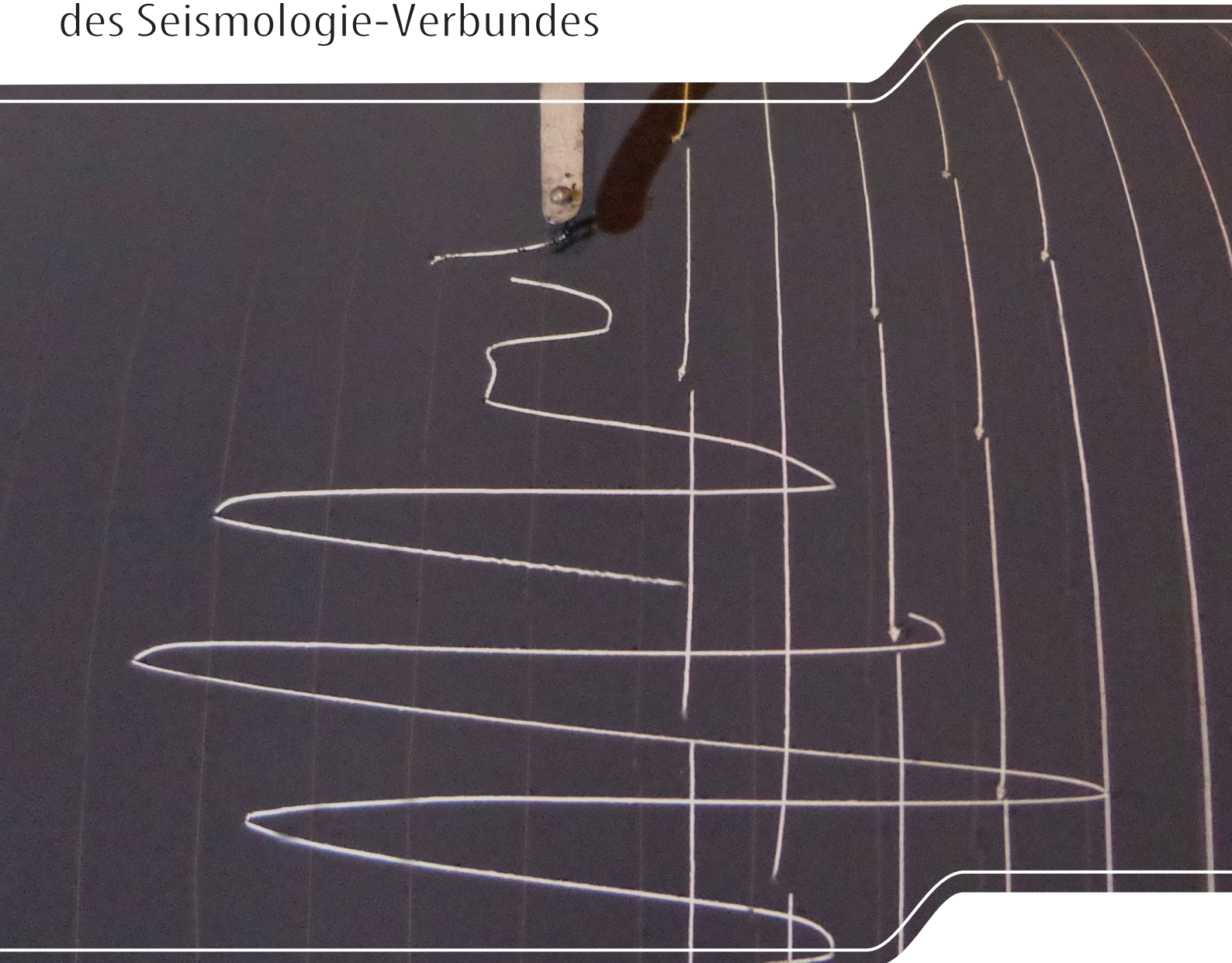




Erdbebenbeobachtung in Mitteldeutschland

Dreijahresbericht 2022 – 2024
des Seismologie-Verbundes



LANDESAMT FÜR UMWELT,
LANDWIRTSCHAFT
UND GEOLOGIE



Freistaat
SACHSEN

Freistaat
Thüringen



Landesamt für
Umwelt, Bergbau
und Naturschutz



SACHSEN-ANHALT

Landesamt für
Geologie und Bergwesen

Erdbebenbeobachtung in Mitteldeutschland

Dreijahresbericht 2022 – 2024
des Seismologie-Verbundes

Vorwort	5
1 Seismologische Überwachung in Mitteldeutschland	6
I. Rappsilber, I. Pustal & L. Sonnabend	
2 Seismische Aktivität in Mitteldeutschland (Sachsen, Sachsen-Anhalt und Thüringen) und im globalen Umfeld	7
2.1	Seismische Aktivität in Mitteldeutschland und in der nordwestlichen Tschechischen Republik S. WENDT & P. BUCHHOLZ
2.2	Seismizität in Thüringen J. SKAPSKI & R. ESEFELDER
2.3	Flutungsinduzierte Seismizität im Bereich der Uranerzgrube Schlema-Alberoda O. WALLNER & F. HÄNEL
2.4	Vergleich: Stärkste Erdbeben weltweit I. RAPPSILBER
3 Seismologische Netze in Mitteldeutschland	29
3.1	Sachsennetz (SXNET) mit den Stationen Sachsen-Anhalts L. SONNABEND, F. HÄNEL & I. RAPPSILBER
3.2	Zur Entwicklung des Thüringer Seismologischen Netzes (TSN) im Zeitraum 2022–2024 U. WEGLER, D. SCHÖNWALD & I. PUSTAL
4 Seismologische Auswertung in Mitteldeutschland	38
4.1	Automatische Auswertung von Erdbeben / Neues Datenzentrum an der TU Bergakademie Freiberg C. ALEXANDRAKIS-ZIEGER & F. HÄNEL
4.2	Seismologische Auswertung in Thüringen R. ESEFELDER
4.3	Überschallknall Zwickau 28. Juni 2023 S. FUNKE
5 Seismologische Arbeiten in Mitteldeutschland	48
5.1	Der Wiechert-Seismograf der Station Collm P. BUCHHOLZ
5.2	Die Collmer Fernbebenbank S. WENDT & P. BUCHHOLZ
5.3	Neue Möglichkeiten zur Untersuchung von Schwarmbeben durch ICDP-Eger Bohrlochstationen P. BÜYÜKAKPINAR, T. DAHM, M. OHRNBERGER, M. ISKEN, S. WENDT & S. FUNKE
5.4	Zur tektonischen Einordnung der Herzberg-Beben I. RAPPSILBER
Begriffserklärungen	66
Europäische Makroseismische Skala (EMS) - Kurzform -	69
Fragebogen zur Erdbebenbeobachtung	70

Vorwort

Mit diesem Heft wird ein kleines Jubiläum begangen: Im Jahr 2000 erschien der erste „Zweijahresbericht 1998–99 zur Erdbebenbeobachtung in Sachsen“. Es entstand eine kleine Reihe von inzwischen 10 Heften, die sich im Verlaufe der letzten 25 Jahre weiterentwickelte. Aus dem Zweijahresbericht wurden ab 2004 Dreijahresberichte. Da nach und nach auch Themen aus den Ländern Thüringen und Sachsen-Anhalt einfließen, erscheinen seit 2013 „Dreijahresberichte zur Erdbebenbeobachtung in Mitteldeutschland“.

Mit der Umbenennung wurde der gewachsenen Zusammenarbeit Rechnung getragen, die bei der seismologischen Überwachung Mitteldeutschlands praktiziert wird: Die geologischen Dienste Sachsens, Sachsen-Anhalts und Thüringens bündeln ihre Aktivitäten gemeinsam mit Universitäten, Unternehmen und weiteren Einrichtungen im Seismologie-Verbund zur Erdbebenbeobachtung. Die seismologischen Stationen der drei Länder sind zu einem Überwachungsnetz zusammengeschlossen. Die Auswertung der Erdbeben erfolgt in enger Zusammenarbeit. Die Erdbebeninformationen werden über einen gemeinsamen Internetauftritt und durch Publikationen der breiten Öffentlichkeit zur Verfügung gestellt.

Diese Broschüre informiert nicht nur über das seismische Geschehen in Mitteldeutschland, sondern auch über die bestehenden Monitoringnetze und über die laufenden seismologischen Arbeiten. So wurde auch in den zurückliegenden drei Jahren das seismologische Überwachungsnetz weiter ausgebaut und optimiert.

Die organisatorische Herausforderung in diesem Berichtszeitraum war die Übertragung der seismologischen Überwachung Sachsens und Sachsen-Anhalts von der Universität Leipzig an die TU Bergakademie Freiberg. Mit dem Rückzug der Universität Leipzig aus den Geowissenschaften wurde es notwendig, im Freiburger Institut für Geophysik und Geoinformatik ein seismologisches Datenzentrum einzurichten, in dem die Datenströme aus allen Stationen zusammenlaufen und ausgewertet werden.

Die laufende Erfassung des seismischen Geschehens ist eine wichtige Aufgabe unserer geologischen Dienste. Ein Echtzeitmonitoringsystem ermöglicht die sofortige Information nach einem Erdbeben. Sowohl die Bevölkerung als auch Wirtschaft und Behörden können zeitnah kompetente Aussagen zu den seismischen Ereignissen erwarten.

Dass die Erdbebenaktivität in Mitteldeutschland im Vergleich zum Weltgeschehen zwar gering aber doch nicht zu vernachlässigen ist, zeigt ein Blick in dieses Heft: Eines der stärksten Beben im Berichtszeitraum ereignete sich am 18. Oktober 2023 bei Herzberg mit einer Magnitude von 3,0; im Verlauf der Leipzig-Regensburg-Zone wurden mehr als 100 Beben registriert und im Bereich des Vogtlandes und der nordwestlichen Tschechischen Republik gab es 40 Beben mit Magnituden von 1,9 bis 3,1. Selbst der Einsturz der Carolabrücke in Dresden am 11. 9. 2024 konnte durch Seismogrammaufzeichnungen zeitlich fixiert werden.



Heinz Bernd Bettig
Präsident des Sächsischen Landesamtes
für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie



Andrea Manz
Präsidentin des Thüringer Landesamtes
für Umwelt, Bergbau und Naturschutz



Uwe Schaar
Präsident des Landesamtes für
Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt

1 Seismologische Überwachung in Mitteldeutschland

I. RAPPSILBER, I. PUSTAL & L. SONNABEND

Die seismologische Überwachung der Bundesländer liegt in Länderhoheit. In den drei mitteldeutschen Ländern Sachsen, Sachsen-Anhalt und Thüringen haben sich die geologischen Dienste zusammen mit Universitäten, Unternehmen und weiteren Einrichtungen im Seismologie-Verbund zur Erdbebenbeobachtung zusammengeschlossen:

- ◆ 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,
- ◆ Wismut GmbH und
- ◆ Landestalsperrenverwaltung des Freistaates Sachsen.

Die Erdbebentätigkeit in Mitteldeutschland konzentriert sich hauptsächlich auf den Grenzbereich zwischen Sachsen, Sachsen-Anhalt und Thüringen (Abb. 2.1-1). Jedes Land betreibt seine eigenen seismologischen Stationen; die Zusammenarbeit bei Installation, Betrieb und Auswertung gewährleistet eine optimale Netzabdeckung (Abb. 3.1-1) des mitteldeutschen Bebengebietes.

Auf diese Weise betreibt der Seismologie-Verbund ein seismisches Stationsnetz, das ständig den Bedürfnissen angepasst und optimiert wird, als Gemeinschaftsaufgabe. Die Registrierungen der Stationen aller drei Länder fließen in eine gemeinsame Auswertung ein. So wird die schnelle Bestimmung der wichtigsten Herdparameter wie Epizentrum und Magnitude im Falle stärkerer Beben länderübergreifend gewährleistet.

Darüber hinaus besteht eine intensive Zusammenarbeit mit den Geologischen Diensten der Nachbarländer und mit der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR). Die BGR betreibt auch das Deutsche Regionalnetz seismologischer Breitbandstationen (GRSN). Das seismologische Datenzentrum der BGR ist die zentrale Sammelstelle und das Datenarchiv der verschiedensten seismologischen Einrichtungen in Deutschland.

Die zeitnahe Bereitstellung von Informationen über das seismische Geschehen in Mitteldeutschland wird insbesondere im Falle stärkerer Erdbeben von der Öffentlichkeit, den Medien und von Behörden erwartet. Neben den Informationswegen über bestimmte Meldekettens in den einzelnen Ländern ist der gemeinsame Internetauftritt des Seismologie-Verbundes ein wichtiger Baustein. Federführend ist das Thüringer Landesamt für Umwelt, Bergbau und Naturschutz. Auf seiner Internetseite können interaktive Karten oder Listen zu aktuellen und älteren Erdbeben, die Tagesplots der Online-Stationen und Seismogrammabschnitte abgerufen werden. Auch die Standorte der seismologischen Stationen werden dargestellt und erläutert.

<https://antares.thueringen.de/cadenza/>

Parallel können die ständig aktualisierten Tagesplots auch auf folgender Internetseite eingesehen werden:

<https://tu-freiberg.de/geophysik/seismik-und-seismologie/seismologie-verbund>

Das Monitoring der seismisch aktiven Gebiete innerhalb Mitteldeutschlands verbessert die Datenbasis für Risikoanalysen, die letztlich auch die Grundlage für die Abgrenzung von Erdbebenzonen nach DIN EN 1998-1/NA ist. In dieser Erdbebennorm ist ein Gebiet im Dreiländereck als Erdbebenzone eingestuft, das vom Vogtland bis in den Südraum Leipzig/Halle im Wesentlichen dem Verlauf der Leipzig-Regensburg-Zone folgt. Erdbebenkataloge zeigen, dass es in diesem Gebiet in der Vergangenheit durchaus schon zu Erdbeben mit Intensitäten von 7 bis 8 beziehungsweise Magnituden im Bereich von 5 kam. So ist es nur folgerichtig, dieses Gebiet möglichst genau abzugrenzen und mit entsprechenden Bauvorschriften sicherzustellen, dass dort die Gebäude den möglicherweise zu erwartenden Erschütterungen standhalten.

Neben den natürlichen Erdbeben gibt es in einigen Regionen Mitteldeutschlands eine bergbaubedingte, induzierte Seismizität. Auch diese darf nicht außer Acht gelassen werden, wie die Folgen von schweren Gebirgsschlägen der Vergangenheit zeigen.

Der Seismologie-Verbund widmet sich diesen Problemen, untersucht die seismisch aktiven Gebiete und kann Aussagen zu standortortspezifischen seismischen Risiken treffen.

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

2.1 Seismische Aktivität in Mitteldeutschland und in der nordwestlichen Tschechischen Republik

SIEGFRIED WENDT & PETRA BUCHHOLZ

Die meisten Beben ereigneten sich auch im Dreijahreszeitraum 2022 bis 2024 in der Leipzig-Regensburg-Zone, einem 30 bis 40 km breiten Streifen mit den für uns relevanten Gebieten Vogtland, nordwestliche Tschechische Republik und dem nördlichen Gebiet zwischen Plauen und Leipzig/Halle.

Auf der Übersichtskarte (Abb. 2.1-1) fallen zwei einzelne Beben bei Herzberg (Elster) in SW-Brandenburg auf. Mit einer Magnitude $M_L = 3,0$ war das Beben vom 18.10.2024 das stärkste Beben im Jahr 2024 in Mitteldeutschland.

Der teilweise Einsturz der Carola-Brücke in Dresden am 11. 09. 2024 wurde an mehreren unserer Stationen registriert. Eher selten sind Beben im Raum Döbeln, wovon es im Betrachtungszeitraum drei gab.

Im nördlichen Gebiet zwischen Plauen und Leipzig/Halle wurden 128 Beben ausgewertet (Abb. 2.1-2 und Abb. 2.1-3). Südlich von Werdau traten sie im Januar 2022, im September/Oktober 2023 und im Oktober 2024 etwas gehäuft auf, während die anderen Beben fast ausschließlich Einzelbeben waren.

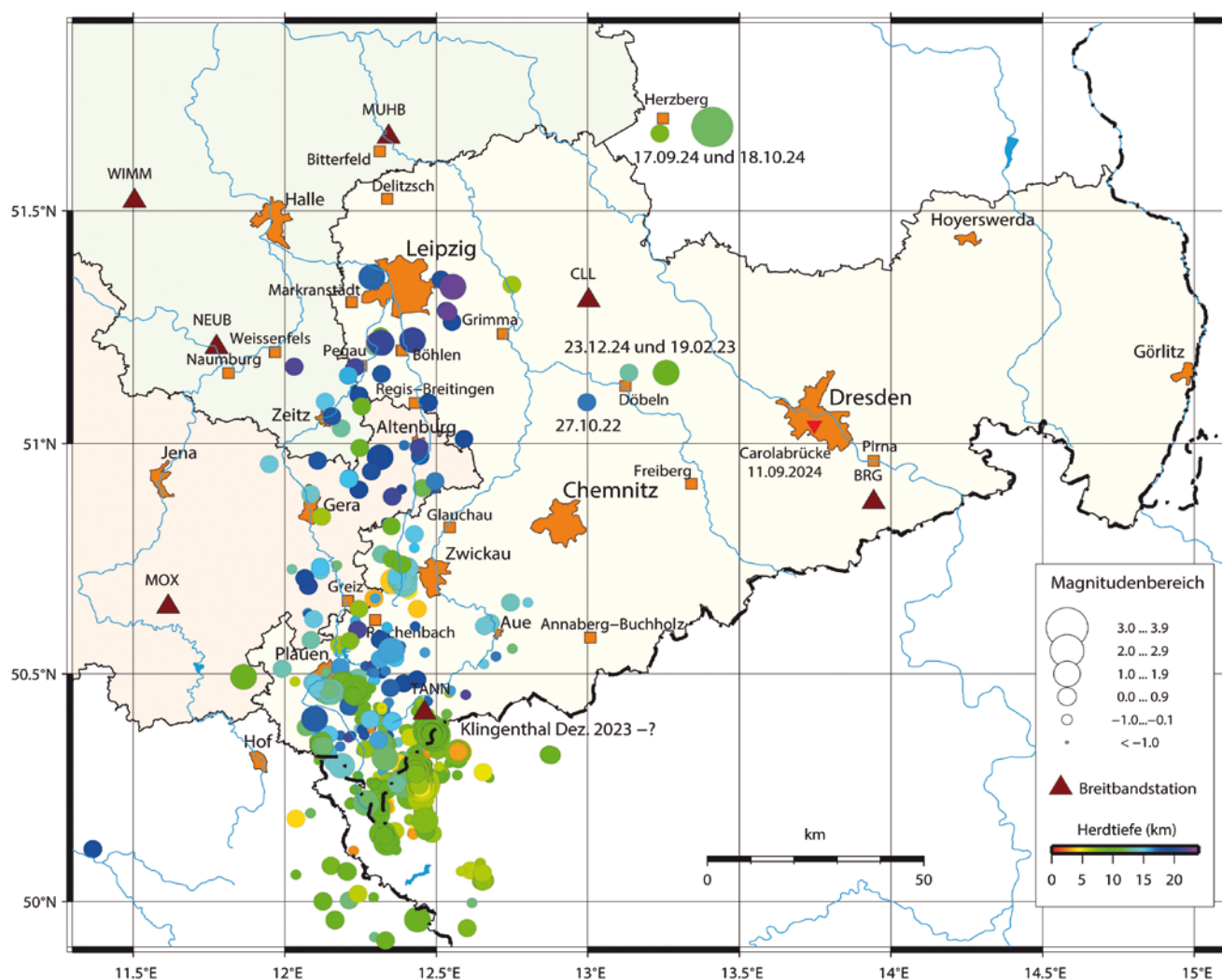


Abb. 2.1-1: Erdbeben in Mitteldeutschland und in der westlichen Tschechischen Republik in den Jahren 2022 bis 2024.

Tab. 2.1-1: Herdliste der Beben mit Magnitude $M_L \geq 0,7$ im Gebiet nördlich von Plauen bis Leipzig/Halle.

Ereignis-Nr. (Abb. 2.1-2)	Datum	Herdzeit (UTC) [hh:mm:ss]	Koordinaten [°N°O]	Herdtiefe [km]	Lokalmagnitude (Anz. Stationen)	Herdgebiet
1	10. 01. 2022	17:35:58,2	50,702/12,359	3,8	1,3 (28)	südwestlich Werdau
2	14. 01. 2022	14:59:30,3	50,970/12,315	19,3	1,0 (27)	südlich Meuselwitz
3	21. 01. 2022	18:35:32,9	51,283/12,538	22,3	0,9 (22)	südöstlich Leipzig
4	26. 01. 2022	15:41:02,4	50,940/12,286	18,2	0,9 (22)	nordwestlich Schmölnn
5	26. 01. 2022	17:31:30,2	50,702/12,371	12,8	0,8 (28)	südlich Werdau
6	05. 04. 2022	17:10:13,8	51,358/12,287	17,2	1,2 (30)	südöstlich Schkeuditz
7	10. 03. 2023	18:45:00,9	51,010/12,591	19,1	0,7 (24)	südöstlich Frohburg
8	08. 06. 2023	01:14:04,3	51,217/12,318	20,8	1,2 (30)	Zwenkau
9	10. 10. 2023	02:21:52,2	50,729/12,410	14,5	0,7 (24)	östlich Werdau
10	15. 02. 2024	22:25:27,6	51,146/12,210	15,8	0,7 (29)	südwestlich Pegau
11	30. 03. 2024	20:29:25,1	50,573/12,087	13,4	0,8 (23)	südwestlich Elsterberg
12	20. 04. 2024	20:30:37,6	51,223/12,421	20,8	1,9 (31)	nordöstlich Boehlen
13	18. 05. 2024	20:13:18,4	51,342/12,749	6,7	0,7 (24)	südlich Wurzen
14	08. 09. 2024	15:28:55,5	50,923/12,211	15,4	0,7 (30)	nördlich Ronneburg
15	11. 09. 2024	03:42:42,2	50,992/12,443	21,1	0,7 (27)	nordöstlich Altenburg
16	15. 10. 2024	06:12:07,5	50,695/12,394	13,8	1,1 (29)	südlich Werdau
17	21. 10. 2024	10:47:05,4	50,700/12,394	14,2	0,7 (23)	südlich Werdau
18	13. 11. 2024	21:39:35,2	50,956/11,950	14,5	0,7 (31)	östlich Eisenberg
19	24. 12. 2024	01:55:05,0	51,337/12,555	22,4	1,8 (37)	östlich Leipzig

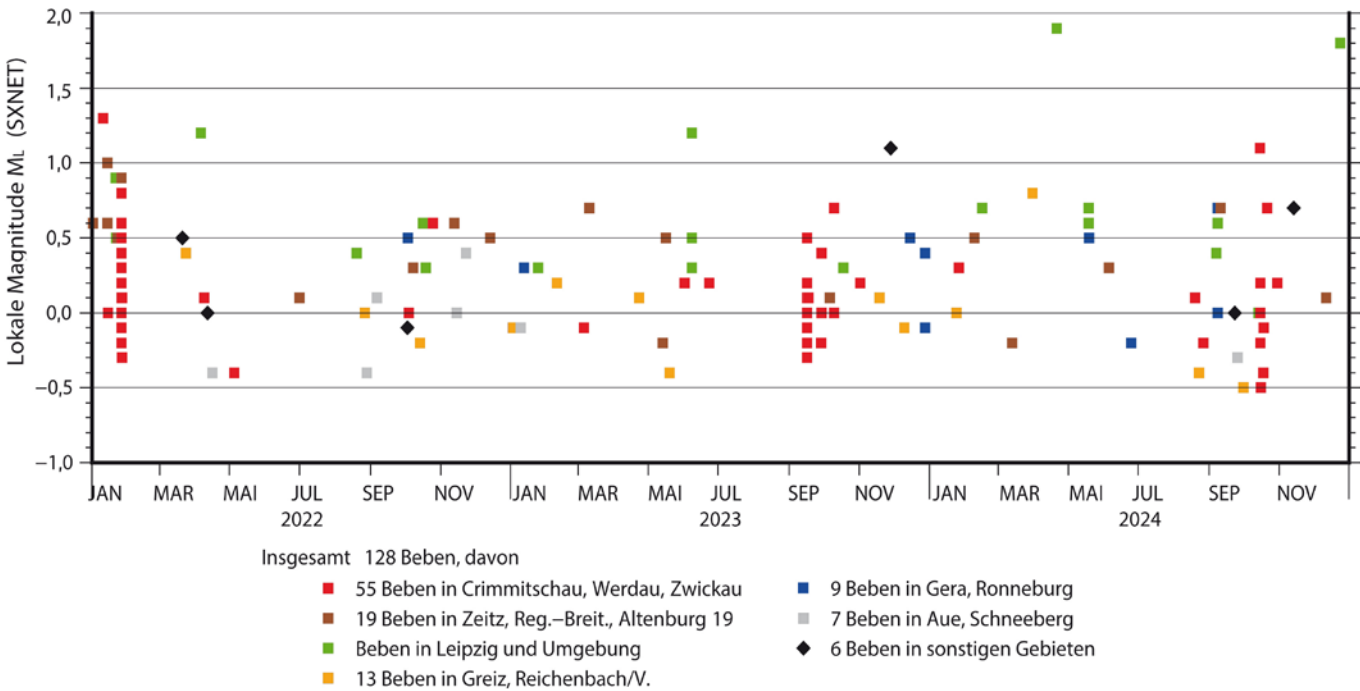


Abb. 2.1-3: Zeitliche Verteilung der Magnituden und Anzahl der tektonischen seismischen Ereignisse in West-Sachsen, Ost-Thüringen und Sachsen-Anhalt in den Jahren 2022 bis 2024.

Einen Überblick über die Lage der Epizentren und die zeitliche Verteilung der Magnituden im südlichen Herdgebiet Oberes Vogtland und Nordwestliche Tschechische Republik geben die Abb. 2.1-4 und 2.1- 5.

Der Dreijahreszeitraum 2022 bis 2024 unterscheidet sich erheblich von den vorangegangenen hinsichtlich der Aktivität im Vogtland und in der nordwestlichen Tschechischen Republik. Südwestlich bis südöstlich von Plauen wurden erneut

zahlreiche Einzelbeben registriert, wobei sich die unterschiedlichen Herdtiefen wieder bestätigten. Südlich von Plauen liegt die Herdtiefe bei 14 km, während diese südöstlich von Plauen und nordöstlich von Oelsnitz bei etwa 10 km liegt.

Zugenommen haben die Beben nordwestlich von Frantiskovy Lazne. Die 118 Epizentren lassen bereits eine Störungszone vermuten.

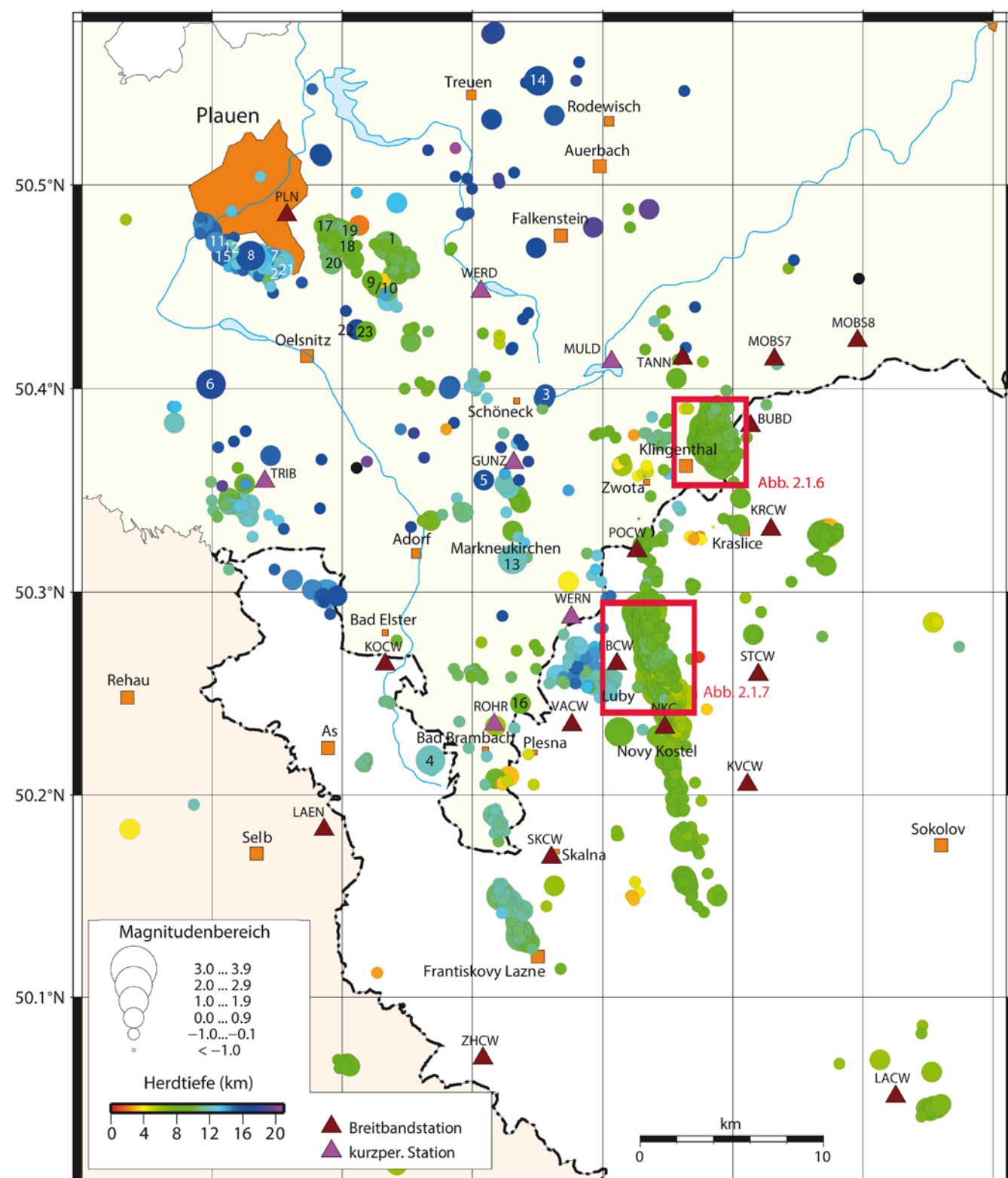


Abb. 2.1-4: Epizentren der Beben im Oberen Vogtland und in der nordwestlichen Tschechischen Republik im Zeitraum 2022 bis 2024. Die stärkeren Beben mit $M_L \geq 0,7$ sind in Tab. 2.1-2 aufgelistet.

Tab. 2.1-2: Herdliste der Beben mit Magnitude $M_L \geq 0,7$ im Gebiet Oberes Vogtland, aber ohne die Schwarmbeben in Klingenthal.

Ereignis-Nr. (Abb. 2.1-4)	Datum	Herdzeit (UTC) [hh:mm:ss]	Koordinaten [°N°O]	Herdtiefe [km]	Lokalmagnitude (Anz. Stationen)	Herdgebiet
1	18. 01. 2022	19:15:49,9	50,470/12,235	10,2	1,0 (12)	nordöstlich Oelsnitz/V.
2	12. 02. 2022	00:00:38,8	50,458/12,147	14,6	0,9 (13)	südlich Plauen
3	18. 02. 2022	21:21:37,1	50,395/12,355	15,2	0,9 (10)	östlich Schöneck/V.
4	12. 06. 2022	14:21:40,1	50,217/12,268	12,1	1,2 (12)	westlich Bad Brambach
5	24. 07. 2022	18:06:52,8	50,355/12,309	16,0	0,7 (12)	südlich Schöneck/V.
6	07. 08. 2022	08:02:04,9	50,402/12,099	17,4	1,5 (19)	westlich Oelsnitz/V.
7	27. 08. 2022	18:54:46,6	50,463/12,147	12,6	0,8 (22)	südlich Plauen
8	29. 10. 2022	23:21:42,1	50,465/12,130	15,9	1,4 (25)	südlich Plauen
9	30. 11. 2022	12:27:19,4	50,462/12,245	9,4	1,1 (12)	nordöstlich Oelsnitz/V.
10	30. 11. 2022	13:24:36,3	50,463/12,242	9,0	0,7 (12)	nordöstlich Oelsnitz/V.
11	31. 12. 2022	18:31:26,9	50,467/12,112	14,7	0,9 (15)	südwestlich Plauen
12	05. 04. 2023	11:35:26,5	50,461/12,142	12,7	1,1 (13)	südlich Plauen
13	31. 05. 2023	09:13:43,2	50,316/12,331	12,1	1,2 (11)	Markneukirchen
14	26. 06. 2023	10:14:27,0	50,551/12,351	16,0	1,0 (18)	südwestlich Lengenfeld/V.
15	10. 09. 2023	14:01:45,5	50,463/12,141	12,1	1,1 (18)	südlich Plauen
16	19. 09. 2023	15:55:55,7	50,245/12,337	9,5	0,9 (11)	nordöstlich Bad Brambach
17	29. 09. 2023	09:22:02,5	50,475/12,196	9,3	1,8 (29)	südöstlich Plauen
18	29. 09. 2023	09:22:13,5	50,477/12,194	9,6	1,2 (18)	südöstlich Plauen
19	03. 10. 2023	00:22:33,7	50,476/12,198	9,1	1,2 (28)	südöstlich Plauen
20	06. 10. 2023	14:31:57,7	50,474/12,192	8,7	1,2 (22)	südöstlich Plauen
21	29. 12. 2023	02:27:40,6	50,461/12,152	13,2	1,0 (20)	südlich Plauen
22	30. 04. 2024	03:16:14,8	50,453/12,223	9,2	0,7 (12)	nordöstlich Oelsnitz/V.
23	30. 04. 2024	03:34:08,1	50,451/12,226	9,5	0,7 (12)	nordöstlich Oelsnitz/V.

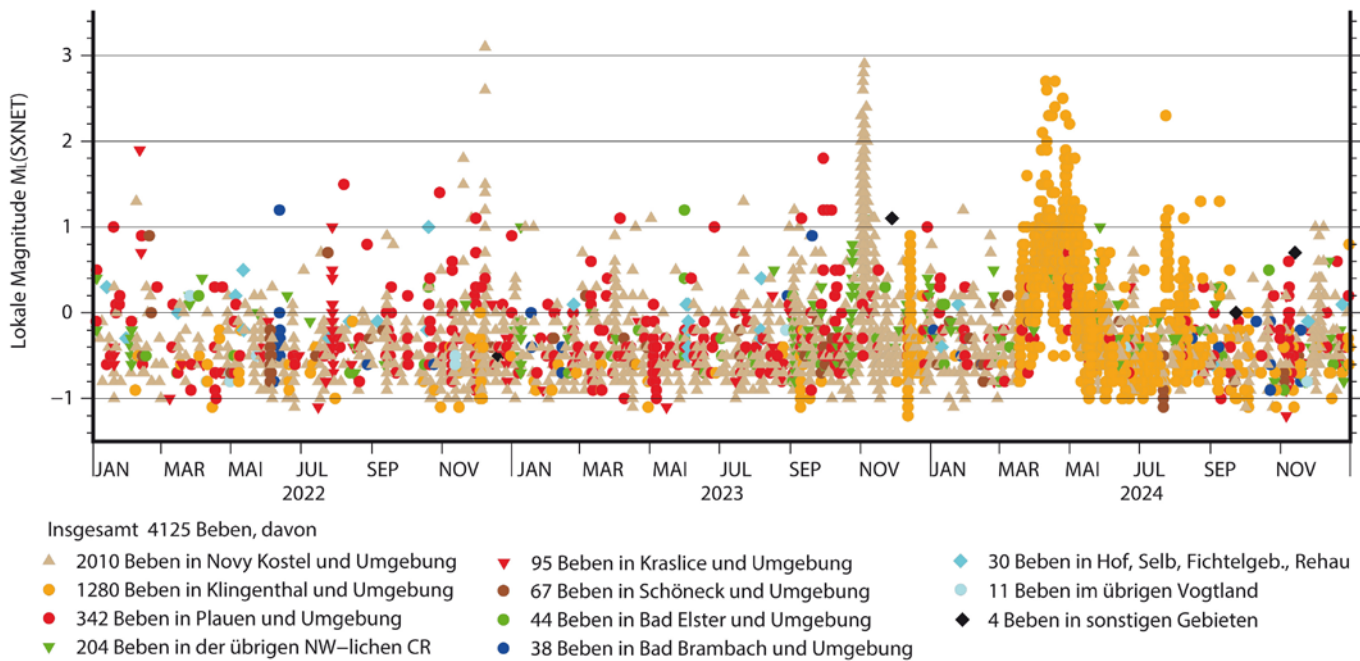


Abb. 2.1-5: Zeitliche Verteilung der Magnituden und die Anzahl der Beben im Oberen Vogtland und in der nordwestlichen Tschechischen Republik im Zeitraum 2022 bis 2024.

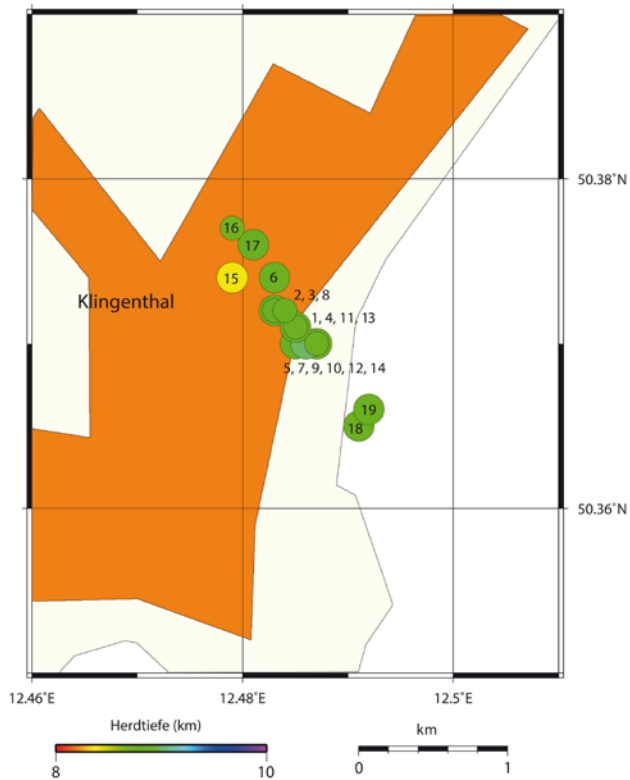


Abb. 2.1-6: Epizentren der Beben mit Magnituden $M_L \geq 1,9$ im Raum Klingenthal. Die Auflistung der Beben erfolgt in Tab. 2.1-3.

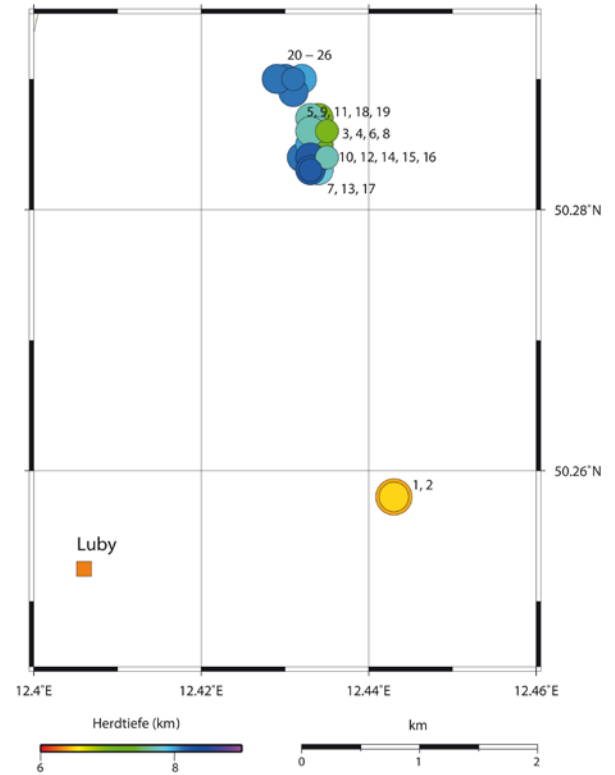


Abb. 2.1-7: Epizentren der Beben mit Magnituden $M_L \geq 1,9$ im Raum Luby. Die Auflistung der Beben erfolgt in Tab. 2.1-4.

Tab. 2.1-3: Herdliste der Beben mit Magnituden $M_L \geq 1,9$ für das Gebiet Klingenthal.

