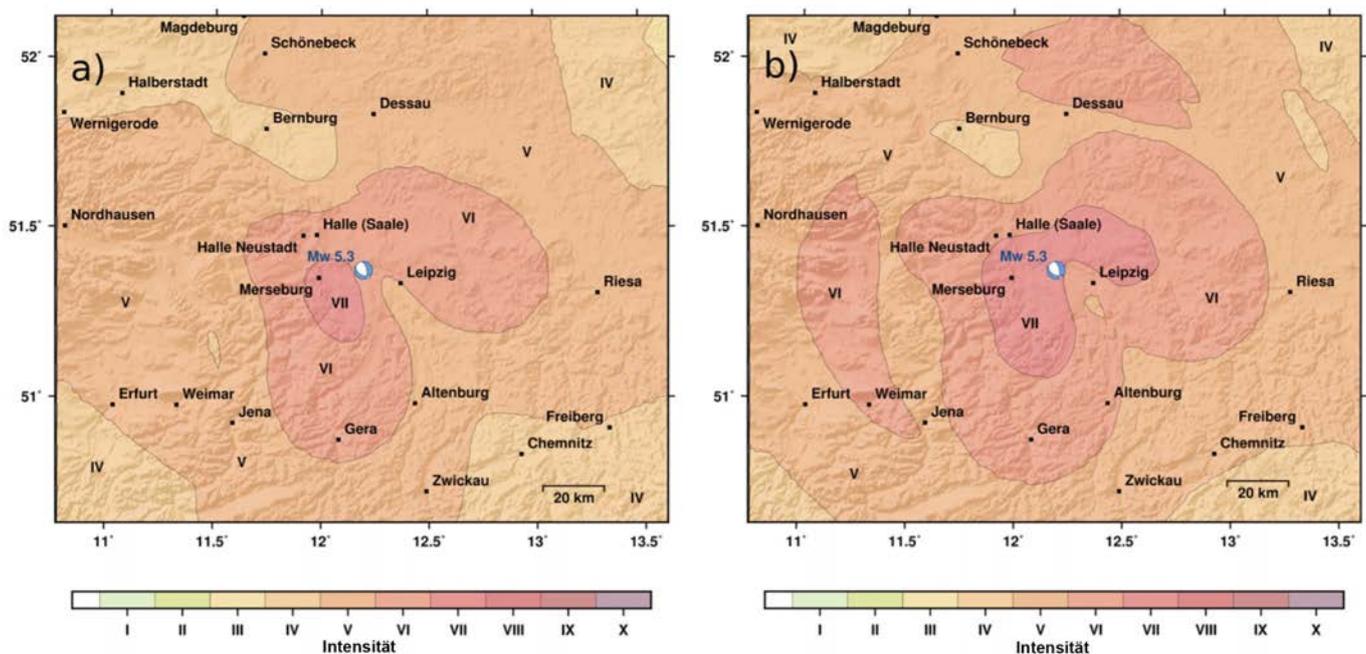


Abb. 4-4: Berechnete Verteilung der Intensitäten für ein theoretisches Erdbeben der Magnitude 5,3 zwischen Halle und Leipzig in einer Tiefe von 25 km (verändert aus: DAHM et al. 2018), a) für ein Festgesteinsmodell, b) für ein Modell mit 500 m Lockergesteinsbedeckung.

4.4 Literatur

DAHM, T., HEIMANN, S., FUNKE, S., WENDT, S., RAPPILBER, I., BINDI, D., PLENEFISCH, T. & COTTON, F. (2018): Seismicity in the block mountains between Halle and Leipzig, Central Germany: centroid moment tensors, ground motion simulation and felt intensities of two $M \sim 3$ earthquakes in 2015 and 2017. – *J. Seismol.* (<https://doi.org/10.1007/s10950-018-9746-9>).

SÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT, LANDWIRTSCHAFT UND GEOLOGIE [Hrsg.] 2016: Erdbebenbeobachtung in Mitteldeutschland. Dreijahresbericht 2013–2015. – 56 S.; Dresden.

5 Einwirkungen von Windkraftanlagen auf seismologische Messstationen

NIKOLAUS LERBS & HORTENCIA FLORES ESTRELLA

5.1 Windkraftanlagen und seismologische Stationen

Die Stromerzeugung über erneuerbare Energiequellen (z.B. Windenergie, Biomasse, Photovoltaik und Wasserkraft) ist in den letzten Jahren in Deutschland sehr stark gestiegen und somit auch die Anzahl der Windkraftanlagen (WKA) und Windparks (WP). Obwohl dies eine gute Lösung für die Produktion von „sauberer“ Energie ist, beeinflusst der WKA-Betrieb die Datenqualität seismischer Stationen in deren Nähe.

Da seismologische Stationen möglichst ungestört und fern von anthropogenen Einflüssen Erdbebensignale aufnehmen sollen, werden hierbei abgelegene, ländliche Standorte präferiert. Dies gilt jedoch teilweise auch für die Standortwahl der WKA, wodurch seismologische Stationen und WKA in Konflikt geraten können.

5.2 Wirkungskette WKA – seismologische Station

Die Wirkungskette zwischen einer WKA und einer seismologischen Station besteht aus drei Faktoren (Abb. 5-1). Der erste Faktor sind die von den WKA erzeugten Schwingungen. Diese entstehen durch die sich in großer Höhe bewegenden Massen und hängen von der Bauart einer WKA (Höhe, Fundament, Leistung, Rotordurchmesser) sowie deren Anzahl ab. Der zweite Faktor ist die Ausbreitung der Schwingungen im Untergrund als elastische Wellen, die sich in Abhängigkeit von Geologie,

Topographie und Dämpfung um die WKA ausbreiten. Durch den daraus resultierenden erhöhten Rauschpegel wird die Registrierung der seismischen Signale an den Messstationen gestört, was die Wirkungskette als dritten Faktor abschließt. Gerade der seismisch interessante Frequenzbereich zwischen 1 Hz und 10 Hz wird durch die WKA am stärksten beeinflusst, wodurch kleine Erdbebensignale vor dem Hintergrund des erhöhten Rauschpegels nicht mehr identifiziert werden können.

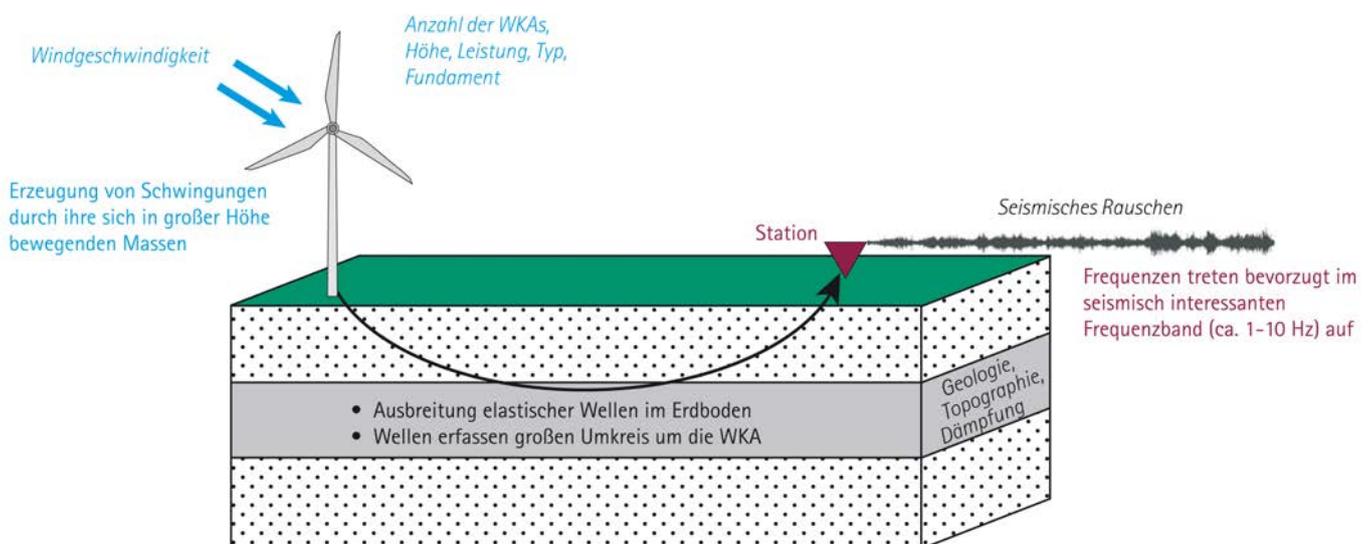


Abb. 5-1: Die Wirkungskette WKA – seismologische Station besteht aus drei Faktoren: Die WKA schwingt im seismisch interessanten Bereich (1–10 Hz); diese Schwingungen breiten sich im Erdboden als elastische Wellen aus und werden von seismischen Stationen registriert.

Damit die Erdbebenüberwachung mit seismologischen Stationen nicht durch den Betrieb von WKA gestört wird, müssen Schutzradien um seismologische Stationen definiert werden. Hierfür wurde vom Institut für Geophysik und Geologie an der Universität Leipzig im Auftrag des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (LfULG) in den Jahren 2018 und 2019 ein Forschungsprojekt durchgeführt,

bei dem Messungen im Umfeld von WKA vollzogen wurden, um WKA-induzierte Störeinflüsse genauer quantifizieren zu können. Ziel des Forschungsprojektes ist die Definition von Schutzradien um vorhandene seismologische Stationen, die in den Planungsphasen neuer WKA und WPs zu berücksichtigen sind.

5.3 Fallbeispiel

Messobjekt

Im Folgenden werden exemplarisch die Schritte zur Definition eines Schutzradius um eine seismische Station dargestellt. Das beispielhafte Messobjekt ist eine Windkraftanlage mit einer Nabenhöhe von 101 m, einem Rotordurchmesser von 82 m und besitzt eine Leistung von 2 MW (Abb. 5-2). Die WKA, an der in Kooperation mit dem KIT Karlsruhe ein Messprogramm durchgeführt wurde, steht ca. 10 km östlich von Karlsruhe (Baden-Württemberg). Es wurde zum einen eine Ringmessung um die WKA durchgeführt, um die Emission der WKA genauer klassifizieren zu können. Zum anderen wurde ein lineares Profil von der WKA ausgehend gelegt, mithilfe dessen das Abklingverhalten der seismischen Signale mit der Entfernung bestimmt werden kann.



Abb. 5-2: Messobjekt: WKA mit einer Nabenhöhe von 101 m, einem Rotordurchmesser von 82 m und einer Leistung von 2 MW (Foto: Peter Fischer).

Herangehensweise

Um einen Schutzradius definieren zu können, wird ein Rauschpegel in Abhängigkeit einer Frequenz festgelegt, die eindeutig von der WKA ausgeht. Zudem hängt der Rauschpegel von einem WKA-spezifischen Emissionskoeffizienten sowie von einem Abklingkoeffizienten ab, der die entfernungsabhängige Amplitudenabnahme der WKA-induzierten seismischen Signale beschreibt. Diese Koeffizienten können mithilfe seismischer Messungen und Modellrechnungen bestimmt werden. Daraus ergibt sich dann ein entfernungsabhängiger Beitrag des WKA-induzierten Rauschpegels zum natürlich vorhandenen Bodenrauschen. Als Kriterium für den Schutzradius wurde daraufhin festgelegt, dass der zusätzliche Beitrag der WKA am Ort der seismischen Station das dort bereits vorhandene natürliche Rauschniveau nicht überschreiten darf.

Ergebnisse

Zur Klassifizierung der Frequenzen, die von der WKA ausgehen, wurden die aufgenommenen seismischen Signale der Ringmessungen genutzt. Im Frequenzbereich des Rauschpegels konnten mehrere Maxima zwischen 1 Hz und 6 Hz identifiziert werden, die aufgrund ihrer Windstärkenabhängigkeit eindeutig der WKA zugeordnet werden konnten (Abb. 5-3). Auffällig hierbei ist, dass die Maxima bei Windgeschwindigkeiten ab 6 m/s (orange Linie) sichtbar sind, wohingegen bei geringeren Windgeschwindigkeiten (graue Linie) die Frequenzpeaks verschwinden. Grund hierfür ist, dass die WKA erst ab einer Windgeschwindigkeit von 4 m/s in Betrieb genommen wird.

Da der zu definierende Schutzradius in Abhängigkeit einer WKA-induzierten Frequenz berechnet wird, wird in den folgenden Schritten der Schutzradius exemplarisch für das Frequenzband um die Frequenz von 1,65 Hz vorgestellt.

Der nächste Schritt ist die Bestimmung des Emissionskoeffizienten, der den Rauschpegel beschreibt, der von der WKA ausgehend auf die seismische Station einwirkt. Dieser Koeffizient lässt sich mithilfe eines gemittelten Rauschpegels aus den Ringmessungen in Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit beschreiben und definieren (Abb. 5-4). Aus Abb. 5-4 ergibt sich beispielsweise bei einer Windgeschwindigkeit von 10 m/s ein Emissionskoeffizient von -137 dB.