Ereignis-Nr. (Abb. 2.1-6)	Datum	Herdzeit (UTC) [hh:mm:ss]	Koordinaten [°N°O]	Herdtiefe [km]	Lokalmagnitude (Anz. Stationen)	Herdgebiet
1	06. 04. 2024	16:07:50,2	50,371/12,485	8,9	1,9 (12)	nordöstlich Klingenthal
2	07. 04. 2024	04:42:27,6	50,372/12,483	8,8	1,9 (13)	nordöstlich Klingenthal
3	07. 04. 2024	06:18:33,1	50,372/12,484	8,8	1,9 (13)	nordöstlich Klingenthal
4	07. 04. 2024	15:15:50,3	50,371/12,485	8,8	2,1 (13)	nordöstlich Klingenthal
5	10. 04. 2024	15:43:25,2	50,370/12,485	8,8	2,7 (13)	nordöstlich Klingenthal
6	11. 04. 2024	05:53:57,2	50,374/12,483	8,9	2,0 (13)	nordöstlich Klingenthal
7	11. 04. 2024	07:14:45,5	50,370/12,487	8,9	1,9 (13)	nordöstlich Klingenthal
8	11. 04. 2024	12:45:36,2	50,372/12,483	8,8	2,6 (13)	nordöstlich Klingenthal
9	13. 04. 2024	03:59:41,8	50,370/12,486	8,9	2,3 (13)	nordöstlich Klingenthal
10	13. 04. 2024	19:44:15,0	50,370/12,486	9,0	2,3 (13)	nordöstlich Klingenthal
11	15. 04. 2024	19:08:49,7	50,371/12,485	8,8	2,3 (13)	nordöstlich Klingenthal
12	18. 04. 2024	12:01:55,9	50,370/12,487	8,8	2,7 (13)	nordöstlich Klingenthal
13	18. 14. 2024	12:01:58,5	50,371/12,485	8,7	2,4 (12)	nordöstlich Klingenthal
14	25. 04. 2024	04:29:00,3	50,370/12,487	8,9	2,5 (13)	nordöstlich Klingenthal
15	27. 04. 2024	20:13:32,8	50,374/12,479	8,4	2,3 (13)	nordöstlich Klingenthal
16	28. 04. 2024	00:02:50,2	50,377/12,479	8,7	1,9 (13)	nordöstlich Klingenthal
17	01. 05. 2024	01:58:47,2	50,376/12,481	8,8	2,2 (13)	nordöstlich Klingenthal
18	24. 07. 2024	01:41:12,2	50,365/12,491	8,9	2,3 (12)	östlich Klingenthal
19	24. 07. 2024	01:54:24,5	50,366/12,492	8,9	2,3 (12)	östlich Klingenthal

Tab. 2.1-4: Herdliste der Beben mit Magnituden $M_L \geq 1,9$ für das Gebiet Luby.

Ereignis-Nr. (Abb. 2.1-7)	Datum	Herdzeit (UTC) [hh:mm:ss]	Koordinaten [°N/°O]	Herdtiefe [km]	Lokalmagnitude (Anz. Stationen)	Herdgebiet
1	08. 12. 2022	15:45:07,4	50,258/12,443	6,4	3,1 (12)	östlich Luby/CR
2	08. 12. 2022	15:45:37,1	50,258/12,443	6,5	2,6 (12)	östlich Luby/CR
3	01. 11. 2023	12:25:13,9	50,285/12,434	7,3	2,3 (13)	nordöstlich Luby/CR
4	01. 11. 2023	12:33:58,2	50,285/12,434	7,3	2,0 (13)	nordöstlich Luby/CR
5	03. 11. 2023	03:38:58,9	50,286/12,433	7,7	2,0 (13)	nordöstlich Luby/CR
6	03. 11. 2023	06:18:39,8	50,284/12,434	7,7	2,1 (13)	nordöstlich Luby/CR
7	03. 11. 2023	06:19:20,6	50,283/12,434	7,8	2,6 (13)	nordöstlich Luby/CR
8	03. 11. 2023	06:19:43,0	50,285/12,433	8,0	2,1 (13)	nordöstlich Luby/CR
9	03. 11. 2023	06:35:15,9	50,287/12,433	7,7	2,3 (13)	nordöstlich Luby/CR
10	03. 11. 2023	06:49:39,7	50,284/12,433	7,8	2,7 (13)	nordöstlich Luby/CR
11	03. 11. 2023	07:00:07,3	50,286/12,434	7,7	2,1 (13)	nordöstlich Luby/CR
12	03. 11. 2023	07:07:27,2	50,284/12,435	7,7	1,9 (13)	nordöstlich Luby/CR
13	03. 11. 2023	07:31:02,7	50,283/12,433	8,2	1,9 (13)	nordöstlich Luby/CR
14	03. 11. 2023	07:34:21,0	50,284/12,434	7,8	2,1 (13)	nordöstlich Luby/CR
15	03. 11. 2023	07:35:07,9	50,284/12,432	8,1	2,2 (13)	nordöstlich Luby/CR
16	03. 11. 2023	09:40:38,9	50,284/12,433	8,2	2,0 (13)	nordöstlich Luby/CR
17	03. 11. 2023	12:17:03,5	50,283/12,433	8,2	2,0 (12)	nordöstlich Luby/CR
18	03. 11. 2023	12:43:50,1	50,287/12,434	7,0	2,8 (13)	nordöstlich Luby/CR
19	03. 11. 2023	12:54:47,6	50,286/12,435	7,0	1,9 (12)	nordöstlich Luby/CR
20	04. 11. 2023	08:22:06,1	50,289/12,431	8,1	2,0 (13)	nördlich Luby/CR
21	04. 11. 2023	10:40:26,1	50,290/12,432	8,0	2,1 (13)	nördlich Luby/CR
22	04. 11. 2023	11:58:32,8	50,289/12,431	8,2	2,9 (12)	nördlich Luby/CR
23	04. 11. 2023	14:22:43,7	50,290/12,430	8,1	2,2 (13)	nördlich Luby/CR
24	04. 11. 2023	22:11:18,9	50,290/12,431	8,1	1,9 (13)	nördlich Luby/CR
25	06. 11. 2023	00:12:18,4	50,290/12,430	8,2	2,4 (13)	nördlich Luby/CR
26	06. 11. 2023	19:49:01,6	50,290/12,429	8,1	2,0 (13)	nördlich Luby/CR

Die Häufigkeit und Stärke der Beben in Klingenthal und Umgebung hat sich ab Dezember 2023 grundlegend geändert (Abb. 2.1-8).

Vom Januar 2006 bis November 2023 wurden pro Jahr in Klingenthal und der näheren Umgebung durchschnittlich 36 Beben mit Magnituden von -1,1 bis 1,1 ausgewertet.

Das änderte sich ab Dez. 2023 grundlegend, als sich die erste Phase eines Erdbebenschwarms mit rund 100 ausgewerteten Beben pro Monat ereignete. Der Schwarm hat, bestehend aus mehreren Phasen, bis März 2025 angehalten. Der Magnitudenbereich erstreckte sich von -1,2 bis 2,7. Die Zunahme der Anzahl ausgewerteter Beben beruht nur zu einem Teil auf den verbesserten Registrierbedingungen durch ein inzwischen dichtes und stabil arbeitendes Stationsnetz.

Die einzelnen Phasen des Schwarms (Abb. 2.1-9) unterscheiden sich im Verhältnis der Anzahl der kleinen zu den großen Beben. Je steiler die in den Magnitudenhäufigkeitsverteilungen eingezeichnete Gerade ist, desto größer ist der Anteil der kleinen Beben. Anstiege > 1 sind typisch für Schwärme, während deutlich kleinere Werte bei Bebenserien auftreten.

In der dritten Phase dominieren die beiden gleich starken, nur 13 Minuten zeitlich entfernten Beben am 24. Juli 2024. Der Magnitudenunterschied zum drittgrößten Beben dieser Phase beträgt mehr als eine Magnitudeneinheit, was charakteristisch für Bebenserien mit einem dominanten Hauptbeben und vielen Nachbeben ist.

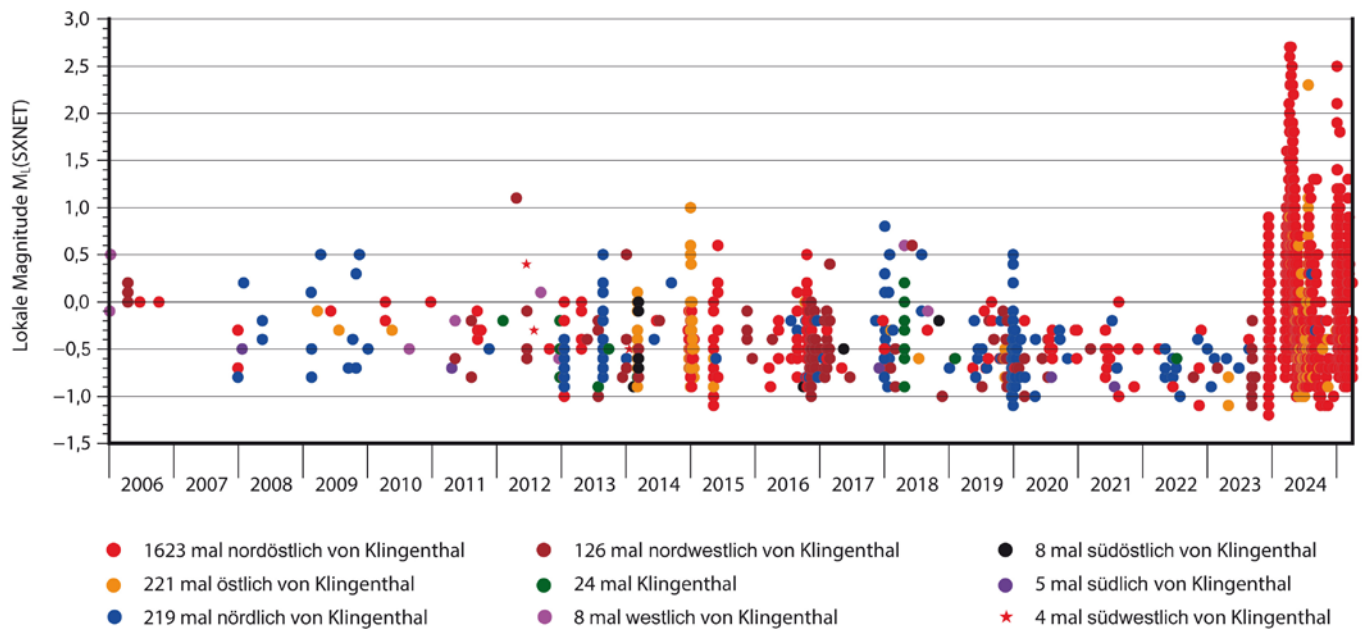


Abb. 2.1-8: Zeitliche Verteilung der Magnituden im Raum Klingenthal von 2006 bis 2025.

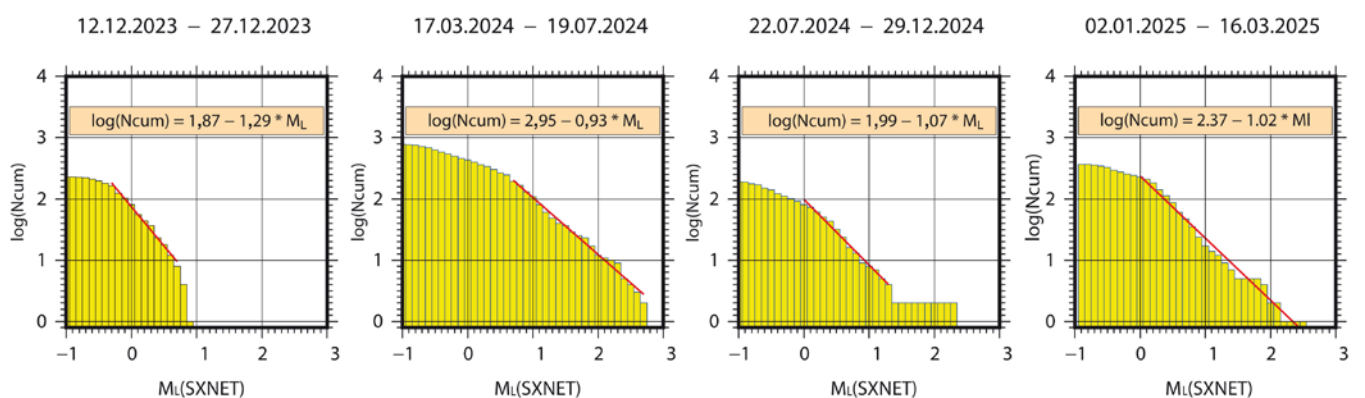
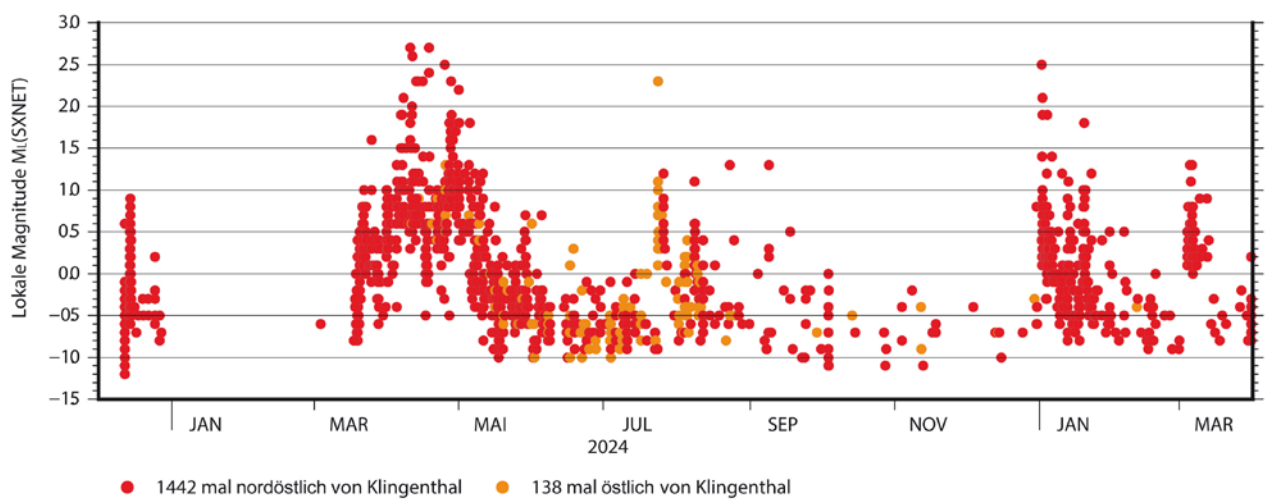


Abb. 2.1-9: Zeitliche Verteilung der Magnituden der Schwarmbeben im Raum Klingenthal von Dez. 2023 bis März 2025 und Darstellung der Magnituden-Häufigkeitsverteilungen der einzelnen Schwarmphasen.

Die abnehmende Herdtiefe von 10 km im Osten bis auf 8 km im Westen des Herdgebietes in Klingenthal zeigt Abb. 2.1-10

auf der linken Seite, während die zeitliche Entwicklung während zweier Monate auf der rechten Karte dargestellt ist.

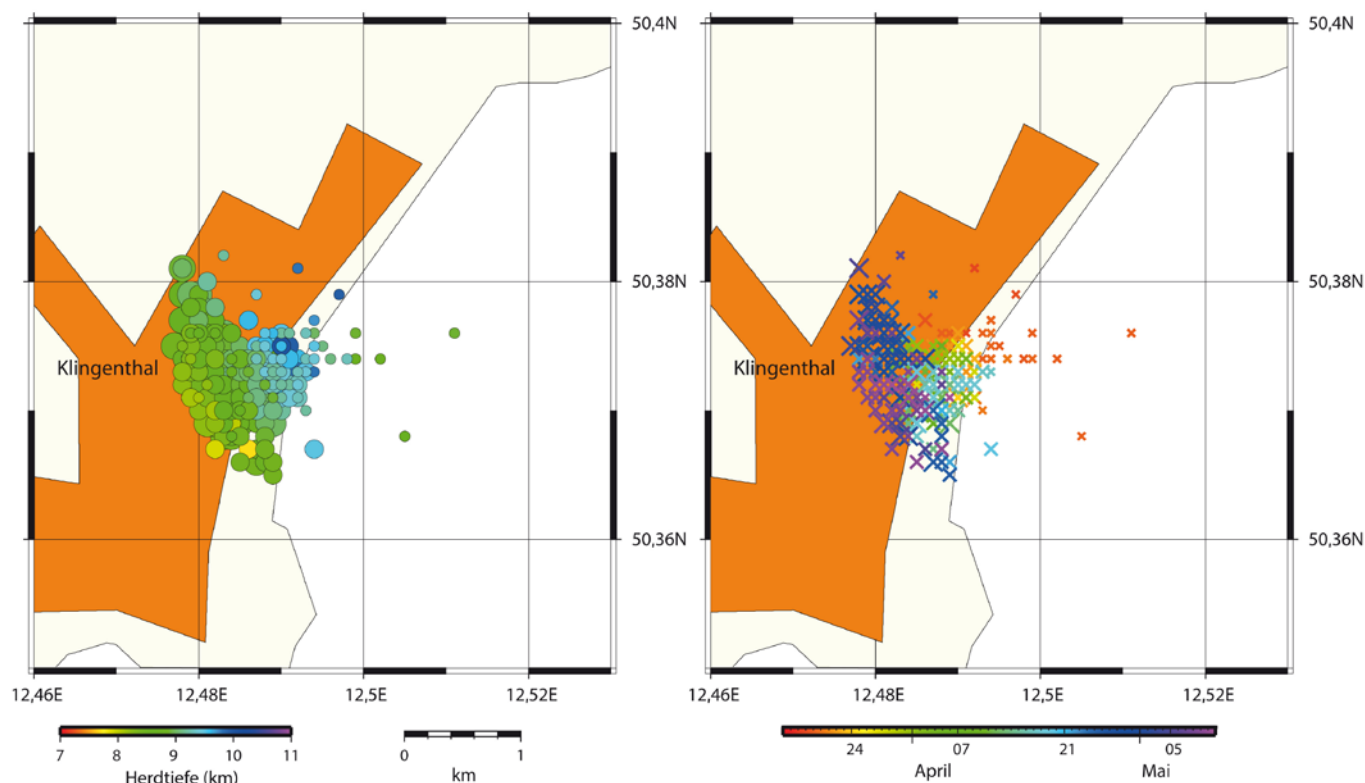


Abb. 2.1-10 Lage der Herdfläche mit von Ost nach West abnehmender Herdtiefe (linke Karte) und Wanderung der Herde von Ost nach West (rechte Karte).

Der Schwarm bei Luby im November 2023 war weniger stark als man es nach der Wiederkehrperiode von ca. drei Jahren erwartet hatte.

kumulierten Energiefreisetzung (Abb. 2.1-11) keine deutliche Stufe wie 2008, 2011 und 2014 zu erkennen ist.

Seit 2008 ereigneten sich etwa alle drei Jahre Erdbebenschwärme im Gebiet Novy Kostel/Luby im Nordwesten der Tschechischen Republik. Dabei nahm nach den Schwärmen 2008 und 2011 sowie der Bebenserie (Hauptbeben mit vielen Nachbeben) 2014 die maximale Magnitude in den Schwärmen 2017/2018, 2020/2021 und 2023 ab, sodass in der Kurve der

In Abb. 2.1-12 ist die zeitliche Verteilung der Beben mit Magnituden $M_L \geq 2,0$ seit 2006 dargestellt. Bis 2023 liegen fast alle Herde auf dem Gebiet der Tschechischen Republik. Wie in Abb. 2.1-13 dargestellt, verschieben sich die Herdgebiete der Schwärme von Novy Kostel im Süden über Luby nach Klingenthal im Norden.

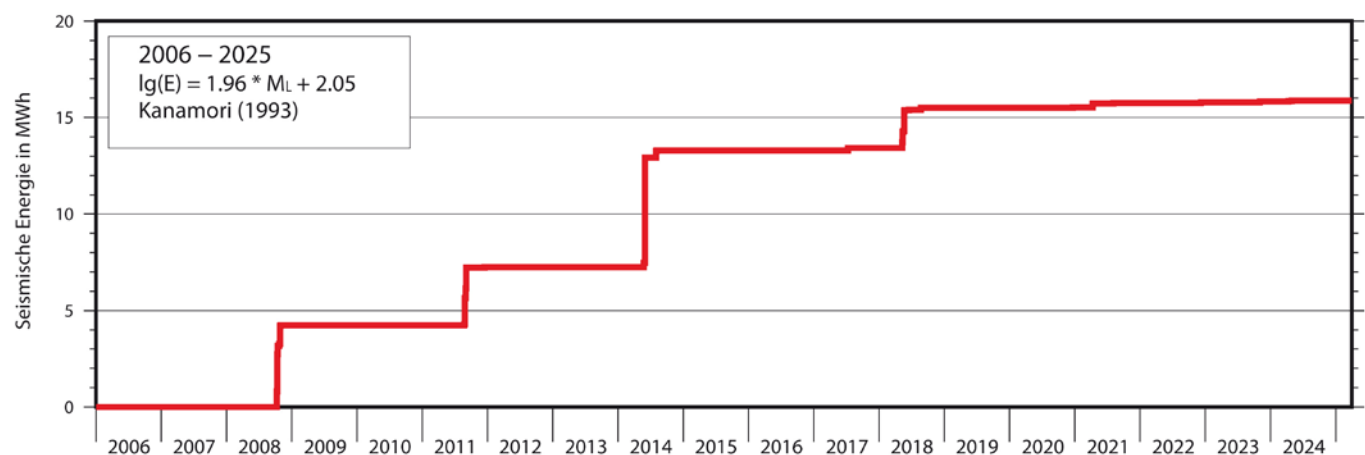


Abb. 2.1-11: Aufsummierte Energiefreisetzung in den Herden der Erdbeben in der westlichen Tschechischen Republik und im Vogtland im Zeitraum 2006 bis 2024.

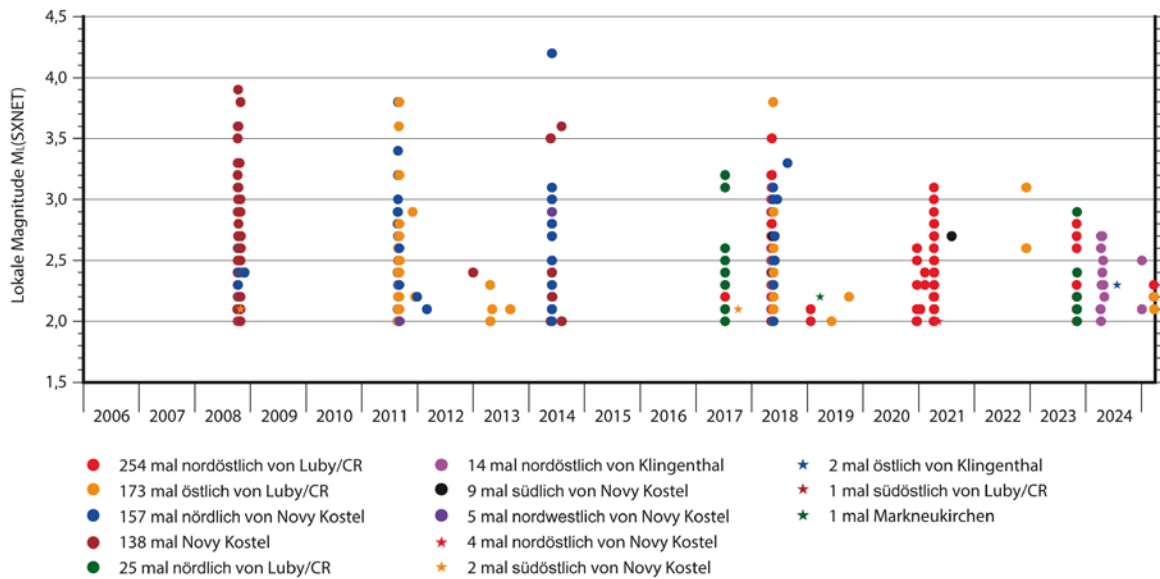


Abb. 2.1-12: Zeitliche Verteilung der Magnituden $M_L \geq 2,0$ und die Anzahl der Beben in der westlichen Tschechischen Republik und dem oberen Vogtland im Zeitraum 2006 bis 2024.

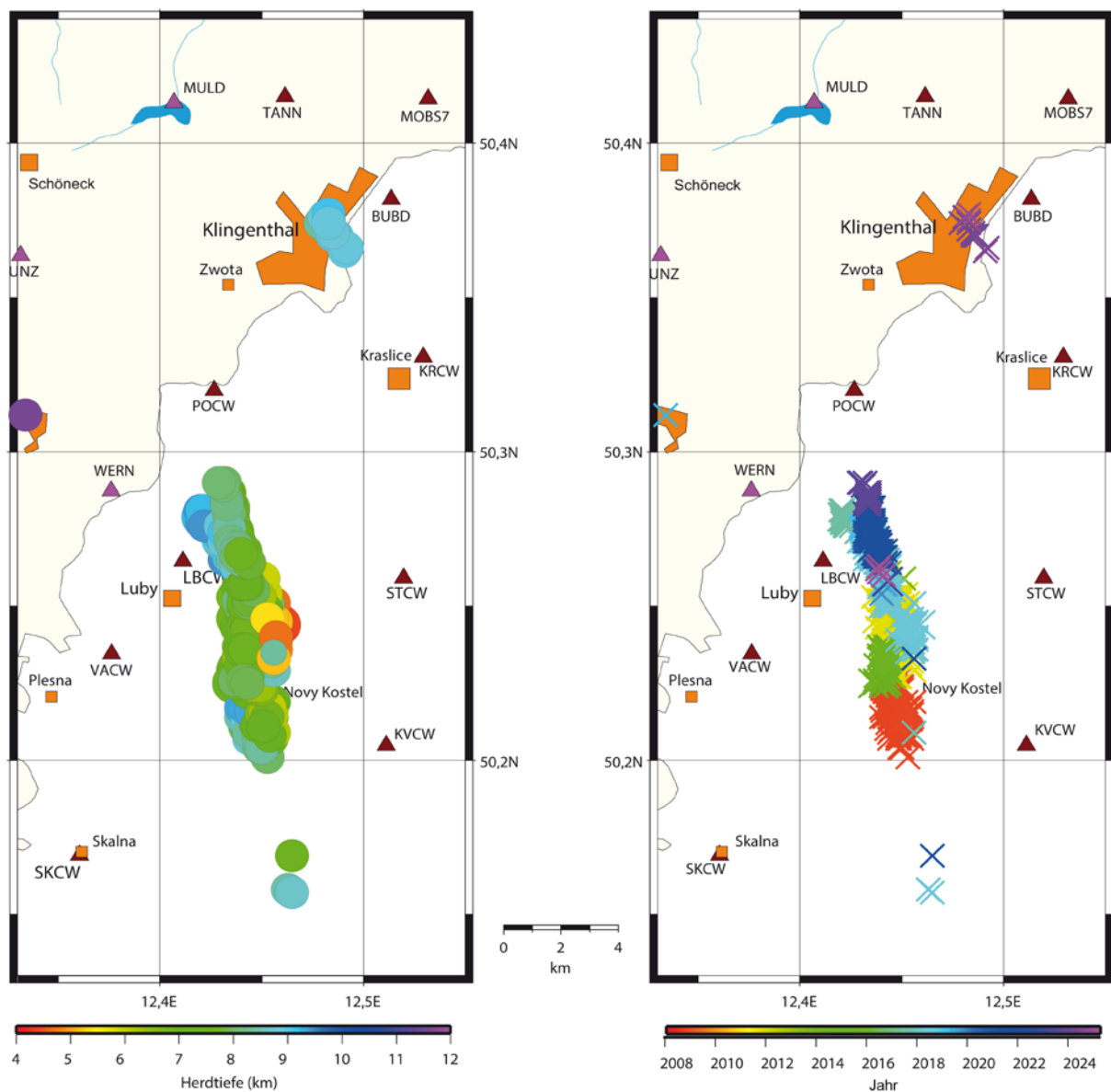


Abb. 2.1-13: Migration der Epizentren der Beben mit $M_L \geq 2.0$ von Novy Kostel im Süden über Luby bis nach Klingenthal im Norden von 2008 bis 2024.

2.2 Seismizität in Thüringen

JENS SKAPSKI & ROMAN ESEFFELDER

2.2.1 Einleitung

Thüringen weist eine kontinuierliche Mikroseismizität auf, historische Erdbebenkataloge dokumentieren, dass es in der Vergangenheit auch zu Schadenserdbeben gekommen ist. Insbesondere in den Regionen Ostthüringen und Westsachsen, entlang der Leipzig-Regensburg-Zone, treten schwache Erdbeben häufig auf. Diese Zone ist die seismisch aktive Region Mitteleuropas und erstreckt sich zwischen den namensgebenden Städten, wobei das Gebiet zwischen dem Vogtland im Süden und dem Raum Leipzig-Halle im Norden im Interessengebiet des Seismologie-Verbundes liegt. Weiterhin zeigt die Region des oberen Vogtlandes, nahe der Grenze zu Nordwestböhmen, regelmäßig Schwarmbeben, bei denen innerhalb kurzer Zeit zahlreiche schwächere Erdbeben auftreten. Schwarmbeben sind charakteristisch für dieses Gebiet und werden von den Anrainerländern intensiv beobachtet.

Neben der natürlichen tektonischen Aktivität spielt auch die induzierte Seismizität eine bedeutende Rolle in Thüringen. Dabei handelt es sich um Erdbeben, die unmittelbar auf menschliche Aktivitäten zurückgehen. In Thüringen ist es der Kali- und Steinsalzbergbau im Südharz sowie entlang der Werra, infolgedessen es immer wieder zu meist sehr kleinen Erdbeben kommt. Durch den Abbau des Salzes und die Bildung künstlicher Hohlräume in den Gesteinsschichten werden die Spannungszustände verändert, was zur ruckartigen Energiefreisetzung in Form von induzierten Beben führt. Dies geschieht in der Regel oberhalb der Abbauflächen und damit in Tiefen von einem Kilometer oder weniger. Eine exakte Ortung der Tiefe induzierter Erdbeben kann jedoch in den meisten Fällen nicht erfolgen. Zur sicheren Tiefenbestimmung ist eine seismologische Station in unmittelbarer Nähe des Epizentrums notwen-

dig, wobei die horizontale Distanz zwischen Epizentrum und Station nicht wesentlich größer sein darf als die Tiefe. Aus diesem Grund werden induzierte Erdbeben auf einen Tiefenwert von 1,0 Kilometern fixiert.

Natürliche Erdbeben, die auf tektonische Bewegungen und Spannungsaufbau zurückzuführen sind, haben ihren Ursprung in den meisten Fällen in deutlich größerer Tiefe, in 10 bis 20 Kilometern und sind auf Grund des dichten Stationsnetzes in Mitteleuropa überwiegend problemlos bestimmbar. Dieser Tiefenunterschied und der damit einhergehende stärkere Anteil an Oberflächenwellen führen dazu, dass induzierte Erdbeben bei gleicher Magnitude zumeist deutlicher von Menschen verspürt werden können als natürliche Erdbeben. Entsprechend hat die bergbauinduzierte Seismizität trotz eher geringer Lokalmagnitude eine besondere Relevanz für die Erdbebenbeobachtung in Thüringen.

In den Jahren 2022 und 2023 wurde die interaktive Auswertung aller seismischer Ereignisse mit dem Programm SeismicHandler durchgeführt. Zum 1. Januar 2024 erfolgte die Umstellung auf das Programm SeisComP, das Ende 2023 auf dem Rechner sc5-1 in der Version 5.5 eingerichtet worden war. Gemeinsam mit dem Rechner sc3-1 übernimmt sc5-1 zudem die automatische Detektion und greift dabei auf eine gemeinsame Datenbank zurück, die sowohl für die automatische Registrierung als auch für die anschließende interaktive Auswertung genutzt wird. Der Übergang konnte ohne größere Schwierigkeiten vollzogen werden und gewährleistete einen stabilen Ablauf der Routineauswertung.

2.2.2 Überblick Seismische Aktivität in Thüringen

Im Dreijahreszeitraum 2022 bis 2024 kam es in Thüringen zu insgesamt 161 georteten Erdbeben, wovon 71 einen natürlichen (tektonischen) Ursprung hatten und 90 als induziert eingestuft wurden. Alle vom Thüringer Seismologischen Netz

(TSN) georteten Erdbeben, einschließlich der Erdbeben außerhalb Thüringens, sind in Abb. 2.2-1 in Kartenform dargestellt. 21 Erdbeben, davon sechs tektonische, erreichten eine Lokalmagnitude von 1,0 oder höher.

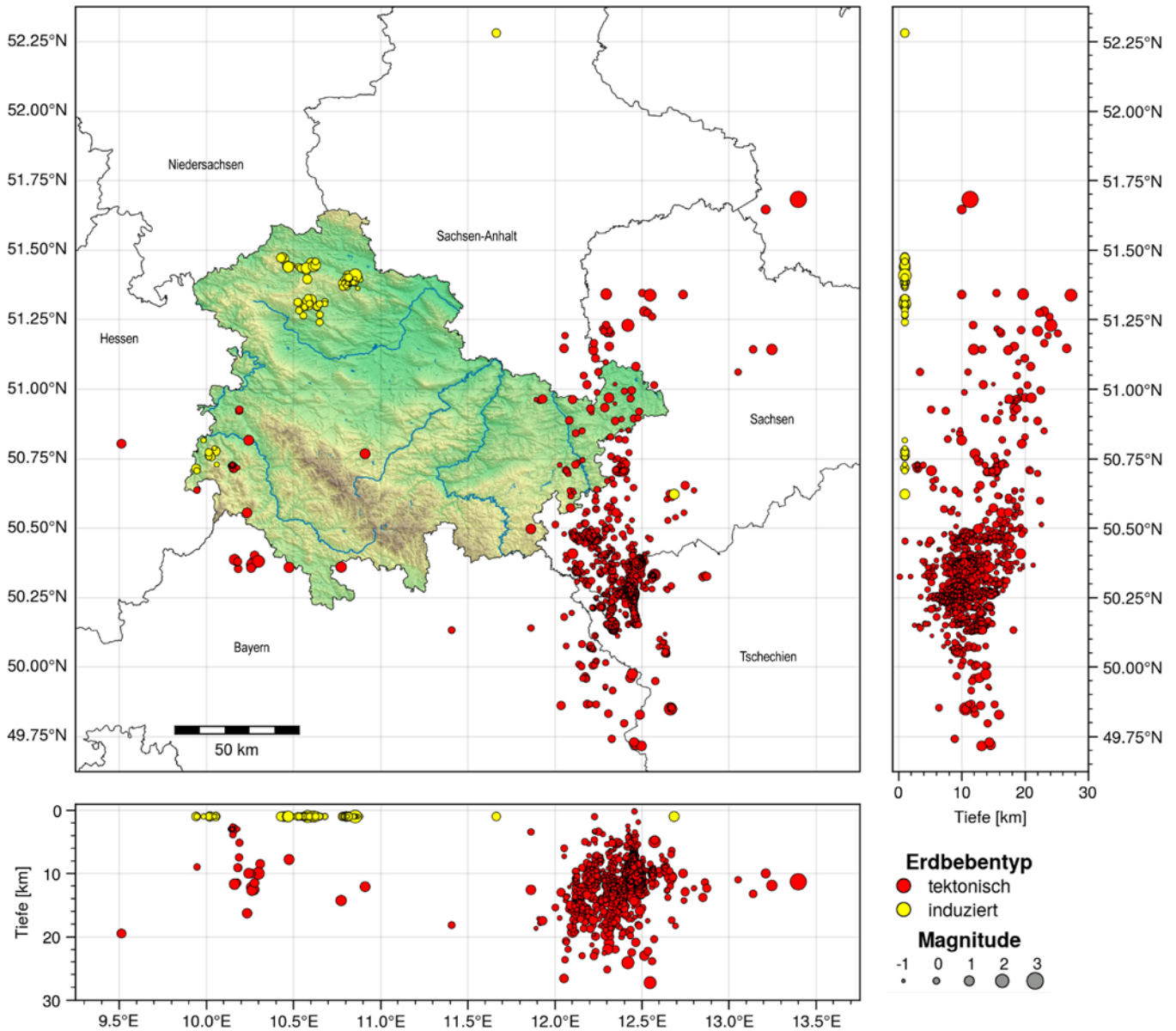


Abb. 2.2-1: Übersicht zur Seismizität im Zeitraum 2022–2024 für Thüringen und Umgebung.

2.2.3 Induzierte Erdbeben im Kalirevier Südharz

In den Kaliabbaugebieten im Südharz wurden im Zeitraum 2022 bis 2024 insgesamt 81 induzierte Erdbeben registriert (Abb. 2.2-2). Wie in den Vorjahren war auch diesmal Sondershausen die aktivste Region. Hier traten 42 der 81 detektierten Erdbeben auf, darunter auch das stärkste Thüringer Erdbeben im Dreijahreszeitraum mit $M_L = 2,1$ am 10. August 2024. Dessen Epizentrum wurde nördlich außerhalb der Stadt Sonders-

hausen verortet und trotz der Magnitude durch die Anwohner der Stadt kaum verspürt. Anders verhielt es sich bei einem Erdbeben der Lokalmagnitude 1,4, das am 25. Februar 2023 direkt unterhalb der Ortschaft Bleicherode stattfand und von vielen Anwohnern teils deutlich verspürt wurde. Insgesamt kam es im Südharz in den drei Jahren zu 15 induzierten Erdbeben mit Lokalmagnitude größer als 1,0.

2.2.4 Erdbeben im Kalirevier Werra

Neben dem Kalirevier Südharz unterliegt auch das Revier an der Werra dem seismologischen Monitoring des TSN. Hier kam es in den vergangenen Jahren ebenfalls zur Registrierung von seismischen Ereignissen. Diese traten vor allem im Wartburgkreis auf. Anders als im Südharz, wo es nur sehr selten zu natürlicher Erdbebenaktivität kommt, kommt es im Wartburg-

kreis sowohl zu induzierten als auch zu natürlichen Erdbeben. Insgesamt 38 registrierte Beben waren es dort von 2022 bis 2024 (Abb. 2.2-3). Zudem werden Bergwerks- und Steinbruchsprengungen ebenfalls als seismische Ereignisse erfasst. Vor allem dort, wo sich das Auftreten mehrerer Ereignisarten räumlich überschneidet, ist eine zweifelsfreie Einstufung sehr

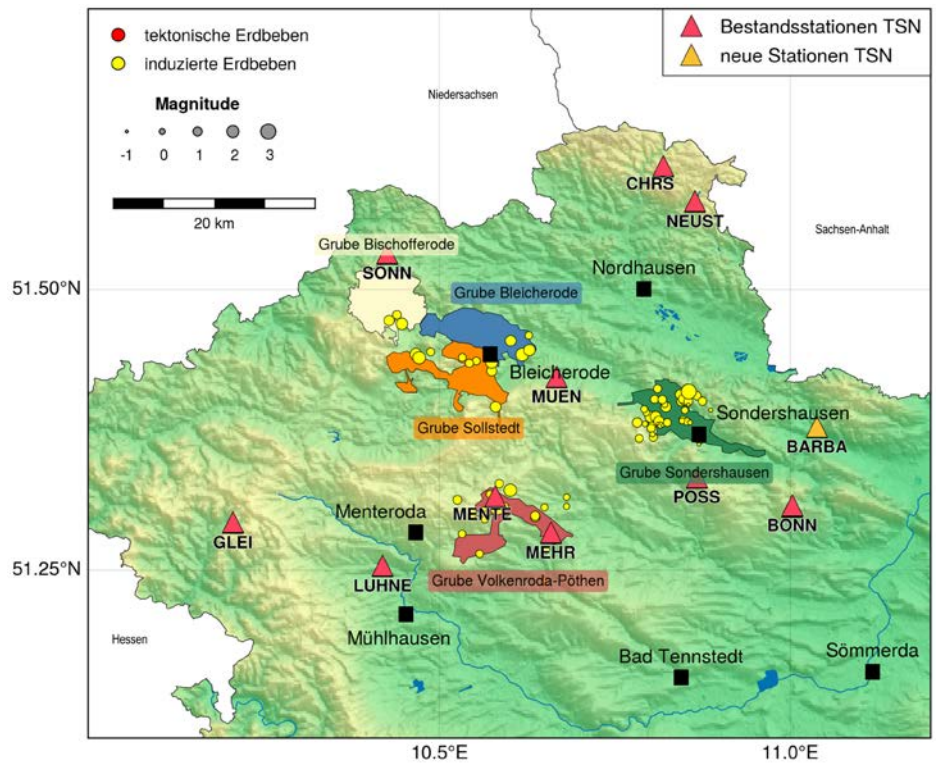


Abb. 2.2-2: Verteilung der Epizentren aller georteten Erdbeben im Zeitraum 2022–2024 für die Clusterregion Nordthüringen und Südharz sowie die untertägige Ausdehnung der ursächlichen Bergwerke.

schwierig. Auf Grund der Stationsoptimierung des TSN und des verbesserten Monitorings gelingt das gesicherte Identifizieren tektonischer Erdbeben unterhalb des vom Bergbau beeinflussten Bereiches. Dies hat jedoch auch eine Neubewertung des bisherigen Erdbebenkatalogs zur Folge. Als gesichert tektonisch ist auch das stärkste Erdbeben Westthüringens im Dreijahreszeitraum einzustufen. Es ereignete sich am 31. Oktober 2024 in Bad Salzungen. Eine Lokalmagnitude von 1,2 und eine Herdtiefe von 10 Kilometern konnten für dieses Erdbeben bestimmt werden. Das Herdgebiet Bad Salzungen ist bekannt.

Bereits 2019 kam es hier zu zwei schwachen Beben mit Lokalmagnituden 1,1 und 0,4, für die eine Einstufung als entweder tektonisch oder induziert zunächst unsicher war. Mit der seit 2021 bestehenden Station WARTH und 5 Kilometer nordöstlich des Epizentrums von 2024 wurde eine Tiefenbestimmung und damit eine Klassifikation dieses Bebens möglich.

Ein weiteres aktives Herdgebiet in Westthüringen war 2024 der Ort Dermbach im Südosten des Wartburgkreises. Hier kam es in zwei Episoden im Oktober und Dezember zu einem klei-

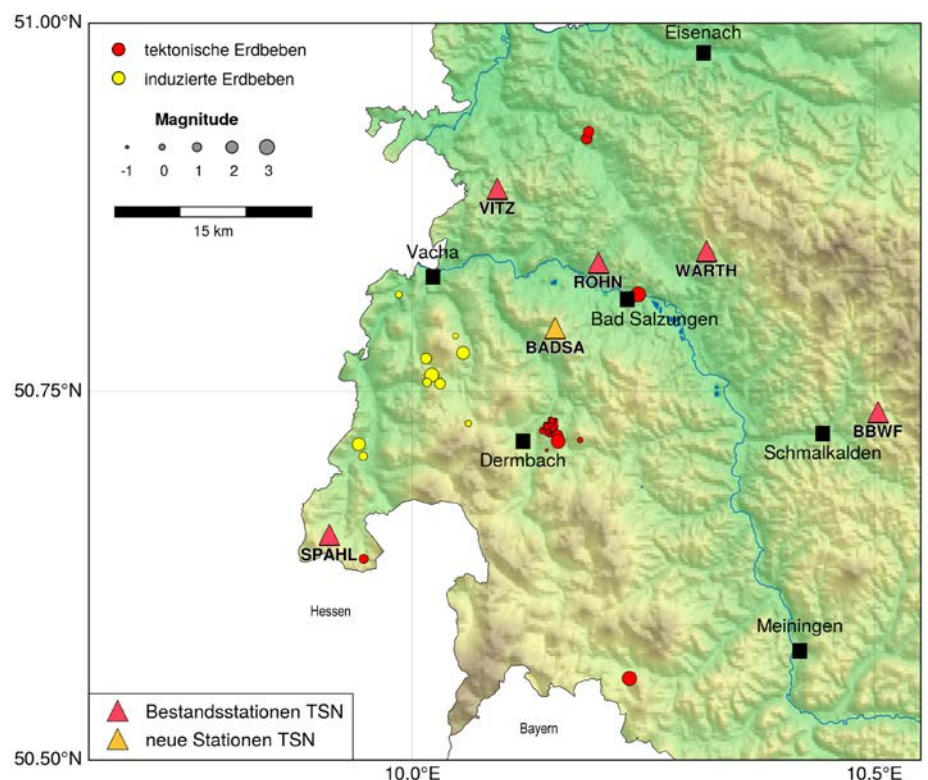


Abb. 2.2-3: Verteilung der Epizentren aller georteten Erdbeben im Zeitraum 2022–2024 für die Clusterregion Südwestthüringen.

nen Erdbebenschwarm. Für das stärkste Beben am 3. Oktober konnte eine Lokalmagnitude von 1,0 bestimmt werden. Eine genaue Bestimmung der Tiefe war aufgrund eines gleichzeitigen Ausfalls der nächstgelegenen Station BADSA nicht möglich. In Form schwacher Oberflächenwellen gab es jedoch Anzeichen für einen oberflächennahen Herd. Dennoch erfolgte die Einstufung als tektonische Erdbeben vor allem aufgrund der Distanz von mehreren Kilometern zu den bekannten Abbaugebieten. Ein weiteres Indiz stellt das schwarmartige

Auftreten der Erdbeben dar. Die Tiefe der Ortung wurde aufgrund der Annahme eines oberflächennahen Herdes somit auf 3 Kilometer fixiert. Wie auch in Bad Salzungen ist dieses Herdgebiet in Dermbach nicht unbekannt. Bereits im Jahr 2012 kam es dort nur rund einen Kilometer westlich des späteren Schwarmgebietes zu einem Beben mit Lokalmagnitude 2,4. Neu ist jedoch die Beobachtung einer schwarmartigen Häufung von Ereignissen, wie sie bisher nur aus den vogtlandnahen Gebieten bekannt ist.

2.2.5 Erdbeben in Ostthüringen

Entlang der Leipzig-Regensburg-Zone (LRZ) im Osten von Thüringen kam es zu insgesamt 40 registrierten Erdbeben (Abb. 2.2-4). Epizentren in angrenzenden Gebieten Sachsens sind in dieser Zählung nicht berücksichtigt. Mit jeweils 16 georteten Beben sind der Landkreis Greiz und das Altenburger Land die seismisch aktivsten Gebiete Ostthüringens. Nur das Beben am 14. Januar 2022 in Mehna (Altenburger Land) war mit $M_L = 1,2$ stärker als Magnitude 1. Westlich der LRZ nimmt die Erdbebenhäufigkeit schnell deutlich ab. Dennoch fielen in den letzten Jahren zwei Erdbeben abseits der bekannten Herdgebiete auf.

Ein Erdbeben am 28. November 2023 ereignete sich in Tanna im Saale-Orla-Kreis. Für dieses wurde eine Lokalmagnitude von 1,1 bestimmt. Etwas schwächer mit Lokalmagnitude 0,8 war ein Beben am 13. November 2024 in Eisenberg (Saale-Holzland-Kreis), dem drei sehr schwache Vorbeben vorausgingen. Diese beiden Erdbeben waren nicht auffällig stark, aber durch ihre westliche Lage bemerkenswert. Sie bilden die beiden westlichsten Herde Ostthüringens im TSN-Erdbebenkatalog seit 2008.

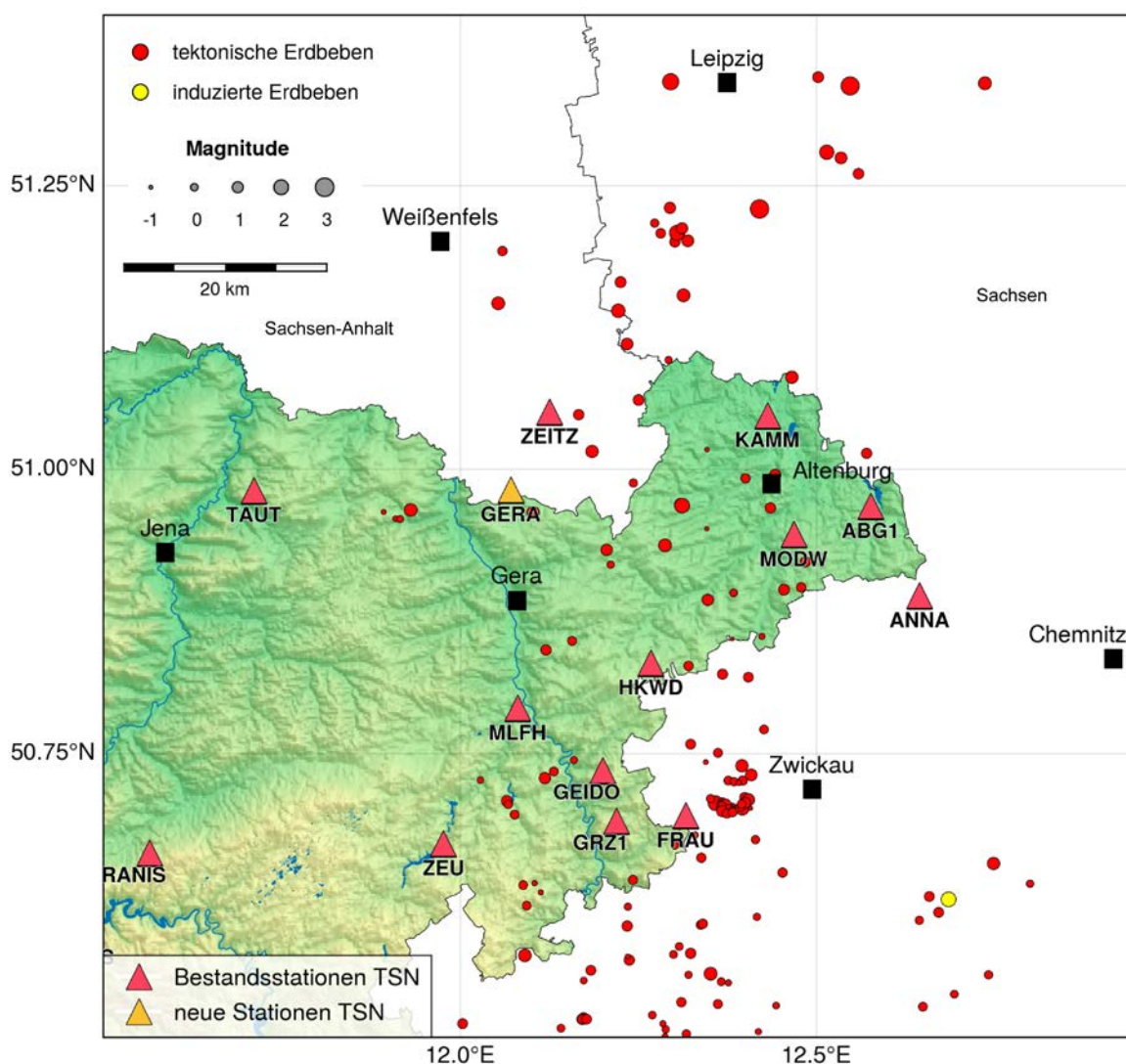


Abb. 2.2-4: Verteilung der Epizentren aller georteten Erdbeben im Zeitraum 2022–2024 für die Clusterregion Ostthüringen und Westsachsen.

2.3 Flutungsinduzierte Seismizität im Bereich der Uranerzgrube Schlema-Alberoda

OLAF WALLNER & FALK HÄNEL

2.3.1 Die seismologische Überwachung durch die Wismut GmbH

Die sich im Westerzgebirge befindliche Uranerzgrube Schlema-Alberoda der Wismut GmbH beeinflusst ein ca. 22 km² großes Gebiet der Ortsteile Bad Schlema, Wildbach und Alberoda der Stadt Aue-Bad-Schlema.

Der Abbau der Uranerze begann 1946 in der Teillagerstätte Oberschlema und ab 1949 in der Teillagerstätte Niederschlema-Alberoda. In den 1960er Jahren erreichte der Abbau seinen Höhepunkt. 1986 wurde in der Teillagerstätte Niederschlema-Alberoda mit der -1800-m-Sohle die tiefste Sohle erreicht. Insgesamt wurden in beiden Teillagerstätten ca. 49,5 Mio. m³ Gestein gelöst und 80.500 t Uran im Erz gefördert. Im Jahr 1990 wurde die Uranerzgewinnung eingestellt (HILLER & SCHUPPAN 2008).

Bereits Ende der 1960er Jahre traten bei Auffahrungen im Granit in Teufen über 1000 m Gebirgsstöße im Konturbereich der Grubenbaue auf. Zu ihrer Bekämpfung wurde mit Erfolg das vorlaufende Entlastungssprengen mit Kontrolle durch geophysikalische Methoden angewendet.

Neben Gebirgsschlägen im Konturbereich von Auffahrungen in magmatischen Gesteinen wurden Ende der 1970er Jahre auch unterirdische Erschütterungen beobachtet. Später wurden diese Erschütterungen als Gebirgsstöße qualifiziert, die unter anderem im Zusammenhang mit dem Abbau auf großflächigen geologischen Strukturen standen.

Am 25. 09. 1979 ereignete sich um 2:02 Uhr der stärkste Gebirgsstoß während der Gewinnungstätigkeit. Für dieses seismische Ereignis wird eine Magnitude von ca. 2,9 und eine Intensität von V nach der Intensitätsskala (MSK) ausgewiesen. Die Herdtiefe des Ereignisses wurde zunächst mit 2 km abgeschätzt und später mit $5 \pm 1,8$ km angegeben (GRÜNTAL 1988).

In zeitlicher Folge zu dem Ereignis vom 25. 09. 1979 konnten im Grubengebäude immer wieder Erschütterungen beobachtet werden, die dem Granitmassiv zugeordnet wurden. Bis 1983 sind insgesamt 30 Erschütterungen registriert worden. Die mit dem Ereignis vom 25. 09. 1979 eingeleitete Entwicklung der Seismizität in dem durch den Abbau zweifellos beanspruchten Granitmassiv mit ihren Auswirkungen auf das Grubengebäude waren Veranlassung für umfangreiche markscheiderische Messungen, gezielte wissenschaftliche Untersuchungen, die Entwicklung und den Betrieb ortungsseismischer Anlagen sowie arbeitssicherheitstechnischer Regelungen.

Der Mechanismus der Gebirgsstöße wurde als abschnittsweiser Scherbruch auf in das Granitmassiv hineinreichenden Gangstrukturen, hervorgerufen durch die abbaubedingte Spannungsverteilung im Gebirgsmassiv, qualifiziert (WALLNER 2009). Er gilt demnach auch für nicht abgebaute Gangstrukturen im Schiefer, wobei die Bedingungen für das Entstehen von Scherbrüchen im Granit günstiger sind (Abb. 2.3-1).

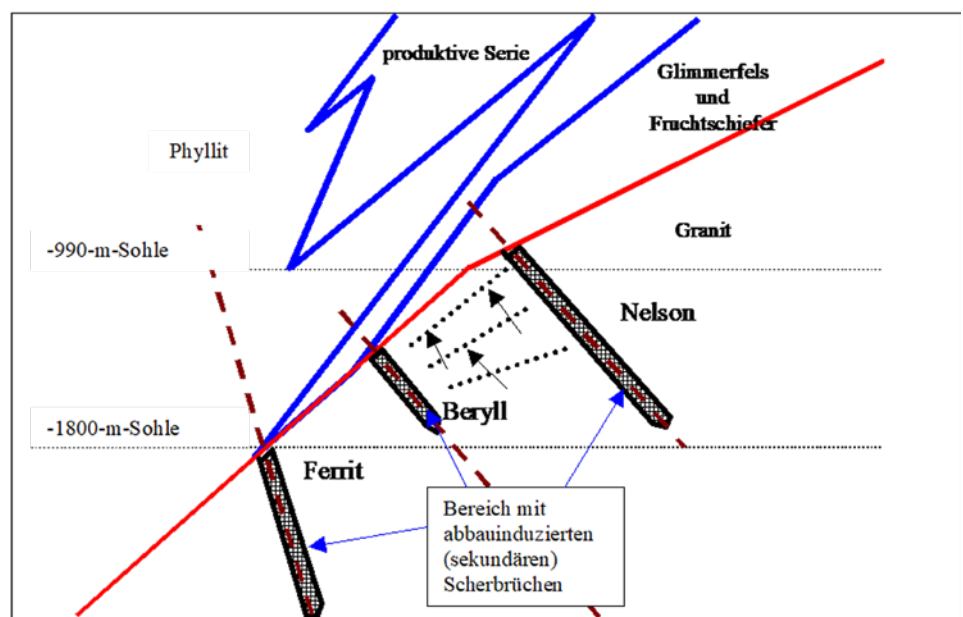


Abb. 2.3-1: Modell der induzierten Gebirgsstöße infolge intensiver Abbautätigkeit.

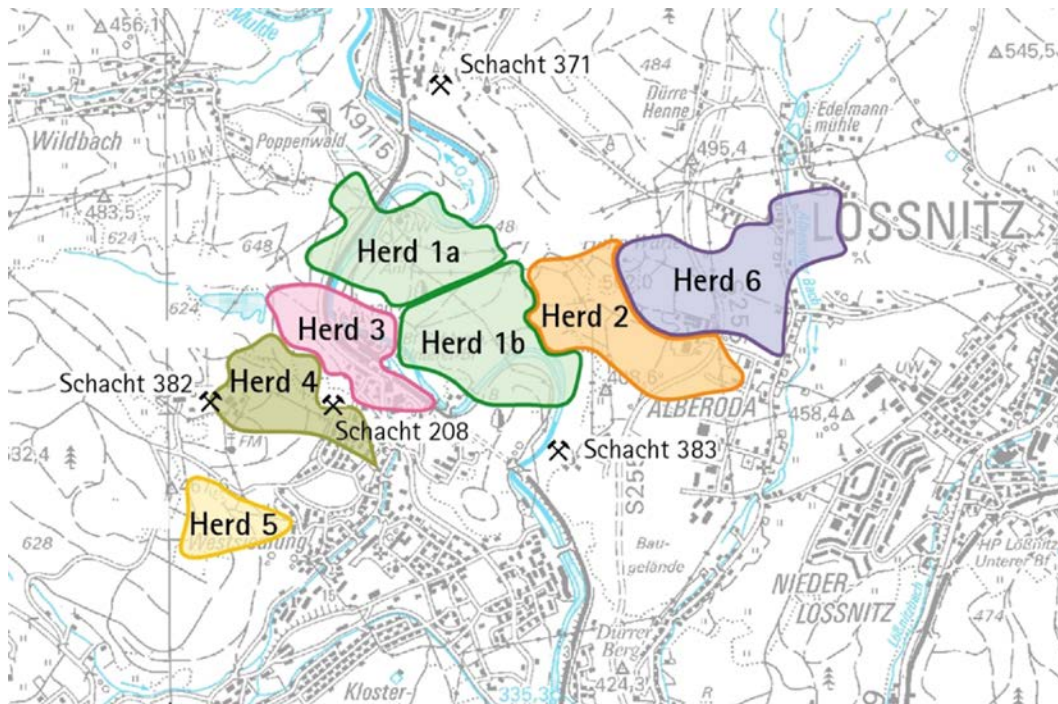


Abb. 2.3-2: Lage der Herdgebiete im Bereich der Grube Schlema-Alberoda.

Die detaillierte Kenntnis über den Mechanismus der bei der Abbautätigkeit beobachteten seismischen Ereignisse führte in Verbindung mit dem allgemeinen Kenntnisstand zu Wirkung von Fluiden in einem strukturierten Gebirgsmassiv, wie es in der Lagerstätte Schlema-Alberoda gegeben ist, bereits frühzeitig zu allgemeinen Hinweisen auf eine bei der Flutung zu erwartende Seismizität und zu der Empfehlung zur Weiterführung der seismischen Überwachung. Daraufhin wurde 1993 eine Seismische Überwachungsanlage durch die Wismut GmbH in Betrieb genommen. Derzeit sind an mehreren Teillagen 36 Geophone und zwei Hydrophone angeschlossen.

In Studien wurde die zu erwartende Situation im Hinblick auf eine Prognose präzisiert und die Entwicklung ständig beobachtet und analysiert.

Als Prognosewerte für flutungsbedingte, abbaubezogene seismische Ereignisse wurden aus der Analyse der Seismizität während der Abbauphase die maximal zu erwartende Magnitude $M = 2$ und die maximal zu erwartende Intensität der Bodenerschütterung $I = III-IV$ nach der MSK-Skala abgeleitet.

Zur Klassifizierung und Vergleichbarkeit der Gebirgsgestöße wurde der Schnellewert s_{1500} eingeführt. Er beschreibt die maximale Vertikalgeschwindigkeit der Bodenbewegung in einer mittleren Herdentfernung von 1500 m. Diese festgelegte Referenzentfernung entspricht etwa der mittleren Tiefe der Herde unter der Tagesoberfläche. Somit stellt die Bewertungsgröße s_{1500} einen Schätzwert für die vertikale Schwinggeschwindigkeit im Epizentrum eines seismischen Ereignisses dar (KÜNZEL 2013).

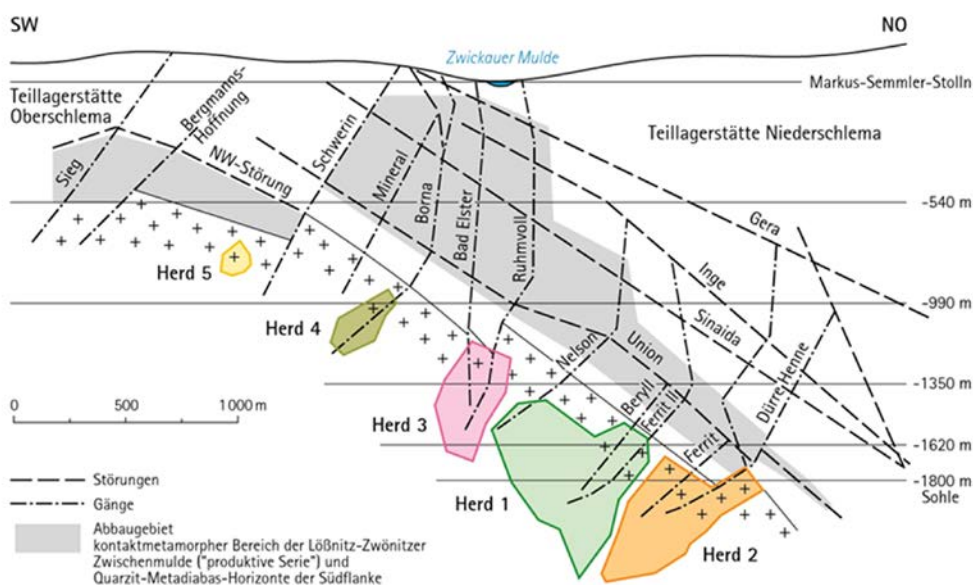


Abb. 2.3-3: Querschnitt durch die Herdgebiete im Bereich der Grube Schlema-Alberoda.

Von April 1993 bis Ende 2024 sind 1883 seismische Ereignisse aus der Grube Schlema-Alberoda und deren näherem Umfeld geophysikalisch ausgewertet und geomechanisch interpretiert worden. Davon können 1668 seismische Ereignisse 5 Herdgebieten im Granitmassiv und einem Herdgebiet in den Quarzitlagen im Südostteil der Teillagerstätte Niederschlema-Alberoda zugeordnet werden (Abb. 2.3-2, Abb. 2.3-3). Die restlichen Ereignisse traten verteilt im unverritzten Schiefergebirge, im Grubengebäude oder im Liegenden der Teillagerstätte Oberschlema auf.

Etwa 40 % der seismischen Ereignisse im Granitmassiv können dem bereits in der Abbauphase aktiven Herd 1 zugeordnet werden. Die Tiefe der Ereignisse liegt zwischen 1000 m und 2500 m. Herd 2 ist ebenfalls aus der Abbauphase bekannt und befindet sich in einer Tiefe von 1400 m bis 2300 m. Herd 3 befindet sich in einer Tiefe von 1200 m bis 1600 m und ist erst während der Flutung in Erscheinung getreten. Die Herde 4 und 5 spielen eine untergeordnete Rolle und haben sich erst mit der Flutung herausgebildet. Herd 6 befindet sich an verschiedenen, die Quarzitlagen im Ostteil der Teillagerstätte durchsetzenden Strukturen. Die Tiefe reicht von 600 m bis 2000 m (Abb. 2.3-2 und Abb. 2.3-3).

Der mechanische Zustand des Gebirges und der einzelnen Herde lässt sich durch kumulative Summenkurven der Ereignisintensität in Bezug zum Anstieg des Flutungswasserspiegels bzw. zur Summe der Differenzen der Flutungswasserspiegel-

schwankungen darstellen. In Anlehnung an die sogenannten „Benioffkurven“ wird für die Grube Schlema-Alberoda als Energieäquivalent der Schnellewert s_{1500} verwendet (WALLNER & HILLER 2012).

Die flutungsbezogene Summenkurve der Intensität aller ausgewerteten seismischen Ereignisse zeigt bisher 4 Phasen im seismischen Regime (Abb. 2.3-4).

Berücksichtigt man die Beobachtungen vor 1993, dem Zeitpunkt der Inbetriebnahme der neuen Seismischen Überwachungsanlage, dann können einer mit Beginn der Flutung einsetzenden Phase 1 mehrere starke Einzelereignisse zugeordnet werden. Diese seismischen Ereignisse sind mit dem Lösen von Restspannungen aus der Abbauphase verbunden. Die Phase 1 umfasst die Flutung bis Oktober 1996.

In einer sich anschließenden Übergangsphase, der Phase 2, ist eine vergleichsweise geringe Seismizität zu beobachten.

Ab April 1998 begann die besonders intensive 3. Phase. Sie ist gekennzeichnet durch eine Vielzahl seismischer Ereignisse mit deutlich höheren Intensitäten der Einzelereignisse als in der 1. Phase. Viele seismische Ereignisse wurden von der Bevölkerung wahrgenommen. Weiterhin begann eine deutliche Aktivität in den bisher relativ unauffälligen Granitherden 2 und 4.

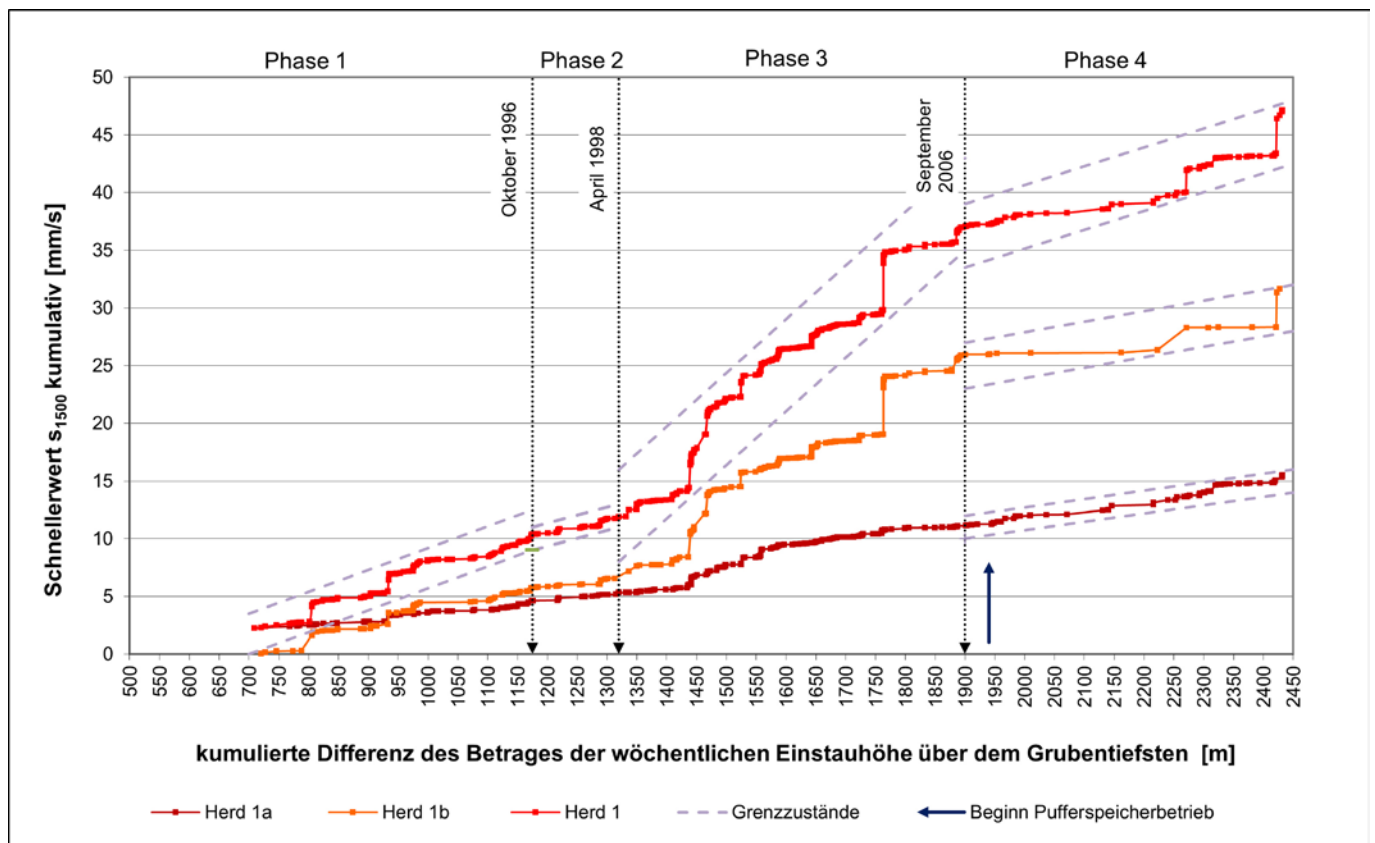


Abb. 2.3-4: Summe der Schnellewerte der seismischen Ereignisse aus Herd 1a und Herd 1b sowie Herd 1 gesamt bezogen auf die kumulative wöchentliche Schwankung des Flutungswasserspiegels.

Die 3. Phase im seismischen Regime wird bestimmt durch den mit dem schnell aufsteigenden Flutungswasser zunehmenden Porenwasserdruck im vom Abbau durchbauten Gebirgskörper. Die durch das Eindringen der Flutungswässer in den Porenraum abnehmende Normalspannung führt zu Dehnungen im Gebirgskörper. Diese Dehnung wirkt allseitig auf das umgebende Gebirge und führt damit auch zum Eintrag von Spannungen in die seismisch aktiven Herde im Granitmassiv. Auf den Eintrag von Spannungen reagieren die einzelnen Herde je nach mechanischem Zustand mit einer plötzlichen Energieabgabe in Form von seismischen Ereignissen. Über Tage sind die Dehnungen als Bodenhebungen nachweisbar (WALLNER 2009).

Ca. 2 Jahre nach dem intensiven Anstieg des Flutungswasserspiegels wurde am 12. 03. 2003 das bisher stärkste flutungsinduzierte seismische Ereignis mit einer Nahbebenmagnitude nach IIDA von $M_N = 1,6$ und einer Schwinggeschwindigkeit an der Tagesoberfläche von 4,0 mm/s beobachtet (Abb. 2.3-5). Dieses seismische Ereignis verursachte in unmittelbarer Umgebung des Epizentrums an der durch abbaubedingte Senkungen vorbelasteten Bausubstanz Schäden.

Mit Beginn der Flutung des tagesnahen Bereiches der Grube Schlema-Alberoda Mitte 2006 begann sich eine gewisse Beruhigung der seismischen Aktivität abzuzeichnen, die den Beginn der Überleitung zu einer neuen Phase der Spannungsakkumulation und -freisetzung markierte. Diese vierte Phase ist gekennzeichnet von nur geringen und sehr langsamen An-

stiegen des Flutungswasserspiegels und der damit einhergehenden Reduzierung der Anstiegsgeschwindigkeit.

In Abhängigkeit der Flutungsdynamik wurden auch weiterhin im Gebirgskörper Deformationen erzeugt und Spannungen in die Granitherde eingetragen. Bei der Energieabgabe trat Herd 1 in den Hintergrund. Es reagierten verstärkt die Herde 2 und 3. Vor allem die in den Jahren 2010 und 2011 aus sanierungstechnischen Gründen erfolgte Absenkung des Flutungswasserspiegels um ca. 30 m führte zum Spannungsaufbau im Herd 3. Dieser baute die Spannungen im Januar 2012 mit einer Serie von 11 Ereignissen ab. Das dabei stärkste seismische Ereignis hatte eine Nahbebenmagnitude nach IIDA von $M_N = 1,2$.

Der sich anschließende Zeitraum bis Ende 2024 mit nur geringen Pegelschwankungen spiegelte sich auch in einer abnehmenden Seismizität wider. Eine temporäre Zunahme der Seismizität und ein erneutes Auftreten eines Ereignisses mit einer Nahbebenmagnitude nach IIDA von $M_N = 1,1$ trat in einem zeitlichen Zusammenhang mit einer Absenkung des Flutungswasserspiegels um ca. 15 m am 28. 06. 2015 auf.

Das in der Phase relativ geringer Schwankungen des Flutungswasserspiegels auch mit stärkeren seismischen Ereignissen zu rechnen ist, zeigt das seismische Ereignis vom 18. 11. 2024 (Abb. 2.3-6) mit einer Nahbebenmagnitude nach IIDA von $M_N = 1,3$ und einer Schwinggeschwindigkeit an der Tagesoberfläche von 3,0 mm/s. Dieses seismische Ereignis wurde – wie

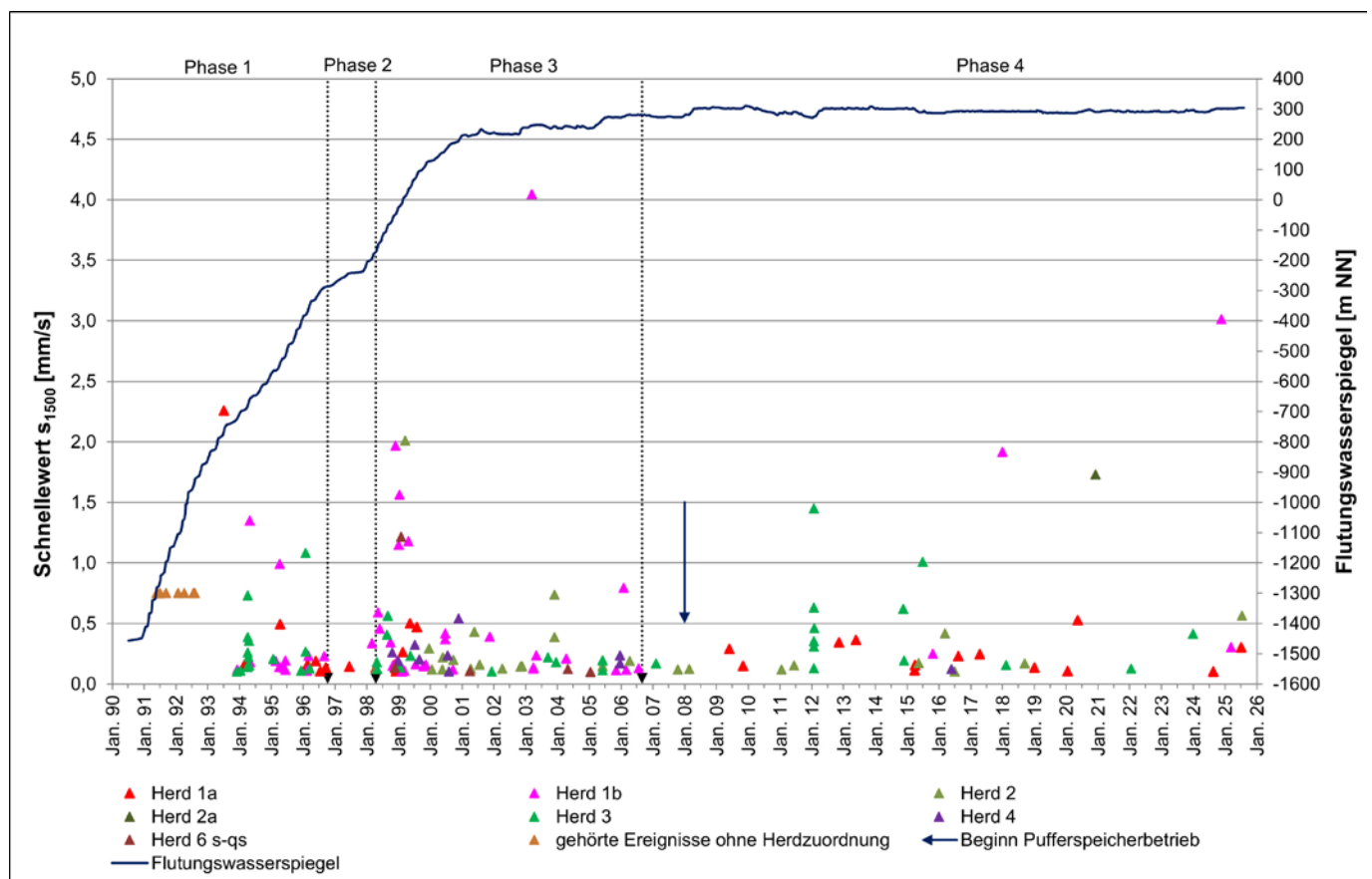


Abb. 2.3-5: Flutungsverlauf, zeitliche Verteilung und Schnellewerte der von der Seismischen Überwachungsanlage der Wismut GmbH erfassten stärkeren flutungsinduzierten seismischen Ereignisse.

viele der vorgenannten auch – ebenfalls vom seismologischen Netz der TU Bergakademie Freiberg registriert (Kap. 2.3.2).

Da der Flutungswasserspiegel in der gegenwärtigen Phase nur geringfügigen Schwankungen unterlag, wurden nur geringfügige Deformationen in die Granitherde eingetragen, so dass die gegenwärtig beobachtete Seismizität auch ein Prozess der Wiederherstellung des vorbergbaulich vorhandenen Spannungszustands im Gebirge ist.

Mit der ständigen allgemeinen und herdbezogenen Analyse der flutungsbedingten Seismizität unter Anwendung der Summenkurven der Bewertungsgröße s_{1500} , der Ergebnisse der Präzisionsortung und weiterer seismologischer Parameter wurde ein Werkzeug geschaffen, mit dem man kontinuierlich den geomechanischen Zustand des unter Flutungseinfluss geratenen Gebirges bewerten kann (EBERT & WALLNER 2017). Insbesondere die Lokalisierung, Interpretation und Bewertung der in einzelnen Flutungsphasen gehäuft auftretenden starken Einzelereignisse war und ist Grundlage für die Beurteilung des jeweiligen Flutungsregimes.

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

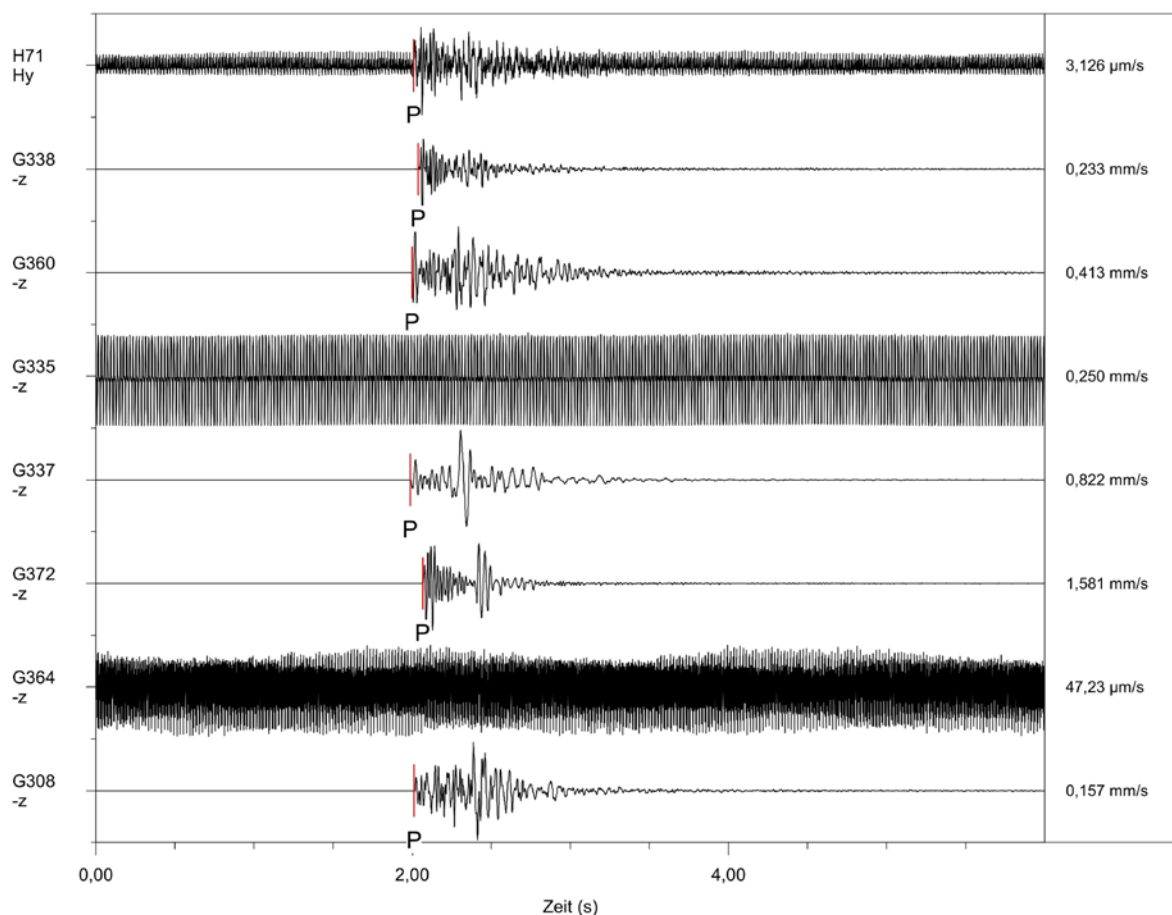


Abb. 2.3-6: Registrierbeispiel einer Teilanlage der Seismischen Überwachung, Aufzeichnung des Ereignisses vom 18.11.2024 um 03:54:09 Uhr mit einer Magnitude von $M_N = 1,3$.