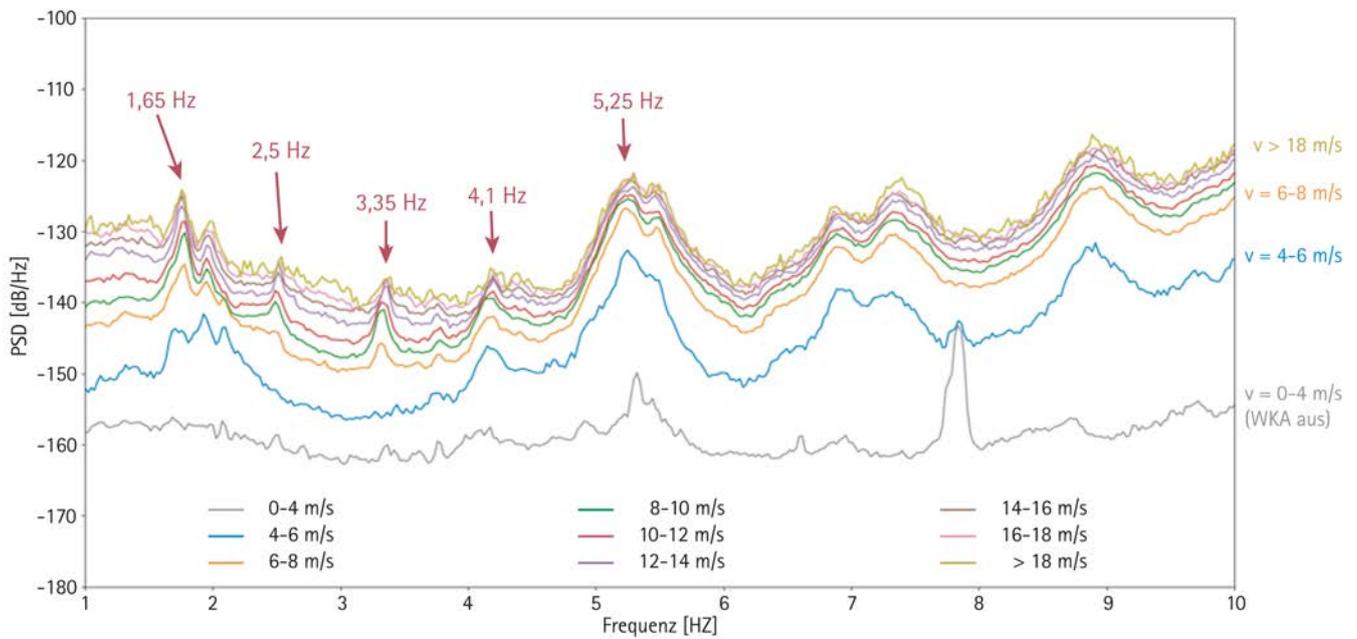


Abb. 5-3: Rauschpegel (PSD: Power-Spectral-Density) in Abhängigkeit von Windgeschwindigkeit und Frequenz. Deutlich sichtbar sind die Amplitudenmaxima bei 1,65 Hz, 2,5 Hz, 3,35 Hz, 4,1 Hz und 5,25 Hz für Windgeschwindigkeiten größer 6 m/s. Für Windgeschwindigkeiten kleiner 4 m/s verschwinden diese Frequenzpeaks, da bei niedrigen Windgeschwindigkeiten die WKA außer Betrieb genommen wird.

Im nächsten Schritt wurde die entfernungsabhängige Amplitudenabnahme des Rauschpegels bestimmt. Unter der Annahme, dass sich die WKA-induzierten seismischen Wellen vorrangig als Oberflächenwellen ausbreiten, können, vereinfacht mithilfe von Simulationen, theoretische Abklingkurven für verschiedene Untergründe berechnet werden.

Mithilfe des Emissionskoeffizienten und der theoretischen Abklingkurve kann nun ein entfernungsabhängiger Beitrag der WKA zum natürlich vorhandenen Bodenrauschen definiert werden.

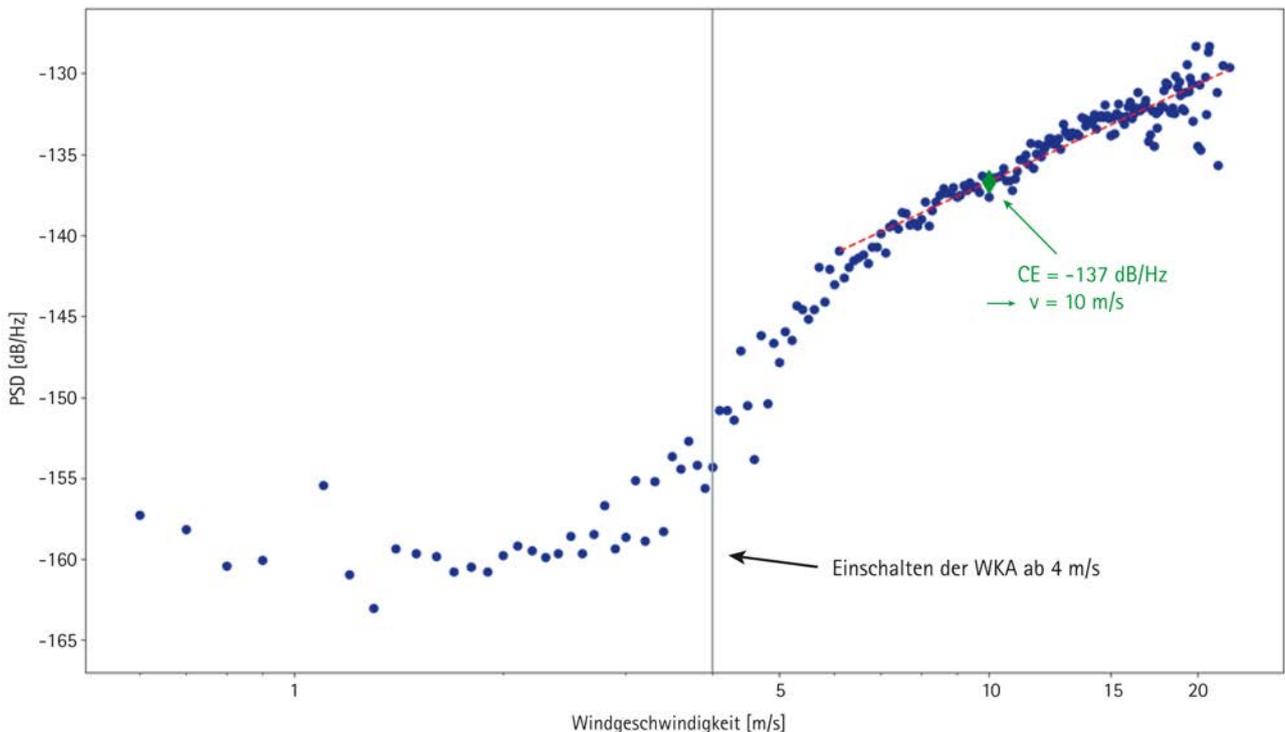


Abb. 5-4: Rauschpegel (PSD: Power-Spectral-Density) in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit. Unterhalb einer Windgeschwindigkeit von 4 m/s kommt die WKA zum Stillstand. Ab einer Windgeschwindigkeit von 6 m/s ist ein windabhängiger Anstieg des Rauschpegels zu erkennen, der sich durch das Schwingen der WKA und ihrer Rotorblätter erklären lässt.

Als letzter Schritt muss ein Grenzwert für eine seismologische Station definiert werden, der als maximal tolerierbarer Rauschpegel dieser Station gilt. Für dieses Fallbeispiel wird ein exemplarischer Grenzwert von -160 dB gewählt, der als repräsentatives natürliches Rauschniveau an einer seismischen Station gilt.

Nun lässt sich ein Schutzradius unter der Bedingung definieren, dass der Rauschpegel ausgehend von der WKA unterhalb des Grenzwertes der seismischen Station liegt. Ist diese Bedingung erfüllt, ist somit gewährleistet, dass die Station nicht mehr von WKA-induzierten Störeinflüssen beeinträchtigt wird. Anhand dieses Fallbeispiels wäre ein erforderlicher Schutzradius von knapp 5 km von Nöten (Abb. 5-5).

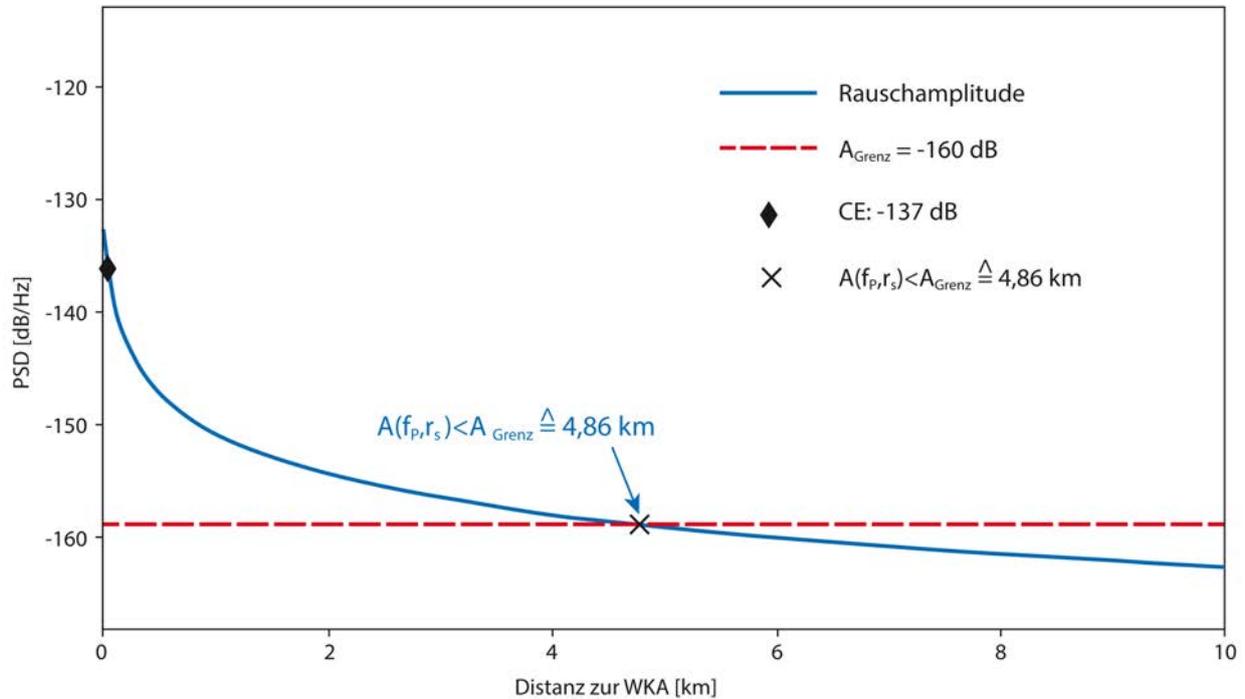


Abb. 5-5: Mithilfe der Abklingkurve und des Emissionskoeffizienten (CE) wurde für eine Windgeschwindigkeit von 10 m/s ein Schutzradius für eine seismologische Station definiert. Der Schutzradius ist gewährleistet, wenn die Rauschamplitude $A(f_p, r_s)$ kleiner als der zuvor definierte Grenzwert (A_{Grenz}) ist. Für dieses Fallbeispiel ist dies nach 4,86 km der Fall.

5.4 Schlussfolgerung

Zur Festlegung eines Schutzabstandes zwischen seismologischen Stationen und neu zu errichtenden WKA wurde ein Berechnungsschema entwickelt, bei dem (1) der Eintrag von WKA-abhängigen seismischen Signalen durch Messungen bestimmt, (2) die Abhängigkeit der Emission einer WKA von der lokalen Windgeschwindigkeit festgestellt und (3) das Abklingverhalten der Amplitude mit der Entfernung berücksichtigt wurde. Daraus ergibt sich ein entfernungsabhängiger

Beitrag der WKA zum natürlich vorhandenen Bodenrauschen einer Station. Unterschreitet der entfernungsabhängige Beitrag der WKA das Bodenrauschen einer seismologischen Station, ist die Bedingung für einen Schutzradius erfüllt.

6 ICDP Projekt Eger Rift

MICHAEL KORN

ICDP = International Continental Scientific Drilling Program (Internationales kontinentales Bohrprogramm)

ICDP ist ein seit vielen Jahren existierendes internationales Programm für wissenschaftliche Bohrvorhaben in der kontinentalen Erdkruste. Ein Konsortium von Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftlern mehrerer Forschungsinstitute und Universitäten hat bereits 2013 einen Antrag auf ICDP Bohrungen im Bereich des Egergrabens gestellt. Dazu gehören das Deutsche Geoforschungszentrum Potsdam, das Institut für Geophysik der tschechischen Akademie der Wissenschaften Prag sowie die Universitäten Leipzig, Potsdam, Freiberg und Prag.