2.3.2 Das seismologische Netz der TU Bergakademie Freiberg

Ein Schwerpunkt des seismologischen Monitorings des Instituts für Geophysik und Geoinformatik der TU Bergakademie Freiberg auf dem Territorium des Freistaates Sachsen ist die unabhängige Untersuchung der induzierten Seismizität im Bereich der Grube Schlema-Alberoda der WISMUT GmbH. Im Jahr 1996 begannen die Arbeiten mit der Suche nach geeigneten Aufstellorten für die Messinstrumente und Testmessungen. Seit 1998 wurde die Seismizität im Untersuchungsgebiet nahezu lückenlos zunächst mit vier, später mit fünf Stationen, jeweils ausgestattet mit Dreikomponenten-Seismometern vom Typ LE-3D/1s, aufgezeichnet.

Die Hauptaufgabe des seismologischen Monitorings des über-tägig im Bereich der Grube Schlema-Alberoda installierten Stationsnetzes ist die Erfassung der durch die Flutung der Grube induzierten Seismizität. Die in diesem Zusammenhang ermittelten Herdparameter induzierter seismischer Ereignisse bilden die Grundlage zur Abschätzung der seismischen Gefährdung für das Grubenumfeld.

Zur Unterstützung der durch die WISMUT GmbH betriebenen Überwachungsanlage werden durch die Registrierungen des TU-Stationsnetzes unabhängig relevante seismologische Daten bereitgestellt, die eine kontinuierliche Bewertung der Reaktion des Gebirges auf den variablen Wasserstand im Grubengebäude ermöglichen (WALLNER 2009). Die Induktion seismischer Ereignisse kann hierbei, wie bereits erwähnt, als In-

dikator für Spannungsumlagerungen herangezogen werden. Diesbezüglich ist eine genaue Lokalisierung und Herdparameterbestimmung der im Grubenbereich induzierten seismischen Ereignisse von grundlegender Bedeutung bei der Kontrolle und Steuerung des Flutungsprozesses.

Seit Beginn der Messungen 1998 konnten mit Hilfe dieses Stationsnetzes 383 induzierte seismische Ereignisse im Bereich der Grube Schlema-Alberoda erfasst werden. Die Detektionsschwelle des Netzes ist bezüglich einer vollständigen Erfassung von Ereignissen bei einer Nahbebenmagnitude nach IIDA von ca. -1 anzusetzen. Die zahlreichen schwächeren Ereignisse können nur mit dem dichteren Messnetz der WISMUT GmbH registriert werden.

Der zeitliche Verlauf der seismischen Aktivität ist gemeinsam mit dem Flutungsgeschehen für den gesamten Zeitraum seit Installation des Stationsnetzes in Abb. 2.3.7 dargestellt. Aus der zeitlichen Verteilung der induzierten Ereignisse relativ zu Änderungen des Wasserpegels im Grubengebäude ist unter anderem zu schlussfolgern, dass das umgebende Gebirge in der Regel nicht sofort auf Spannungsumlagerungen infolge von Pegeländerungen (Erhöhung oder Absenkung) reagiert, sondern ein rheologisches Verhalten zeigt: Die seismische Energiefreisetzung folgt zeitverzögert und äußert sich in einer Erhöhung der Aktivität sowohl in Anzahl als auch Stärke der induzierten seismischen Ereignisse. Zwei Beispiele hierfür sind

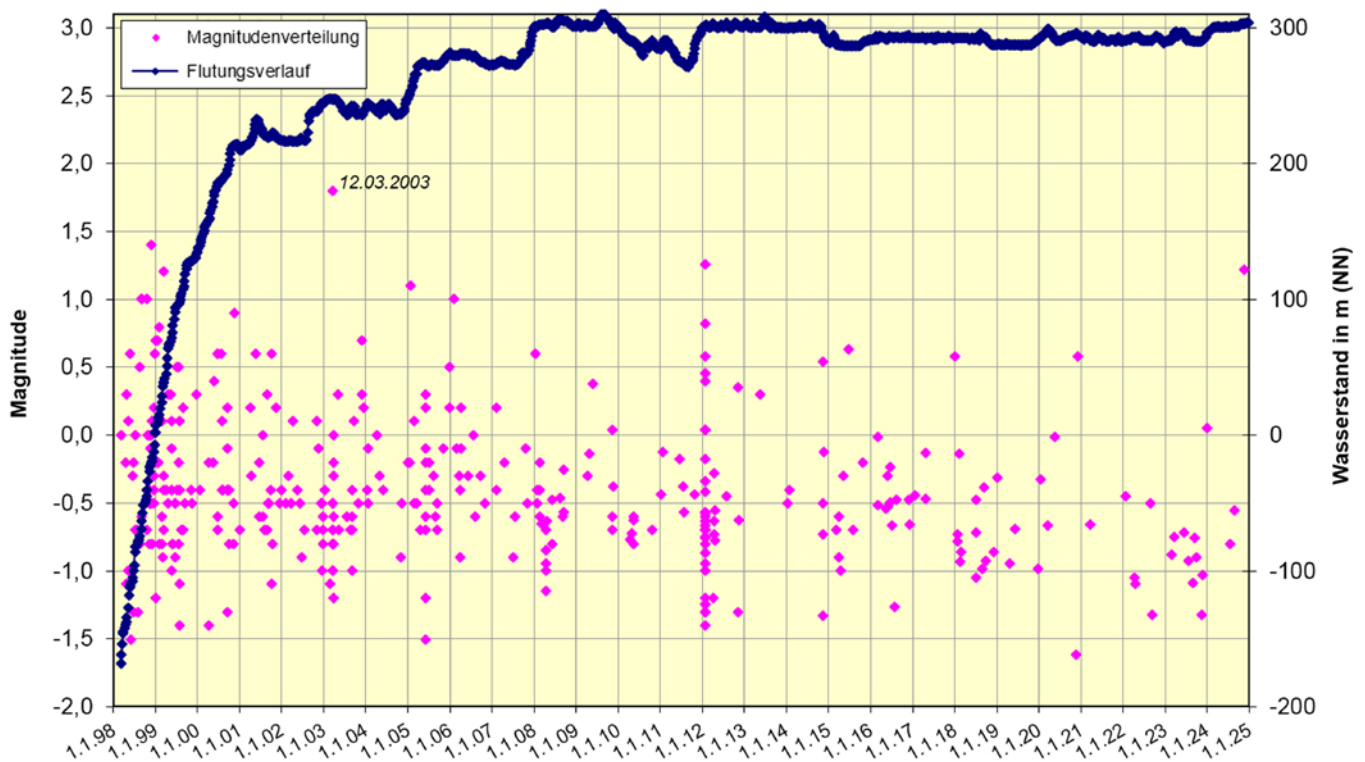


Abb. 2.3-7: Flutungsverlauf und Magnitudenverteilung der durch das TU-Stationsnetz erfassten induzierten Seismizität im Bereich der Grube Schlema-Alberoda seit 1998.

die erhöhte seismische Aktivität Anfang 2003, nachdem es aufgrund des intensiven Regens, der zum August-Hochwasser 2002 führte, zu einem relativ schnellen Flutungspegelanstieg gekommen war und die deutlich erhöhte Aktivität Anfang 2012 nach einem signifikanten Flutungspegelanstieg in der zweiten Jahreshälfte 2011.

Im Lauf der Zeit hat sich gezeigt, dass sich die beiden unabhängig voneinander betriebenen Messnetze optimal ergänzen

und sich unvermeidbare Unterbrechungen der Messreihen durch Defekte einzelner Stationen gut überbrücken lassen. Die Ergebnisse der Messungen fließen zum einen in die Steuerung des Flutungs geschehens ein und sind zum anderen von wissenschaftlichem Interesse.

Literatur

EBERT, T. & WALLNER, O. (2017). Aktuelle Erkenntnisse der flutungsinduzierten Seismizität aus dem Umfeld der Gangerzgrube Schlema-Alberoda. — In: Meier, G.; Benndorf, J.; Löbel, K.-H.; Butscher, C.; Tondera, D. & Busch, W. [Hrsg.]: 17. Altbergbaukolloquium TU Bergakademie Freiberg, Tagungsband: 93–106; Nossen.

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

HILLER, A. & SCHUPPAN, W. (2008): Geologie und Uranbergbau im Revier Schlema-Alberoda. — Bergbaumonographie (Bergbau in Sachsen, Bd. 14); Dresden (Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Sächsisches Oberbergamt).

KÜNZEL, U. (2013): Seismizität im Umfeld der Uranerzlagerstätte Schlema-Alberoda und modifizierte Auswertemethoden für eine präzise Lage- und Stärkeermittlung der im Nahfeld instrumentell registrierten Mikrobeben. — Veröffentlichung des Instituts für Geotechnik, Bd. 2013-1; Freiberg (TU Bergakademie Freiberg).

WALLNER, O. (2009): Analyse bergbauinduzierter Bodenbewegungen und Seismizität während der Gewinnungs- und Flutungsphase einer komplexen Gangerzlagerstätte. — Dissertation; Freiberg (TU Bergakademie Freiberg, Institut für Markscheidewesen und Geodäsie).

WALLNER, O. & HILLER, A. (2012). Bergbauinduzierte Seismizität im Umfeld der Uranerzgrube Schlema-Alberoda. — In: Deutscher Markscheider-Verein e.V. [Hrsg.]: Markscheidewesen, Jahrgang 119, Heft 16; Peine.

2.4 Vergleich: Stärkste Erdbeben weltweit

Ivo RAPPSILBER

Zur Einordnung der Seismizität Mitteldeutschlands wird hier eine Auflistung der stärksten weltweiten Beben im Dreijahreszeitraum 2022–2024 gegeben (Tab. 2.4-1). Beim Vergleich ist zu beachten, dass ein exponentieller Zusammenhang der Magnitude zur freigesetzten Energie besteht. Ist die Magnitude

um eine Einheit größer, erhöht sich die Energie um den Faktor 90. Da wir nicht im Bereich aktiver Kontinentalplattenränder leben, sind derartig schwere und teilweise auch verheerende Erdbeben in unseren drei Ländern Sachsen, Sachsen-Anhalt und Thüringen nicht zu erwarten.

Tab. 2.4-1: Schadensbeben weltweit mit Magnitude 7 und größer. Quelle: U.S. Geological Survey.

Datum	Herdzeit (UTC) [hh:mm]	Region	Opfer	Magnitude	Tiefe [km]	Intensität
16. 03. 2022	14:36	Japan	4	7,3	41	VIII
31. 03. 2022	05:44	Neukaledonien	0	7,0	10	IV
26. 05. 2022	12:02	Peru	0	7,2	236	V
27. 07. 2022	00:43	Philippinen	11	7,0	34	VIII
10. 09. 2022	23:47	Papua-Neuguinea	21	7,6	116	VIII
19. 09. 2022	18:05	Mexiko	2	7,6	27	VIII
09. 11. 2022	09:51	Südpazifik	0	7,0	630	III
11. 11. 2022	10:48	Südpazifik	0	7,3	37	V
12. 11. 2022	07:09	Südpazifik	0	7,0	579	III
22. 11. 2022	02:03	Salomonen	0	7,0	14	VII
08. 01. 2023	12:32	Vanuatu	0	7,0	29	VII
09. 01. 2023	17:47	Bandasee	0	7,6	105	VII
18. 01. 2023	06:06	Molukkensee	0	7,0	29	V
06. 02. 2023	01:17 / 10:24	Türkei/Syrien	>60 000	7,8 / 7,5	18 / 10	X / XI
16. 03. 2023	00:56	Südpazifik	0	7,0	22	V
02. 04. 2023	18:04	Papua-Neuguinea	8	7,0	70	VII
14. 04. 2023	09:55	Indonesien	1	7,0	594	III
24. 04. 2023	00:41	Südpazifik	0	7,1	49	VII
24. 04. 2023	20:00	Indonesien	0	7,1	34	VIII
10. 05. 2023	16:02	Südpazifik	0	7,6	210	VI
19. 05. 2023	02:57	Südpazifik	0	7,7	38	IV
20. 05. 2023	01:51	Südpazifik	0	7,1	36	IV
15. 06. 2023	18:06	Südpazifik	0	7,2	167	VI
16. 07. 2023	06:48	Alaska	0	7,2	33	VI
28. 08. 2023	19:55	Indonesien	0	7,1	514	IV
08. 11. 2023	04:53	Indonesien	0	7,1	10	VI
02. 12. 2023	14:37	Philippinen	3	7,6	33	VII
07. 12. 2023	12:56	Südpazifik	0	7,1	48	VI
01. 01. 2024	07:10	Japan	281	7,5	10	IX
22. 01. 2024	18:09	China	3	7,0	13	IX
02. 04. 2024	23:58	Taiwan	17	7,4	40	VIII
28. 06. 2024	05:36	Peru	0	7,2	28	VIII
11. 07. 2024	02:13	Philippinen	0	7,1	620	IV
19. 07. 2024	01:50	Chile	1	7,4	117	VII
08. 08. 2024	07:42	Japan	0	7,1	25	VII
17. 08. 2024	19:10	Kamschatka	0	7,0	29	VII
05. 12. 2024	18:44	Kalifornien	0	7,0	10	VII
17. 12. 2024	01:47	Vanuatu	>14	7,3	57	IX

3 Seismologische Netze in Mitteldeutschland

3.1 Sachsennetz (SXNET) mit den Stationen Sachsen-Anhalts

LUTZ SONNABEND, FALK HÄNEL & IVO RAPPSILBER

Die sächsischen Erdbebenstationen werden traditionell in Online- und Offline-Stationen unterschieden. Maßgeblich ist dabei die dauerhafte Datenanbindung, die eine Fernwartung sowie einen kontinuierlichen und zeitnahen Abruf sämtlicher Messdaten ermöglicht.

Die Online-Stationen sind vollständig über das Internet angebunden. Technische Grundlage bilden eigene Mobilfunk- oder Festnetzanschlüsse sowie teilweise Netzwerkverbindungen, die von den Gastgebern der jeweiligen Standorte bereitgestellt werden. Die früher üblichen ISDN-Wählverbindungen wurden inzwischen vollständig durch DSL-Verbindungen ersetzt, die als dauerhafte Standleitungen betrieben werden.

Der höhere Installationsaufwand von Online-Stationen führte in der Vergangenheit zur Bezeichnung als „permanentes Netz“, während Offline-Stationen als „mobiles Netz“ galten. Diese Unterscheidung verliert jedoch zunehmend an Bedeutung.

Die Online-Stationen werden überwiegend von der TU Bergakademie Freiberg im Auftrag des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (LfULG) betrieben. Hinzu kommen vier vergleichbare Stationen in Sachsen-Anhalt, die im Auftrag des Landesamtes für Geologie und Bergwesen (LAGB) in das Sachsennetz eingebunden sind. Im Routinebetrieb werden sämtliche Messdaten innerhalb weniger Sekunden bis Minuten automatisch und vollständig an das Freiburger Datenzentrum übertragen.

Offline-Stationen betreibt die TU Bergakademie Freiberg bedarfsweise an wechselnden Standorten. Der Zugriff auf die Daten erfolgt zeitverzögert im Rahmen regelmäßiger Vor-Ort-Termine, bei denen Datenträger oder deren Inhalte ins Datenzentrum überführt werden. Auch diese Stationen werden schrittweise auf einen Online-Betrieb umgestellt. Ende 2024 waren bereits zwei der bislang offline betriebenen Stationen online angebunden.

3.1.1 Übersicht

Im Berichtszeitraum 2022–2024 konnte das sächsische Online-Netz (vgl. Tab. 3.1–1 und Abb. 3.1–1) ohne größere Eingriffe kontinuierlich betrieben und weiter verdichtet werden. Die nachfolgende Einschätzung stellt somit eine Fortschreibung des letzten Dreijahresberichtes dar.

Die in den vergangenen Jahren entwickelten Konzepte hinsichtlich Stationstechnik und Standortwahl haben sich weiterhin bewährt. Eine wesentliche Voraussetzung für den langfristig stabilen Betrieb ist die ausgezeichnete Kooperation mit den Gastgebern der Stationsstandorte, denen an dieser Stelle ausdrücklich gedankt sei.

Auch im aktuellen Berichtszeitraum gelang es den beteiligten Technikern, längere Datenlücken zu vermeiden.

Bis Ende 2024 wuchs das sächsische Netz um vier weitere Online-Stationen auf insgesamt 16 Erdbebenstationen in Sachsen sowie vier Stationen in Sachsen-Anhalt an. Mit Ausnahme der Station FBE, welche grundlegend erneuert wird, sind alle bislang bestehenden Stationen weiterhin in Betrieb.

3.1.2 Neue Stationen

Eine neue Station des Sachsennetzes wurde im Ortsteil Falkenberg der Gemeinde Halsbrücke unter dem Kürzel FALKB in Betrieb genommen. Der Standort wurde von einem engagierten Bürger zur Verfügung gestellt, der in einem Scheunen-Kellerraum eigeninitiativ einen professionellen Seismometersockel errichtete (Abb. 3.1–2).

Eine Besonderheit des Standortes sind mehrere historische langperiodische Seismographen aus Jena, die in den 1960er Jahren entwickelt wurden und seinerzeit zu den weltweit leistungsfähigsten Geräten zählten. Heute besitzen sie musealen Wert und bilden einen anschaulichen Kontrast zur modernen Messtechnik.

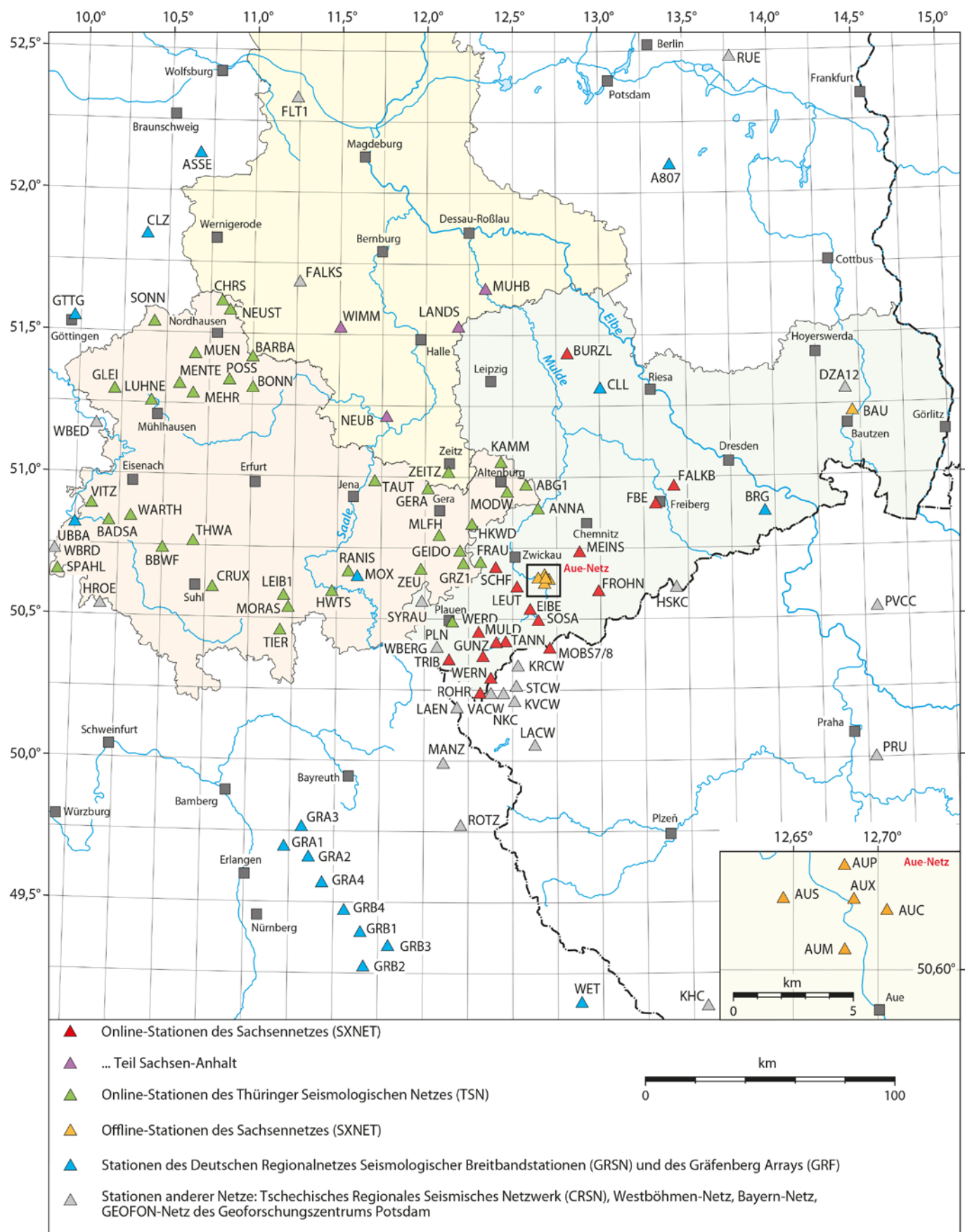


Abb. 3.1-1: Erdbebenstationen, deren Daten kontinuierlich für die seismologische Auswertung zur Verfügung stehen: Sachsennetz (SXNET) mit Stationen von Sachsen-Anhalt, Thüringer Netz (TSN) und Stationen angrenzender Gebiete (Stationsabkürzungen des Online-Netzes Tab. 3.1-1 und des Offline-Sachsennetzes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

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					
BURZL	Hohburger Berge, Trinkwasserhochbehälter	51,431	12,815	220	01. 11. 2020
EIBE	Eibenstock, Talsperre	50,530	12,560	491	15. 07. 2020
FALKB	Falkenberg, privater Scheunenkeller	50,953	13,395	354	01. 06. 2022
FBE	Freiberg, Lehr- und Besucherbergwerk „Alte Elisabeth“, 4. Gezeugstrecke	50,921	13,354	235	27. 09. 2004
FROHN	Frohnau, Besucherbergwerk	50,595	12,989	483	22. 08. 2019
GUNZ	Gunzen, Trinkwasserhochbehälter	50,364	12,332	669	08. 08. 2001
LEUT	Leutersbach, private Wetterstation	50,607	12,523	410	04. 05. 2016
MEINS	Meinersdorf, privater Erdschacht	50,732	12,881	501	17. 04. 2020
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
SOSA	Sosa, Talsperre	50,491	12,640	645	07. 09. 2021
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					
LANDS	Landsberg, ehemaliger Bunker	51,526	12,163	115	27. 11. 2018
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

Darüber hinaus wurden in Sachsen zwei neue Stationen eingerichtet, die dauerhaft betrieben werden sollen. Besonderheit ist die enge Kooperation zwischen dem Landeserdbebendienst und dem Geoforschungszentrum Potsdam (GFZ). Im Rahmen dieser Zusammenarbeit gingen die Stationen Syrau und Wiedersberg im Vogtland in Betrieb.

Die Station Syrau (SYRAU) befindet sich untertage in der bekannten Drachenhöhle Syrau. Die Station Wiedersberg (WBERG) wurde in einem gemeindeeigenen, ehemaligen Lagerkeller installiert, der zuvor entsprechend ertüchtigt wurde, um den technischen Anforderungen zu genügen. Den Gestatungsgebern gilt besonderer Dank für die ausgesprochen gute Zusammenarbeit.

Eine weitere erfolgreiche Kooperation ergab sich in der Region Lausitz. Im Rahmen der geologischen und geophysikalischen Vorerkundung eines Standorts für ein

sogenanntes Low-Seismic-Lab sowie für ein potenzielles Gravitationswellenteleskop (Einsteinoteleskop) wurde durch das Deutsche Zentrum für Astrophysik (DZA), das Deutsche Elektronen-Synchrotron (DESY) und das Karlsruher Institut für Technologie (KIT) ein Bohrlochseismometer in Betrieb genommen (DZA12).

Die Station befindet sich in Ralbitz-Rosenthal. Das Seismometer wurde 2024 in rund 250 m Tiefe installiert. Die Daten stehen dem Landeserdbebendienst seither zur Verfügung. Dadurch konnten eine bedeutende Lücke im sächsischen Überwachungsnetz geschlossen und insbesondere die Beobachtungsbedingungen in Ostsachsen deutlich verbessert werden.

In der Region Carlsfeld werden zudem mehrere Teststandorte – teilweise in Kooperation mit dem GFZ – betrieben. Ziel ist es, dort ein bis zwei neue Breitbandstationen dauerhaft zu etablieren.



Abb. 3.1-2: Station FALKB mit historischen Seismographen (unter Plexiglas-Abdeckungen) und modernem Seismometer (blaues zylindrisches Gehäuse).

3.1.3 Modernisierung im Bestand

An der Station Werda (WERD) wurde im Mai 2022 der betagte Digitizer vom Typ Quanterra durch einen moderneren EDR-209 ersetzt und das dazugehörige Equipment erneuert.

Die Station Landsberg (LANDS) wurde Ende 2024 mit aktueller Technik des Herstellers Nanometrics umfassend modernisiert. Dabei wurden ein neuer Digitizer des Typs Centaur sowie ein Seismometer vom Typ Trillium Compact 120s installiert.

Im Zuge der Migration der seismologischen Überwachung von der Universität Leipzig an die TU Bergakademie (vgl. Kap. 4.1.1 und 4.1.2) wurden darüber hinaus an allen Stationen – in unterschiedlichem Umfang – Anpassungen an der Datenübertragungstechnik vorgenommen.

3.1.4 Offline-Stationsnetz (mobiles Netz)

Das Institut für Geophysik und Geoinformatik der TU Bergakademie Freiberg setzte seit Mitte der 90er Jahre vor allem Offline-Stationen (Datenspeicherung vor Ort auf Datenträger) der Typen MARS-88 und MARSlite der Firma Lennartz electronic/Tübingen ein, um Erdbeben und sonstige Erschütterungen auf dem Gebiet des Freistaates Sachsen und angrenzender Regionen registrieren zu können. Der dauerhafte Betrieb hat jedoch mit der Zeit zu irreparablen Defekten v.a. der magneto-optischen Laufwerke zur Datenspeicherung geführt, sodass eine Erneuerung mit einer zum bestehenden Online-Stationsnetz SXNET adäquaten und kompatiblen Geräteausstattung eingeleitet wurde. Zum Einsatz kommen dabei nun u.a. Online-Stationen der Firma Güralp Systems Ltd. Den Vorteil der zeitge-

mäßen Echtzeitdatenübertragung erkaufte man sich allerdings mit einem erhöhten Installationsaufwand im Gegensatz zur alten Offline-Technik: Ein Internetanschluss bzw. Mobilfunkempfang muss vorhanden sein und eine GPS-Antenne zum Empfang des Zeitsignals muss im Außenbereich angebracht werden. Damit geht einher, dass diese Stationen im Bedarfsfall nicht mehr ganz so schnell und unkompliziert umgesetzt werden können wie bisher.

Die letzten noch verbliebenen Offline-Stationen werden im Bereich der Grube Schlema-Alberoda der WISMUT GmbH (vgl. Kap. 2.3.2) eingesetzt, sollen jedoch in Zukunft ebenfalls ersetzt werden.

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 seit 08.01.19
Talsperren					
BAU	Bautzen, Talsperre Hauptgebäude	51,2199	14,4699	173	seit 03. 05. 2018

3.1.5 Seismologische Stationen in Sachsen-Anhalt

Die erste seismologische Station Sachsen-Anhalts wurde im Jahre 2003 auf der Neuenburg bei Freyburg (NEUB) eingerichtet. Es bestand das gemeinsame Ziel im Seismologie-Verbund, um das mitteldeutsche Bebengebiet herum Stationen zu installieren, damit die Seismizität dort überwacht werden kann. Insbesondere der Umstand, dass im Südzipfel Sachsen-Anhalts mehrere Gemeinden in eine Erdbebenzone nach DIN 4149 fielen, erforderte ein Engagement des Landesamtes für Geologie und Bergwesen (LAGB).

Eine Station alleine kann keine sinnvollen Erdbebeninformationen liefern. Die gemeinsame Auswertung mit den umliegenden Stationen war nötig. Deshalb wurde die Station NEUB an das bereits existierende Sachennetz (SXNET) angeschlossen.

Im Jahre 2008 kam eine Station in Wimmelburg (WIMM) hinzu, die als Nachfolgestation für das ehemalige bergbauliche Überwachungsnetz der Reviere Mansfeld und Sangerhausen betrachtet werden kann. In den Jahren 2015 und 2018 kamen noch Stationen in Muldenstein bei Bitterfeld (MUHB) und Landsberg (LANDS) hinzu, um den Ring um das mitteldeutsche Bebengebiet zu schließen. Diese Stationen stehen in engem Zusammenhang mit den Beben von Gröbers (2015) und Markranstädt (2017). Auch diese weiteren Stationen des Landes Sachsen-Anhalt wurden in das Sachennetz integriert. Sie wurden jahrelang vertraglich gebunden durch die Universität Leipzig und neuerdings durch die TU Bergakademie Freiberg betrieben.

Im Nordteil Sachsen-Anhalts, in Flechtingen, befindet sich eine Station der Hochschule Magdeburg-Stendal (FLT1), deren Standort gemeinsam mit dem LAGB ausgewählt wurde und

die in das Netz des Geoforschungszentrums Potsdam (GEO-FON) integriert wurde. Zu diesem Netz gehört auch eine Station auf der Burg Falkenstein im Harz (FALKS). Zwei Stationen des Thüringer Seismologischen Netzes (TSN) befinden sich in Sachsen-Anhalt: eine seit 2014 in Zeitz (ZEITZ) und eine seit 2022 auf dem Gelände des Standortübungsplatzes Gera (GERA).

Mit dem vorhandenen Stationsnetz ist der Südteil Sachsen-Anhalts ausreichend abgedeckt, um spürbare natürliche Erdbeben detektieren zu können. Im Nordteil Sachsen-Anhalts wurden in den vergangenen 20 Jahren keine natürlichen Erdbeben registriert. Deshalb wird dort derzeit keine Notwendigkeit gesehen, landeseigene seismologische Stationen einzurichten.

Einen wesentlichen Teil tragen in Sachsen-Anhalt die bergbaubedingten, induzierten Ereignisse zur Seismizität bei. In den besonders davon betroffenen Gebieten existieren betriebliche Überwachungsanlagen, so in der Grube Teutschenthal (einem ehemaligen Kalibergwerk, das sich im Versatz befindet), im Endlager Morsleben und in den Salzbergwerken Zielitz und Bernburg. Ehemalige Überwachungsanlagen im Bereich der Reviere Mansfeld und Sangerhausen und im Bereich des Staßfurter Sattels wurden wegen der stark zurückgegangenen Seismizität inzwischen stillgelegt.

3.1.6 Nachbarnetze

Die bereits gewohnte Zusammenarbeit mit den Nachbarnetzen wurde nahtlos und mit unveränderten Konditionen fortgesetzt. Aus Sicht der Datenauswertung bilden alle Stationen der Umgebung ein einheitliches Netzwerk. Nahezu alle Netze verzeichnen einen Zuwachs an Erdbebenstationen wie er auch in Abb. 3.1-1 erkennbar wird. Von nahezu allen genannten Online-Stationen stehen die elektronischen Seismogramme lückenlos bereits nach einigen Sekunden im Freiburger Datenzentrum und damit zur automatischen und manuellen Auswertung bereit. Neben den 20 Stationen des sächsischen Online-Netzes stehen weitere 95 Stationen der Nachbarnetze bereit, die überwiegend innerhalb des Kartenausschnitts der Abb. 3.1-1 liegen:

- ◆ Thüringer Seismologisches Netz (TSN) – 38 Stationen,
- ◆ Deutsches Regionalnetz seismologischer Breitbandstationen (GRSN) – 17 Stationen,

- ◆ Tschechisches Regionales Seismisches Netzwerk (CRSN) – 12 Stationen,
- ◆ Westböhmennetz (WB, Tschechische Akademie der Wissenschaften) – 11 Stationen,
- ◆ Bayern-Netz (BW, Universität München) – 4 Stationen,
- ◆ Geofon-Netz (GE, Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum) – 6 Stationen,
- ◆ Hessennetz (HS, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie) – 6 Stationen,
- ◆ Deutsches Zentrum für Astrophysik (DZA) – 1 Station.

Damit waren Ende 2024 in Mitteldeutschland und Umgebung über 115 Erdbebenstationen mit kontinuierlichen Daten verfügbar – Tendenz langsam steigend.

3.2 Zur Entwicklung des Thüringer Seismologischen Netzes (TSN) im Zeitraum 2022–2024

ULRICH WEGLER, DIRK SCHÖNWALD & INA PUSTAL

Das Thüringer Seismologische Netz (TSN) wurde im Berichtszeitraum 2022 bis 2024 um 5 vollwertige Stationen erweitert (Abb. 3.2-1). Die seismologischen Wellenformdaten wurden in Kanälen zu 200 Hz oder teilweise noch mit 100 Hz kontinuierlich in Echtzeit in die Auswertezentrale an der Friedrich-Schiller-Universität Jena übertragen sowie an das European Integrated Data Archive (EIDA) an der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) geliefert und dort dauerhaft archiviert.

Alle Arbeiten, ob Gerätebeschaffung, Standortsuche oder Wartung sind darauf ausgerichtet, dass kontinuierlich und störungsfrei qualitativ hochwertige Daten erfasst und übertragen werden, um eine möglichst effektive Erdbebedetektion und Meldung sowie einen Datenaustausch online mit nationalen und internationalen Partnern zu sichern. Insgesamt überwachen derzeit 38 seismologische Messstellen des TSN Thüringen und die angrenzenden Gebiete.

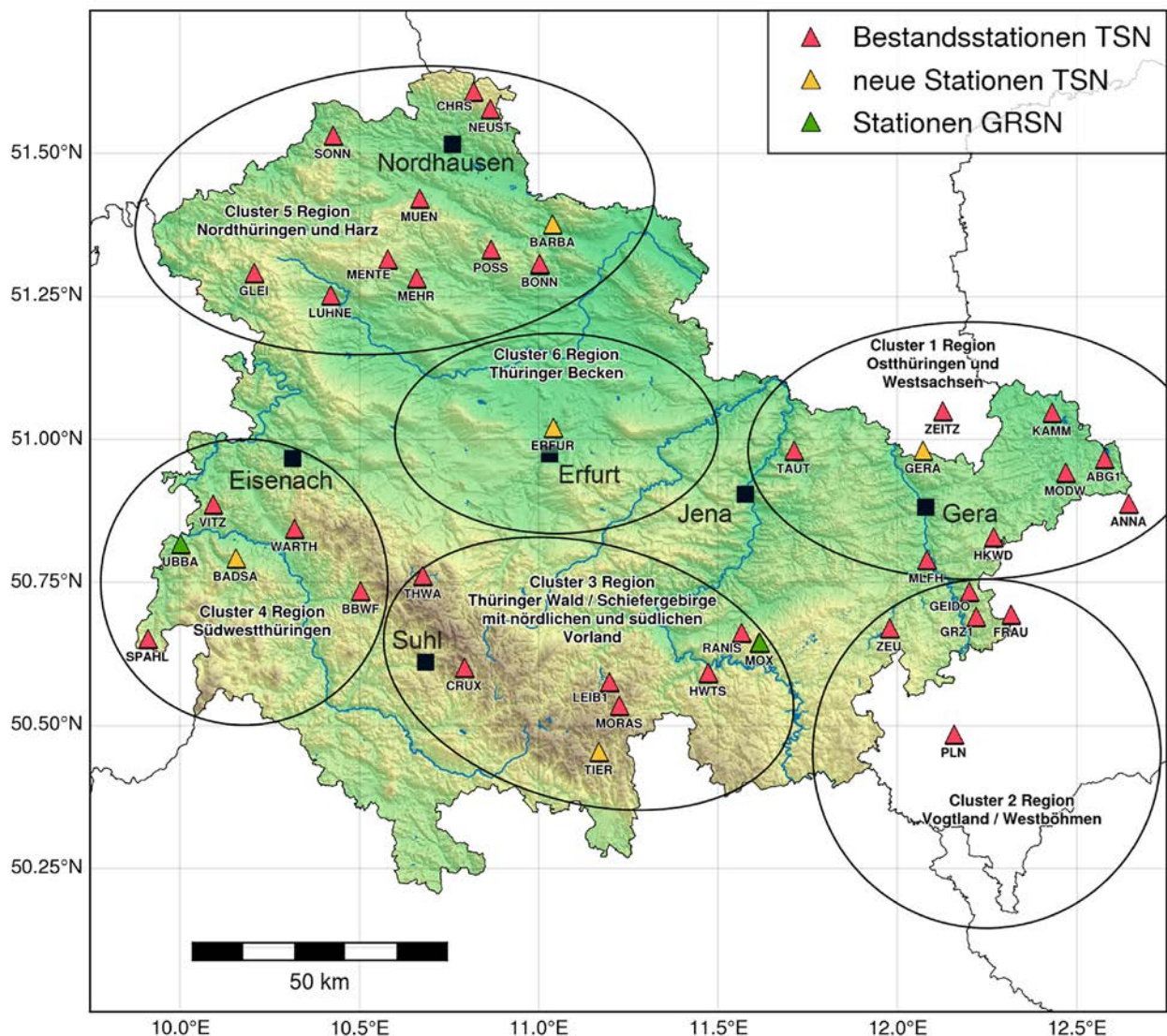


Abb. 3.2-1: Die 38 Messstellen des Thüringer Seismologischen Netzes (TSN, rote und orange Dreiecke). Die im Berichtszeitraum 2022–2024 neu installierten Stationen sind in orange markiert, während die roten Dreiecke den älteren Bestandsstationen entsprechen. Die beiden Messstellen des deutschlandweiten „German Regional Seismic Network (GRSN)“, die in Thüringen liegen, sind als grüne Dreiecke dargestellt (Bild: R. Esefelder).

3.2.1 Neue Messstellen des Thüringer Seismologischen Netzes im Zeitraum 2022–2024

3.2.1.1 Neue Messstelle TH.GERA

Die Station TH.GERA „Gera“ mit dem internationalen TSN-Netzwerk Kürzel TH und dem internationalen Stationskürzel GERA verstärkt seit dem 18. 08. 2022 die Zone 1 „Region Ostthüringen und Westsachsen“ (Abb. 3.2-1). Diese Messstelle im Zeitzer Forst auf dem Gelände des Standortübungsplatzes Gera ist mit Solarzellen, Brennstoffzelle und Akkumulatoren ausgerüstet und wird autark mit Strom versorgt (Abb. 3.2-2). Mit einer mobilen Teststation wurden hier im Vorfeld verschiedenen Standorte getestet und geprüft. Die Messstelle liegt



Abb. 3.2-2: Station TH.GERA „Gera“ im Zeitzer Forst auf dem Gelände des Standortübungsplatzes Gera (Foto: D. Schönwald).

ca. 900 m von der Thüringer Landesgrenze entfernt in der Gemeinde Wetterzeube (Burgenlandkreis, Sachsen-Anhalt). Die Datenaufzeichnung erfolgt mit einem 3-Komponenten-Breitbandseismometer vom Typ Trillium Compact mit einer Eckfrequenz von 120 s der Firma Nanometrics. Als Datenerfassungssystem wird ein Datenlogger des Typs Centaur ebenfalls von der Firma Nanometrics eingesetzt, wobei wir pro Komponente mit 200 Datenpunkten pro Sekunde aufzeichnen.