Ausgangspunkt sind die seit Jahrhunderten bekannten Erdbebenschwärme im Raum West-Böhmen und Vogtland, die im Abstand weniger Jahre spür- und hörbar auftreten. Weltweit treten Schwarmbeben häufig in Verbindung mit Vulkanismus auf. Im Vogtland/Westböhmen sind sie zudem verbunden mit diffusen Austritten von CO₂, das aus dem Erdmantel in mehr als 30 km Tiefe stammt, an Mofetten und Entgasungsfeldern entlang tektonischer Störungszonen. Daneben exi-

stieren zahlreiche Mineralwasserquellen und neotektonische Bewegungen und Spuren ehemaliger vulkanischer Aktivität im Tertiär und Quartär. Es ist weitgehend unumstritten, dass diese Phänomene eine gemeinsame Ursache besitzen und die Schwarm-Erdbeben durch Fluid- oder Magmenbewegungen in der Erdkruste ausgelöst werden (Abb. 6-1). Die genauen Mechanismen und der Zusammenhang zwischen den Prozessen im Untergrund und den Erscheinungen an der Oberfläche sind allerdings trotz vielfältiger Forschungen im Detail noch weitgehend unbekannt. Die Region bietet somit eine hervorragende Möglichkeit, diese aktiven Prozesse in der Erdkruste über einen längeren Zeitraum hinweg zu beobachten und zu erforschen.

In dem jetzt begonnenen ICDP Projekt Eger Rift soll ein Tiefen-Observatorium installiert werden, das im weltweiten Maßstab führend ist und die Langzeitbeobachtung und -untersuchung von Erdbebenschwärmen, Entgasungserscheinungen und weiterer damit zusammenhängender Phänomene erlauben wird. Dazu werden insgesamt fünf Bohrungen bis in ca. 400 m Tiefe niedergebracht und hochempfindliche Sensoren installiert,

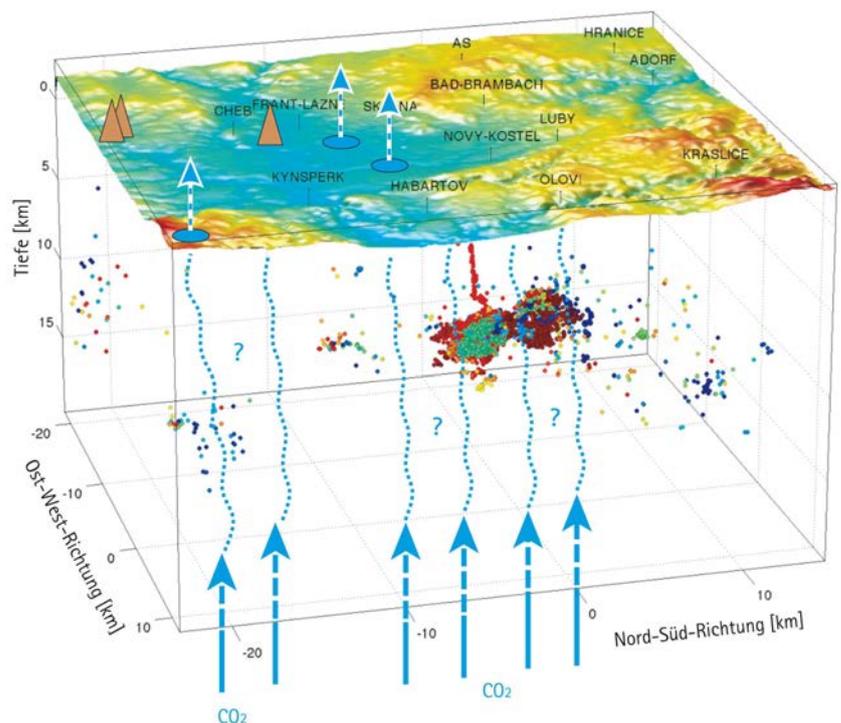


Abb. 6-1: 3-D Ansicht der Erdbebenschwärme in Westböhmen/Vogtland (Punkte, der Farbeverlauf blau → grün → gelb → rot → braun entspricht den Jahren 1991 bis 2011), mögliche CO₂ Fließwege (blau), Mofetten (blaue Ellipsen), quartäre Vulkane (braune Dreiecke).

die unbeeinflusst von Störungen an der Erdoberfläche kleinste Erschütterungen von Fluidbewegungen und Mikrorissen aufzeichnen können. Weiterhin sollen Gasflüsse und die chemische Zusammensetzung der Gase über mehrere Schwarmbebenzyklen hinweg gemessen werden. Von den fünf Bohrlöchern befinden sich vier auf tschechischem und eines auf deutschem Territorium. Die Lokationen sind in Abb. 6-2 zu sehen. Bei Re-

daktionsschluss sind die beiden Bohrungen S2 (Kraslice) und S3 (Studenec) fertiggestellt, die Bohrung S1 (Landwüst) befindet sich in der Bohrphase. Die beiden letzten Bohrungen F3 (Hartoušov) und S4 (Mytina) sind in der Erkundungs- bzw. Beantragungsphase. Bis 2020 soll das Bohrprogramm abgeschlossen sein.

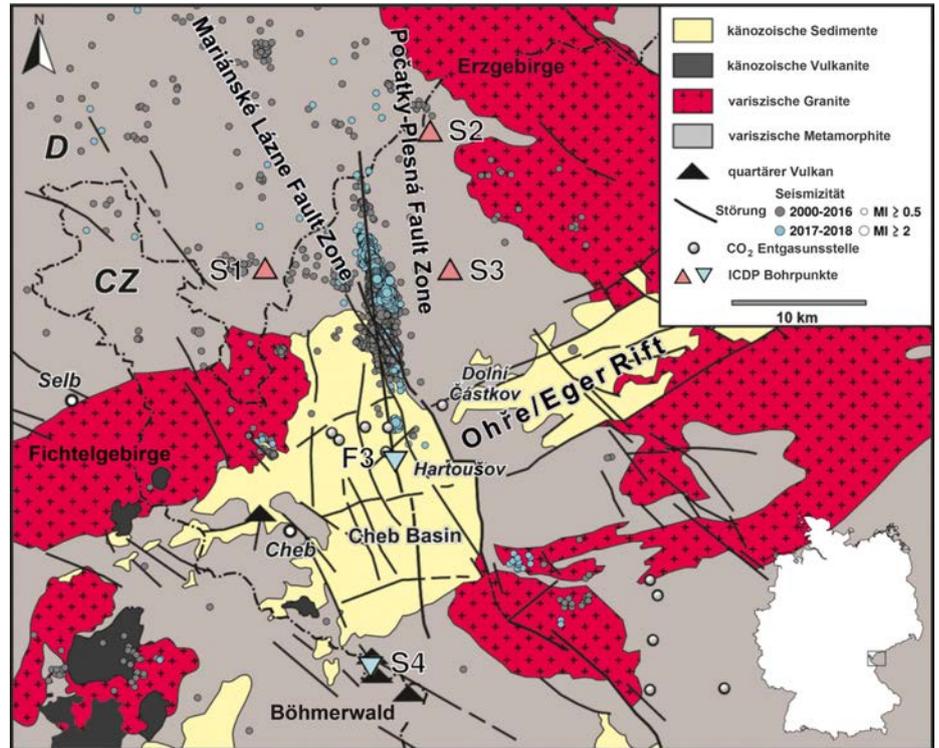


Abb. 6-2: Lokationen der ICDP Bohrungen S1-S4 und F3 mit hinterlegten geologischen Strukturen und weiteren Informationen.

F3 und S4 dienen vorwiegend der Messung von Fluiden, Gaszusammensetzungen, der Erkundung der Geomikrobiologie in der tiefen Biosphäre und dem Erbohren von Vulkaniten. S1 bis S3 dagegen sind dazu vorgesehen, seismische Messungen durchzuführen. Dafür werden jeweils 12 vertikal angeordnete Sensoren im Bohrloch, die als eine seismische Antenne fungieren, und weitere 15 Sensoren an der Oberfläche, die auf drei konzentrischen Kreisen angeordnet sind, installiert (Abb. 6-3). Damit sollen auch kleinste Mikrobeben erfasst und hochprä-

zise lokalisiert werden, damit der Prozess der Schwarmbeben und ihrer Wechselwirkung mit Fluiden besser verstanden werden kann. Genauso können die Beziehungen zwischen tiefen Fluiden und oberflächennahen Mineralwässern sowie die potenzielle seismische und vulkanische Gefährdung untersucht werden. Aus den Resultaten erhofft man sich darüber hinaus einen generellen Verständnisszuwachs, der sich auch auf andere Gebiete mit magmatischer oder fluidgetriebener geodynamischer Aktivität übertragen lässt.

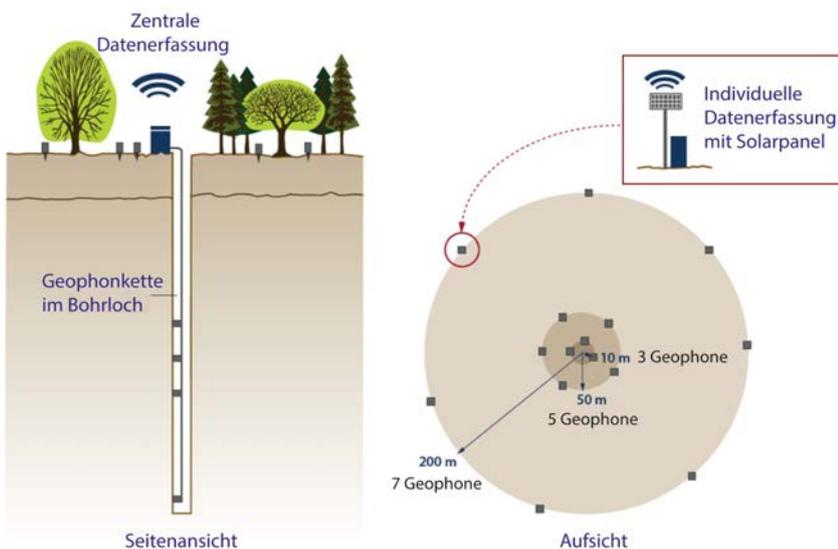


Abb. 6-3: Seitenansicht und Aufsicht der seismologischen Messeinrichtungen an einem Bohrloch.

7 Leipzig-Regensburg-Zone

LUTZ SONNABEND

An der Universität Leipzig wird seit 2017 ein Forschungsprojekt zum Thema „Neotektonik und Seismizität in Westsachsen und Nordwestböhmen“ durchgeführt. Dieses Forschungsprojekt wurde vom Sächsischen Landesamt für Umwelt Landwirtschaft und Geologie beauftragt. Ziel des Forschungsprojektes

ist eine genauere Untersuchung der Erdbebenaktivität entlang der Leipzig-Regensburg-Zone (LRZ). Die Erkenntnisse sollen letztlich auch dazu dienen, die Erdbebengefährdung in dieser Zone einschätzen zu können.

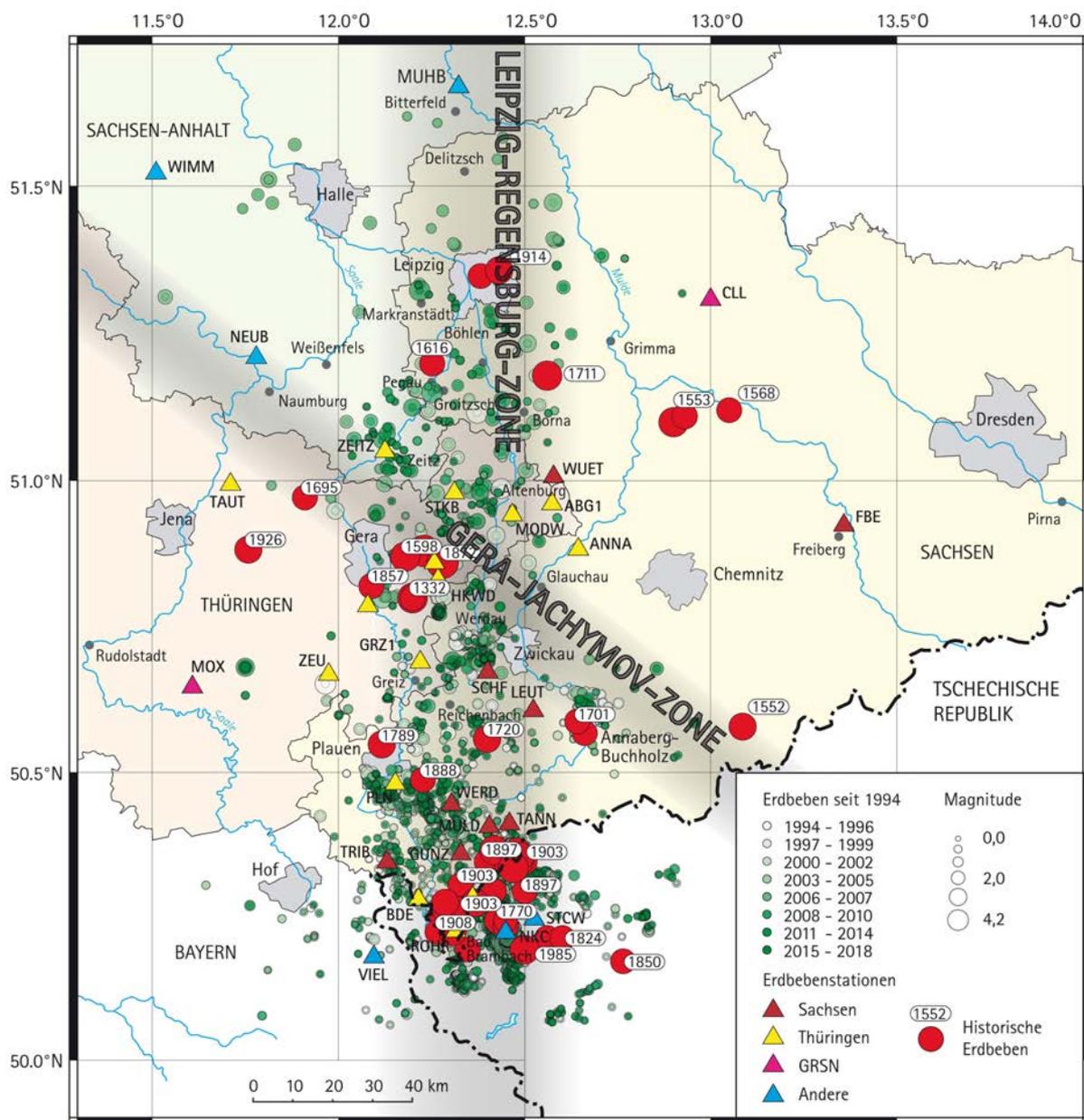


Abb. 7-1: Historische Erdbebenverteilung entlang der Leipzig-Regensburg-Zone (LRZ) und der Gera-Jáchymov-Zone. Die Daten entstammen dem EMEC Katalog von GRÜNTAL & WAHLSTROEM (2012).

7.1 Die Seismizität der Leipzig-Regensburg-Zone

Die vorherrschende Ausrichtung der tektonischen Strukturen in Mitteldeutschland ist die Nordwest-Südost-Richtung (herzynes Streichen). Die Gera-Jáchymov-Zone ist ein Beispiel für solch eine NW-SO-Zone. Auf Basis historischer Aufzeichnungen und aktueller Erdbebenbeobachtungen kann hingegen im Südosten Deutschlands und in Nordwest-Tschechien, innerhalb eines Nord-Süd ausgerichteten Bandes, erhöhte Seismizität lokalisiert werden (Abb. 7-1). Diese sogenannte Leipzig-Regensburg-Zone (LRZ) erstreckt sich zwischen Leipzig/Halle im Norden und Regensburg im Süden über eine Breite von ca. 40 km und lässt sich keiner anderen größeren Störungszone zuordnen. Um die Seismizität innerhalb der LRZ besser beobachten und charakterisieren zu können, ist seit dem Jahr 2000 vom Seismologie-Verband Mitteldeutschland ein dichtes Überwachungsnetz installiert worden (KORN et al. 2008).

Seit dem Jahr 1994 wurde entlang der LRZ ein umfassender Datensatz von ca. 32.000 Beben mit Lokalmagnituden von $M_L = -0,5$ bis hin zur maximalen Magnitude von $M_L = 4,2$

erfasst. Aufzeichnungen über historische Beben in Mitteldeutschland deuten allerdings auf weitaus stärkere Beben in der Vergangenheit hin. Für das „Mitteldeutsche Beben“ (v. SEEBACH 1873) in der Nähe der Stadt Gera im Jahr 1872 wurde auf eine Magnitude von rund 5 geschlossen (Abb. 7-1).

Bei einem Blick auf Abb. 7-1 könnte man die LRZ als Verlängerung des Schwarmbebengebietes im Bereich Nordwest-Tschechien/Vogtland ansehen. Allerdings unterscheiden sich die Herdmechanismen der Erdbeben deutlich voneinander. Im Eger-Rift treten die typischen Schwarmbeben auf. Diese gibt es im weiteren Verlauf der LRZ nicht. Dagegen sind die Herde der Beben innerhalb der LRZ tiefer gelegen. Um die Mechanismen der tiefen Beben innerhalb der LRZ besser verstehen zu können, sind Momententensoren berechnet worden. Anhand dieser können Aussagen über die Orientierung von Störungen innerhalb der LRZ getroffen werden. Dadurch lässt sich die tektonische Seismizität innerhalb der LRZ anhand der Herdmechanismen differenzieren, was wiederum einer Abschätzung der Gefährdungslage in Teilabschnitten dienen kann.

7.2 Herdmechanismen innerhalb der LRZ

Die klassische Berechnung von Herdflächenlösungen setzt voraus, dass der zugrundeliegende Herdmechanismus eine reine Verschiebung entlang einer Bruchfläche ist. Für stärkere Beben entlang bekannter Bruchflächen kann diese idealisierte Annahme getroffen werden. Bei der Analyse von schwächeren Erdbeben oder von Erdbeben, welche durch Fluide (Gase, Flüssigkeiten, Magma) ausgelöst werden, kann eine solche Annahme zu gravierenden Fehlinterpretationen des Herdmechanismus führen. Um derartige Fehlinterpretationen zu vermeiden, wurde hier das Verfahren der Momententensor-Inversion angewendet. Diese analysiert das gesamte Wellenfeld und berechnet den Herdmechanismus, der das zu analysierende Wellenfeld erzeugt hat. Dabei werden zusätzlich sowohl die Herdeit, als auch die Position des Erdbebens bestimmt. Problematisch ist, dass die dafür notwendige Wellenform-Inversion empfindlich gegenüber dem Signal-Rausch-Verhältnis ist. Deshalb ist die Anwendung dieses Verfahrens auf starke Beben mit großen Amplituden und gutem Signal-Rausch-Verhältnis sicherer als bei kleineren Lokalbeben. Für die Inversion von Lokalbeben befindet sich das Verfahren derzeit noch in der Entwicklung.

Datengrundlage

Die Auswertung basiert auf Erdbeben, welche seit 2008 von mindestens 10 Stationen des mitteldeutschen Netzes aufgezeichnet wurden. Mit abnehmender Stärke der Erdbeben sinkt ebenfalls die Reichweite, in welcher die Beben von den Stati-

onen aufgezeichnet werden. Das ist eine Herausforderung für die Auswertung schwacher Erdbeben, da es immer schwieriger wird, eine gute Datengrundlage für die Analyse zu gewinnen. Nach einer Auswertung des zugrunde gelegten Erdbebenkatalogs konnten mehrere Erdbeben entlang der Leipzig-Regensburg-Zone identifiziert werden, welche von besonderem Interesse für die weitere Analyse sind. Eine erhöhte Aufmerksamkeit wurde auf Ereignisse gelegt, die an gleichen Orten zu verschiedenen Zeiten aufgetreten sind. Dies ermöglicht es z. B. darauf zu schließen, ob es sich um eine einheitliche Bruchfläche handelt, welche wiederholt aktiviert wurde. Dabei wurden insbesondere wiederholte Ereignisse bei Pegau, Werdau, Bergen und Bad Brambach genauer untersucht.

Verfahren

Die Methodik der Momententensor-Inversion gelangt bisher aufgrund der Empfindlichkeit gegenüber dem Signal-Rausch-Verhältnis bei der Charakterisierung von schwachen Lokalbeben an ihre Grenzen. Um trotzdem möglichst stabile Lösungen auch für schwache Beben zu erhalten, wurde ein spezielles Verfahren angewendet. Es basiert auf einem Boot-Strap-Algorithmus. Das ist ein statistisches Verfahren, bei dem Lösungen des Problems anhand ihrer Wahrscheinlichkeiten bestimmt werden. Dadurch entsteht eine Lösung mit sehr guten Fehlerabschätzungen im Vergleich zu anderen Verfahren, was eine gründliche Bewertung der Ergebnisse auf Sinnhaftigkeit ermöglicht. Vorrangegangene Untersuchungen (DAHM et al.

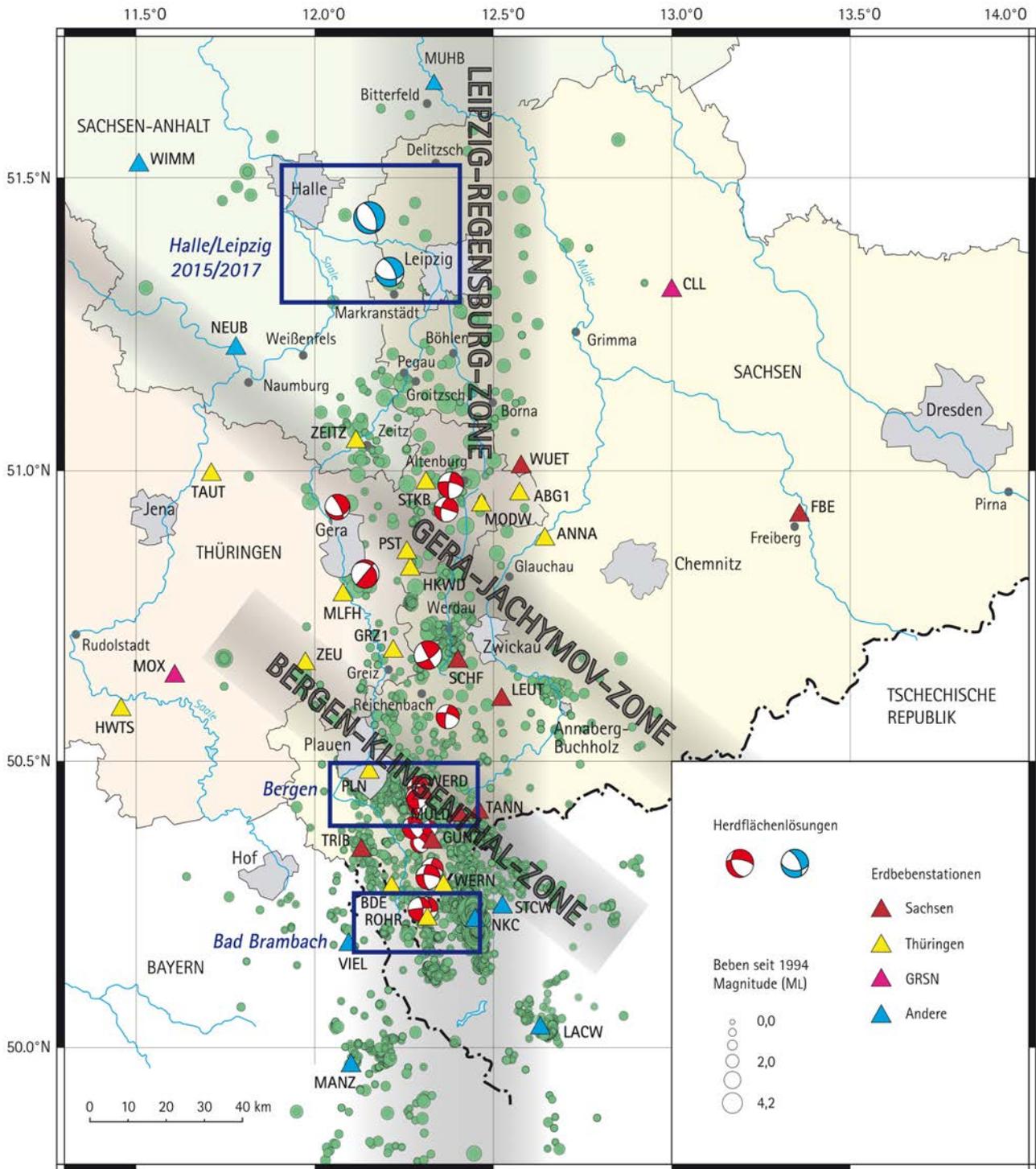


Abb. 7-2: Berechnete Herdflächenlösungen innerhalb der LRZ. Die Ergebnisse der Beben zwischen Halle und Leipzig sind aus DAHM et al. (2018) übernommen und blau dargestellt. Die roten Herdflächenlösungen basieren auf Beben, welche überwiegend nach 2004 stattfanden. Besondere Bereiche sind mit einem blauen Rahmen hervorgehoben. Im Allgemeinen deuten die Herdflächenlösungen auf eine Strike-Slip Bewegung in N-S-Richtung hin.

2018) zeigten anhand von zwei Erdbeben zwischen Leipzig und Halle, dass das Verfahren für den Magnitudenbereich um $M_L = 3$ anwendbar ist.

Da die seit 2000 aufgezeichneten Beben innerhalb der LRZ deutlich geringere Magnituden aufweisen, war eine Adaption des Verfahrens auf schwächere Erdbeben nötig.