Abb. 3.2-3: Stationshütte der Messstelle TH.BADSA „Bad Salzungen“ (Foto: D. Schönwald).

3.2.1.2 Neue Messstelle TH.BADSA

Nach langer Testphase mehrerer Standorte in der Region wurde am 13. 04. 2023 die Station TH.BADSA „Bad Salzungen“ in das Netz übernommen. Die Messstelle liegt im Ortsteil Stadtlengsfeld der Gemeinde Dermbach im Wartburgkreis und überwacht somit die Seismizität in der Zone 4 „Region Südwestthüringen“ (Abb. 3.2-1). Diese Station ist ebenfalls mit Solarzellen, Brennstoffzelle und Akkumulatoren ausgerüstet

und wird autark mit Strom versorgt (Abb. 3.2-3). Beim installierten Seismometer handelt sich um ein 3-Komponenten-Breitbandseismometer vom Typ Guralp CMG-3ESPC mit einer Eckperiode von 60 s. Die Datenerfassung erfolgt mit einem Datenlogger vom Typ EDR 209 der Firma EarthData mit einer Taktung von 100 Datenpunkten pro Sekunde.

3.2.1.3 Neue Messstelle TH.TIER

Mit der Station TH.TIER „Stollen Tierberg Steinach“ bei Steinach im Landkreis Sonneberg wurde am 22. 06. 2023 die Zone 3 Region „Thüringer Wald/Schiefergebirge mit nördlichem und südlichem Vorland“ weiter ausgebaut und verstärkt (Abb. 3.2-1). Nach der Testphase ab dem Jahr 2022 wurde die Station dann schrittweise ausgebaut und ins TSN übernommen. Das Seismometer liegt unter Tage (Abb. 3.2-4), wodurch besonders

rauscharme Daten gewonnen werden können. Die Messstelle ist mit einem 3-Komponenten-Breitbandseismometer vom Typ Guralp CMG-3ESPC mit einer Eckperiode von 60 s sowie einem Datenerfassungssystem vom Typ Reftek RT130 S der Firma Reftek Systems Inc. ausgerüstet, wobei die Aufzeichnungsfrequenz 100 Hz beträgt. Das Zeitsignal wird per GPS erzeugt und per Kabel unter Tage gebracht.

Abb. 3.2-4: Seismometer (im Hintergrund) und Schutzkiste des Datenerfassungssystems (im Vordergrund) an der Station TH.TIER „Stollen Tierberg Steinach“. Die Messstelle befindet sich unter Tage im Stollen Tierberg (Foto: D. Schönwald).



3.2.1.4 Neue Messstelle TH.BARBA

Die Station TH.BARBA „Barbarossahöhle“ verstärkt die Zone 5 „Region Nordthüringen und Harz“ (Abb. 3.2-1). Mit einer mobilen Teststation wurden hier verschiedene Standorte getestet. Am 31. 08. 2023 wurde die Station dann ins TSN übernommen. Die Messstelle liegt unter Tage in der Barbarossahöhle (Abb. 3.2-5) auf dem Gebiet des Ortsteils Rottleben der Gemeinde Kyffhäuserland im thüringischen Kyffhäuserkreis. Die Datenaufzeichnung erfolgt mit einem 3-Komponenten-Breit-

bandseismometer vom Typ Trillium Compact (Eckfrequenz von 120 s) und einem Datenlogger vom Typ Centaur (Aufzeichnungsfrequenz von 200 Hz). Da die Messstelle sich weit unter Tage befindet, so dass eine Zeithaltung über ein GPS-Signal und entsprechend lange Kabel nicht mehr möglich ist, wird der Zeitstempel durch das Network Time Protocol (NTP) erzeugt. Die Datenqualität ist auch hier auf Grund der Installation unter Tage sehr gut.



Abb. 3.2-5: Die Untertagestation TH.BARBA „Barbarossahöhle“ (Foto: D. Schönwald).

3.2.1.5 Neue Messstelle TH.ERFUR



Seit dem 01. 10. 2024 verstärkt die Station TH.ERFUR „Erfurt“ die neu definierte Zone 6 „Region Thüringer Becken“ (Abb. 3.2-1). Die Station wurde auf dem Gelände des Forschungsprojektes INFLUINS in Erfurt aufgestellt (Abb. 3.2-6) und schrittweise ausgebaut. Auf Grund der Lage im innerstädtischen Bereich zeigt die Messstelle ein hohes Rauschniveau. Aus diesem Grund wurde das zunächst eingesetzte Breitbandseismometer durch ein weniger empfindliches 3-Komponenten-Akzelerometer vom Typ Titan der Firma Nanometrics ersetzt. Die Datenerfassung erfolgt ebenfalls über ein Datenerfassungssystem vom Typ Centaur mit einer Taktung von 200 Messpunkten pro Sekunde.

Abb. 3.2-6: Messcontainer der Station TH.ERFUR „Erfurt“ (Foto: D. Schönwald).

3.2.2 Weitere Neuigkeiten zu Stationen des Thüringer Seismologischen Netzes im Zeitraum 2022–2024

3.2.2.1 Temporäre Messstelle TH.MOXB

Das Bohrlochseismometer TH.MOXB in Moxa wurde im Zeitraum 20. 07. 2023 – 26. 06. 2024 vorübergehend betrieben, da das Seismometer des deutschen Regionalnetzes GR.MOX, das Teil des geodynamischen Observatoriums Moxa ist, über

einen längeren Zeitraum ausfiel. Hierbei wurde ein Trillium 120 Bohrlochseismometer (Eckfrequenz 120 s) in Kombination mit einem Centaur Datenlogger (Abtastrate 200 Hz) eingesetzt (Abb. 3.2-7).



Abb. 3.2-7: Station MOXB auf dem Gelände des geodynamischen Observatoriums Moxa beim Einbau des Bohrlochseismometers (Foto: D. Schönwald).

3.2.2.2 Ausbau der Messstelle TH.MLFH zur Starkbebenmessstelle

Die Station Mildenfurth (TH.MLFH) wurde im Berichtszeitraum umfassend umgebaut. An dieser Station wird seit dem 26.04.2023 mit einem Datenerfassungssystem vom Typ Nanometrics Centaur mit 6 Kanälen aufgezeichnet. Hierbei werden die Daten von zwei Seismometern erfasst: Das 3-Komponenten-Trillium-Compact-Breitbandseismometer (3 Kanäle) dient der üblichen Aufzeichnung schwacher bis mittlerer Erdbeben-

signale. Das zusätzliche 3-Komponenten-Titan-Akzelerometer (3 weitere Kanäle) sorgt dafür, dass auch bei den hier möglichen starken lokalen Erdbeben mit Magnitude größer als 5 die Aufzeichnung der Bodenerschütterungen noch ohne Übersteuerung des Messgeräts möglich ist. Die Aufzeichnung aller 6 Kanäle erfolgt mit 200 Datenpunkten pro Sekunde.

4 Seismologische Auswertung in Mitteldeutschland

4.1 Automatische Auswertung von Erdbeben /

Neues Datenzentrum an der TU Bergakademie Freiberg

CATHERINE ALEXANDRAKIS-ZIEGER & FALK HÄNEL

4.1.1 Vorbemerkungen

Die Aufgaben der seismologischen Überwachung des Freistaates Sachsen und angrenzender Gebiete wurden bisher – historisch bedingt – von den jeweiligen Instituten der Universitäten Leipzig und Freiberg mit den zugehörigen Observatorien Collm bzw. Berggießhübel in gegenseitiger Ergänzung übernommen. Aufgrund der Tatsache, dass es an der Universität Leipzig seit 2021 keine hauptsächlich seismologisch orientierte Arbeitsgruppe mehr gibt, wurde der Beschluss gefasst, den Leipziger Teil des Sachsen-Netzes SXNET nach Freiberg zu übertragen, um einen kontinuierlichen Weiterbetrieb des Netzes zu gewährleisten.

Die ersten Gespräche zwischen dem Sächsischen Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (LfULG), der Uni-

versität Leipzig und der TU Bergakademie Freiberg bezüglich der Umstellung gab es bereits im Jahr 2019. Ende 2023 wurde eine aktualisierte „Vereinbarung zur seismologischen Überwachung im Freistaat Sachsen“ zwischen dem LfULG und der TU-Bergakademie Freiberg unterzeichnet, die die bisher geltende ablöst und alle zukünftig in Freiberg zu realisierenden Aufgaben festlegt.

Innerhalb einer auf ein Jahr festgelegten Übergangsphase (März 2024–Februar 2025) sollten alle erforderlichen Umzugsmaßnahmen abgearbeitet werden.

4.1.2 Migration des Sachsen-Netzes SXNET von Leipzig nach Freiberg

Die Hauptaufgaben bezüglich des Umzugs des Sachsen-Netzes SXNET waren:

- 1) die Installation neuer Sicherheitstechnik an allen bestehenden Seismometer-Stationen, um die Vorschriften hinsichtlich einer sicheren Kommunikation mit dem Netzwerk der TU Freiberg erfüllen zu können,
- 2) die Installation und Konfiguration der automatischen Seismogramm-Analyse-Software SeisComP inklusive der Konfiguration des automatischen Meldesystems,

- 3) der Aufbau einer neuen SXNET-Webseite, um u.a. die von der Öffentlichkeit gern genutzten Tagesplots weiterhin präsentieren zu können und
- 4) die Übertragung des SXNET-Datenarchivs von der Universität Leipzig an die TU Freiberg.

4.1.2.1 Arbeiten an Stationen

Das seismologische Sachsen-Netz SXNET bestand zur Zeit des Umzugs nach Freiberg aus 24 Online-Stationen (rote und violette Markierungen in Abb. 4.1-1). Davon wurden drei Stationen schon immer von Freiberg betrieben: eine in Eigenregie (FBE) und zwei im Auftrag der Landestalsperrenverwaltung Sachsen (LTV) (EIBE, SOSA). Vier Stationen in Sachsen-Anhalt (violette Markierung in Abb. 4.1-1) werden im Auftrag des Landesamtes für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt be-

trieben. Weitere vier Stationen (MOBSx) sind Teststationen, die im Bereich des geplanten Einstein-Teleskops in Ost-Sachsen bzw. in der Nähe der Herdgebiete des Klingenthal-Schwarms temporär installiert sind. Das Kürzel LWS* in Abb. 4.1-1 kennzeichnet den Standort des Landwüst-Arrays der Universität Potsdam bestehend aus 12 Stationen auf engem Raum, das in Zukunft ins SXNET integriert werden soll.

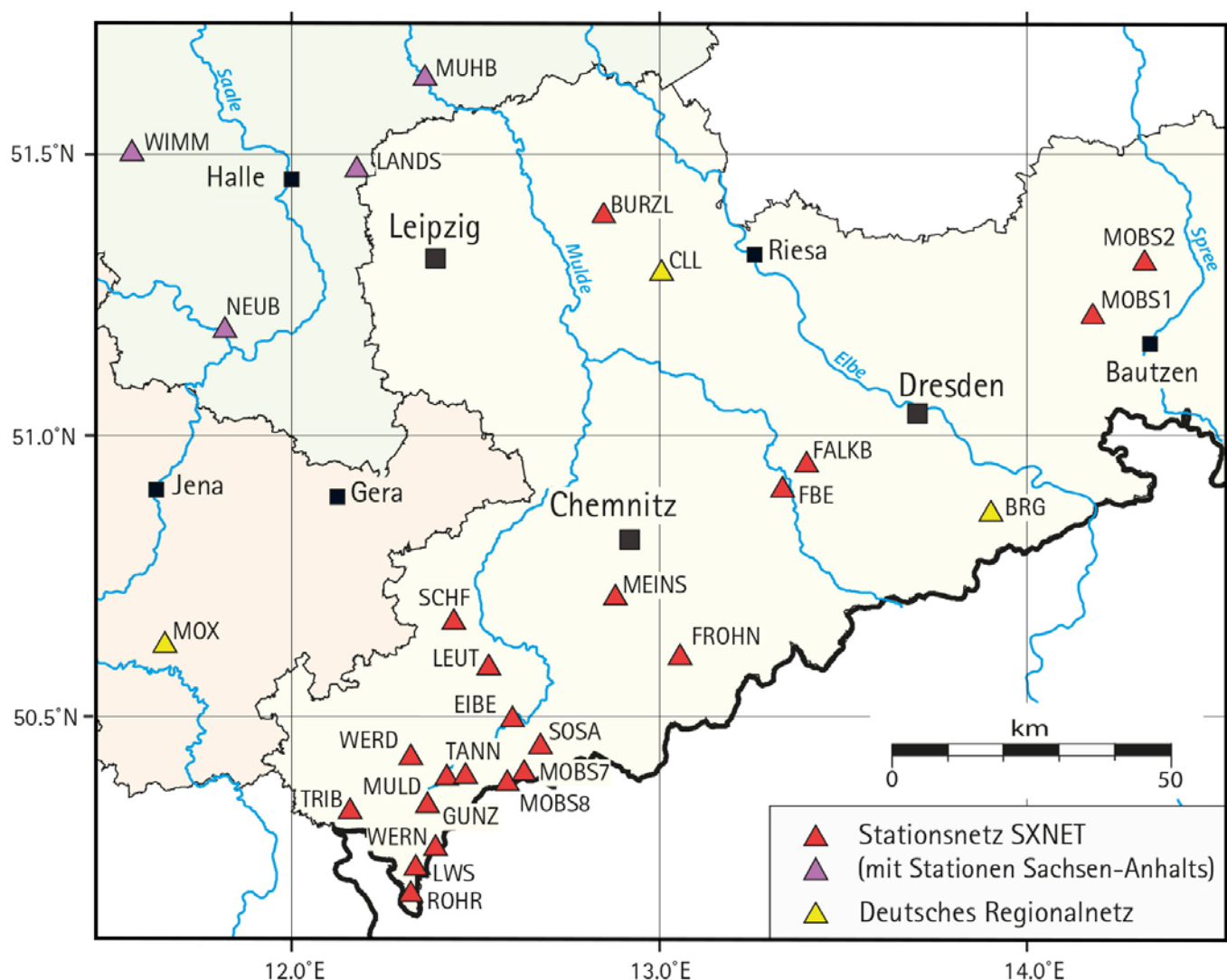


Abb. 4.1-1: Online-Stationsnetz SXNET im Jahr 2024.

Aufgrund der weltweiten Bedrohungslage für Computernetzwerke wurden im Jahr 2023 von Universitätsverwaltung und Rechenzentrum der TU Freiberg verschärfte Sicherheitsregeln festgelegt. Für die Kommunikation zwischen autark arbeitenden Messinstrumenten im Feld und den Servern der TU Frei-

berg waren daher spezielle Technik an jeder Station und ein Monitoring- und Wartungs-System erforderlich. Diese zusätzlichen Sicherheitsmaßnahmen für die Übertragung der Daten von allen SXNET-Stationen an die TU Freiberg wurden im Zeitraum September 2024–Februar 2025 realisiert.

4.1.2.2 SeisComP und automatisches Meldesystem

Im Juli 2024 wurden mit Unterstützung der Firma gempa GmbH die Seismogramm-Analyse- und Auswerte-Software SeisComP in der aktuellen Version 6.3 installiert und die über viele Jahre immer weiter auf sächsische Verhältnisse angepasste Leipziger Konfiguration nach Freiberg übertragen. Trotz nun gleicher Einstellungen gibt es leichte Unterschiede in der automatischen Detektion, was u.a. auf den großen Versionsprung (Leipzig: SeisComp 3) und die damit einhergehenden Weiterentwicklungen der Programmmodule zurückzuführen ist. Die Unterschiede liegen jedoch im akzeptablen Bereich (Kap. 4.1.3).

Zu den wichtigsten Aufgaben des Systems gehören die automatische Meldung potenziell spürbarer seismischer Ereignisse an den Kartendienst des Seismologie-Verbundes und die E-Mail-Information an zuständige Behörden. Nach einer Testphase, in der beide Meldesysteme (Universität Leipzig und TU Freiberg) parallel liefen, wurde das automatische System der Universität Leipzig am 21. 02. 2025 deaktiviert. Damit endete planmäßig die einjährige Übergangsphase.

4.1.2.3 Internet-Auftritt

Damit das Sachsen-Netz SXNET incl. der Stationen in Sachsen-Anhalt weiterhin im Internet präsent bleibt, wurde eine Nachfolge der bisherigen Leipziger „gelben Seite“ erstellt. Sie ist unter

<https://tu-freiberg.de/geophysik/seismik-und-seismologie/seismologie-verbund>

erreichbar. Die Seite enthält die regelmäßig aktualisierten Tagesplots, Stations- und Seismizitätskarten sowie weiterführende Links, u.a. zum TLUBN-Erdbebenkatalog. Sie wird kontinuierlich aktualisiert und weiterentwickelt.

4.1.2.4 Daten-Archiv

Im Zuge des Umzugs des Sachsen-Netzes SXNET wurden alle bereits existierenden Wellenform-Bestandsdaten nach Freiberg überführt. Die noch auf Leipziger Servern gespeicherten Daten der Jahre 2012–2025 wurden direkt über das Internet transferiert (ca. 16 TB). Weiterhin wurden ca. 230 DVDs und

mehrere Festplatten mit Daten ab dem Jahr 2000 nach Freiberg verbracht, die nach und nach eingelesen werden müssen, um die Daten langfristig sichern zu können. Für die Langfrist-sicherung der Wellenformdaten soll zukünftig auf ein Tape-Laufwerk des Universitäts-Rechenzentrums gesetzt werden.

4.1.3 Vergleich der automatischen Lokalisierung in Freiberg und Leipzig

Im Jahr 2024 wurde das Sachsen-Netz SXNET von der Universität Leipzig an die TU Bergakademie Freiberg übertragen (Kap. 4.1.2). Die SeisComp-Einstellungen wurden, soweit möglich, direkt von einem System in das andere kopiert. Es gibt jedoch einige unvermeidbare Unterschiede, die zu Abweichungen bei der automatischen Berechnung von Ereignisort und -magnitude führen, z.B. SeisComp-Version und aktualisierte Parameter. Ein weiterer Unterschied in Bezug auf die automatischen Ergebnisse besteht darin, dass das Freiburger System auf ein paar mehr Stationsdaten aufgrund deren guter Datenqualität nach Welleneinsätzen sucht (pickt) und somit typischerweise mehr Phasen zur Berechnung von Herdort und

Magnitude verwendet. Wenn beide Systeme auf dieselbe Stations- und Phasenauswahl beschränkt würden, sind die automatischen Ergebnisse praktisch identisch.

Im Folgenden werden die automatischen Lokalisierungsergebnisse in Freiberg und Leipzig von 116 Ereignissen mit derselben Event-ID zwischen dem 16. 07. 2024 und dem 13. 03. 2025 verglichen. Die mittels des neuen Freiburger Systems automatisch detektierten Epizentren streuen etwas weiter als die in Leipzig bestimmten, die Lokationen liegen jedoch normalerweise innerhalb der Fehlergrenzen (Abb. 4.1-2). Die automatisch bestimmten Tiefen (Abb. 4.1-3) unterscheiden sich im

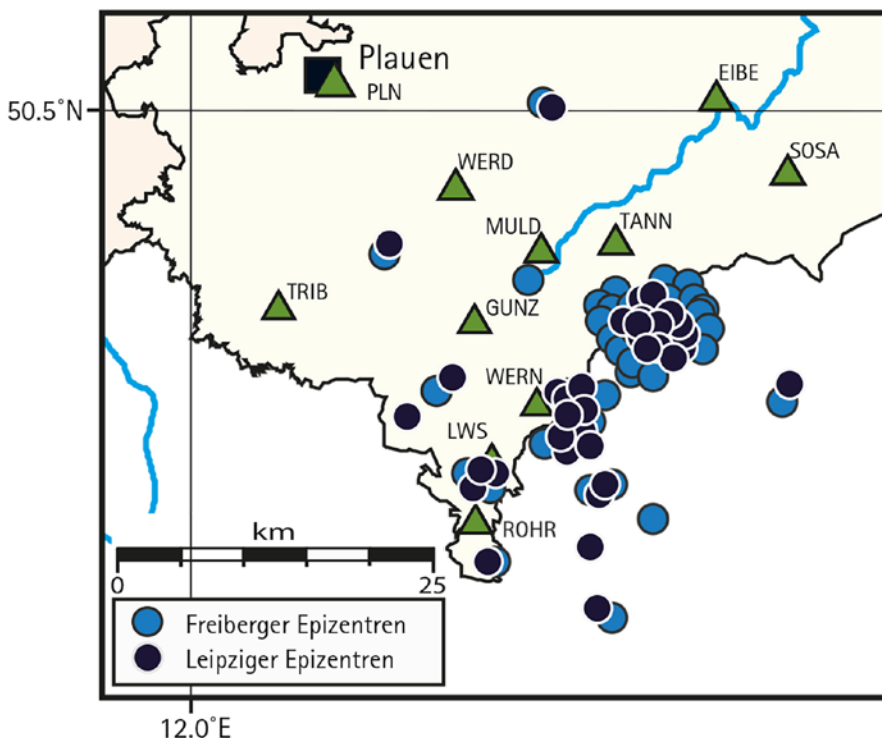


Abb. 4.1-2: Vergleich der automatisch bestimmten Epizentren im Freiburger und Leipziger System.

Durchschnitt um ca. 300 m, wobei die Freiburger Ergebnisse größtenteils etwas tiefer liegen. Die Mehrheit der Ereignisse weist einen Tiefenunterschied von weniger als 1 km auf. Außerdem sind die Freiburger Magnituden im Durchschnitt um 0,10 kleiner als die Leipziger Magnituden und liegen damit näher an den vom Collm-Observatorium berechneten Magnituden (Abb. 4.1-4).

Sowohl das Freiburger als auch das Leipziger SeisComP-System berechnen die Lokalmagnitude mittels der Wood-Anderson-

Seismometer-Response. Das Leipziger System verwendete die über viele Jahre in Softwarepaketen implementierte fehlerhafte Definition mit Werten für Gain und Dämpfungskonstante, während das Freiburger System nun die von der IASPEI (International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior) empfohlenen korrekten Werte verwendet (BORMANN & DEWEY 2012, UHRHAMMER & COLLINS (1990)). Dies ist der Hauptgrund für die etwas unterschiedlichen Magnituden.

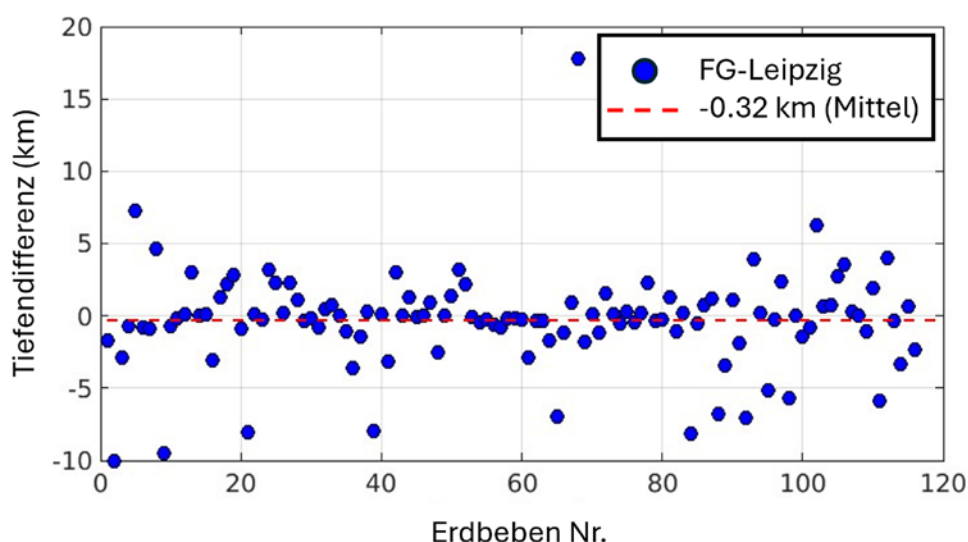


Abb. 4.1-3: Vergleich der automatisch bestimmten Tiefen im Freiburger und Leipziger System.

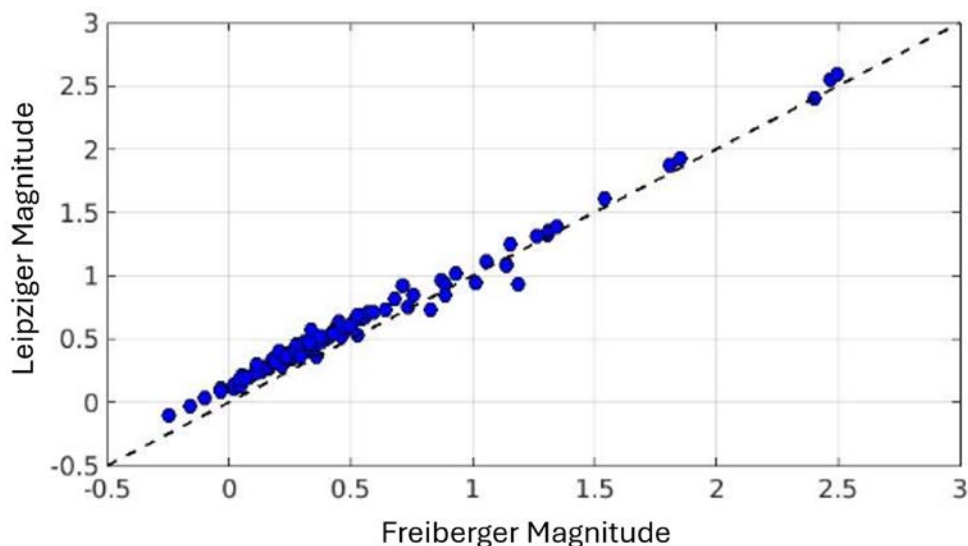


Abb. 4.1-4: Vergleich der automatisch bestimmten Magnituden im Freiburger und Leipziger System.

Literatur

BORMANN, P. & DEWEY, J. W. (2012): The new IASPEI standards for determining magnitudes from digital data and their relation to classical magnitudes. — DOI: 10.2312/GFZ.NMSOP-2_IS_3.3.

UHRHAMMER, R. A. & COLLINS, E. R. (1990): Synthesis of Wood-Anderson seismograms from broadband digital records. — Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 80, No. 3: 702-716.

4.2 Seismologische Auswertung in Thüringen

ROMAN ESEFELDER

4.2.1 Automatische Echtzeitdetektion

Bei der interaktiven oder manuellen Seismogrammauswertung erfolgt nach verschiedenen am Computer durchgeführten Zwischenschritten jeweils eine Qualitätskontrolle anhand der am Bildschirm dargestellten Seismogramme durch einen Seismologen. So werden fehlerhafte Berechnungen frühzeitig erkannt und durch einen Mitarbeiter bereits während der Zwischenschritte korrigiert. Da die interaktive Erdbebenauswertung nur während der üblichen Dienstzeiten stattfindet, könnten lange Verzögerungen zwischen dem Auftreten des Erdbebens und der entsprechenden Erdbebenmeldung entstehen. Als Ergänzung erfolgt daher auch eine vollständig automatische Seismogrammauswertung, bei der alle notwendigen Zwischenschritte ohne Qualitätskontrolle durch einen Menschen automatisiert hintereinander von Computeralgorithmen durchgeführt werden. Nach dem Stand von Wissenschaft und Technik ist die automatische Erdbebenauswertung gegenüber der interaktiven Erdbebenauswertung noch deutlich anfälliger für Fehler. Andererseits kann sie rund um die Uhr erfolgen, so dass auch nachts und am Wochenende Erdbebenalarmierungen automatisch verschickt werden. Wie bei anderen Erdbebendienst üblich, wird daher die schnelle, ungenauere, automatische Auswertung mit einer zeitlich verzögerten, genaueren, interaktiven Erdbebenauswertung kombiniert. Da in Jena nun sowohl die interaktive als auch die automatische Auswertung mit dem identischen Auswertesystem SeisComP erfolgen, entsteht eine umfassende Datenbank, die die Ergebnisse beider Auswertarten beinhaltet. Nach früheren weniger umfangreichen Analysen, konnten so für das Jahr 2024 erstmals ein umfassender Vergleich und eine umfassende Fehleranalyse der automatischen Auswertung durchgeführt werden.

Im Jahr 2024 wurden durch die Jenaer SeisComP-Systeme (sc3-1 und sc5-1) 5790 Ereignisse automatisch detektiert. Im Fall einer automatischen Meldung, die abhängig vom Herdort und der Magnitude des Erdbebens ist, wurden TSN-Mitarbeiter im Durchschnitt zwölf Minuten nach dem Ereignis über SMS und E-Mail rund um die Uhr informiert. Ein Großteil der detektierten Ereignisse (2080) ist hierbei auf Sprengungen innerhalb des Interessenbereiches des Seismologieverbundes Mitteldeutschland zurückzuführen. Weitere 948 registrierte seismische Ereignisse lagen außerhalb des 50 km Radius um die Ländergrenzen der Nachbarländer. Diese seismischen Registrierungen wurden als „außerhalb des Interessengebietes“ klassifiziert.

Im Jahr 2024 kam es zu insgesamt 270 Falschdetektionen bei der automatischen Auswertung, welche durch den Assoziati-

onsalgorithmus von SeisComP entstehen. Diese „Fake-Erdbeben“ werden erzeugt, wenn der Autopicker einen möglichen Ersteinsatz auf einer Station findet und diesen fälschlicherweise mit anderen möglichen Ersteinsätzen im gleichen Zeitfenster zusammenführt, obwohl diese verschiedenen seismischen Phasen keinen gemeinsamen Ursprung haben. Um diese Falschdetektionen, die später bei der manuellen Auswertung korrigiert werden, schon bei der automatischen Auswertung zu minimieren, wurden verschiedene unter SeisComP einstellbare Parameter der automatischen Auswertung betrachtet. Hierbei stellte sich als entscheidender Parameter zur Reduktion der Falschmeldungen die „Anzahl der automatisch gepickten Phasen“ heraus (Abb. 4.2-1). Diese Analyse setzt erstmals intensiv die neu entstandene umfassende SeisComP-Datenbank ein, die nun sowohl die Ergebnisse der automatischen als auch die der interaktiven Auswertung enthält.

In Abb. 4.2-1 (links) wurde für vier Ereignistypen jeweils der Zusammenhang zwischen automatisch ermittelter Magnitude und der Anzahl der automatisch detektierten seismischen Phasen aufgetragen. In Abb. 4.2-1 (rechts) ist der Zusammenhang zwischen dem Ortungsfehler der automatischen Lokalisierung und der Anzahl der automatisch detektierten seismischen Phasen gezeigt. (Falschdetektionen sind rechts nicht aufgeführt, da diese keinen Ort und damit auch keine Ortungsungenauigkeit haben.) Es zeigt sich bei tektonischen und induzierten Erdbeben der Zusammenhang, dass bei steigender manuell bestimmter Magnitude mehr seismische Phasen automatisch detektiert werden und auch der Ortungsfehler bei großen Magnituden gering ist. Kleine Magnituden unter 1,0 werden auf Grund ihres geringen Ausschlags im Seismogramm teilweise nur an wenigen Messstationen automatisch detektiert und haben daher nur wenige automatisch detektierte seismische Phasen und einen entsprechend hohen Ortungsfehler. Bei Steinbruchsprengungen ergibt sich dieser zu erwartende Zusammenhang so nicht immer: Teilweise werden auch größere Sprengungen an wenigen Seismometern detektiert (Abb. 4.2-1, links) und teilweise weisen größere Sprengungen auch große Ortungsungenauigkeiten bei der automatischen Lokalisierung auf (Abb. 4.2-1, rechts). Dies ist vermutlich auf die Geometrie der seismologischen Netzwerke zurückzuführen, die für die Erdbebendetektion optimiert wurden. Steinbruchsprengungen können jedoch auch in Regionen stattfinden, in denen nur wenige seismische Messstellen aufgebaut wurden. Bezüglich der Meldegrenze ab Magnitude 2,5 entsteht kein Problem, da diese Magnitude nur sehr selten von Sprengungen überschritten wird (Abb. 4.2-2, rechts).

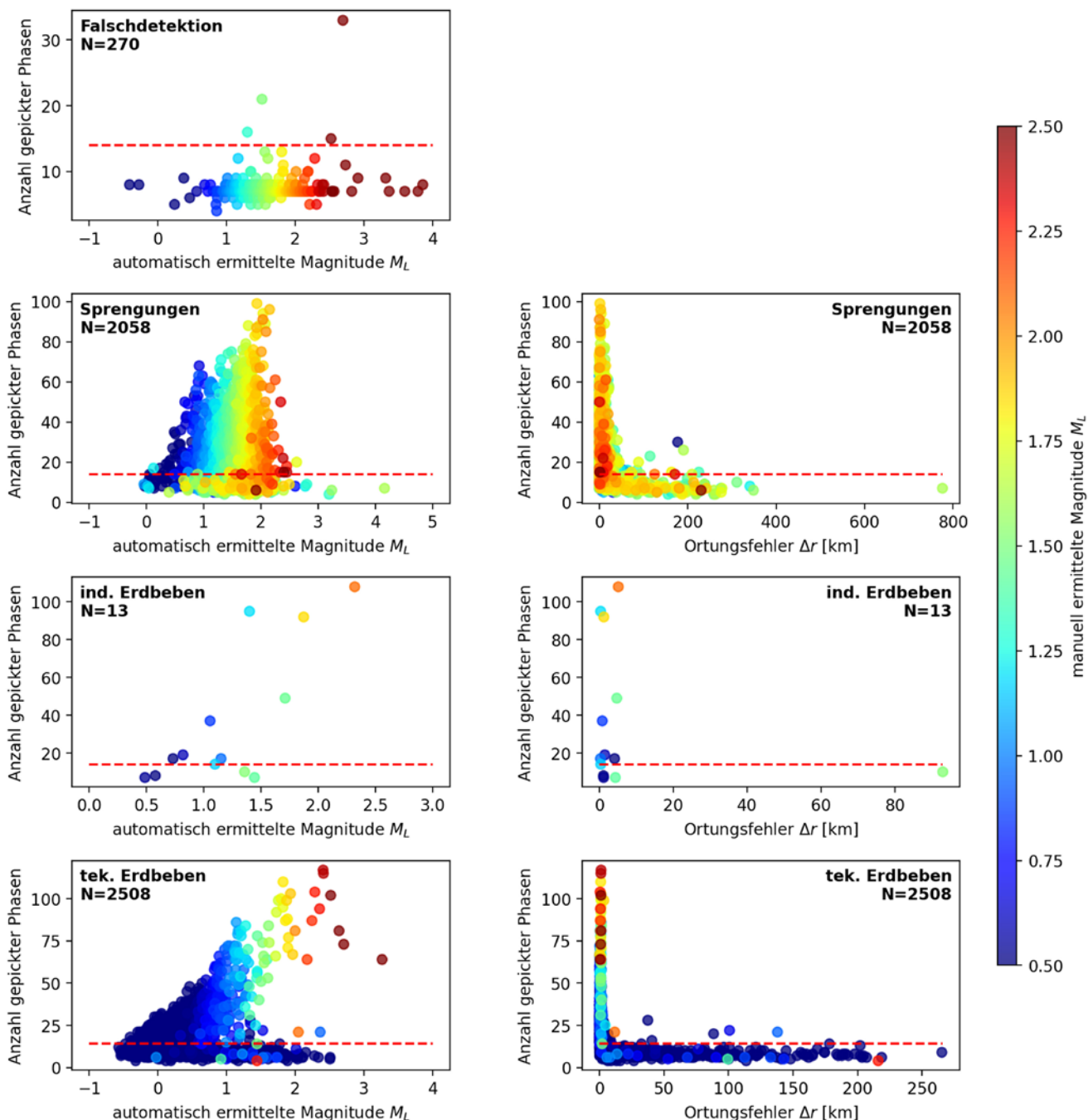


Abb. 4.2-1: Dargestellt sind vier Ereignistypen der automatischen Detektion (Falschdetektionen, Sprengungen, induzierte Erdbeben und tektonische Erdbeben), jeweils in Paaren. Auf der linken Seite ist die Anzahl der gepickten Phasen in Abhängigkeit von der automatisch ermittelten Magnitude aufgetragen. Auf der rechten Seite wird die Abhängigkeit vom Ortsungsfehler zwischen der automatischen und manuellen Auswertung dargestellt. Die farbige Kennzeichnung gibt die Magnitude an, wie sie nach der manuellen Auswertung bestimmt wurde. Eine Ausnahme bilden die Falschdetektionen, da diese ausschließlich aus der automatischen Auswertung resultieren und ihnen kein Ortsungsfehler zugeordnet werden kann.

Bezüglich der Falschdetektionen ergibt sich, dass bis auf vier Ereignisse alle aus weniger als 14 automatisch detektierten seismischen Phasen generiert wurden (Abb. 4.2-1, links). Daher wurde als neuer Schwellenwert mittels eines einstellbaren Parameters in SeisComP implementiert, dass ein seismisches Ereignis nur dann definiert werden soll, wenn mindestens 14 seismische Phasen automatisch festgestellt wurden. Dieser nach dem Jahr 2024 eingeführte Parameter hätte die Anzahl der Falschmeldungen im Jahr 2024 auf vier Ereignisse reduziert.

Tatsächlich traten 270 Falschdetektionen auf. Insgesamt wird so allerdings auch die Anzahl der detektierten tektonischen und induzierten Erdbeben reduziert: Alle seismischen Ereignisse unterhalb den roten gestrichelten Linien in Abb. 4.2-1 werden nicht mehr als seismische Ereignisse automatisch detektiert. Bezüglich der Meldeschwelle von Magnitude 2,5 für tektonische Erdbeben ist dies unproblematisch, da bis auf ein Erdbeben nur Erdbeben unterhalb der Magnitude 1,5 weniger als 14 automatisch detektierte seismische Phasen aufweisen.

Insgesamt ist anzumerken, dass mit dem Schwellenwert von 14 automatisch gepickten seismischen Phasen hauptsächlich Erdbeben aus der automatischen Meldung herausfallen, deren Magnituden weit unterhalb der Meldeschwelle liegen. Der Verlust dieser automatischen Meldungen wird daher akzeptiert. Bei den tektonischen Erdbeben mit geringer automatischer Phasenzahl kommt es wegen des hohen Ortungsfehlers zu großen Streuungen bei der automatisch bestimmten Magnitude. Die manuelle Auswertung mit präziser Ortung zeigt jedoch, dass diese Ereignisse meist Magnituden unter 0,5 aufweisen. Falschmeldungen durch Erdbeben mit zu hoher automatisch ermittelter Magnitude werden durch die Phasenbegrenzung somit ebenfalls herausgefiltert. Ein Sonderfall zeigt sich in Abb. 4.2-1: Ein automatisch detektiertes Erdbeben mit wenigen Phasen bei Klingenthal mit Magnitude 1,4, wo nach manueller Auswertung eine Magnitude von 2,5 ermittelt wurde. Grund dieses Fehlers ist ein Ausfall der tschechischen WEBNET-Stationen und die resultierende schlechte Abdeckung rund um Klingenthal. Alle anderen stärkeren Erdbeben befinden sich oberhalb der 14-Phasen-Linie. Somit führt der neue Schwellenwert von 14 automatischen Phasen zu einer

deutlichen Verringerung von Falschdetektionen ohne jedoch relevante tektonische Erdbeben zu übersehen.

Bei den induzierten Erdbeben zeigt sich, dass die Meldeschwelle, die hier bei Magnitude 1,5 liegt, mit dem bestehenden seismologischen Netz und mit dem Standard-STALTA-Detektor (short time average/low time average) unter SeisComP im Rahmen der automatischen Auswertung derzeit nicht umgesetzt werden kann. Daher werden schon seit langem zusätzliche Kreuzkorrelationsdetektoren speziell für induzierte Erdbeben betrieben, die den Magnitudenbereich von 1,5 bis 2,5 abdecken. Der Großteil der gelisteten induzierten Erdbeben kommt aus der zeitnahen interaktiven Auswertung mittels der Überprüfung der Wellenformen durch TSN-Mitarbeiter, wodurch eine Vollständigkeit für Ereignisse nahe der Vollständigkeitsmagnitude von 0,0 und damit deutlich unter der Meldeschwelle von Magnitude 1,5 ermöglicht wird (Abb. 4.2-2, Mitte). Die Meldung kleiner induzierter Erdbeben an den Kartenserver des Seismologie-Verbundes erfolgt derzeit mit zeitlicher Verzögerung, die sich aus der interaktiven Auswertung während der Dienstzeiten ergibt.