Zur genauen Lokalisierung schwacher Erdbeben ist das Geschwindigkeits- und Dämpfungsmodell des Untergrundes besonders entscheidend. Für die hier durchgeführten Untersuchungen wurde ein geschichtetes 1D-Geschwindigkeitsmodell, basierend auf einer Geschwindigkeitstomografie (VAN LAATEN pers. Mitt.), verwendet. Dämpfungswerte wurden aus GAEBLER (2015) abgeleitet und zum Untergrundmodell ergänzt. Weiterhin konnte durch geschickte Wahl der Inversionsparameter das Verfahren für das Untersuchungsgebiet soweit optimiert werden, dass die Inversion auch für Erdbeben bis herunter zur Magnitude $M_L = 1,4$ wesentlich stabilere und zuverlässigere Ergebnisse erzeugte.

Das Gebiet des Vogtlandes eignet sich für die Anwendung dieses Verfahrens besonders gut, angesichts der vielen schwachen Erdbeben. Dort ist durch das dichte Überwachungsnetz eine hinreichend gute Datenbasis vorhanden, um solche speziellen Verfahren testen und anwenden zu können.

Ergebnisse

Aufgrund der Adaption des Verfahrens konnten 20 Lokalbeben erfolgreich ausgewertet werden. Besonders hervorzuheben sind die Beben bei Bergen und Bad Brambach (Abb. 7-2). Für beide Orte konnte für wiederholte Beben ein fast identischer Herdmechanismus gewonnen werden. Die Abstände zwi-

schen den Beben betragen 9 Monate bzw. 5 Jahre. Dies deutet auf eine aktive Störungszone in diesen Bereichen hin, welche wiederholt aktiviert wurde. Besonders ist dabei, dass beide eine prominente Nord-Süd-Komponente in den Herdmechanismen aufweisen. In beiden Gebieten wurden Beben deutlich unter $M_L = 2$ ausgewertet. Das erste Beben war jeweils das schwächere. Um den Anstieg der Magnituden bei der wiederholten Aktivierung der Störungszone zu erzeugen, muss über längere Zeiträume immer wieder Energie zugeführt werden. Dies ist ein weiterer Hinweis darauf, dass ein aktives Nord-Süd-Störungssystem existiert. Es muss davon ausgegangen werden, dass es in diesen Gebieten immer wieder Erdbeben variierender Stärke geben wird.

Bei der Betrachtung des Herdmechanismus aller ausgewerteten Beben fällt deutlich auf, dass es eine Vorzugsrichtung in der Bebenaktivität gibt (Abb. 7-2). Bis auf zwei Ausnahmen weisen alle Herdmechanismen eine deutliche Strike-Slip-Komponente in Nord-Süd-Richtung auf. Die erste Ausnahme ist ein Beben bei Gera ($M_L = 2,0$). Das ist wahrscheinlich im Zusammenhang mit der Gera-Jáchymov-Zone zu sehen, die dementsprechend getrennt von der Leipzig Regensburg-Zone aktiv wäre. Die zweite Ausnahme betrifft ein Beben ($M_L = 1,4$) nahe der Station MULDA (Abb. 7-2), das einen Herd in NW-SE-Richtung aufweist. Dieses Ereignis muss wohl auch getrennt von der LRZ betrachtet werden, da die Richtung zur vermuteten Bergen-Klingental-Störung passt (Abb. 7-2), welche parallel zur Gera-Jáchymov-Störung verläuft.

Die Analyse der berechneten Epizentren der Erdbeben von 2000-2018 im Zuge der Routineauswertung deutet auf einen Trend zu größeren Tiefen in nördlicher Richtung hin (Abb. 7-3). Ausnahme hierbei sind die Beben bei Bergen. Diese liegen in ca. 10 km Tiefe und unterhalb des Bergener-Granits.

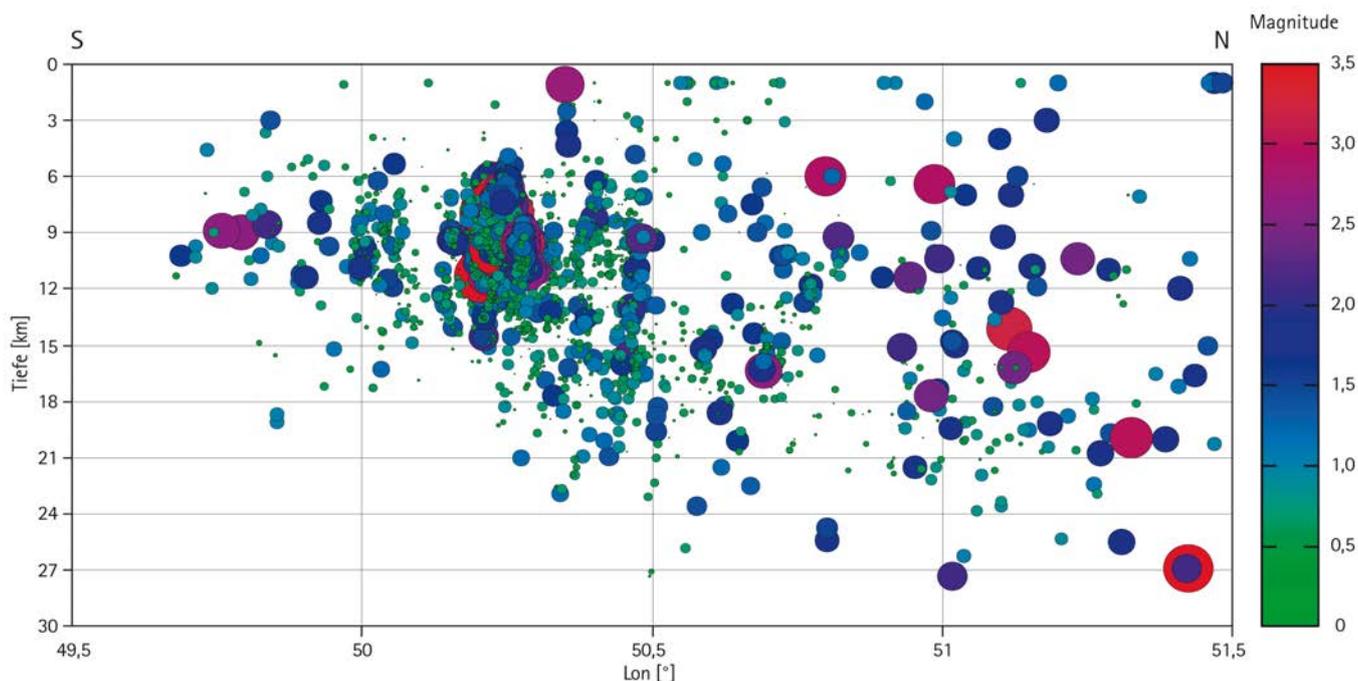


Abb. 7-3: Tiefenlage und Stärke von Erdbeben entlang der Leipzig-Regensburg-Zone. Die Tiefe der Beben nimmt nach Norden hin zu.

7.3 Schlussfolgerung/Ausblick

Die Erwartungen an das angewendete Verfahren wurden deutlich übertroffen; aufgrund der Adaption des Verfahrens wurden sehr gute Ergebnisse für die Berechnung der Herdmechanismen von Lokalbeben erzielt. Die erwartete Magnitudenschwelle von $M_L = 2$ konnte deutlich unterschritten werden und eine Anwendung auf noch schwächere Beben im Vogtland scheint möglich zu sein. Dafür sind aber weiterführende Änderungen im Inversionsalgorithmus nötig. Eine vorläufige Kurzinterpretation der Daten zeichnet ein deutliches Bild einer Nord-Süd-gerichteten Beben­tätigkeit. Auch konnten

Hinweise auf Nordwest-Südost-Strukturen gefunden werden. Alle gewonnenen Ergebnisse sind von hoher Qualität und Aussagekraft. Eine Auswertung von Herdmechanismen in dieser Güte bestand für dieses Untersuchungsgebiet bis jetzt nicht. Die aktuell durchgeführten Inversionen sind auch weltweit aktuellster Stand der Forschung und trafen auf internationalen Tagungen auf viel Zuspruch. Dies ist ein weiteres Beispiel für den besonderen Status, welchen der Seismologie-Verbund in der Erdbebenforschung innehat.

7.4 Literatur

DAHM, T., HEIMANN, S., FUNKE, S., WENDT, S., RAPPILBER, I., BINDI, D., PLENEFISCH, T. & COTTON, F. (2018): Seismicity in the block mountains between Halle and Leipzig, Central Germany: centroid moment tensors, ground motion simulation, and felt intensities of two $M \approx 3$ earthquakes in 2015 and 2017. — *J. Seismol.*, 22/4: 985–1003; doi.org/10.1007/s10950-018-9746-9.

GAEBLER, P. J. (2015): The influence of crustal heterogeneity on translational and rotational motions in the seismic coda. — Dissertation, 115 S.; Leipzig (Universität).

GRÜNTAL, G. & WAHLSTROEM, R. (2012): The European-Mediterranean Earthquake Catalogue (EMEC) for the last millennium. — *J. Seismol.*, 16/3: 535–570; DOI:10.1007/s10950-012-9302-y.

KORN, M., FUNKE, S., WENDT, S. (2008): Seismicity and seismotectonics of West Saxony – new insights from recent seismicity observed with the Saxonian seismic network. — *Studia geoph. et geodæt.*: 52: 479–492.

SEEBACH, K. v. (1873): Das Mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872. — 192 S., 2 Kart., 3 Taf; Leipzig (Verlag von H. Haessel).

8 1D-Krustenstruktur im Bereich West-Sachsen/Ost-Thüringen

MARCEL VAN LAATEN

Die Erdkruste ist die äußerste Schale der Erde und macht nur einen geringen Prozentsatz der gesamten Erdmasse aus. Die Mächtigkeit der kontinentalen Kruste variiert dabei meist zwischen 30 und 60 km. Aufgrund der geringeren Dichte der Kruste

ste gegenüber dem Erdmantel schwimmt die Kruste auf dem Mantel ähnlich wie ein Eisberg im Meer, weshalb die Kruste auch unter Gebirgen viel weiter hinab reicht als in flachen Regionen (Abb. 8-1).

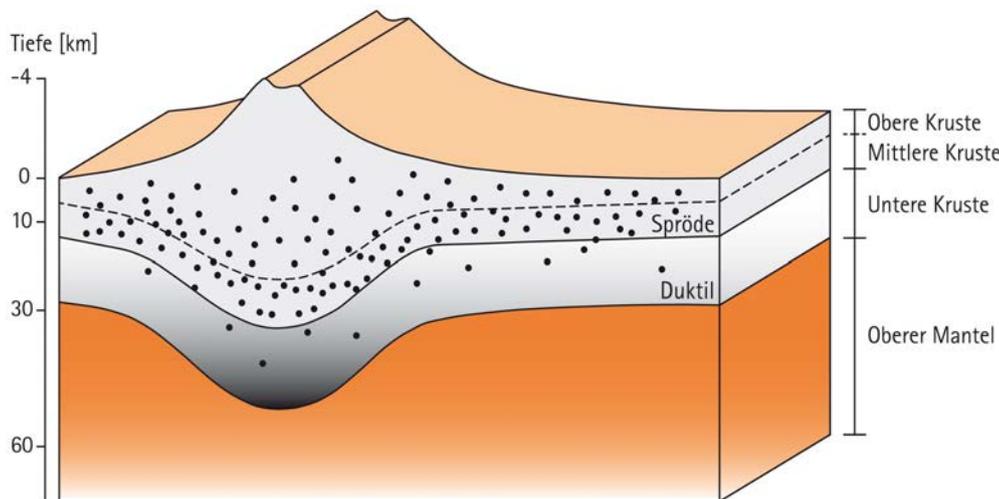


Abb. 8-1: Schematischer Aufbau der oberen Lithosphäre. Die Kruste kann in drei Teile gegliedert werden: die obere und mittlere Kruste (spröde) sowie die untere Kruste (duktile). Im spröden Bereich der Kruste kommen Erdbeben häufiger vor (schwarze Punkte). Unter Faltengebirgen nimmt die Mächtigkeit der Erdkruste zu.

Generell wird die Kruste anhand ihrer chemischen Zusammensetzung in drei Teile gegliedert: Die obere Kruste besteht hauptsächlich aus Sedimentgesteinen, die von metamorphen und magmatischen Gesteinen mit granitischer und granodioritischer Zusammensetzung unterlagert werden. Die mittlere Kruste baut sich aus felsischen Gneisen und Graniten auf und die untere Kruste besteht aus felsischen, hellen bis mafischen, dunklen Gesteinen wie etwa Granulit sowie basischen Intrusionen.

Die Gesteine nahe der Oberfläche verhalten sich dabei spröde, und zerbrechen bei Verformung. Das Verhalten der Gesteine ändert sich jedoch unter hohen Drücken und Temperaturen, die in den tieferen Bereichen der Kruste herrschen. Ab einer typischen Tiefe zwischen 10 bis 20 km verhalten sich Gesteine nicht mehr spröde, sondern duktil. Bei einer duktilen Verformung zerbrechen Gesteine nicht, sondern verhalten sich plastisch. Sie verformen sich, ohne zu zerbrechen, was einem Fließen im festen Zustand entspricht. Die Grenzzone vom spröden zum duktilen Verhalten der Kruste ist besonders im Bereich der Seismologie interessant und wird Conrad-Diskontinuität (CONRAD 1925, LOWRIE 1997) genannt. Durch das duktile

Fließverhalten sind Erdbeben unterhalb dieser Grenze seltener. Sie treten häufiger im spröden Bereich der Kruste auf.

Um Informationen über den tieferen Krustenbereich zu bekommen, bedarf es geophysikalischer Methoden, da mit einer Bohrung nur der obere Teil der Erdkruste punktuell abdeckt werden kann. Zum Vergleich: Die tiefste Bohrung Deutschlands, die Kontinentale Tiefbohrung (KTB) in der Oberpfalz, hat „nur“ eine Tiefe von 9,1 km erreicht. Mit Hilfe der Laufzeittomographie kann die Tiefe der verschiedenen Grenzübergänge der Kruste ermittelt werden, da Gesteine spezifische Ausbreitungsgeschwindigkeiten besitzen. Vereinfacht lässt sich die Methode wie folgt erklären: Sind die Herdzeit und das Hypozentrum eines Erdbeben sehr gut bekannt, kann auf die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen geschlossen werden. Dazu wird die Strecke, die die Erdbebenwelle vom Ort des Geschehens zur Messstation benötigt, durch die dazugehörige Laufzeit (Abb. 8-2, oben) geteilt. Die ermittelte Geschwindigkeit wird nun auf den Strahlenweg (Abb. 8-2, unten) verteilt. Da die Kruste nicht homogen ist und die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen sich zusätzlich mit der Tiefe ändert, benötigt man zur Ermittlung der Geschwindigkeit des Unter-

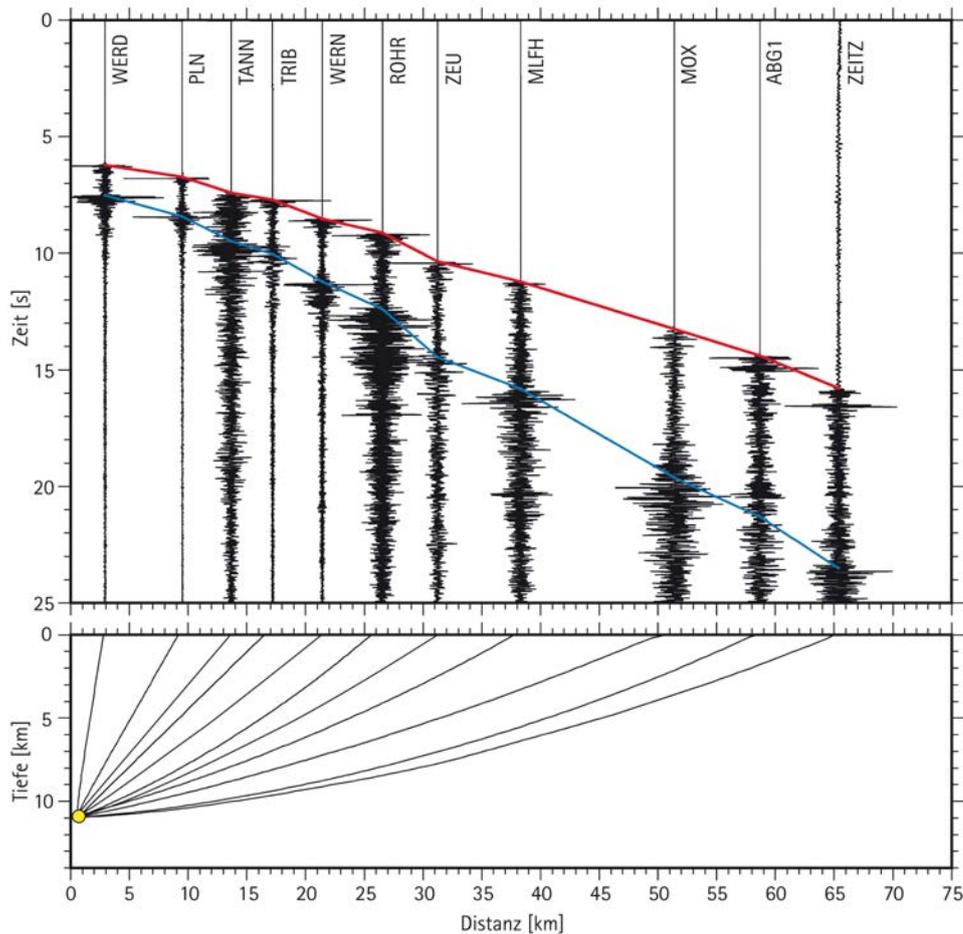


Abb. 8-2: Oben: Spurnormierte Laufzeit-Seismogramme eines registrierten Erdbebens bei Plauen am 14. 08. 2016 um 12:36:11 Uhr UTC mit einer Lokalmagnitude von 2,2 in Abhängigkeit der Entfernung der Stationen zum Erdbeben. Die rote Laufzeitkurve spiegelt die Laufzeit der P-Welle wider, die blaue Kurve die der S-Welle. Bei einer homogenen Geschwindigkeitsverteilung des Untergrundes wären die Laufzeitkurven Geraden. Unten: Strahlenverlauf der P-Welle von der Quelle (gelber Punkt) zu den Stationen (Stationsabkürzungen s. Kap. 3).

grundes eine Vielzahl von Erdbeben in unterschiedlichen Tiefen. Oberflächennahe Erdbeben geben dabei Auskunft über den Abschnitt nahe der Erdoberfläche. Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Wellen sind dort meist niedriger als in tieferen Bereichen. Um die gemittelte Geschwindigkeit eines tiefer liegenden Erdbebens, wie sie aus der Weg-Zeit-Relation erzielt wurde, zu erklären, bedarf es zum Ausgleich der oberflächennahen, langsamen Schicht einer Anhebung der Geschwindigkeiten im tieferen Bereich. Wird dies für mehrere Erdbeben durchgeführt, kann ein Modell erstellt werden, welches die Ausbreitungsgeschwindigkeiten in der Kruste widerspiegelt. Zusätzlich ermöglicht die Erstellung eines guten Geschwindigkeitsmodells eine genauere Ortung der Erdbeben in der Region.

Für die Region Vogtland/NW-Böhmen wurde bereits ein 1D-Geschwindigkeitsmodell durch MOUSAVI et al. (2015) erstellt. Die hiesige Untersuchung beschäftigt sich mit dem Bereich West-Sachsen/Ost-Thüringen, welcher sich nördlich an die Region Vogtland/NW-Böhmen anschließt. Sie wurde mit dem Programmpaket VELEST (KISSLING et al. 1995) durchgeführt. Das Ergebnis dieser Untersuchung zeigen Abb. 8-3 und Tab. 8-1 mit dem jeweiligen Geschwindigkeitsmodell der P- und S-Welle sowie dem Verhältnis dieser beiden unterhalb der Station Schönfels (SCHF) nahe Zwickau.

Oberflächennah dominieren Sedimente und verwitterte metamorphe Gesteine. In einer Tiefe von 1–2 km kommt es zu einem ersten Anstieg der Wellengeschwindigkeiten. Bis zur Tiefe von 11 km bleibt die P-Wellengeschwindigkeit relativ konstant bei 5,84 km/s und die S-Wellengeschwindigkeit nimmt leicht zu, was wiederum dazu führt, dass das v_p/v_s -Verhältnis mit der Tiefe leicht sinkt. Dieser Abschnitt spiegelt die obere Kruste wider. Bei einer Tiefe von 11 km steigt die P-Wellengeschwindigkeit auf 6,12 km/s an, während die S-Wellengeschwindigkeit weiterhin nur leicht zunimmt. Das v_p/v_s -Verhältnis ist dadurch recht konstant, was insgesamt den Bereich der mittleren Kruste widerspiegelt. In der Tiefe von 19 km gibt es einen weiteren Sprung in der P-Wellengeschwindigkeit auf 6,33 km/s, was sich auch im Verhältnis v_p/v_s bemerkbar macht. Dieser sprunghafte Geschwindigkeitsanstieg zeigt die Conrad-Diskontinuität; unterhalb dieser Grenze beginnt die untere Kruste. Dies macht sich ebenfalls durch einen Anstieg im Verhältnis v_p/v_s bemerkbar. Daraus lässt sich schlussfolgern, dass der Übergang von spröder zu duktiler Kruste im Bereich der Station SCHF in einer Tiefe von 19 km liegt und Erdbeben dort eher oberhalb dieser Grenze zu erwarten sind.

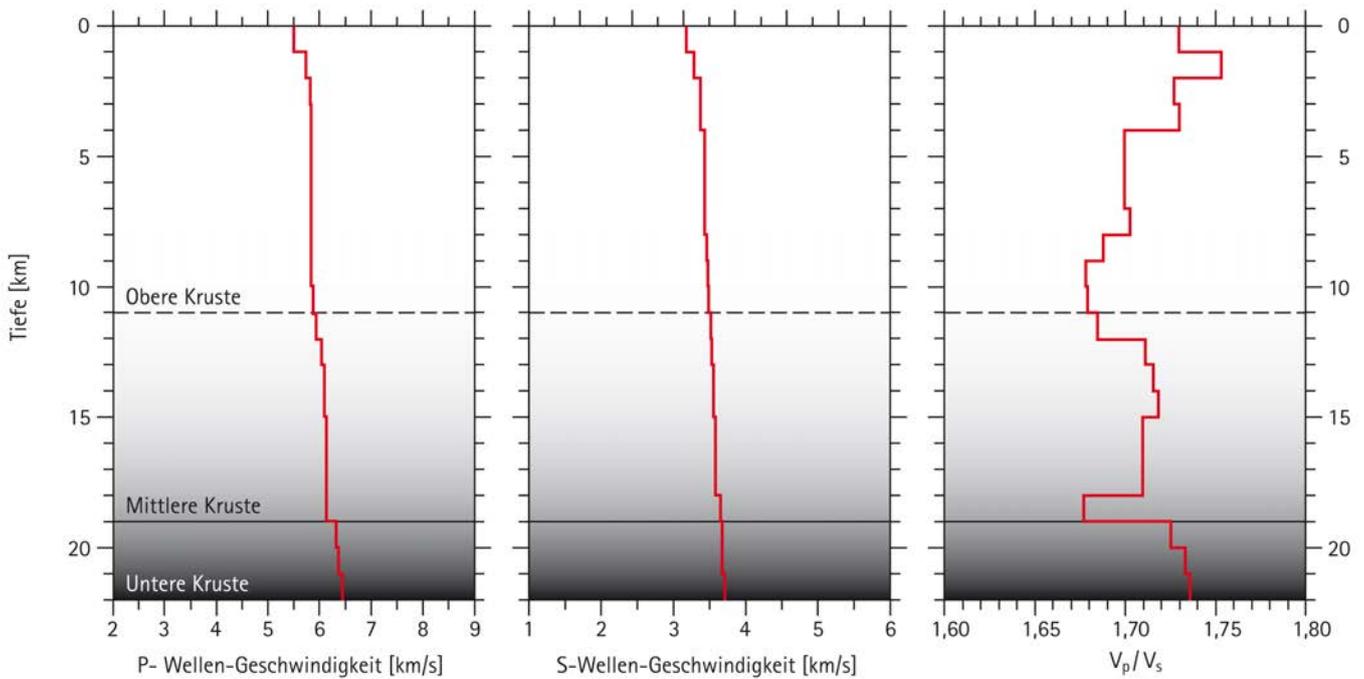


Abb. 8-3: 1D-Geschwindigkeitsmodelle für P-Welle (v_p) und S-Welle (v_s) sowie das Verhältnis der Geschwindigkeiten von P- zu S-Welle (v_p/v_s) für den Bereich West-Sachsen/Ost-Thüringen. Die unterschiedlichen Abschnitte der Kruste sind dabei eingefärbt.

Tab. 8-1: 1D-Geschwindigkeitsmodell unterhalb der Station Schönfels (SCHF).

Tiefe [km]	v_p [km/s]	v_s [km/s]
0	5,50	3,18
1	5,75	3,28
2	5,82	3,37
3	5,83	3,37
4	5,83	3,43
5	5,83	3,43
6	5,83	3,43
7	5,84	3,43
8	5,84	3,46
9	5,84	3,48
10	5,86	3,49
11	5,93	3,52
12	6,04	3,53
13	6,09	3,55
14	6,10	3,55
15	6,12	3,58
16	6,12	3,58
17	6,12	3,58
18	6,12	3,65
19	6,33	3,67
20	6,36	3,67
21	6,44	3,71

Literatur

CONRAD, V. (1925): Laufzeitkurven des Tauernbebens vom 28. Nov. 1923. – Mitteilungen der Erdbeben-Kommission, Neue Folge 59: 1–23; Wien (Akademie der Wissenschaften).