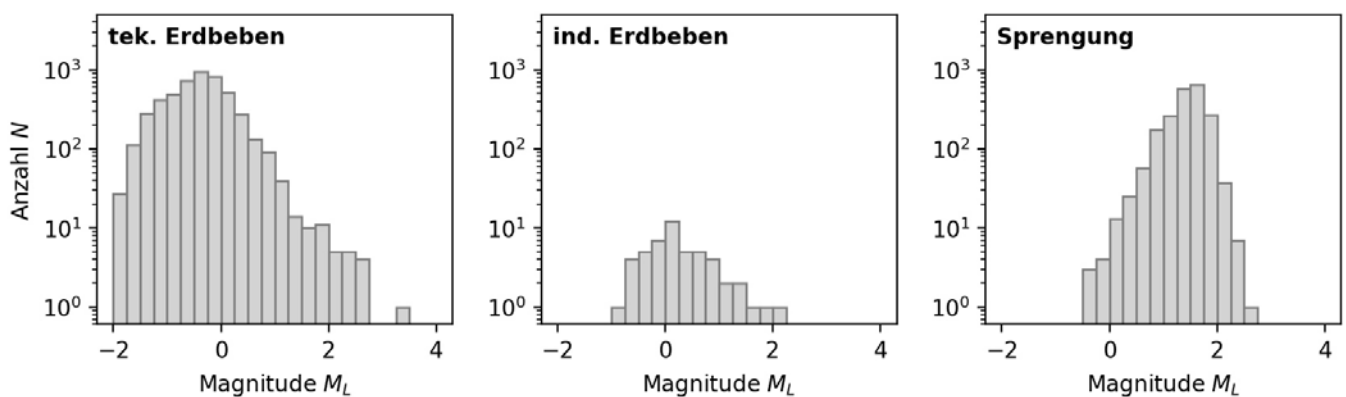


Abb. 4.2-2: Häufigkeitsverteilung der Magnituden für verschiedene Ereignistypen. Dargestellt ist die jeweilige Anzahl der Erdbeben und Sprengungen innerhalb eines Magnitudenintervalls der Breite 0,25.

4.2.2 Ortsbezeichnungen

Mit der Umstellung der interaktiven Erdbebenauswertungssoftware von SeismicHandler auf SeisComP wurde auch die Zuweisung der Herdregionen bei Erdbeben von einer manuellen auf eine automatisierte Methode umgestellt. Ziel dieser Änderung ist es, die geografischen Koordinaten eines Erdbebens zuverlässig einem spezifischen Regionsnamen zuzuordnen. Dies erleichtert die Analyse zur Klärung, ob es sich um ein induziertes Erdbeben handeln könnte und dient als allgemeine Orientierungshilfe.

Die automatische Regionszuweisung, die in SeisComP implementiert ist, basiert auf den sogenannten Flinn-Engdahl-Polygonen (FEP). Diese Polygone definieren geografische Regionen und ermöglichen es, anhand der Koordinaten eines Erdbebens festzustellen, in welcher Region es sich ereignet hat. Der Pro-

zess funktioniert so, dass die Koordinaten eines Ereignisses mit einer vordefinierten Anzahl von FEP-Dateien abgeglichen werden. Wenn eine Übereinstimmung festgestellt wird, wird der in der jeweiligen FEP-Datei gespeicherte Name der Region dem Erdbeben zugewiesen.

In der aktuellen Konfiguration stellen die verwendeten Polygone die Landkreise innerhalb Deutschlands dar, während für tschechische Ereignisse die entsprechenden Bezirke (Okres) genutzt wurden. Um die Zuordnung zu vereinfachen und die Übersichtlichkeit zu erhöhen, wurden zusätzlich Länderkürzel vor den jeweiligen Landkreis- oder Bezirksnamen gesetzt. Beispiele dafür sind „TH-Kyffhäuserkreis“ für den Kyffhäuserkreis in Thüringen oder „CZ-Okres-Cheb“ für den Bezirk Cheb in Tschechien.

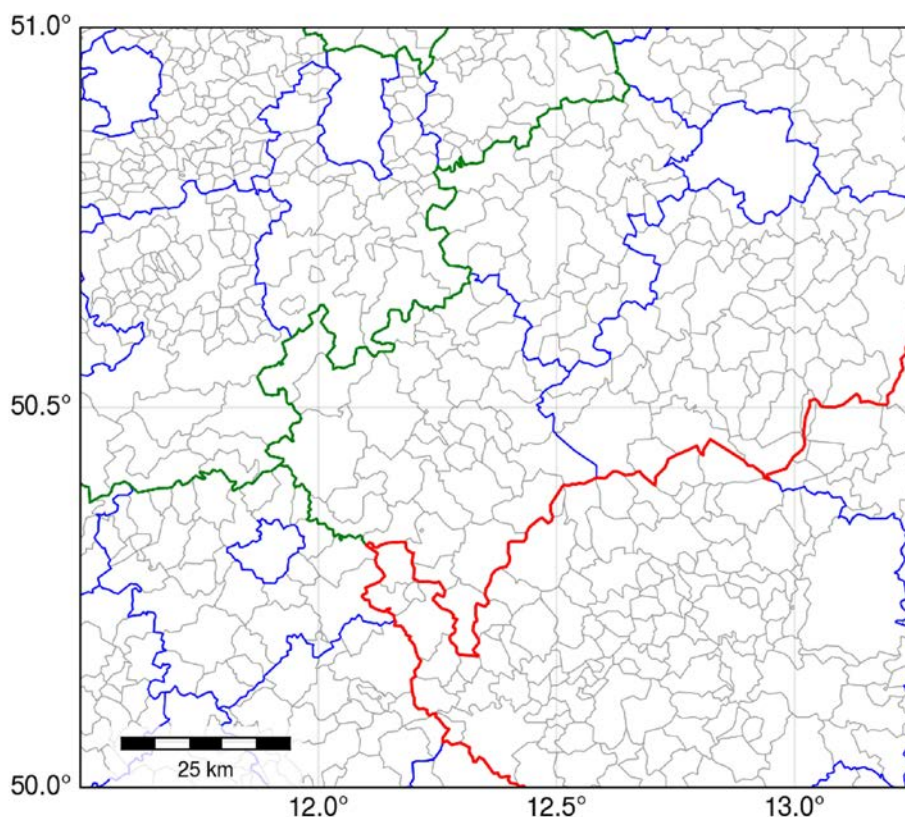


Abb. 4.2-3: Beispielhafte Darstellung verschiedener Ebenen der NUTS- und LAU-Systematik mit dem Vogtland als Mittelpunkt der Karte. In Rot die Nationalgrenze (hier zwischen Deutschland und Tschechien), in Grün die Bundeslandgrenzen und in Blau die Landkreise in Deutschland bzw. Kraj in Tschechien. In Grau sind die aus der LAU entnommenen Gemeinden und Kommunen dargestellt. (Abkürzungen s. Text)

Es zeigte sich jedoch, dass die Zuweisung auf Landkreisebene zu ungenau ist, um den Ort eines detektierten Ereignisses präzise zu differenzieren. Aus diesem Grund wurde eine detailliertere Methode entwickelt, die eine präzisere Benennung ermöglicht. Eine wichtige Anforderung dabei war, dass die Polygone nahtlose Übergänge zu angrenzenden Ländern ermöglichen sollten. Nach einer umfassenden Recherche erwies sich die vom Europäischen Amt für Statistik entwickelte NUTS-Systematik (Nomenclature des unités territoriales statistiques) als besonders geeignet. Diese Systematik bietet einen europaweiten, konsistenten Datensatz, der regelmäßig gepflegt und aktualisiert wird. Die NUTS-Systematik definiert unterschiedliche regionale Hierarchieebenen, wie beispielsweise Bundesländer und Landkreise in Deutschland.

Für die kleinräumige Ebene, also Gemeinden und Kommunen, steht die LAU-Systematik (Local Administrative Units) zur Verfügung, die ebenfalls vom Europäischen Amt für Statistik bereitgestellt wird. Die Kombination aus NUTS- und LAU-Systematik ermöglicht die Erstellung von Regionsbezeichnungen, die eine deutlich präzisere Zuordnung erlauben. Während die bisherige Benennung auf Landkreisebene basiert, wird das neue System um eine zusätzliche, lokalere Ebene erweitert. Auch mit dieser Ergänzung bleibt die grundsätzliche Struktur kompatibel mit dem bisher verwendeten Schema nach Dr. Wendt (Observatorium Collm, Universität Leipzig). In Abb. 4.2-3 sind die Grenzen der NUTS- und LAU-Systematik exemplarisch für das Vogtland und die umliegenden Regionen dargestellt. Bisher wurden für die Benennungen im Wesentlichen nur die farbigen Linien (rot, grün und blau) verwendet. In diesem Beispiel wird deutlich,

dass auf der tschechischen Seite (rechts der roten Linie) ein sehr großes Gebiet durch die derzeitige Benennung abgedeckt wird. Durch die Ergänzung der LAU-Ebene (grau) können jedoch präzisere und besser definierte Regionen ausgewiesen werden. Auf der deutschen Seite, wo die Regionen zwar kleiner sind, zeigt sich ebenfalls, dass die räumliche Aufteilung durch die LAU-Systematik verbessert wird. Dadurch wird eine deutlich präzisere und differenzierte örtliche Benennung ermöglicht.

Beispiele für die neue Benennungssystematik sind die Bezeichnungen „Sondershausen (TH-Kyffhäuserkreis)“ und „Luby (CZ-Karlovarský Kraj)“, die auf dem bisherigen Schema basieren und durch die detailliertere LAU-Hierarchie ergänzt werden.

Ab dem Jahr 2025 wird diese neue Benennung automatisiert auf dem TLUBN-Kartenserver integriert. Dadurch erhalten alle hochgeladenen Erdbeben einheitliche Bezeichnungen, die konsistent im gesamten Katalog verwendet werden. Ein besonderer Vorteil dieser Lösung besteht darin, dass bei einer Aktualisierung der hinterlegten Polygone der Kartenserver die Bezeichnungen für alle Erdbeben im Katalog automatisch anpasst. Dies stellt sicher, dass der gesamte Katalog jederzeit über eine einheitliche und aktuelle Benennung verfügt.

Ein weiterer Vorteil ist, dass nach der Implementierung auf dem Kartenserver jederzeit die Systematik hinter den Polygonen ohne weitere Umstellungen aktualisiert und verbessert werden kann.

4.3 Überschallknall Zwickau 28. Juni 2023

SIGWARD FUNKE

Am 28. Juni 2023 schreckte ein Knall gegen 10:35 Uhr MESZ (mitteleuropäische Sommerzeit) Zwickau und Umgebung auf. Im Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie gingen per e-Mail zahlreiche Erschütterungsmeldungen aus Zwickau und Umgebung ein. Auch privat betriebene Internetseiten wie „Erdbebennews“, „volcano discovery“, oder „flight-radar24“ meldeten ähnliche Erschütterungen, auf Nachfrage auch die Wismut GmbH aus der Umgebung von Aue.

Im Gegensatz dazu lieferte die automatische Auswertung des Sachsennetzes zunächst kein passendes Ereignis. Ein erster Blick in die lokalen Seismogramme bestätigte einerseits die eigene Automatik, dass weder Erdbeben, Bergschlag oder Steinbruchsprengung geschehen waren. Andererseits fielen in der Umgebung von Zwickau zahlreiche Erdbebenstationen mit einem markanten Ausschlag auf. Aus der zeitlichen Ordnung dieser Ausschläge wurde schnell klar, dass Erdbeben, Bergschlag oder Steinbruchsprengung tatsächlich nicht in Frage kommen, weil sich die Wellenfront viel langsamer über das Stationsnetz

ausbreitete. Die Stichworte „Luftschall“ und „Überschallknall“ brachten endlich Ordnung in die Beobachtungen.

In der Umgebung von Altenburg finden sich die zeitigsten klaren Einsätze, die sich an 23 Stationen (Abb. 4.3-1) der Routine-Auswertung von Thüringen und Sachsen-Anhalt über Sachsen bis nach Nordwest-Böhmen und Bayern verfolgen lassen. Vier weitere Stationen liefern zusätzliche Seismogramme bzw. Einsatzzeiten. Die von Nord nach Süd (von oben nach unten) sortierten Seismogramme (Abb. 4.3-2) zeigen bereits im ungefilterten Zustand, dass der kräftige Ausschlag zwischen 8:33 und 8:37 UTC (10:33 bis 10:35 MESZ) an den meisten Stationen deutlich erkennbar ist. In der unteren Bildhälfte nimmt die Amplitude der späteren Einsätze systematisch ab, sodass sie sich nicht mehr so deutlich aus dem Rauschen herausheben.

Mit dem klaren Befund aus Abb. 4.3-2 lässt sich das relevante Zeitfenster auf 5 Minuten beschränken (Abb. 4.3-3). Neben dem Überschallknall sind weitere Einzelheiten erkennbar:

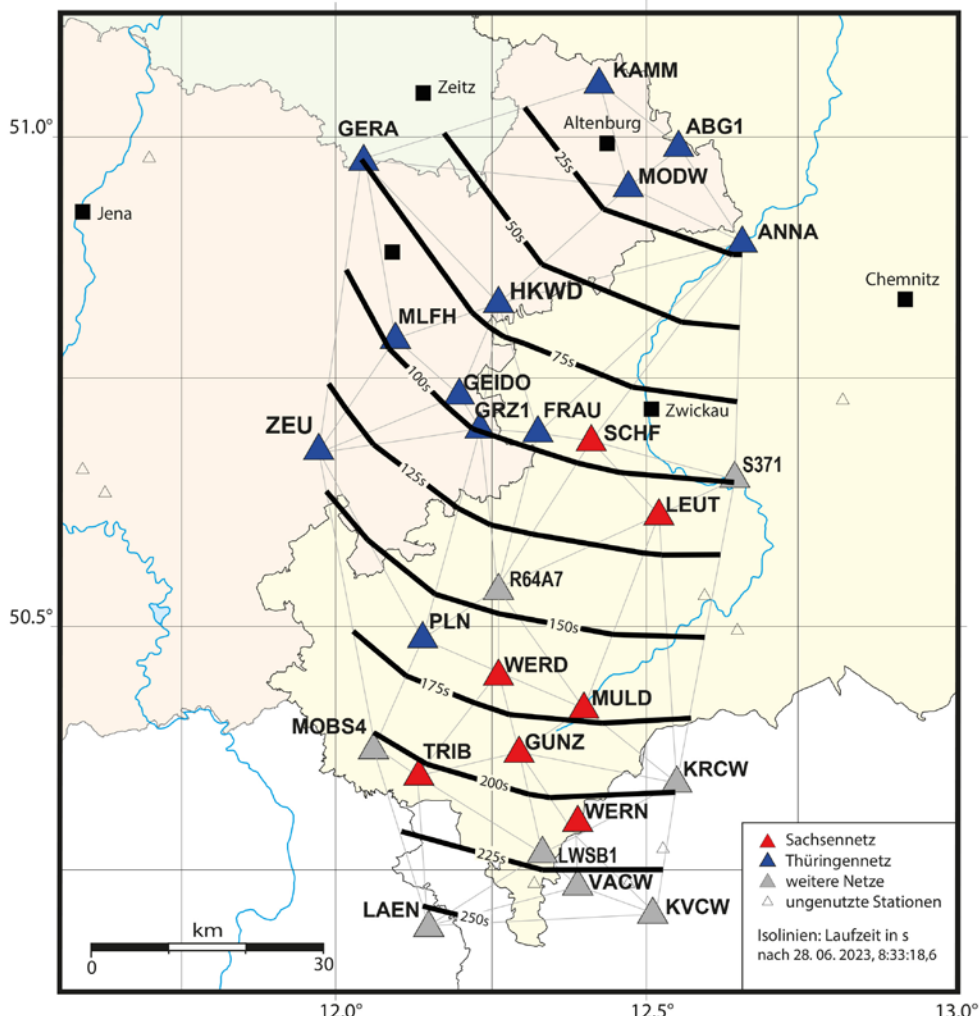


Abb. 4.3-1: Netz der Erdbebenstationen in der Umgebung von Zwickau mit auswertbaren Seismogrammen und Isolinien der Einsatzzeiten des Überschallknalls: Triangulation der manuell bestimmten Einsätze.

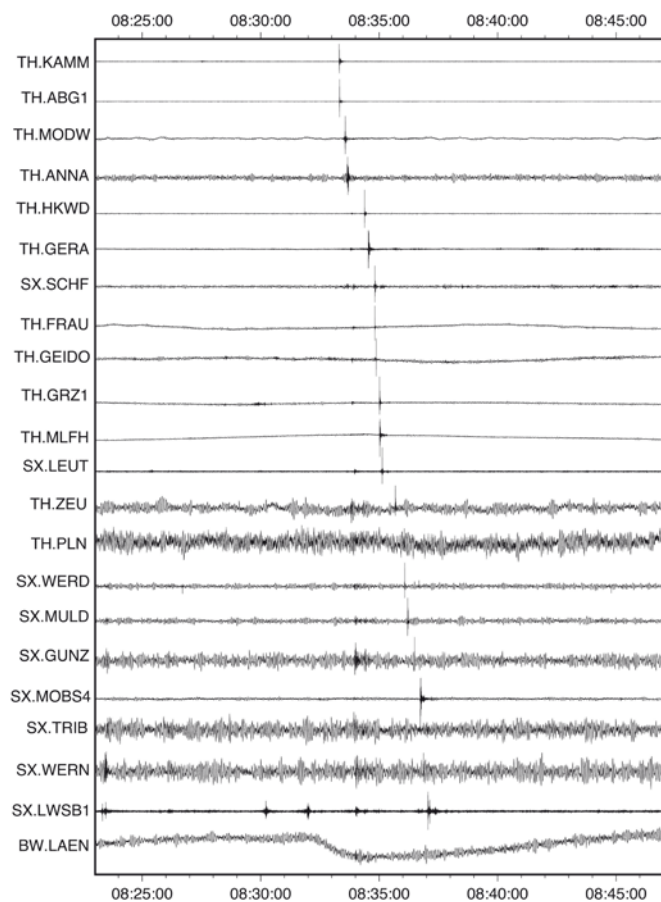


Abb. 4.3-2: Seismogrammmontage von Nord (oben) nach Süd (unten), ungefilterte Rohdaten, 25 min ab 8:23 UTC (10:23 MESZ), Vertikalkomponente; Die Amplituden sind individuell auf das Maximum der einzelnen Spur normiert.

Als Rauschen vor und nach dem Überschallknall fällt ganz überwiegend die Meereswellenmikroseismik mit etwa 12 Schwingungen pro Minute auf (um 5 Hz). Nur die Station BW.LAEN zeigt darüberhinaus langwelligere Schwingungen im Rauschen. Gegen 8:34 UTC (10:34 MESZ) sind weitere Ausschläge zu ahnen, die zeitlich deutlich enger aufeinander folgen als der Überschallknall. Dabei handelt es sich um die seismische Wellen eines Ereignisses im Südharzgebiet. Mit einem Hochpassfilter lässt sich das beschriebene Rauschen weiter reduzieren (Abb. 4.3-3).

Zusammenfassung

- ◆ Der Überschallknall konnte über eine Entfernung von knapp 100 km von Nord nach Süd verfolgt und an 27 Erdbebenstationen ausgewertet werden.
- ◆ Als gemeinsame Ursache der Beobachtungen ist ein Überflug mit Überschallgeschwindigkeit zu vermuten.
- ◆ Jeder einzelne am Boden wahrgenommene Knall kann dann als Durchgang der Wellenfront angesehen werden, die das Überschallflugzeug kegelförmig hinter sich her zieht.
- ◆ Eine grobe Abschätzung der Isolinien und der Stationsabstände führt auf eine Fluggeschwindigkeit von

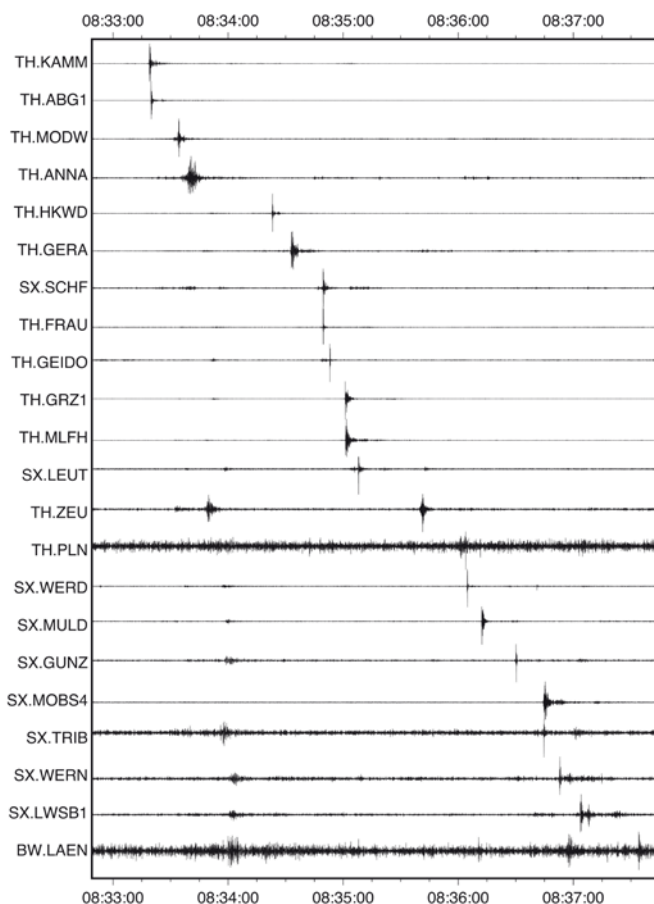


Abb. 4.3-3: Seismogrammmontagen, Ausschnitt aus Abb. 4.3-2, 5 min ab 8:33 UTC (10:33 MESZ), Seismogramme Hochpass gefiltert. SX...Sachsennetz, TH...Thüringennetz, BW...Bayernnetz.

An einer Darstellung ähnlich Abb. 4.3-3 wurden die Einsatzzeiten des Überschallknalls manuell bestimmt („gepickt“). Abb. 4.3-1 zeigt eine Isolinien-Darstellung in Sekunden nach dem ersten Einsatz: Die beiden zeitigsten Beobachtungen (um 0 s) stammen von den Stationen TH.KAMM und TH.ABG1. Nach etwa 250 s endet die Beobachtung an der südlichsten Station BW.LAEN. Die beobachteten Zeiten passen dabei so gut ins Bild, dass für die Isolinien keinerlei Glättung erforderlich wurde.

ca. $400 \text{ m/s} = 1440 \text{ km/h}$, was ausreichend deutlich über der Geschwindigkeit des Luftschalls um 340 m/s liegt.

- ◆ Der Überschallflug fand zufällig über dem dichtesten Teil des mitteldeutschen Erdbebennetzes statt und kann deshalb besonders gut beobachtet und ausgewertet werden.
- ◆ Die zufällig gemeinsame Nord-Süd-Ausrichtung des Fluges und des Erdbebennetzes erleichtern die Auswertung zusätzlich.

5 Seismologische Arbeiten in Mitteldeutschland

5.1 Der Wiechert-Seismograf der Station Collm

PETRA BUCHHOLZ

In Deutschland wurde sehr früh, Anfang des 20. Jahrhunderts, begonnen, mit Hilfe von mechanischen Instrumenten (Seismografen) Erdbeben aufzuzeichnen. Einige dieser Geräte wurden von Emil Wiechert (Abb. 5.1-1), der an der Universität Göttingen forschte und lehrte, entwickelt und in Göttingen (Firma Spindler & Hoyer) gebaut. Sie wurden nach ihrem Konstrukteur Wiechert-Seismografen oder auch Wiechert-Pendel genannt. Die Seismografen wurden an bestimmten Orten in ganz Deutschland und seinen damaligen Kolonien aufgestellt, so unter anderem in Potsdam, Jena, Straßburg, im chinesischen Tsingtau, in West-Samoa und Papua-Neuguinea. Später kamen weltweit weitere Standorte hinzu.

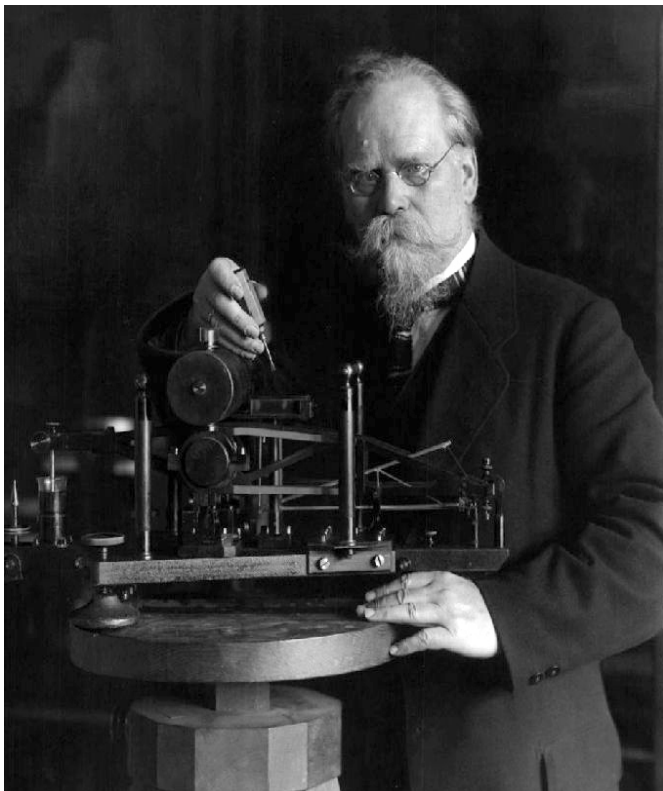


Abb. 5.1-1: Emil Wiechert (1861–1928), Bild der Briefmarke zu Ehren des Geophysikers Emil Wiechert aus dem Jahr 2011. (<https://www.researchgate.net/publication/263051717/figure/fig1/AS:393464803020800@1470820727365/Emil-Wiechert-1861-1928-Undated-picture-taken-by-A-Schmidt-property-of-the.png>, property of the Institute of Geophysics, Georg August University Göttingen).

Im März 1902 wurde im Leipziger Geophysikalischen Institut, Talstraße 35, im Kellergeschoss ein Wiechert-Horizontalpendel aufgestellt. Darüber existiert ein reger Briefwechsel mit Emil Wiechert, der bei der Aufstellung zugegen war (JACOBS & BÖRNGEN 2011). Die ersten Registrierungen unter anderem auch „einheimischer“ Beben fanden statt sowie die ersten Auswertungen und deren Veröffentlichungen (Abb. 5.1-2).

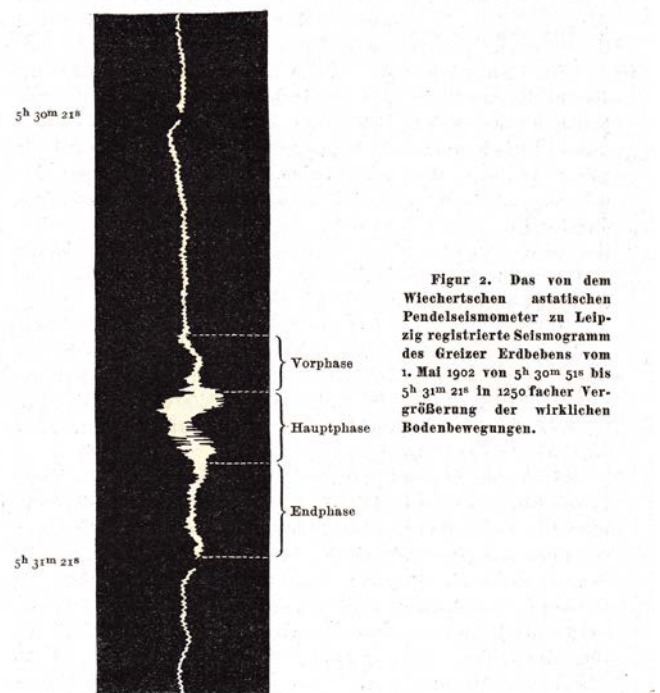


Abb. 5.1-2: Aufzeichnung des Greizer Erdbebens von 1902 (aus: CREDNER 1903).

Im Oktober 1923 wurde der Seismograf zwecks Reparatur abgebaut, da eine Komponente ausgefallen und die andere nur eingeschränkt betriebsfähig war. Ein Zeitungsausschnitt der „Leipziger Neuesten Nachrichten“ vom 15. Januar 1922 zeigt auf humorvolle Art und Weise den Zustand des Seismografen an, zusammen mit der Erkenntnis, dass extrem nahe stärkere Ereignisse nicht von dem Gerät aufgezeichnet werden konnten (Abb. 5.1-3).

Der verunglückte Seismograph.

Wie wir unseren Lesern bereits mitteilten, war gerade während des letzten Leipziger Erdbebens, das allerdings nur in L.-Gohlis verspürt wurde, der hiesige Universitäts-Seismograph nicht in Tätigkeit, weil er defekt war. Die Reparatur wird mehrere Monate in Anspruch nehmen. Leipziger Erdbeben werden also in absehbarer Zeit nur in Jena, Heidelberg usw. registriert werden. Ueber unseren Seismograph hat übrigens von jeher ein Unstern gewaltet, denn schon bei einem Leipziger Erdbeben vom 17. August 1905 versagte er vollständig. Er war der ungewöhnlichen Anstrengung einfach nicht gewachsen. Ein Freund unseres Blattes hat damals das seltsame Ereignis in Reimen besungen, deren natürlicher Humor gewiß unsere Leser belustigen wird:

In der großen Seestadt Leipzig
Hat die Erde längst gebebt,
Wie es weder Mann noch Weib sich
Je vermutet, noch erlebt.

Ruhig schliefen Mensch und Tiere
Unter ihres Hauses Dach.
Da ertönte früh um Viere
Plötzlich ein gewalt'ger Krach.

Donner rollte zum Verzagen,
Und es ward ein Ton gehört,
Als wie wenn ein Steinewagen
Ueber holprig Pflaster fährt.

Schläfer hob's im warmen Bette,
Möbel hob's aus ihrer Bahn.
Und die Gläser im Büfette
Stießen lustig selber an.

Schrecken fuhr in Hund und Kaze,
Kinder schrieten, daß Gott erbarm',
Draußen auf dem Fleischerplaze,
Schlug die Feuerwehr Alarm.

Häuser schwankten wie betrunken,
Uhren hemmten ihren Lauf.
Nur wer tieft im Schlaf versunken,
Wachte von dem Knall nicht auf.

Aber, die der Schlummer meidet,
Pakie Grausen dumpf und schwer.
Schleunigst haben sich bekleidet
Alle Neurastheniker.

Daß man ihren Schreck ermesse,
Haben sie, sobald es tagt',
Das Ereignis gleich der Presse
Sehr ausführlich angesagt.

Denn er zeigt nur f e r n e Beben,
Hies'ge registriert er nicht;
Ja, man wird's sogar erleben,
Daß er dann z u s a m m e n b r i c h t.

„Salt! Was sagt der Seismometer?“
Tragt die kluge Presse jetzt.
„Weiß ihn jemand? Sagt, wo steht er?“
Boten werden fortgehebt.

Diese klopfen an die Pforte
Aller Institute an..
Ach, und mit dem Donnerworte
Wird sie ihnen aufzetan:

„Daß der Universität der
Seismometer angehört,
Wissen wir; doch hier nicht steht er,
Sucht ihn, laßt uns ungestört!“

Eine Hausmannsfrau gab endlich
Seinen Ort den Boten an.
Alle stürzen hin. Doch schändlich
War, was ihre Augen sah'n.

Denn den armen Seismometer
Hat der Erdstoß demoliert.
Traurig, ohne Stütze, steht er,
Gar nichts hat er registriert.

Kein Gelehrter war im Hause,
Niemand klärt die Boten auf.
Unbelehrt nach kurzer Pause
Richten heimwärts sie den Lauf.

Bornig war in Leipzig alles;
Doch es schrieb Professor K.
Zur Erledigung des Falles:
„Jeder Mensch macht einmal niz.“

Ich, sowie mein Assistent,
Haben Ferten und ruhn.
Unser Seismometer könnte
Hier auch keine Dienste tun.

Abb. 5.1-3: Zeitungsausschnitt aus den „Leipziger Neusten Nachrichten“ vom 15. Januar 1922, in dem auf humorvolle Weise auf den Ausfall des Seismographen angespielt wurde.

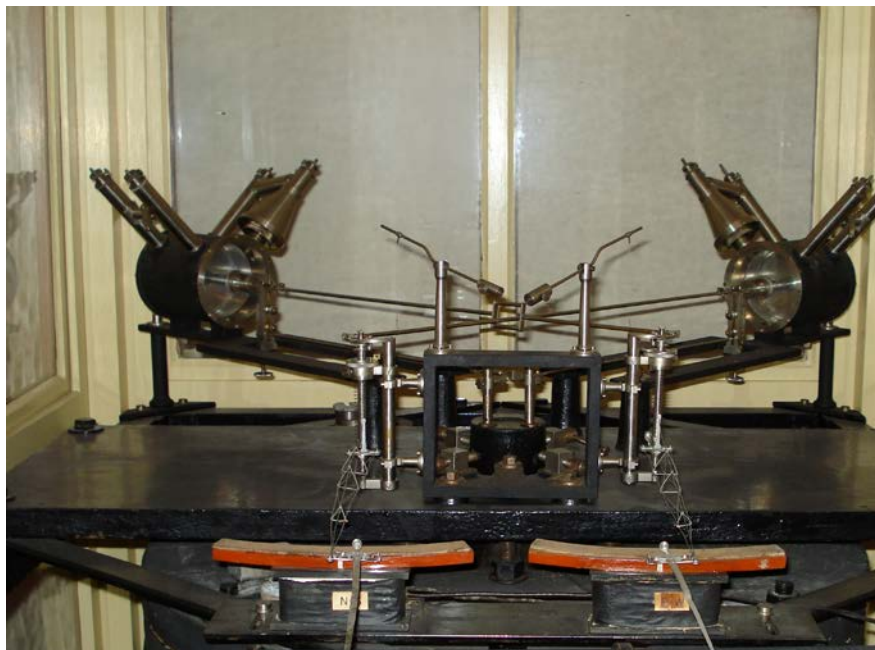


Abb. 5.1-4: Wiechert-Seismograf, oberer Teil. Man sieht die Dämpfungszyylinder (links und rechts im Bild), die sich kreuzenden Schubstangen (hintere Mitte), die senkrecht stehenden Winkelhebel sowie die Schreibarme mit Schreibspitze (Vordergrund).

In dieser Zeit gab es Verbesserungen im Zeitdienst, der Umgebung und am Gerät selbst (Abb. 5.1-4). So generalüberholt wurde der Seismograf in der zweiten Hälfte der 1920er Jahre wieder in Betrieb genommen (WEICKMANN 1928).

Es gab dennoch einen wunden Punkt: Die zunehmende Industrialisierung und der angewachsene Verkehr störten die Aufzeichnungen der Erdbebenwellen empfindlich, so dass es notwendig wurde, sich nach einem neuen geeigneten Standort umzusehen. Der wurde am Collmberg bei Oschatz ca. 40 km östlich von Leipzig gefunden. Der Untergrund besteht dort aus quarzitischer Grauwacke (Ordovizium, Abb. 5.1-5), die sehr verwitterungsbeständig ist und sich hervorragend für die Messung der Erdbebenwellen eignet. Zugleich liegt der Ort in ruhiger ländlicher Gegend.



Abb. 5.1-5: Aufschluss der quarzitischen Grauwacke, die am Collmberg den Untergrund für die seismologische Station bildet.

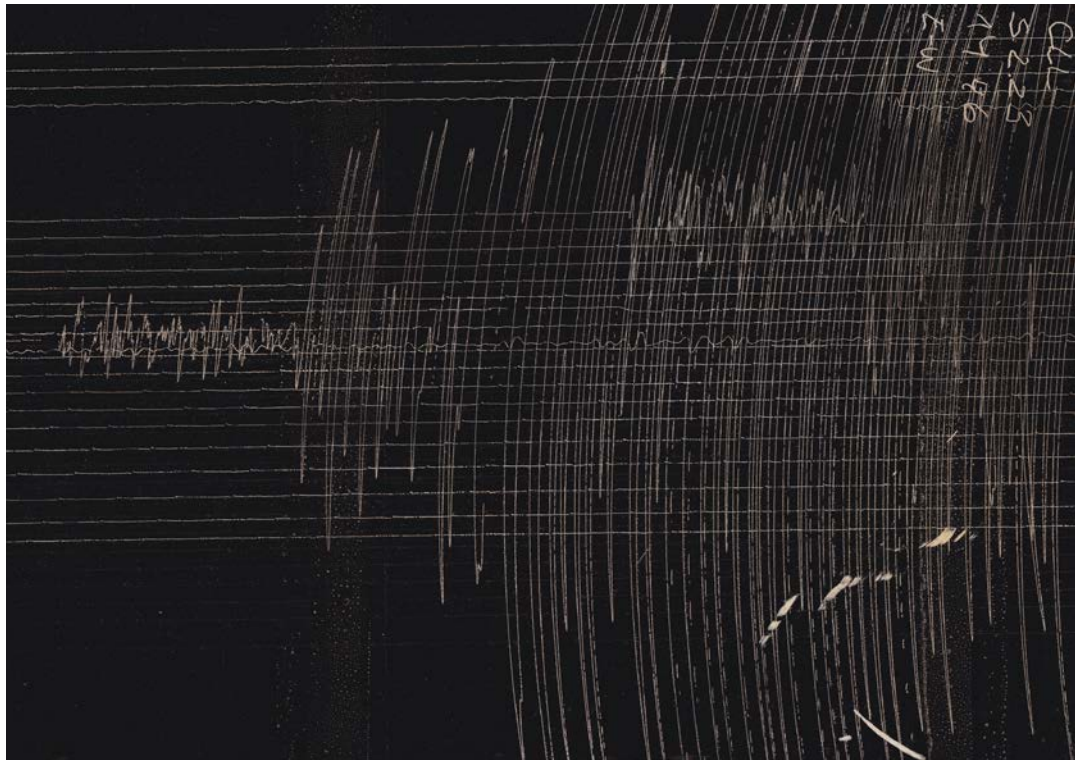


Abb. 5.1-6: Erdbebenwarte (Seismometer-Haus). 1934 gebaut steht es im Gelände des Observatoriums und beherbergt den Wiechert-Seismografen sowie weitere historische Seismometer.

Dort wurde das Geophysikalische Observatorium errichtet und 1932 eingeweiht. Eng verbunden bleibt das Observatorium mit seinem Gründer Prof. Dr. Ludwig Weickmann, der sich für den Neubau sehr engagiert hatte.

1934 wurde das Seismometer-Häuschen (Abb. 5.1-6) gebaut, so dass 1935 der Wiechert-Seismograf zusammen mit anderen Geräten (Benioff-Seismometer) an den neuen Standort umgesetzt werden konnte. Der zweite Weltkrieg wurde einigermaßen schadlos überstanden.

Abb. 5.1-7: Aufzeichnung des schweren türkischen Erdbebens vom 6. Februar 2023 ($M=7.9$). Deutlich zu sehen sind die P-, S-, und Oberflächenwellen (von links nach rechts auf der Abbildung). Durch die Drehbewegung des Winkelhebels, an dem der Schreibarm befestigt ist, erscheint die Aufzeichnung großer Auslenkungen gebogen. Zu sehen ist noch ein zweites Beben sowie das Auflegedatum des Streifens.



In den 1980er Jahren wurde das Gerät unter Denkmalschutz gestellt. Mit Beginn der digitalen Ära (Erdbebenregistrierung und Auswertung per Computer) wurde die Auswertung der Wiechert-Aufzeichnungen eingestellt. Das Gerät blieb weiter im Betrieb und die Seismogramme relevanter Ereignisse wurden aufgehoben – das geschah bis Ende Oktober 2025 (Abb. 5.1-7).