KISSLING, E.; KRADOLFER, U. & MAURER, H. (1995): VELEST User's Guide Short-Introduction. – Zürich (ETH, Institute of Geophysics and Swiss Seismological Service).

LOWRIE, W. (1997): Fundamentals of Geophysics. – 149 S.; Cambridge.

MOUSAVI, S.; BAUER, K.; KORN, M. & HEJRANI, B. (2015): Seismic tomography reveals a mid-crustal intrusive body, fluid pathways and their relation to the earthquake swarms in West Bohemia/Vogtland. – Geophys. J. Int., 203: 1113–1127; Oxford.

Begriffserklärungen

Automatische Auswertung	Bei der automatischen Auswertung werden die Signale der seismischen Messstationen kontinuierlich ausgewertet und bei Beben die Herdkoordinaten ermittelt. In Mitteldeutschland wird das automatische Ortungssystem ↗SeisComp3 verwendet. Auf Grund der ausschließlich technischen Auswertung sind Fehlbestimmungen nicht ausgeschlossen. Daher müssen die Ergebnisse durch die manuelle Auswertung eines erfahrenen Seismologen bestätigt werden.
b-Wert	Der b-Wert gibt die Steigung der Magnitudenhäufigkeitsverteilung, d.h. das Verhältnis von kleinen zu großen Beben innerhalb einer Region an. Das zahlenmäßige Verhältnis von kleinen zu großen Beben weist charakteristische Unterschiede in den einzelnen Regionen auf.
Bodenunruhe, mikroseismisch	mehr oder weniger quasistationäre, relativ kurzperiodische Bodenbewegung, die vorwiegend durch die Tätigkeit des Menschen wie Industrie und Verkehr hervorgerufen wird (auch als Rauschen bezeichnet), stört die seismischen Aufzeichnungen
Cluster	eine Anzahl von gleichartigen Ereignissen, die räumlich oder zeitlich eng beieinander liegen
EMS	Europäische Makroseismische Skala, 1998 eingeführt ↗Intensität
Epizentralintensität I_0	maximale Schütterwirkung an der Erdoberfläche
Epizentralentfernung D	Entfernung eines Punktes der Erdoberfläche vom ↗Epizentrum
Epizentrum	senkrechte Projektion der Lage des ↗Hypozentrums auf die Erdoberfläche
Erdbebengefährdung	statistisch ermittelte Wahrscheinlichkeit für das Auftreten eines Erdbebens einer bestimmten Stärke
Erdbebenkatalog	Zusammenstellung von Erdbeben, die nach bestimmten Gesichtspunkten (z. B. Fühlbarkeit, Schadenswirkungen, Magnitude, Region) für Einzelaussagen und statistische Bearbeitung ausgewählt worden sind. Unter regionalen Gesichtspunkten gibt es u.a. den Katalog für Deutschland einschließlich seiner Randgebiete sowie den für das Vogtland.
Erdbebenschwarm	Er besteht aus vielen Ereignissen, den ↗Schwarmbeben. Sie ereignen sich innerhalb einer kurzen Zeitspanne und die Herde konzentrieren sich auf ein kleines Volumen. Die Mehrzahl von ihnen ist sich ähnlich bezüglich des Herdvorgangs. Das energiestärkste ↗Hauptbeben, hebt sich wenig von den weiteren Beben mit vergleichbarer Energie ab.
Erdbebenserie	Das ist eine Folge von Erdbeben, die im zeitlichen Zusammenhang mit einem ↗Hauptbeben steht. Zu ihr gehören vergleichsweise wenige ↗Vorbeben, das ↗Hauptbeben und viele ↗Nachbeben. Im Gegensatz zum ↗Erdbebenschwarm ist die Magnitude des Hauptbebens deutlich größer als die der begleitenden Beben.
Erdbebenzone	Gebiet, in dem sich Erdbeben besonders konzentrieren. Weltweite Hauptzonen sind die zirkumpazifische, die mediterran-transasiatische und die mittelozeanische Zone.
GRSN	German Regional Seismological Network (Deutsches Regionalnetz seismologischer Breitbandstationen)
Hauptbeben	stärkstes Erdbeben einer ↗Erdbebenserie

Herddaten	Angaben zur Zeit (↗Herdzeit), zum Ort (Koordinaten des ↗Epizentrums), zur Tiefe (↗Herdtiefe) des ↗Hypozentrums und zur Energie (↗ Magnitude oder/und ↗Moment) eines seismischen Ereignisses
Herdflächenlösungen	sind aus Azimut (Streichen), Einfallswinkel (Fallen) und Schwingungsrichtung des ersten Einsatzes der eintreffenden Wellen an mehreren Stationen bestimmte Darstellungen für den Herdmechanismus. Die Diagramme (Beachbälle) zeigen den zugrundeliegenden Störungsmechanismus: Aufschiebung, Abschiebung oder Horizontalverschiebung (↗Strike-Slip).
Herdtiefe	Tiefe des Erdbebenherdes unter der Erdoberfläche. Weltweit unterscheidet man zwischen Flachbeben (bis 70 km tief), mitteltiefen Beben (zwischen 70 und 300 km) und Tiefbeben (tiefer als 300 km)
Herdzeit	bei natürlichen Erdbeben nur nachträglich bestimmbarer Beginn des Herdprozesses, bei Sprengungen und Explosionen der direkt messbare Zeitpunkt der Auslösung
Hypozentrum	räumliche Lage des punktförmig angenommenen Erdbebenherdes, wird mit Hilfe der Auswertungen von mindestens vier Seismogrammen bestimmt
Induzierte Seismizität	umfasst durch menschliche Aktivitäten verursachte Erdbeben z. B. infolge untertägigen Bergbaus, der Anlage von Stauseen, des Einpressens von Fluiden in den Untergrund oder von Sprengungen und Nukleartests
Intensität	beschreibt, wie Erdbeben durch Menschen wahrgenommen werden oder sich auf Gebäude und Natur ausgewirkt haben. Diese Einschätzung ist subjektiv. Teilobjektivierung erfolgt durch die Einordnung in eine ↗Intensitätsskala
Intensitätsskala	mit ihrer Hilfe wird die beobachtete ↗Intensität in 12 Stufen klassifiziert, ↗MSK-Skala, ↗EMS-Skala
Magnitude	von Charles Richter 1935 eingeführt (↗Richter-Skala). Wird aus der gemessenen Erschütterungsamplitude berechnet. Ursprünglich für relativ nahe Beben definiert. Für Entfernungen bis 1000 km wird eine sogenannte Lokalmagnitude (M_L) bestimmt. Zum Vergleich weiter entfernter Beben wird die Raumwellenmagnitude (m_B) benutzt. Die Magnitude steht in einer Beziehung zur seismischen Energie, die bei einem Erdbeben freigesetzt wird. Ganz nahe schwache in Herdnähe beobachtete Beben können negative Magnituden haben. Für die stärksten Beben, die nur sehr selten an wenigen Stellen der Erde auftreten, wurden Magnituden bis 9,5 berechnet.
Makroseismik	Sammlung und Bewertung der vom Menschen gefühlten Wirkungen eines Erdbebens und der sichtbaren Auswirkungen auf Gebäude und Natur – da ohne instrumentelle Grundlage subjektiv beeinflusst
MEZ	Mitteleuropäische Zeit; MEZ = ↗UTC + 1 Stunde
MESZ	Mitteleuropäische Sommerzeit = ↗UTC + 2 Stunden
Mikroseismik	Schwache seismische Wellen. (1) Im Gegensatz zur Makroseismik alle Methoden, die auf der instrumentellen Aufzeichnung von Erdbeben beruhen. (2) Bodenumruhe/seismisches Rauschen ausgelöst durch Verkehr, Industrie und Windkraftanlagen, aber auch die Fernwirkung der Brandung an den Meeresküsten und teilweise der Erdbeben.
Moment, seismisches	Produkt aus der Scherfestigkeit des Gesteins, in dem das Erdbeben stattfindet, der Größe der Bruchfläche des Erdbebens und der mittleren Verschiebung entlang der Bruchfläche. Es ist ein Maß für die Bebenstärke.
Monitoring	ständige Beobachtung
MSK	In Europa weit verbreitete Skala zur Klassifizierung von beobachteten ↗Intensitäten. 1964 von Medwediev (Moskau), Sponheuer (Jena) und Karnik (Prag) veröffentlicht.
Nachbeben	schwächere Erdbeben, die sich in einer ↗Erdbebenserie nach dem Hauptbeben ereignen
Raumwellen	sind elastische (seismische) Wellen, die sich durch das Erdinnere ausbreiten. Sie können als Kompressionswelle (P-Welle oder Longitudinalwelle – breitet sich im Vergleich zu anderen Wellen am schnellsten aus, die Bodenteilchen werden in Ausbreitungsrichtung

der Welle bewegt) oder als Scherwelle (S-Welle oder Transversalwelle, die Bodenteilchen schwingen senkrecht zur Ausbreitungsrichtung der Welle) auftreten. Im Gegensatz zu Raumwellen breiten sich Oberflächenwellen immer entlang der Erdoberfläche aus und klingen mit der Tiefe ab.

Richter-Skala	für Erdbeben, basierend auf Amplituden von Seismogrammaufzeichnungen, Definition der ↗Magnitude durch Charles Richter
Schüttergebiet	Fläche, in der ein Beben gespürt worden ist
Schütterradius	mittlerer Radius des ↗Schüttergebietes
Schwarmbeben	↗Erdbebenschwarm
SeisComp3	“Seismological Communication Processor” („Erdbebenmeldeanlage“), Softwarepaket des Helmholtz-Zentrums Geoforschungszentrum Potsdam. Durch den modularen Aufbau der Software kann sie viele Teilaufgaben bei der Erfassung und Überwachung der Erdbeben-tätigkeit übernehmen, z.B. Erfassung, Speicherung und Bereitstellung der kontinuierlichen elektronischen Seismogramme an der Erdbebenstation, zeitnahe Übertragung der elektronischen Seismogramme ins Leipziger Datenzentrum, Weitergabe der elektronischen Seismogramme an weitere Datenzentren, automatische Erkennung von Erdbeben (De- tektion) und deren Ortung, manuelle Nachauswertung, automatische Alarmierung aus- gewählter Erdbeben, z.B. per E-Mail und SMS, Archivierung der kontinuierlichen elektro- nischen Seismogramme sowie der automatischen und manuellen Auswertergebnisse
Seismik	Verfahren zur Feststellung von Form, Lage und Eigenschaften geologischer Körper (bevor- zugt Lagerstätten, Baugrund) mit künstlich angeregten elastischen Wellen (durch Spreng- ung, Schlag, Vibration); häufig auch als Sprengseismik bezeichnet
Seismisches/seismologisches Netz	mehrere ↗seismische Stationen, die meist an mehreren Orten für ein gemeinsames For- schungs- bzw. Beobachtungsziel betrieben werden
Seismische/seismologische Station	Messstelle zur Aufzeichnung von natürlichen Erderschütterungen
Seismizität	Bezeichnung für die Erdbeben-tätigkeit in Raum, Zeit und nach freigesetzter Energie, meist auf ein bestimmtes Gebiet bezogen
Seismograf	Messgerät zur Registrierung von Bodenbewegungen. Er besteht (1) aus dem ↗Seismo- meter und (2) dem Aufzeichnungssystem in Form einer Anzeige und/oder Speicherung des Signals.
Seismogramm	analoge oder digitale Aufzeichnung der Bodenbewegung, erhalten von einem ↗Seismo- grafen, als Funktion der Zeit
Seismologie	(griech. seismos = Erderschütterung): Erdbebenkunde; Wissenschaft von Erdbeben; Teil- gebiet der Geophysik
Seismometer	bestehend aus (1) einem seismischen Sensor, der auf die Bodenbewegung reagiert und (2) einem Wandler, der diese Reaktion in ein Signal für die Aufzeichnung transformiert
Störung	Trennfuge im Gesteinsverband, an der eine Verstellung angrenzender Schollen stattge- funden hat
Strike-Slip	Horizontalverschiebung (Seitenverschiebung, Blattverschiebung). Tektonische Störung, bei der die Schollen aneinander vorbeigleiten.
SXNET	seismologisches Sachsenetz mit den Stationen von Sachsen-Anhalt
TSN	Thüringer Seismologisches Netz
UTC	(Abkürzung für engl. Universal Time Coordinated = »Koordinierte Weltzeit«): früher GMT (Greenwich Mean Time = »mittlere Greenwich-Zeit«). Sie ist auf den Nullmeridian, der durch Greenwich verläuft, bezogen. Koordinierung bedeutet, dass bei Notwendigkeit Schaltsekunden eingefügt werden. UTC ↗MEZ -1 Stunde
Vorbeben	schwächere Erdbeben, die sich in einer ↗Erdbebenserie vor dem Hauptbeben ereignen

Fragebogen zur Erdbebenbeobachtung

Wichtige Größen für die Einschätzung eines Erdbebens sind die Ausdehnung des Schüttergebietes und die Intensität. Ziel ist die (subjektive) Bewertung der Stärke eines Bebens aus den Wahrnehmungen von Personen und den beobachteten Auswirkungen auf Natur und Gebäude. Dabei sind Wissenschaftler und Behörden nach einem Erdbeben auf die Unterstützung durch die Bevölkerung angewiesen.

Zur Meldung der Beobachtungen zu Erdbebenwirkungen kann der nebenstehende Fragebogen verwendet und an eine der unten aufgeführten Institutionen gesendet werden. Bitte teilen Sie mit, was Sie bemerkt haben und gegebenenfalls, was andere in Ihrer Nähe bemerkt haben, z. B. im selben Gebäude oder in der Nachbarschaft. Berücksichtigen Sie jedoch keine Auswirkungen von anderen Orten und keine Auswirkungen, über die Sie in den Nachrichten gelesen oder gehört haben. Auch wenn Sie das Erdbeben nicht wahrgenommen haben, ist dies eine wichtige Information. Das Ausfüllen des Fragebogens ist freiwillig. Es werden keine personenbezogenen Daten erfasst. Zur Beantwortung benötigen Sie ca. 4 Minuten.

Bitte senden Sie den ausgefüllten Fragebogen an eine der am Seismologie-Verbund Mitteldeutschlands beteiligten Institutionen:

Sächsisches Landesamt für Umwelt,
Landwirtschaft und Geologie
Postfach 54 01 37
01311 Dresden
poststelle.lfulg@smul.sachsen.de

Thüringer Landesamt für Umwelt,
Bergbau und Naturschutz
Göschwitzer Straße 41
07745 Jena
poststelle@tlubn.thueringen.de

Landesamt für Geologie und Bergwesen
Sachsen-Anhalt
Köthener Straße 38
06118 Halle
poststelle@lagb.mw.sachsen-anhalt.de

Universität Leipzig
Geophysikalisches Observatorium Collm
04779 Wermsdorf
wendt@rz.uni-leipzig.de
pbuchholz@rz.uni-leipzig.de

TU Bergakademie Freiberg
Observatorium Berggießhübel
Giesensteiner Straße 8
01816 Bad Gottleuba OT Berggießhübel
brg@geophysik.tu-freiberg.de

Friedrich-Schiller-Universität Jena
Institut für Geowissenschaften
Burgweg 11
07749 Jena
geowissenschaften@uni-jena.de

Erdbeben-Fragebogen

Dieser Fragebogen erfasst Angaben über die Auswirkungen eines Erdbebens. Bitte teilen Sie mit, was Sie bemerkt haben und gegebenenfalls, was andere in Ihrer Nähe bemerkt haben, z. B. im selben Gebäude oder in der Nachbarschaft. Berücksichtigen Sie jedoch keine Auswirkungen von anderen Orten und keine Auswirkungen, über die Sie in den Nachrichten gelesen oder gehört haben. Auch wenn Sie das Erdbeben nicht wahrgenommen haben, ist dies eine wichtige Information.

Das Ausfüllen des Fragebogens ist freiwillig. Es werden keine personenbezogenen Daten erfasst. Zur Beantwortung benötigen Sie ca. 4 Minuten.

Datum des Erdbebens: [.....]

Uhrzeit: [.....]

Haben Sie das Erdbeben wahrgenommen?

- Ja** – Bitte füllen Sie alle Abschnitte aus
 Nein – Bitte füllen Sie nur Abschnitt A aus

Abschnitt A – Aufenthaltsort

1. Wo befanden Sie sich zum Zeitpunkt des Erdbebens?

Adresse (Postleitzahl, Ort, evtl. Ortsteil, Straße, Hausnummer, ggf. Land)
.....

- Im Freien
 In einem stehenden Fahrzeug
 In einem Gebäude; Wenn ja, in welchem Stockwerk?
 In einem fahrenden Fahrzeug Sonstiges

2. Was taten Sie?

- Sitzen / Liegen
 Schlafen und nicht erwacht
 Stehen / In Bewegung
 Schlafen und erwacht

3. Haben andere Personen in der Nähe das Erdbeben wahrgenommen?

- Niemand bemerkte es
 Wenige oder einige Personen bemerkten es (weniger als 20 %)
 Viele Personen bemerkten es (20 % bis 50 %)
 Die meisten Personen bemerkten es (mehr als 50 %)
 Ich weiß nicht, ob andere Personen es bemerkt haben / Es war niemand in der Nähe

Abschnitt B – Auswirkungen auf Menschen

4. Was beschreibt Ihre Wahrnehmungen am besten?

- Nichts wahrgenommen
 Geräusch gehört, aber keine Erschütterung gespürt
 Sehr schwache Erschütterung
 Schwache Erschütterung
 Mäßig starke Erschütterung
 Starke Erschütterung
 Sehr starke Erschütterung

5. Wie haben Sie reagiert?

- Keine Reaktion
 Sehr schwache Reaktion
 Schwache Reaktion
 Leicht erschrocken
 Sehr erschrocken
 Panik

6. Ist jemand in Ihrer Nähe aus Angst ins Freie gelaufen?

- Niemand
 Wenige oder einige (weniger als 20 %)
 Viele (20 % bis 50 %)
 Die meisten (mehr als 50 %)
 Ich weiß nicht

7. War es schwierig zu stehen oder gehen?

- Nein
 Ja
 Ich weiß nicht

Abschnitt C – Auswirkungen auf Gegenstände, Gebäude, usw.

8. Haben Sie Folgendes bemerkt?

	Nein	Sehr gering / Einzelne	Gering / Wenige	Mäßig / Einige	Stark / Viele	Sehr stark / Die meisten	Ich weiß nicht
Fenster / Türen klapperten	<input type="checkbox"/>						
Geschirr oder andere Gegenstände klapperten	<input type="checkbox"/>						
Gegenstände pendelten	<input type="checkbox"/>						
Türen schlugen auf und zu	<input type="checkbox"/>						
Bilder wurden verschoben	<input type="checkbox"/>						
Bilder fielen von der Wand	<input type="checkbox"/>						
Kleine Gegenstände wurden verschoben oder fielen um	<input type="checkbox"/>						
Bücher oder andere Gegenstände fielen aus Regalen o.ä.	<input type="checkbox"/>						
Möbel wurden verschoben	<input type="checkbox"/>						
Möbel fielen um	<input type="checkbox"/>						

9. Haben Sie die folgenden Gebäudeschäden festgestellt?

	Nein	Sehr gering / Einzelne	Gering / Wenige	Mäßig / Einige	Stark / Viele	Sehr stark / Die meisten	Ich weiß nicht
Risse im Innenputz	<input type="checkbox"/>						
Herabgefallener Wand- oder Deckenputz	<input type="checkbox"/>						
Herabgefallene Deckenverkleidung / Lampen	<input type="checkbox"/>						
Risse in Außenwänden	<input type="checkbox"/>						
Gesprungene oder zerbrochene Fenster	<input type="checkbox"/>						
Beschädigte Schornsteine	<input type="checkbox"/>						

Aus welchem Material ist das Gebäude hauptsächlich gebaut?

- Mauerstein
 Naturstein
 Beton
 Stahl
 Holz
 Anderes / unbekannt
 Baujahr 1950 oder jünger?
 Baujahr älter als 1950?

10. Haben Sie größere strukturelle Schäden festgestellt wie Einsturz von Wänden, Abtrennen von Gebäudeteilen, Versatz des Gebäudes vom Fundament, Einsturz von Gebäuden?

- Nein
 Ja
 Ich weiß nicht

11. Haben Sie Schäden an frei stehenden Mauern (Garten, Feld) oder Ähnlichem festgestellt?

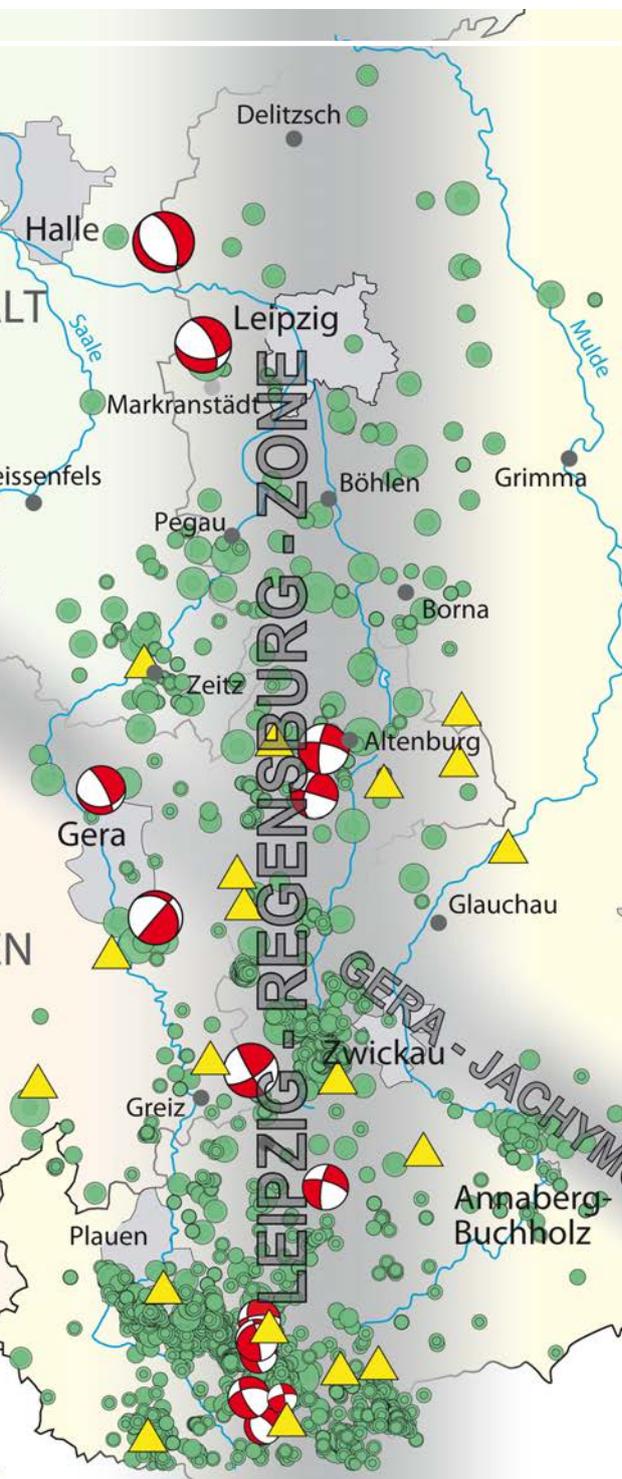
- Nein
 Sehr gering / Einzelne
 Gering / Wenige
 Mäßig / Einige
 Stark / Viele
 Sehr stark / Die meisten
 Ich weiß nicht

12. Haben Sie weitere Hinweise zu den Auswirkungen des Erdbebens, die nützlich sein könnten?

.....

.....

Stand November 2013. Arbeitskreis Seismologische Auswertung der Arbeitsgruppe Seismologie des Forschungskollegiums Physik des Erdkörpers (FKPE). Auf Grundlage des „Earthquake Questionnaire“ der European Seismological Commission Working Group „Macroseismology“.



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

Redaktion:

Ivo Rappsilber & Dorina Domigall

Autoren:

Petra Buchholz, Hortencia Flores Estrella, Sigward Funke, Michael Korn, Nikolaus Lerbs, Lutz Sonnabend, Siegfried Wendt
 (Universität Leipzig, Institut für Geophysik und Geologie)
 Falk Hänel, Olaf Hellwig
 (TU Bergakademie Freiberg, Institut für Geophysik und Geoinformatik)
 Thomas Burghardt, Marcel van Laaten, Dirk Schönwald, Ulrich Wegler
 (Friedrich-Schiller Universität Jena, Institut für Geowissenschaften)
 Dorina Domigall, Ottomar Krentz, Brunhild Witthauer
 (Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie Sachsen)
 Jörg Martin, Ina Pustal
 (Thüringer Landesamt für Umwelt, Bergbau und Naturschutz)
 Ivo Rappsilber
 (Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt)

Kartographie:

Astrid Engelhardt, Bärbel Schmidt
 (Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie Sachsen)

Titelbild:

Erdbeben und berechnete Herdflächenlösungen im Bereich der Leipzig-Regensburg-Zone

Redaktionsschluss:

31. 12. 2019

Gestaltung und Satz:

Ivo Rappsilber

Druck:

Landesamt für Bodenmanagement und Geoinformation Thüringen

Auflagenhöhe:

600 Exemplare

Bezug:

Diese Druckschrift kann kostenfrei bezogen werden bei:
 Zentraler Broschürenversand der Sächsischen Staatsregierung
 Hammerweg 30, 01127 Dresden
 Telefon: + 49 351 2103-671
 Telefax: + 49 351 2103-681
 E-Mail: publikationen@smul.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.