Konstruiert wurde das Gerät als astatisches (umgekehrtes) Pendelseismometer mit den Komponenten N-S und E-W. Die Masse (Eisenringe) beträgt 1100 kg und wird in einem labilen Gleichgewicht gehalten. Alle Teile des Seismografen (zum Beispiel das Kardanische Gelenk am Fuß des Gerätes) sind dank Blattfederkonstruktionen so miteinander verbunden, dass nur noch an der Schreibspitze eine Reibung auftritt (Abb. 5.1-8).



Abb. 5.1-8: Kardanisches Gelenk. Es besteht aus vier Stahlblättern, die den Stützpunkt der Masse bilden, aber gleichzeitig für die Beweglichkeit der Masse sorgen.

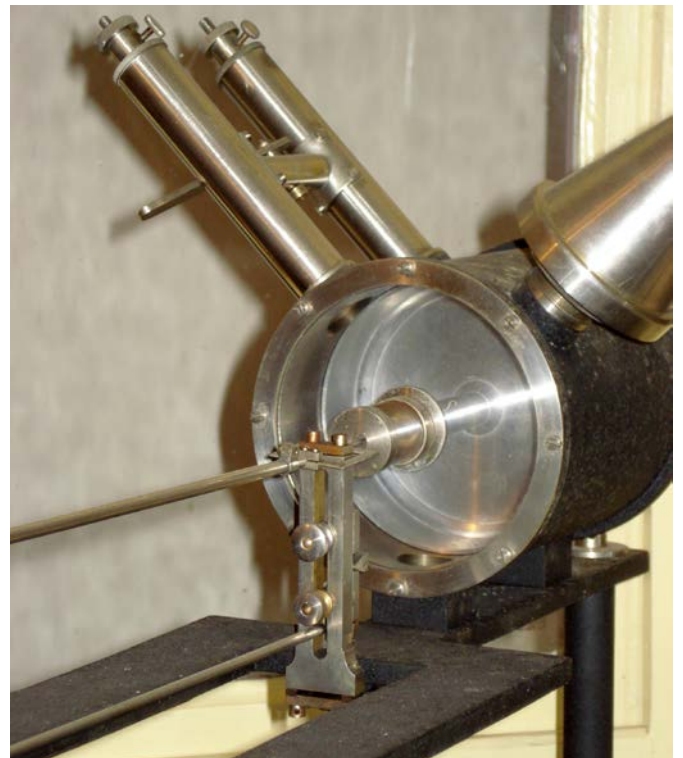


Abb. 5.1-9: Dämpfungszyylinder. Ein Kolben in den Zylindern komprimiert Luft. Die Zylinder sind mit den Schubstangen verbunden. Das verhindert ein Nachschwingen der Masse und sorgt für eine gleichmäßige Vergrößerung über einen breiteren Periodenbereich.

Die Schubstangen sind im 90°-Winkel angeordnet, dadurch wird der Erdstoss in eine Nord-Süd und eine Ost-West-Komponente zerlegt. Mit der Auslenkung der Masse wird die Bewegung über die untere Schubstange an den drehbaren Hebel weitergegeben und vergrößert. Die vergrößerte Bewegung wird über die obere Schubstange zum Winkelhebel und weiter zum Schreibarm bis zur Schreibspitze geleitet, wo sie als Kurve auf berußtem glatten Papier aufgezeichnet wird. Andererseits sorgen die Dämpfungszylinder dafür, dass die Masse nicht nachschwingt (Abb. 5.1-9). Blattfedern am Übergang Schubstangen – Dämpfungszylinder treiben die Masse in ihre Gleichgewichtslage zurück. Die Dämpfungszylinder sind so konstruiert, dass ein Kolben in den Zylindern Luft komprimiert. Durch die Dämpfung erfolgt außerdem eine gleichmäßige Vergrößerung über einen breiteren Periodenbereich. Trotzdem kann die wahre Bodenbewegung nur maximal auf das 370-fache vergrößert werden.

Die Verbindung der oberen Schubstange mit dem Winkelhebel ist dermaßen gestaltet, dass die Spitze der Schubstange in einer kleinen Pfanne des Winkelhebels im labilen Gleichgewicht sitzt, ebenso ist es mit der Verbindung Winkelhebel (Spitze) und Schreibarm (Pfanne) der Fall. Wird ein sehr starkes Beben registriert, kann es passieren, dass die Spitzen aus den Pfannen springen und der Schreibarm abgeworfen wird (Abb. 5.1-10, Abb. 5.1-11).



Abb. 5.1-10: Winkelhebel (Mitte), Registrierarm (links) und obere Schubstange (rechts Mitte). Die über die Schubstange kommende Bewegung wird an den Winkelhebel weitergeleitet und auf den Registrierarm mit der Schreibspitze (hier nicht sichtbar) übertragen.

Die Zeitmarken werden mit Hilfe des 77.5 kHz Zeit-Senders (Uhrenanlage für den Zeitdienst von Dierk Kürschner) auf die Streifen gegeben, indem ein kleiner Zugmagnet die Schreibnadeln kurz anhebt. Das erfolgt mit dem Beginn jeder Minute, so dass jede Minute 15 mm beträgt. Dazu gibt es noch eine länger dauernde Unterbrechung (20 s) mitten in der Minute für die volle Stunde, mit Ausnahme der 24:00 Uhr-Stunde.

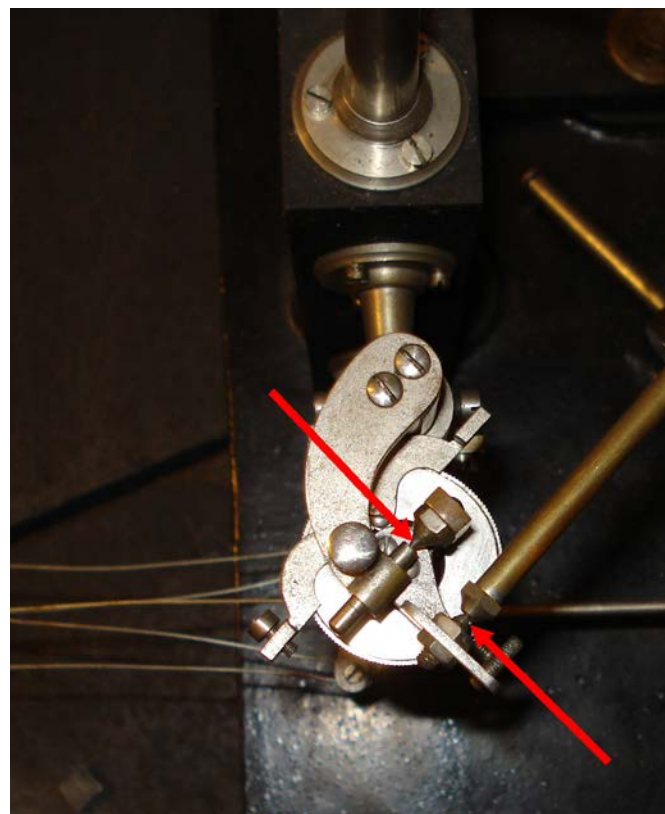


Abb. 5.1-11: Winkelhebel: Blick von oben. Deutlich zu sehen (rote Pfeile): Spitzen in den Pfannen. Die Spitzen sitzen nur lose in den Pfannen. Alles ist im labilen Gleichgewicht verbunden.

Da der Wiechert-Seismograf auf berußtem Papier aufzeichnet, müssen auch Vorbereitungsarbeiten erfolgen. Der Grund für die Verwendung von Ruß ist die Minimierung des Reibungswiderstandes. Am Collm erfolgt die Berußung der zusammengeklebten Streifen an einer Anlage, die wie eine (rußende) Kerze mit breitem Docht funktioniert: In einem Behälter befindet sich Petroleum, in das ein breiter Leinenstreifen hineinragt. Der wird angezündet und der über Rollen gelegte Streifen mittels Kurbel gleichmäßig bewegt (Abb. 5.1-12). Das erfolgt alle 14 Tage. Die Streifen werden zwei bis dreimal wiederverwendet, um Papier einzusparen.

Wurde ein Ereignis aufgezeichnet, wird der Streifen mittels Tauchverfahren lackiert. Dazu wird Zaponlack in eine Schale gefüllt, der Streifen über eine motorgetriebene Rolle mit Gegengewicht gelegt und das untere Ende des Streifens in den Lack getaucht. Der Motor sorgt für eine gleichmäßige Bewegung des Streifens und somit für einen gleichmäßigen Lackauftrag. Wenn der Lack getrocknet ist, wird der Streifen aufgeschnitten und kann verwendet werden.



Abb. 5.1-12: Berußung der Streifen. Das Petroleum im Behälter sorgt für eine rußende Flamme. Der darübergehängte Streifen wird mittels Kurbel (links im Bild) gleichmäßig bewegt. Foto: L. Sachs.

Fazit: Mit seinen 10 Sekunden Eigenperiode und bis 370-facher Maximalvergrößerung der Bodenbewegung gehört der Wiechert-Seismograf zu den unempfindlichen Geräten, die sich für die Registrierung von stärkeren Fernbeben bzw. der Transversal- und Oberflächenwellen bestens eignen, jedoch nicht für Nahbeben bzw. Longitudinalwellen (Abb. 5.1-13). Der Wiechert-Seismograf am Collm gehört mit zu den ältesten Geräten seiner Art.

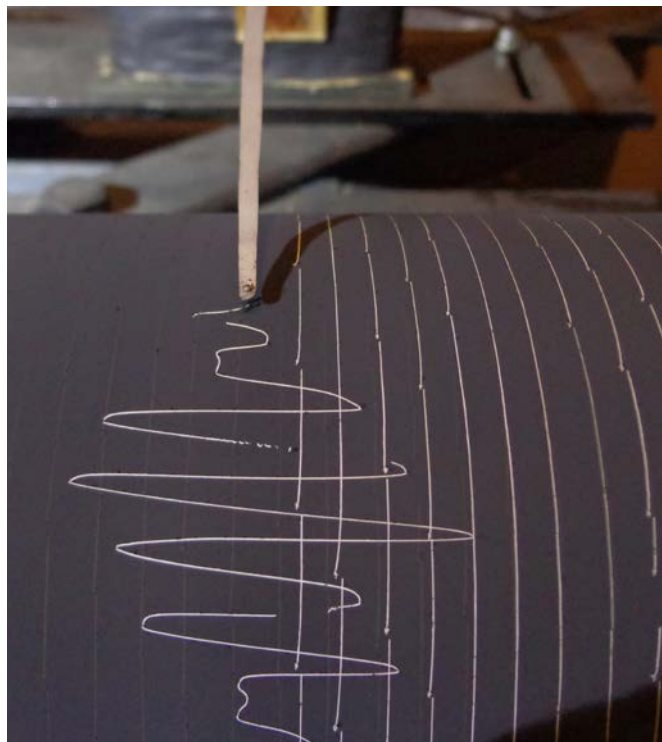


Abb. 5.1-13: Aufzeichnung eines Erdbebens in Alaska 2021 (Oberflächenwellen). Hier ist die Schreibspitze, bestehend aus einem dünnen Aluminiumstreifen, gut zu sehen. Die kurzen Unterbrechungen kennzeichnen den Beginn der nächsten Minute (1 min entsprechen 15 mm).

Literatur

JACOBS, F. & BÖRNGEN, M. (2011): Emil Wiechert an Hermann Credner – 6 Briefe von 1900–1902. – DGG-Mitteilungen 3/2011: 26–35; Leipzig.

WEICKMANN, L. (1929): Der Umbau des Leipziger Seismographen und die in den Jahren 1925, 1926 und 1927 aufgezeichneten Erdbeben. 1. Bericht der Erdbebenwarte des Geophysikalischen Institutes der Universität Leipzig. – Sächsische Akademie der Wissenschaften, Abhandlungen und Sitzungsberichte, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Ber. 80: 385–496; Leipzig.

WIECHERT, E. (1904): Ein astatisches Pendel hoher Empfindlichkeit zur mechanischen Registrierung von Erdbeben. – Beiträge zur Geophysik, Zeitschr. für physikalische Erdkunde, VI: 435–450; Leipzig.

CREDNER, H. (1903): Die vom Wiechertschen astatischen Pendelseismometer der Erdbeben-Station Leipzig während des Jahres 1902 registrierten Nahbeben. – In: Königlich Sächsische Gesellschaft der Wissenschaften [Hrsg.]: Berichte über die Verhandlungen der Königlich-Sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften zu Leipzig, Mathematisch-Physische Klasse, Bd. 55: 2–21; Leipzig.

5.2 Die Collmer Fernbebenbank

SIEGFRIED WENDT & PETRA BUCHHOLZ

Das Geophysikalische Observatorium Collm verfügt über eine in Umfang und Homogenität selten zu findende Datenbank der Auswertung von Erdbeben. Beide Autoren arbeiten seit 1978 am Observatorium. Beginnend mit dem Jahrgang 1976 liegt die gesamte Auswertung mit 47 Jahrgängen in digitaler Form vor.

Alles begann damit, dass nach dem großen Friaul-Beben vom 6. Mai 1976 in der damaligen DDR ein seismischer Informationsdienst aufgebaut werden sollte, um bei makroseismisch relevanten Beben schnell eine Auskunft zu Ort und Stärke des Bebens zu erhalten. Dazumal waren die Analogstationen untereinander nicht verbunden, sodass man die gewünschten Angaben nur vor Ort erfragen konnte. Dazu war mehr Personal erforderlich. Für mich (S. W.) war es ein Glücksfall, dass ich als Quereinsteiger – ich hatte in der Festkörperphysik promoviert – eine Stelle am Observatorium Collm bekam.

Sehr bald fiel mir auf, dass zum einen ein wesentlicher Teil der Auswertung per Lochkarten zum International Seismological Centre (ISC) geschickt wurde. Parallel dazu wurden per Schreibmaschine die Druckvorlagen für unsere seismologischen Messreihen mit allen Angaben erstellt, auch mit den nicht zum ISC gemeldeten Herdangaben, Perioden, Amplituden und Magnituden.

Warum sollten die über die ISC-Meldung hinausgehenden Angaben nicht auch auf Lochkarten erfasst und mit einem noch zu schreibenden Computerprogramm in die endgültige Bulletinform gebracht werden? Aufwändig war, dass alle Sonderfälle codiert eingegeben werden mussten, denn die Ausgabelisten konnten nicht editiert werden. Das hat aber den Vorteil, dass alles in unserer Datenbank codiert vorliegt.

In mühevoller Arbeit wurden von mir (P. B.) die Daten ab 1976 in digitaler Form erfasst. Meine (S. W.) dazumal wohl etwas unrealistische Vorstellung war, mit solch großen Datenmengen arbeiten zu können.

Wie aus der Darstellung der pro Jahr ausgewerteten Beben (Abb. 5.2-1) zu sehen ist, war das erste Jahr ein sehr umfangreiches wegen der vielen Nachbeben des großen Friaul-Bebens vom 6. 5. 1976.

Bis 1993 lagen die Anzahlen der ausgewerteten Beben bei etwas mehr als 3000 pro Jahr. Im April 1993 bekamen wir eine Breitbandstation und wurden Teil des Deutschen Regionalnetzes. Der einfache Zugang zu den Daten vieler anderer Stationen war ein riesiger Gewinn. Die Übergangszeit von der reinen Analogregistrierung zur rein Digitalen war mit einigen Problemen verbunden. Beginnend mit der ersten Station Wernitzgrün wurde ein lokales Netz im Vogtland aufgebaut, das uns bislang ungeahnte Möglichkeiten eröffnete.

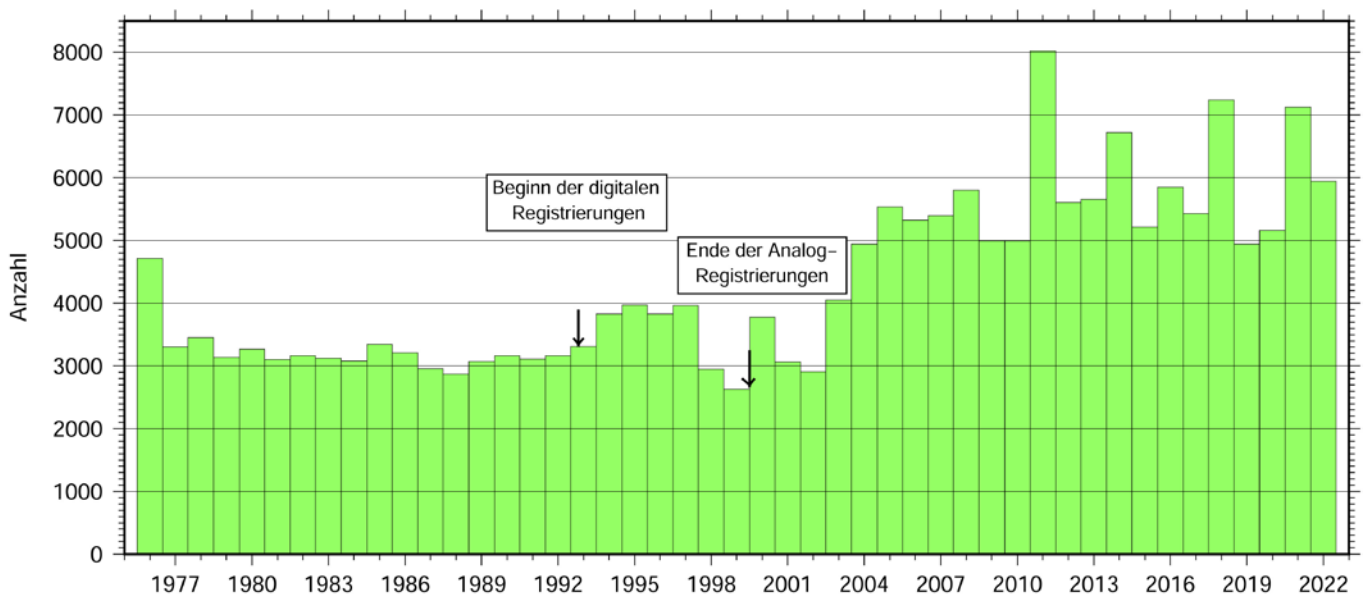


Abb. 5.2-1: Anzahl der pro Jahr in Collm (CLL) ausgewerteten Erdbeben.

86004 in CLL ausgewertete Beben mit Herden von NEIC (EDR), CSEM, GSR



5 Seismologische Arbeiten in Mitteldeutschland | 55

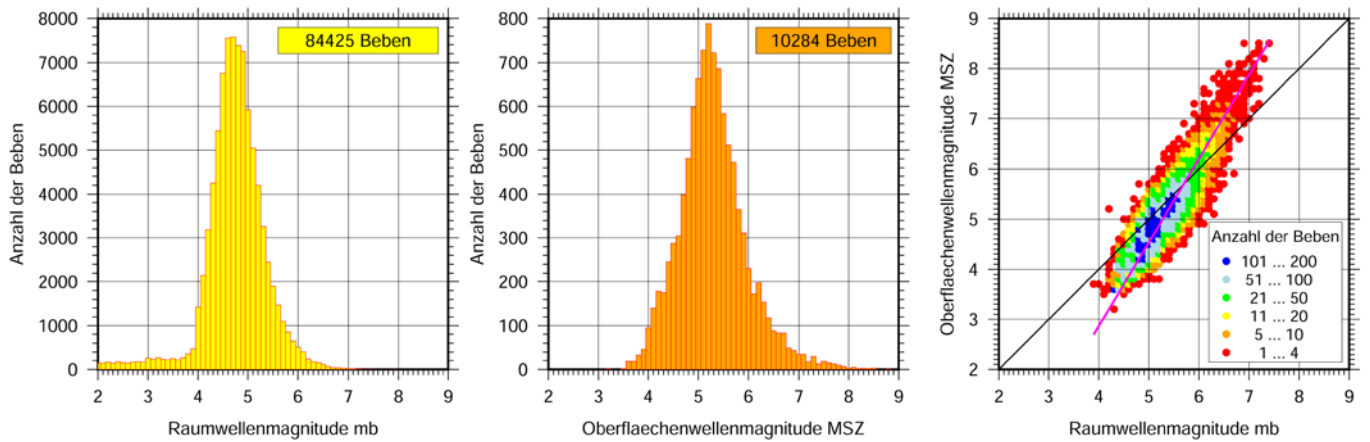


Abb. 5.2-3: Häufigkeitsverteilung der Raumwellenmagnituden (m_b) und der Oberflächenwellenmagnituden (M_{SZ}) für die in Collm von 2003 bis 2022 ausgewerteten Beben. Quellen sind hauptsächlich Earth Data Report von NEIC, gelegentlich European-Mediterranean Seismological Centre (EMSC-CSEM) und für Nahbeben Collm (CLL). Das Korrelogramm m_b - M_{SZ} zeigt, es gibt nicht DIE Magnitude.

vom Laufweg – ozeanisch oder kontinental – abhängt und somit nicht, anders als bei den Raumwellen, als Tabelle vorliegt. Die Ergebnisse wurden beim ISC veröffentlicht. In Arbeit befindet sich ein Verfahren zur Bestimmung von PKP-Magnituden, wofür es kein allgemein verwendetes Verfahren gibt.

Unsere Datenbank wurde innerhalb mehrerer Jahrzehnte angelegt. Dabei nicht zu vermeidende Unterschiede im Format und in Bezeichnungen müssen noch angepasst werden. Aufwändig wird die Übergangsperiode von 1998 bis 2002.

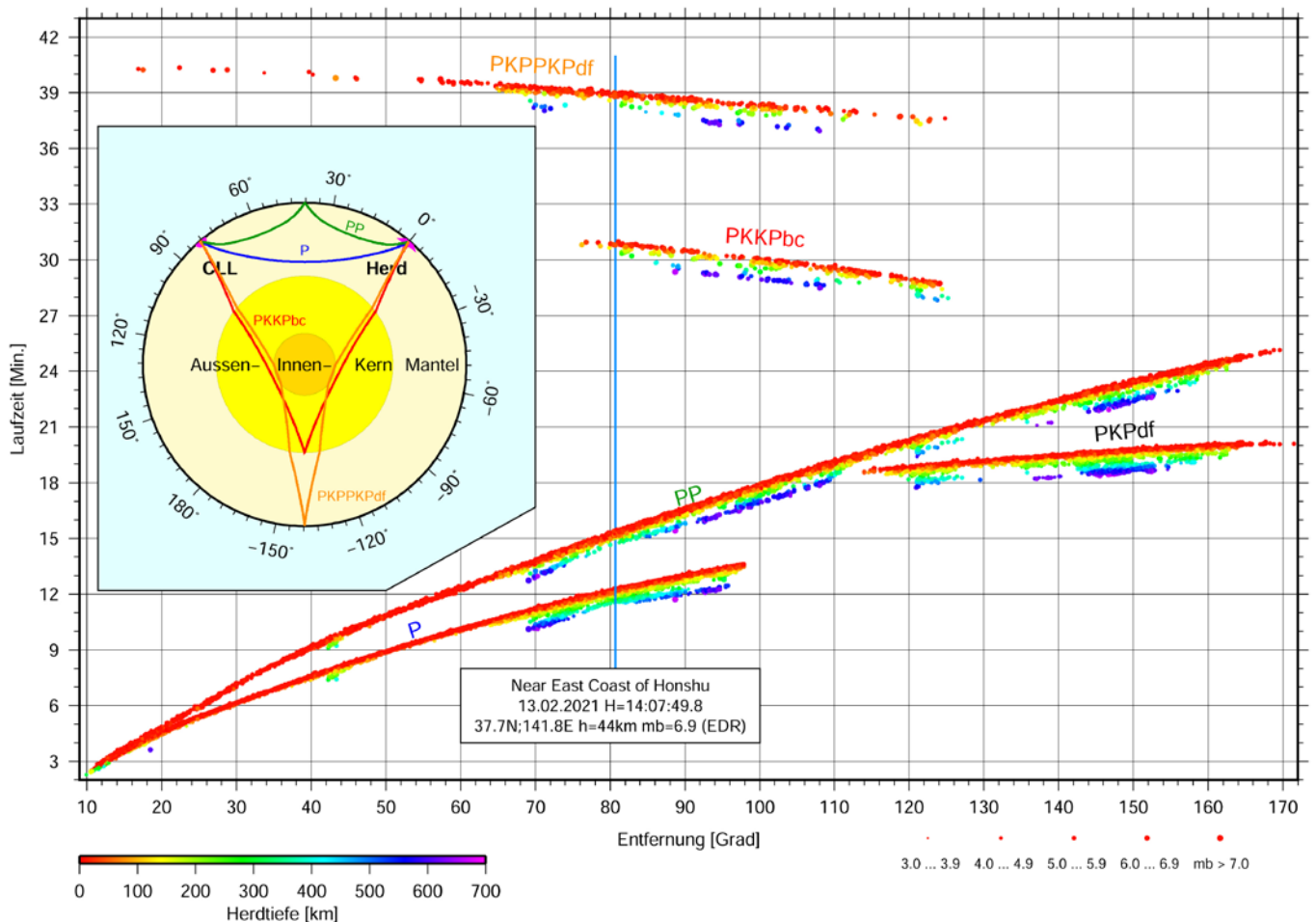


Abb. 5.2-4: Laufzeiten einiger Phasen der von 2003 bis 2022 ausgewerteten Beben mit farblicher Codierung der Tiefe. Im Querschnittsbild der Erde sind die Wellenwege dargestellt. P steht für den Anteil im Erdmantel, K für den im Erdkern. Mit bc wird eine im Aussenkern laufende Welle bezeichnet, mit df eine, die auch einen Anteil im Innenkern hat.

5.3 Neue Möglichkeiten zur Untersuchung von Schwarmbeben durch ICDP-Eger Bohrlochstationen

PINAR BÜYÜKAKPINAR, TORSTEN DAHM, MATTHIAS OHRNBERGER, MARIUS ISKEN, SIEGFRIED WENDT & SIGWARD FUNKE

Bis 2025 hat sich das seismische Observatorium, das im Rahmen der ICDP-Initiative (ICDP... International Continental Scientific Drilling Program) um die Eger-Vogtland Schwarmbebenregion eingerichtet wurde (Abb. 5.3-1), zu einem der fortschrittlichsten Überwachungssysteme für lokale Bebenschwärme weltweit entwickelt. Die Bohrungen Landwüst (S1) in Deutschland und Tisová (S2), Studenec (S3) und Liba (S4) in der Tschechischen Republik bilden zusammen mit einer Abtaste von 1000 Hz ein Hochfrequenz-Bohrlocharray, das eine noch nie dagewesene Auflösung bei der Aufzeichnung und Analyse von Erdbebenschwärmen und fluidinduzierter Seismizität ermöglicht. Zusammen mit dem Streaming der Daten der bestehenden Messnetze, die im Rahmen des vir-

tuellen ICDP-Eger-Netzes erfasst werden, ist erstmals eine automatische Echtzeit-Wellenformverarbeitung über Grenzen hinweg möglich.

Die Bohrungen wurden zwischen 2017 und 2021 abgeschlossen (FISCHER et al. 2022). Alle vier ca. 400 m tiefen Bohrlöcher sind am Boden mit Breitband-Bohrlochseismometern ausgestattet. S1-S3 sind zusätzlich mit 8- und 10-stufigen Dreikomponenten-Geophonketten ausgestattet, während S1 zusätzlich ein seismisches Array mit kleiner Apertur an der Oberfläche enthält, dessen Installation im Jahr 2020 abgeschlossen wurde. S1 enthält zusätzlich eine faseroptische Dehnungsmesslinie hinter der Bohrlochwand.

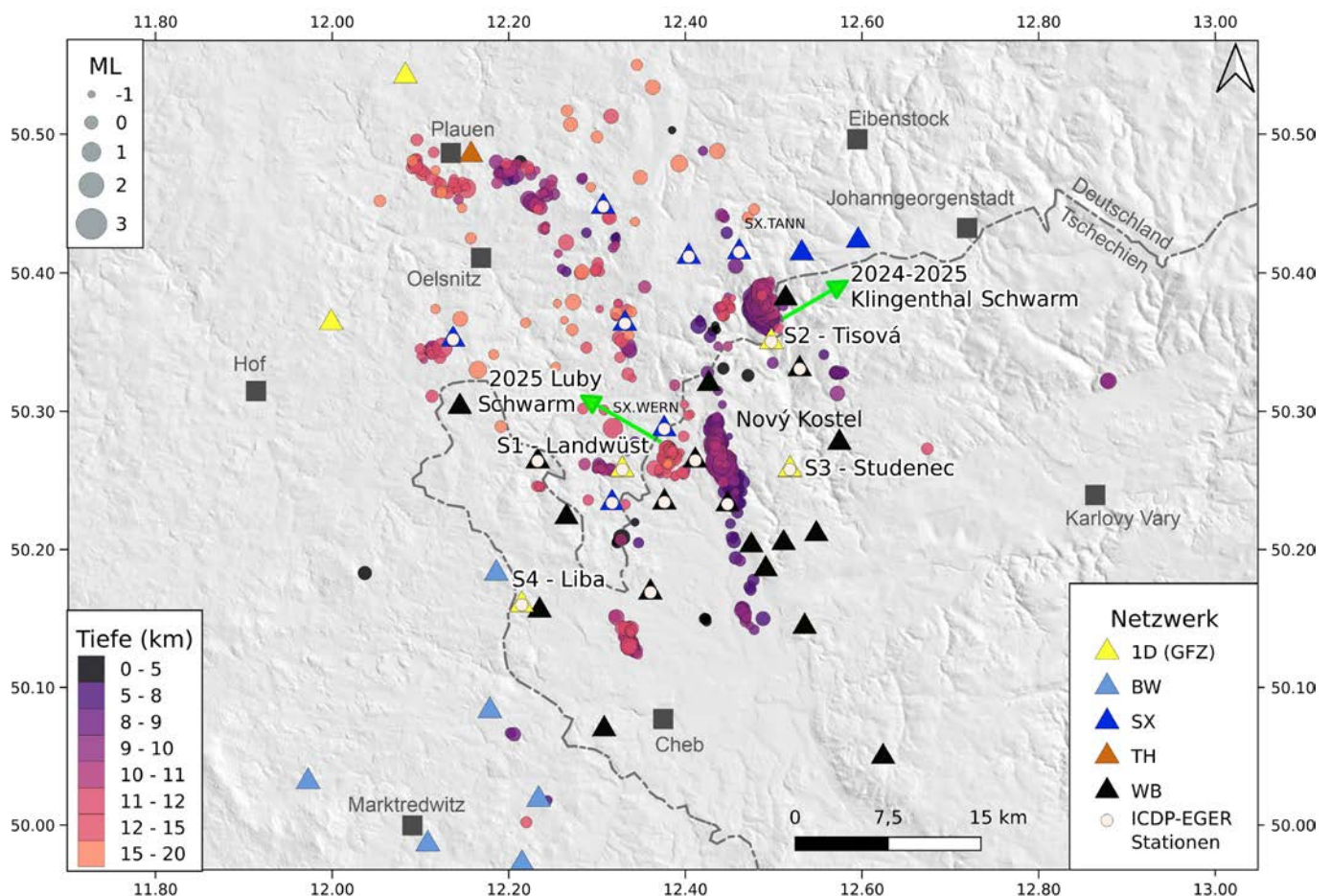


Abb. 5.3-1: Seismische Aktivität (Kreise) in der Region des Eger Grabens in den Jahren 2024–2025, wobei verschiedene Erdbebenschwärme zu beobachten sind. Die Schwärme bei Luby und Klingenthal sind hervorgehoben. In beiden Fällen wurden durch das moderne, hochdichte Messnetz tausende von Ereignissen aufgezeichnet und lokalisiert. S1–S4 zeigen die Bohrlochstationen des ICDP-Eger Projektes. Die FDSN-Codes der Netzwerke stehen für: 1D – Helmholtz Centre Potsdam GFZ, BW – Bayernnetz, SX – Sachsennetz, TH – Thüringer Seismologisches Netz, WB – Webnet/Tschechien. Der dargestellte seismische Katalog ist vom Geophysikalischen Observatorium Collm (<https://home.uni-leipzig.de/collm/>).

Das ICDP-Eger-Observatorium ist eine der wenigen Einrichtungen weltweit, die tiefe vertikale seismische Arrays, Hochfrequenz- und Breitbandsensoren und eine kontinuierliche Datenerfassung in Echtzeit in einer solchen Nähe zu einer aktiven Schwarmzone in einem magmatisch aktiven Intraplattenumfeld kombiniert. Die Fähigkeit, Mikroerdbeben unterhalb einer Lokalbebenmagnitude von $M_L = -1$ zu erkennen und zu lokalisieren, feinräumige Herdprozesse zu erforschen und Fluidmigration in Echtzeit zu verfolgen, macht das Labor zu einem Vorreiter in der beobachtenden Seismologie.

In den letzten fünf Jahren hat das System eine enorme Menge an hochwertigen seismischen Daten erzeugt, die 180 Terabyte übersteigt, wobei täglich über 50 GB seismische Wellenformdaten über alle Kanäle (einschließlich Oberflächen- und Bohrlochsensoren) aufgezeichnet wurden. Dutzende von Erdbebenschwärmen wurden detailliert aufgezeichnet, wobei sich die Ereignisse oft nur wenige Kilometer entfernt von den Bohrlochanordnungen befanden, was eine hochauflösende Analyse der Bruchwanderung, der Auslösemuster und der Komplexität der Bebenschwärme ermöglicht.

Die Integration dieses seismischen Datensatzes mit Echtzeit Kohlendioxid- und Flüssigkeitsmessungen aus nahe gelegenen Mofetten sowie mikrobiologischen und paläoklimatischen Aufzeichnungen ermöglicht zudem neuartige interdisziplinäre Studien über die Wechselwirkung zwischen tiefen Fluidprozessen in der Erdkruste, Seismizität und dem Lithosphäre-Biosphäre-System.

Abb. 5.3-1 zeigt zwei unterschiedliche Schwarmaktivitäten, die die dynamischen seismischen Prozesse in der Region des Eger Grabens zwischen 2024 und 2025 verdeutlichen. Im Zusammenhang mit diesen Schwärmen wurden Tausende von Erdbeben aufgezeichnet, was die hohe seismische Aktivität in der Region und die Fähigkeit des Observatoriums, diese Ereignisse mit beispielloser Präzision zu erfassen, unterstreicht. Zum Beispiel konnten in einer Arbeit zu dem Schwarm 2024 bei Klingenthal zwei Phasen der Schwarmentwicklung unterschieden werden, welche auf die sequenzielle Intrusion von Fluiden unterschiedlicher Dichte hinweisen (BÜYÜKAKPINAR et al. 2024). Dabei wird vermutet, dass die ersten 5 Tage des Schwarms durch den Zufluss von Wasser und Kohlendioxid in eine existierende Bruchzone unter Klingenthal kontrolliert wurden, während in den verbleibenden 20 Tagen womöglich karbonatreiche Schmelzen mit geringer Viskosität in die Verwerfung und das Nebengestein eingedrungen sind. Prozesse dieser Art haben seit vielen hunderttausend Jahren zur Bildung von Erz- und Mineralagerstätten im Vogtland geführt, und können heute durch verbesserte Messnetze und Bohrlochsensoren in Echtzeit verfolgt werden.

Abb. 5.3-2 und 5.3-3 zeigen beispielhafte Aufzeichnungen von Mikrobeben bei Klingenthal im Jahr 2024 und bei Luby im Jahr 2025. Der Schwarm in der Nähe von Klingenthal im Jahr 2024 ähnelt in Lage, Tiefe und Ablauf dem Muster des historischen Schwarms aus dem Jahr 1897, der von CREDNER (1898) detailliert beschrieben wurde. Jetzt konnte ein solcher Schwarm zum ersten Mal mit fortschrittlichen Sensoren digi-

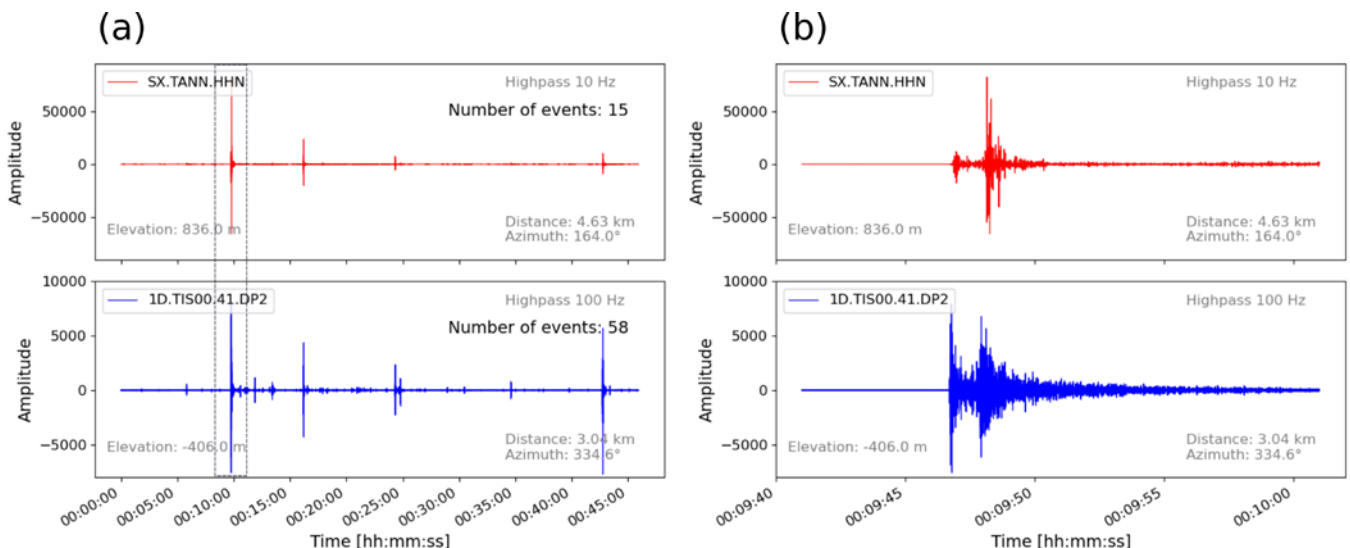


Abb. 5.3-2: (a) Einstündige Aufzeichnung vom 27. April 2024 an SX.TANN (Oberflächenstation, horizontale N-S-Komponente) und 1D.TIS41-Daten (Tisova S2-Bohrloch-Array). Die Orientierung der horizontalen Komponenten der Bohrlochstation 1D.TIS41 wurde bisher noch nicht bestimmt. Auf die SX.TANN-Daten wurde ein 10-Hz-Tiefpassfilter angewendet, während auf die 1D.TIS00-Daten ein 100-Hz-Tiefpassfilter angewendet wurde. Die Anzahl der erkannten Ereignisse ist für jede Spur angegeben. Das gestrichelte Rechteck zeigt das in Feld (b) dargestellte Zeitfenster. (b) Vergrößerter Wellenformbereich des durch den gestrichelten Kasten markierten $M_L = 1,8$ Erdbebens vom 27. April 2024 um 00:09:46 UTC bei 50,375 °N, 12,479 °E, Klingenthal.

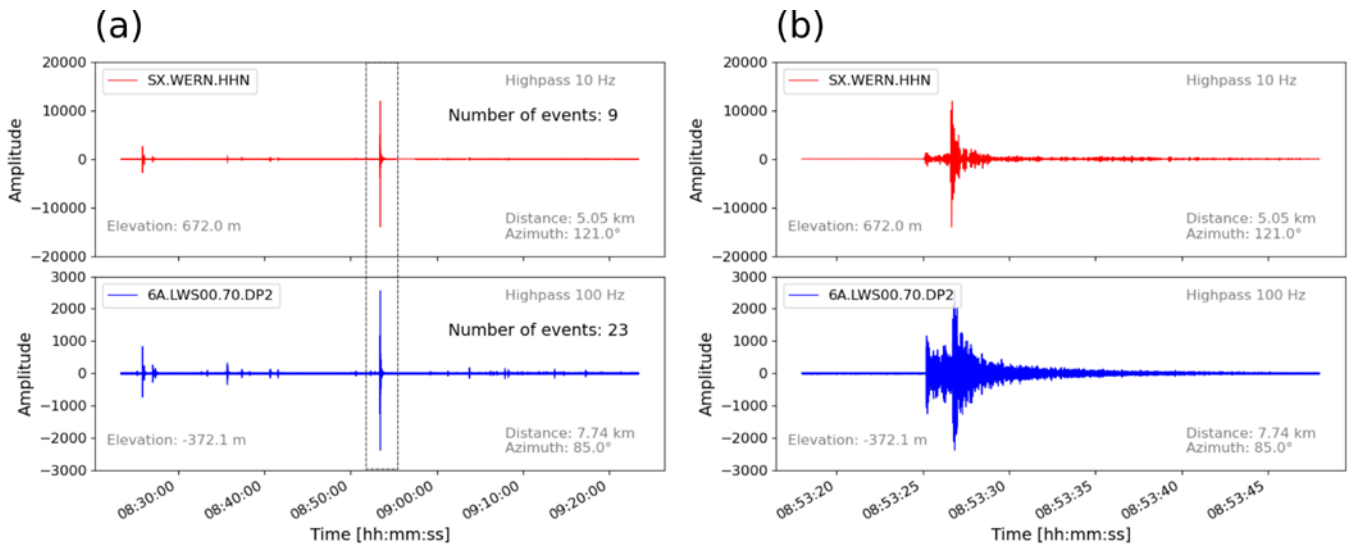


Abb. 5.3-3: (a) Einstündige Aufzeichnung vom 23. März 2025 an SX.WERN (Oberflächenstation, horizontale N-S-Komponente) und 6A.LWS70 (Landwüst S1-Bohrloch-Array) mit einem auf die 6A.LWS70-Daten angewandten 100-Hz-Tiefpassfilter und einem auf die SX.WERN-Daten angewandten 10-Hz-Tiefpassfilter. Die Anzahl der erkannten Ereignisse ist für jede Spur angegeben. Das gestrichelte Rechteck zeigt das in Feld (b) dargestellte Zeitfenster. (b) Vergrößerter Wellenformbereich des gestrichelten Bereichs des $M_L=1,9$ Erdbebens vom 23. März 2025 um 08:53:23 UTC bei 50,264 °N, 12,437 °E in der Nähe von Luby (Tschechische Republik).

tal aufgenommen werden. Es konnten Tausende von Erdbeben mit einer Magnitude zwischen -1 und 2,6 erfasst werden, und für über 60 Ereignisse wurden genaue Herdmechanismen bestimmt. Vermutlich hatte der Schwarm aus dem Jahr 1897 die gleiche Verwerfungszone über einen ähnlichen Zeitraum hinweg aktiviert (Abb. 5.3-4). Allerdings waren die maximalen Magnituden damals größer.

Der 2024-Schwarm wies ungewöhnliche Merkmale auf, darunter den Übergang von einem subvertikalen zu einem radialen Wachstum der Seismizitätswolke in der aktivierten Verwerfungszone. Aus diesen Merkmalen können Hinweise auf die in 10 km Tiefe intrudierten Fluide gezogen werden.

Das Verhältnis von P- zu S-Geschwindigkeit im Quellvolumen des Schwarms war in der Anfangsphase des Schwarms stark reduziert (BÜYÜKAPINAR et al. 2024), was auf eine vorübergehende Spülung der Verwerfung mit CO_2 oder anderen superkritischen Fluiden hinweist.

In ähnlicher Weise wurde 2025 der Luby-Schwarm südlich von Klingenthal aktiviert. Interessant dabei ist, dass bei Luby im Jahre 2025 eine andere Schwächezone aktiviert wurde als das System, das über Jahre hinweg in der Nähe der Nový-Kostel-Zone aktiv war. Diese Beispiele unterstreichen die Bedeutung eines permanenten, hochauflösenden Überwachungsnetzes für die Erfassung der subtilen und komplexen Dynamik von Erdbebenschwärmern und der Wechselwirkung magmatischer Fluide mit dem Nebengestein und Verwerfungszone, bis hin zur Erfassung von möglichen hydrothermalen Prozessen in Folge von magmatischen Intrusionen.

Die Verfügbarkeit kontinuierlicher, hochauflösender seismischer Bohrlochdaten erleichtert die Implementierung fortschrittlicher Algorithmen des maschinellen Lernens (ML) für die automatische Erkennung und Klassifizierung seismischer und mikroseismischer Ereignisse. Diese Ansätze verbessern die Empfindlichkeit und Lokalisationspräzision der Echtzeit-Erdbebenüberwachung erheblich, indem sie schwache Signale erkennen, die mit herkömmlichen Methoden möglicherweise übersehen werden. Innerhalb des ICDP-Eger Netzwerks umfassen die Echtzeit-Verarbeitungspipelines ML-basierte Phasenerkennung und Ereignisassoziation, die mit dem Qseek-Algorithmus (ISKEN et al., 2025) implementiert wurden. Abb. 5.3-5 zeigt die Echtzeit-Überwachung der seismischen Lokalisierung durch Qseek mit einer Konfiguration von 10 Stationen von März bis Mai 2025, die sich derzeit in einer experimentellen Testphase befindet und die Fähigkeit des Algorithmus zur dynamischen Verfolgung der Seismizität demonstriert. Die vollautomatische wellenformbasierte Auswertung mittels künstlicher Intelligenz könnte in Zukunft die Arbeit der Erdbebendienste unterstützen und die Lageeinschätzung während seismischer Krisen verbessern.

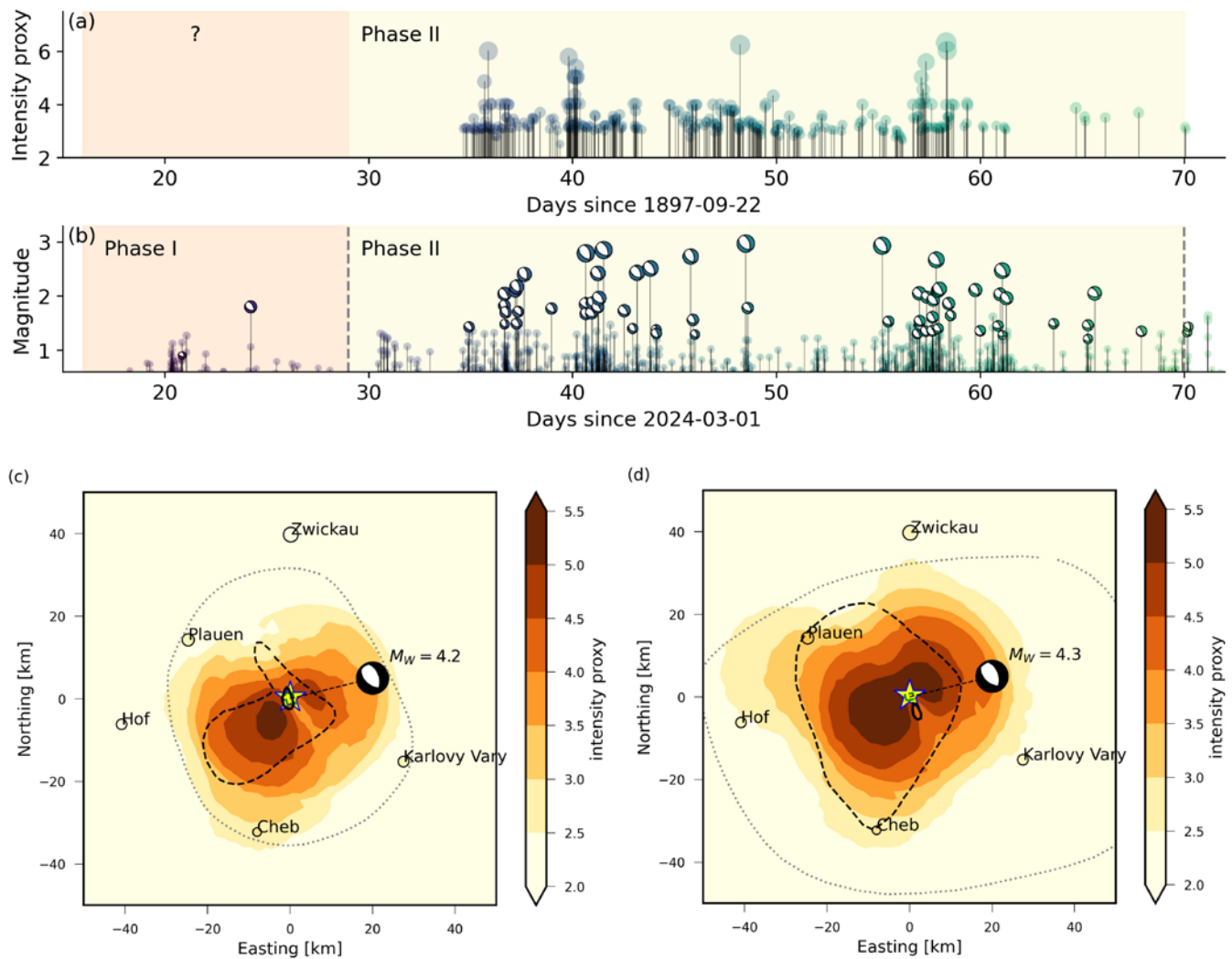


Abb. 5.3-4: Vergleich der zeitlichen Entwicklung der Bebenschwärme bei Klingenthal aus den Jahren 1897 (a, Daten digitalisiert aus CREDNER 1898 und b, 2024). Während für 1897 nur Intensitäten als Stärkemaß vorliegen, wurden für 2024 Magnituden und Herdmechanismen bestimmt (BÜYÜKAKPINAR et al. 2026). Für den Vergleich sind nur die stärkeren Ereignisse dargestellt. (c) und (d) zeigen synthetische Erschütterungskarten für die historischen Beben vom 29. Oktober 1897 (19:50 Uhr, M_w ~4,2) und vom 7. November 1897 (ca. 5:00 Uhr, M_w ~4,3), für die typischen Herdmechanismen aus (b) im Zentrum des Schwarms 2024. Digitalisierte Isolinien aus CREDNER (1898): durchgezogen: vermutetes Epizentralgebiet, gestrichelt: pleistoseismisches Gebiet, gepunktet: Gebiet geringer Schütterstärke.

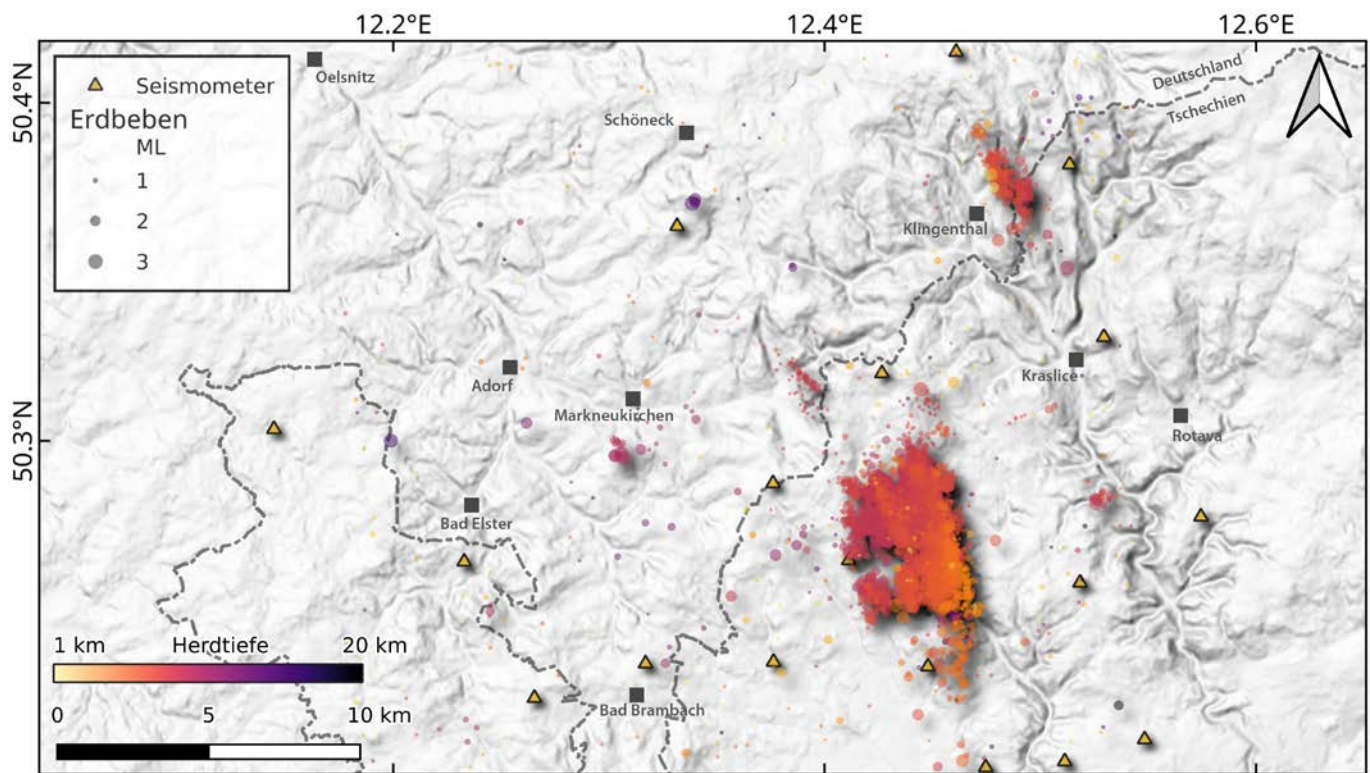


Abb. 5.3-5: Experimentelle seismische Lokalisierung und Überwachung in Echtzeit mit dem Machine-Learning Qseek Algorithmus (Isken et al. 2025). Benutzt wurde eine Auswahl von 10 Messstationen. Die für den Zeitraum von März bis Mai 2025 dargestellte Seismizität wurde vom Algorithmus, der sich derzeit in der Testphase befindet, detektiert. Die Anzahl der so automatisch detektierten Erdbeben mittels Künstlicher Intelligenz übersteigt operationelle Kataloge ungefähr um das 5-fache.

Literatur

BÜYÜKAKPINAR, P., DAHM, T., ISKEN, M., HAINZL, S., OHRNBERGER, M., DOUBRAVOVÁ, J., WENDT, S., FUNKE, S., & FISCHER, T. (2024). Seismic activity and fluid dynamics in the NW Bohemia/Vogtland swarm region. — Paper presented at the 39th General Assembly of the European Seismological Commission (GA ESC); Corfu, Greece.

BÜYÜKAKPINAR, P., DAHM, T., HAINZL, S., ISKEN, M., OHRNBERGER, M., DOUBRAVOVÁ, J., WENDT, S., & FUNKE, S. (2026). Modelling of earthquake swarms suggests magmatic fluids in the upper crust beneath the Eger Rift. — *Communications Earth & Environment, Nature Portfolio*, 7, 6; <https://doi.org/10.1038/s43247-025-03019-0>.

FISCHER, T., HRUBCOVÁ, P., DAHM, T., WOITH, H., VYLITA, T., OHRNBERGER, M., VLČEK, J., HORÁLEK, J., DĚDEČEK, P., ZIMMER, M., LIPUS, M. P., PIERDOMINICI, S., KALLMEYER, J., KRÜGER, F., HANNEMANN, K., KORN, M., KÄMPF, H.,

REINSCH, T., KLICPERA, J., VOLLMER, D. & DASKALOPOULOU, K. (2022): ICDP drilling of the Eger Rift observatory: magmatic fluids driving the earthquake swarms and deep biosphere. — *Scientific Drilling*, 31: 31–49; <https://doi.org/10.5194/sd-31-31-2022>.

CREDNER, H. (1898). Die Sächsischen Erdbeben während der Jahre 1889 bis 1897, insbesondere das sächsisch-böhmische Erdbeben vom 24. Oktober bis 29. November 1897. — *Abhandl. d. mathem.-physik. Klasse d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss.*, XXIV: 315–398; Leipzig.

ISKEN, M., NIEMZ, P., MÜNCHMEYER, J., BÜYÜKAKPINAR, P., HEIMANN, S., CESCA, S., VASYURA-BATHKE, H., & DAHM, T. (2025). Qseek: A data-driven Framework for Automated Earthquake Detection, Localization and Characterization. — *Seismica*, 4(1); <https://doi.org/10.26443/seismica.v4i1.1283>.

5.4 Zur tektonischen Einordnung der Herzberg-Beben

Ivo RAPPSILBER

Im Jahr 2024 fanden in Brandenburg, bei Herzberg, in der Nähe der Landesgrenzen zu Sachsen und Sachsen-Anhalt zwei Erdbeben statt: am 17. 09. 2024 mit einer Magnitude von 0,9 (nicht spürbar) und am 18. 10. 2024 mit einer Magnitude von 3,3 (KRÜGER 2024).

Das Beben vom 18. 10. 2024 (Abb. 5.4-1) war im Berichtszeitraum das stärkste in ganz Mitteldeutschland. Es wurde von der Bevölkerung im Umkreis von bis zu 30 km Kilometern verspürt. Gemeldete Beobachtungen waren zum Beispiel schwankende Lampen oder der Eindruck, als ob ein LKW am Haus vorbeifährt. Vereinzelt wurden auch Risse im Verputz oder herabfallender Putz gemeldet (SKAPSKI 2025). Eine makroseismische Bewertung des Herzberg-Bebens ist angesichts der wenigen vorliegenden Hinweise nicht möglich. Wenn die vereinzelt Meldungen über die leichten Gebäudeschäden echt sind, würde das auf eine Epizentral-Intensität von V-VI hinweisen. Die Erschütterungswahrnehmungen deuten jedoch auf eine Intensität von III-IV.

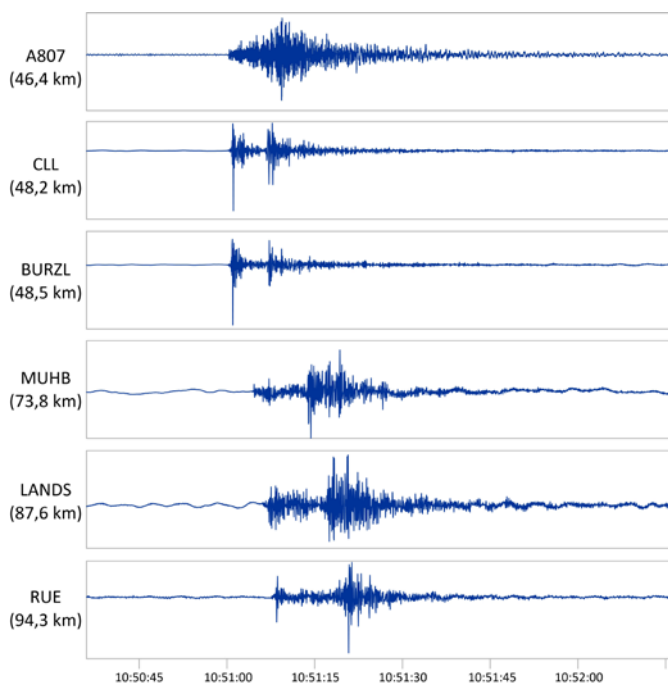


Abb. 5.4-1: Seismogramme (Z-Komponente) der umliegenden Stationen Horstwalde (A807, Deutsches Regionalnetz, BGR), Collm (CLL, Deutsches Regionalnetz, BGR), Burzelberg bei Hohburg (BURZL, Sachsennetz, Sachsen), Muldenstein (MUHB, Sachsennetz, Sachsen-Anhalt), Landsberg (LANDS, Sachsennetz, Sachsen-Anhalt) und Rüdersdorf (RUE, GEOFON-Netz, GFZ) für das Herzberg-Beben am 18. 10. 2024. Die X-Achse stellt die Zeit in UTC dar: 10:51 UTC entspricht 12:51 MEZ.

Bereits wenige Minuten nach den beiden Erdbeben bei Herzberg wurden E-Mails mit den automatischen Ortungsergebnissen an die vorgesehenen Empfänger versandt. Im Anschluss wurden die Ortungen manuell überarbeitet und stehen seit dem im Erdbebenkatalog des Seismologie-Verbundes unter: <https://antares.thueringen.de/cadenza/> zur Verfügung:

1. Beben

Herdzeit: 17. 09. 2024
03:15:35 UTC (~05:16 MEZ)
Magnitude (M_L): 0,9
Tiefe: 10,0 km
Geogr. Breite: 51,646°
Geogr. Länge: 13,212°

2. Beben

Herdzeit: 18. 10. 2024
10:50:52 UTC (~12:51 MEZ)
Magnitude (M_L): 3,3
Tiefe: 11,3 km
Geogr. Breite: 51,682°
Geogr. Länge: 13,398°

Das zweite, wesentlich stärkere Beben vom 18. 10. 2024 war bis in eine Entfernung von über 300 km in den Seismogrammen deutlich zu erkennen. Zur manuellen Ortung wurden 42 Stationen benutzt. Allerdings ist das Stationsnetz ungleichmäßig um den Bebenherd verteilt. Im Norden und Nordwesten gibt es nur wenige Stationen; im Süden und Südwesten liegt eine hohe Stationsdichte vor. Die herdnächsten Stationen befinden sich in Entfernungen von rund 50 km (Abb. 5.4-1).

In Abb. 5.4-2 sind die beiden aktuellen Herzberg-Beben in die historische Bebenaktivität eingeordnet. Es wird deutlich, dass sich im weiteren Umkreis bisher nahezu keine Erdbeben ereigneten. Lediglich im Jahr 1483 könnte es bei Herzberg ein Ereignis gegeben haben, das aber durch GRÜNTAL (2006) als fraglich bewertet wurde. Ein Erdbeben bei Torgau im Jahr 1553, das in einigen Erdbebenkatalogen zum Teil noch bis heute dort geführt wird, wurde durch GRÜNTAL & FISCHER (1998) in das Gebiet Grimma-Rochlitz verlegt. Zwei weitere sehr schwache Erdbeben wurden südöstlich von Herzberg instrumentell registriert: 1984 mit der Magnitude von 1,4 in ca. 18 km Entfernung und 2017 mit einer Magnitude von 1,1 in einer Entfernung von 40 km.

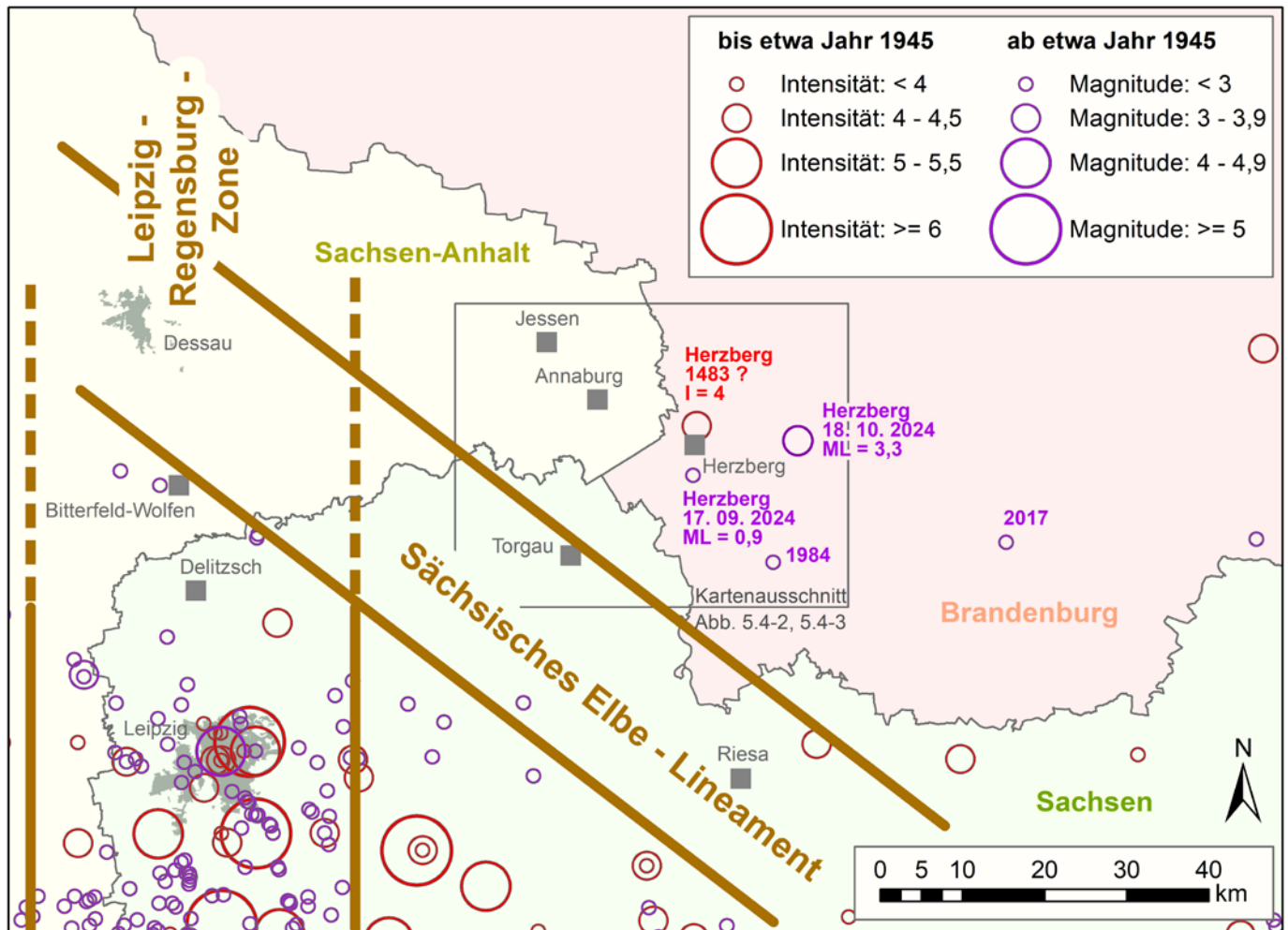


Abb. 5.4-2: Einordnung der Herzberg-Beben in die Seismizität des Grenzbereiches von Brandenburg, Sachsen und Sachsen-Anhalt. Grundlage ist ein interner Erdbebenkatalog des Landesamtes für Geologie und Bergwesen, der Beben ab dem Jahr 800 verzeichnet. Für die historischen Beben wird die Intensität als Maß für die Stärke angegeben. Erst nach Beginn der instrumentellen Registrierungen (ab 1900) und einer ausreichenden Seismometerdichte (ab ca. 1945) lassen sich Magnituden angeben.

Schon bald nach den beiden Erdbeben stellte sich die Frage nach den tektonischen Ursachen.

Erste Stimmen ordneten die Herzberg-Beben der Nordverlängerung der Leipzig-Regensburg-Zone zu. Diese Zone ist ein vor allem seismologisch in Erscheinung tretender Bereich, der sich aus dem Raum Leipzig/Halle über das vogtländische Schwarmbebengebiet noch weiter nach Süden erstreckt. Anhand von Fotolineationen wurde die Zone sogar noch länger als Rostock-Leipzig-Regensburg-Zone erkannt (BANKWITZ et al. 2003). Tektonisch ist sie nur abschnittsweise entlang einzelner Nord-Süd-gerichteter Bruchelemente zu verfolgen. In Abb. 5.4-2 wird allerdings ersichtlich, dass die Herzberg-Beben weit außerhalb der Leipzig-Regensburg-Zone liegen.

Auch eine Einordnung der Herzberg-Beben in das „Elbe-Lineament“ ist fraglich. Dies ist eine lineamentäre Zone, die sich als Fotolineation der Satellitenerkundung NW-SE-verlaufend von der Nordsee bis nach Polen erstreckt. Wobei unter „Elbe-Lineament“ zwei verschiedene Störungssysteme verstanden

werden (FRANKE & HOFFMANN 1999). Hier (Abb. 5.4-2) wird der südliche Ast betrachtet, das Sächsische Elbe-Lineament. Als „Elbelinie“ lässt es sich in den geophysikalischen Potentialfeldkarten entlang einzelner Gradienten verfolgen (CONRAD 1996). Im Bereich des Sächsischen Elbe-Lineaments wurden in der Vergangenheit einzelne Erdbeben im Abschnitt Riesa-Meißen-Dresden-Pirna beobachtet.

Die geophysikalischen Potentialfelder, einschließlich deren Filterungen/Ableitungen, tragen zur Rayonierung des Untergrundes bei. In Abb. 5.4-3 ist die Bougwerschwerekarte dargestellt. Abb. 5.4-4 zeigt die geomagnetischen ΔT -Anomalien.

Der auf der Basis der geophysikalischen Felder abgeleitete geologische Strukturbauplan (KÖHLER et al. 1989) zeigt eine Vergitterung SW-NE-streichender Störungselemente mit NW-SE-verlaufenden Störungen. Diese befinden sich im Bereich des Südrandes der Mitteldeutschen Kristallinzonen und der sie begleitenden Südlichen Phyllitzone.

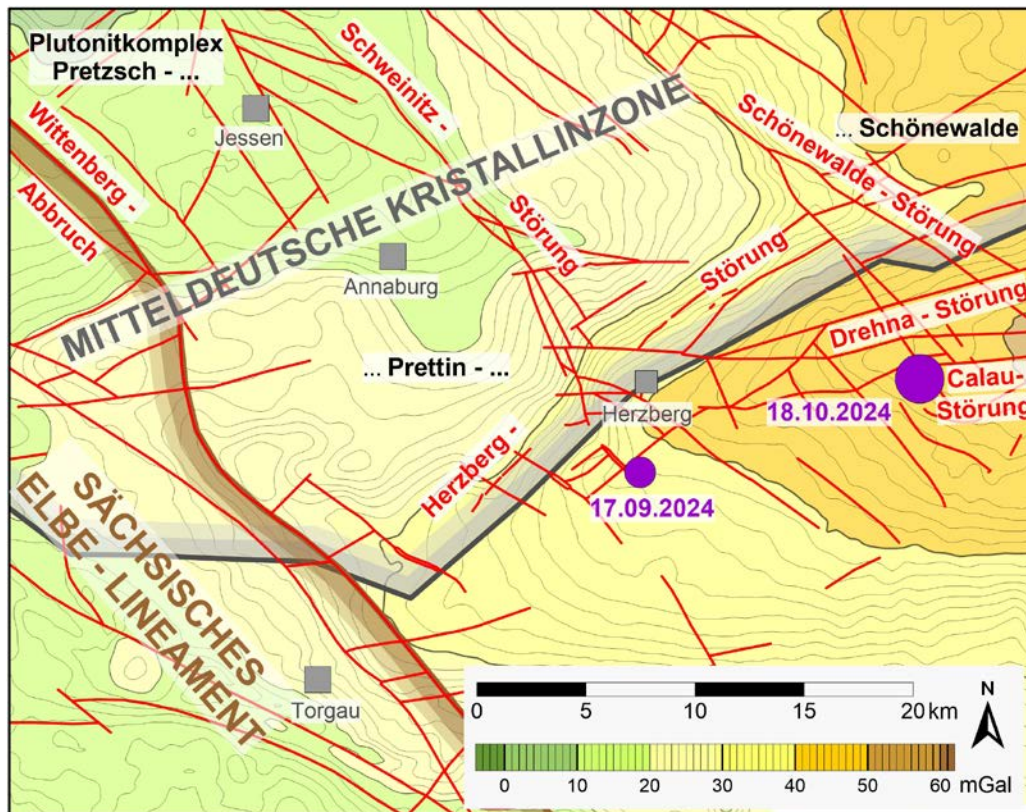


Abb. 5.4-3: Bouguer-Schwerekarte mit Eintragung tektonischer Elemente: Mitteldeutsche Krystallinzonen (schwarze Linie: SE-Grenze südliche Phyllitzone), Elbe-Zone (braune Linie: NE-Grenze) und geologisches Störungssystem nach KÖHLER et al. 1989 (rote Linien).

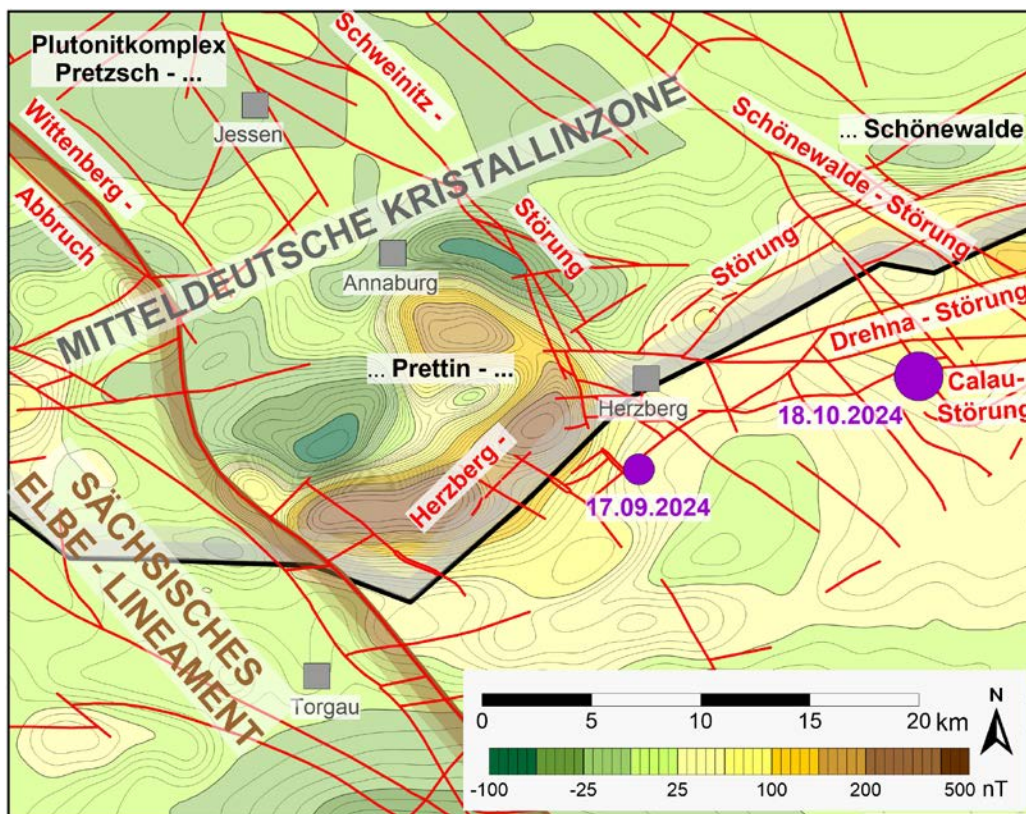


Abb. 5.4-4: Geomagnetische Karte mit Eintragung tektonischer Elemente: Mitteldeutsche Krystallinzonen (schwarze Linie: SE-Grenze südliche Phyllitzone), Elbe-Zone (braune Linie: NE-Grenze) und geologisches Störungssystem nach KÖHLER et al. 1989 (rote Linien).

Die beiden Herzberg-Beben liegen im Bereich eines Störungsbündels mit Herzberg-Störung, Drehna-Störung und Calau-Störung, das durch eine NW-SE-streichende Störungsschar um Schweinitz-Störung und Schönnewalde-Störung gekreuzt wird. Aufgrund der Ortungsungenauigkeit, der Tiefenlage der Epizentren der Beben und dem unbekannten Einfallen der einzel-

nen Störungselemente lassen sich die Herzberg-Beben keiner bestimmten Störung zuordnen.

Regional ordnet sich dieses Gebiet in die variszische Suturezone ein, die sich bei der Kollision der Lithospärenplatten Laurussia im Norden und Gondwana im Süden (Abb. 5.4-5)

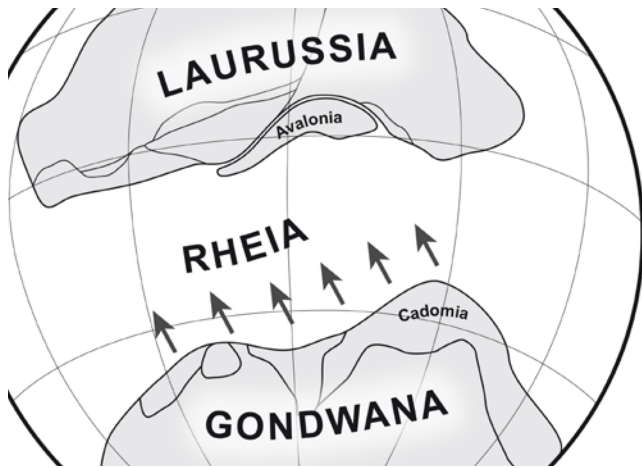


Abb. 5.4-5: Plattentektonisch-paläogeographische Rekonstruktion im Silur/Devon (auf der Basis von LINNEMANN et al. 2025). Die Lithosphärenplatten näherten sich immer weiter an. Im Devon/Unterkarbon kam es unter Einbeziehung der vorgelagerten Krustensplitter zur Kollision.

ausgebildet hatte. Die Kollision erfolgte unter Einbeziehung verschiedener vorgelagerter Krustensplitter im Devon-Unterkarbon (Abb. 5.4-6). Nachfolgend ist der Transformrand bis ins Känozoikum immer wieder durch tektonische Bewegungen reaktiviert worden, so dass sich das heutige Störungssystem ausgebildet hat.

Auch wenn Mitteldeutschland heute auf einer relativ stabilen Kontinentalscholle liegt, wird diese Scholle nach wie vor durch ein Druckregime beherrscht, das NNW-SSE-gerichtet ist. Wird die kontinuierlich im Innern angesammelte Spannung zu groß, kommt es zu plötzlichen Scherbewegungen zwischen

zwei Gesteinsblöcken innerhalb des existierenden Bruchschollenbaus. Diese ruckartigen Verschiebungen äußern sich als Erdbeben. Das geschieht hier zwar äußerst selten und im weltweiten Vergleich betrachtet auch nur mit geringer seismischer Stärke, ist – wie die beiden Herzberg-Beben zeigen – jedoch nicht ausgeschlossen.

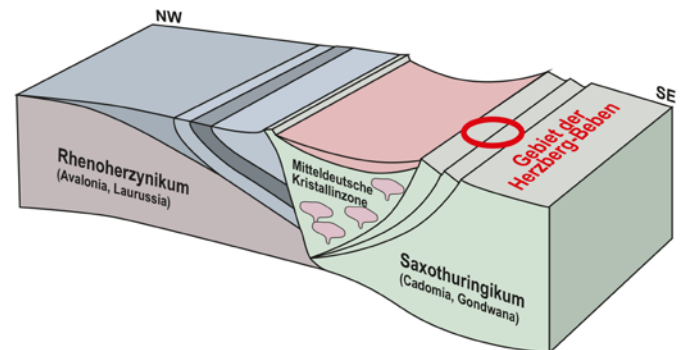


Abb. 5.4-6: Schematische Darstellung der Mitteldeutschen Kristalllinze nach der Kollision der Kontinente Laurussia und Gondwana unter Einbeziehung der Krustensplitter Avalonia (Rhenoharzynikum) und Cadomia (Saxothuringikum) im Oberkarbon (nach LINNEMANN et al. 2025).

Zusammengefasst können die Herzberg-Beben dem variszischen Transformrand zwischen ehemaligen Lithosphärenplatten zugeordnet werden, der bis in die heutige Zeit immer wieder reaktiviert wurde. Das daraus resultierende Störungssystem besteht aus einer Vielzahl sich kreuzender Störungen innerhalb derer sich im gegebenen überregionalen Spannungsfeld über einen längeren Zeitraum lokale Spannungen ansammeln und dann ruckartig als Erdbeben entladen konnten.

Literatur

- BANKWITZ, P., SCHNEIDER, G., KÄMPF, H. & BANKWITZ, E. (2003): Structural characteristics of epicentral areas in Central Europe: study case Cheb Basin (Czech Republic). – *Journal of Geodynamics*, 35: 5–32; Elsevier.
- CONRAD, W. (1996): Die Schwerekarte der Länder Brandenburg, Mecklenburg-Vorpommern, Sachsen, Sachsen-Anhalt und Thüringen. – *Geoprofil* 6: 1–56; Freiberg.
- FRANKE, D. & HOFFMANN, N. (1999): Das Elbe-Lineament – bedeutende Geofraktur oder Phantomgebilde? – Teil 1: Die Referenzgebiete. – *Z. geol. Wiss.*, 27 (3/4): 279–318; Berlin.
- GRÜNTAL, G. (2006): Die Erdbeben im Land Brandenburg und im östlichen Teil Deutschlands. – *Brandenburg. Geowiss. Beitr.*, 13, 1/2: 165–168; Kleinmachnow.
- GRÜNTAL, G. & FISCHER, J. (1998): Die Rekonstruktion des 'Torgau'-Erdbebens vom 17. August 1553. – *Brandenburgische Geowiss. Beitr.*, 5/2: 43–60; Kleinmachnow.
- KÖHLER, R., BECKER, H., LINDNER, H., SCHENKE, G. & SCHIED, G. (1989): Komplexbericht Mitteldeutsche Schwelle/Zentralteil. – 137 S., 24 Anl.; Leipzig (VEB Geophysik); [unveröff.].
- KRÜGER, F. (2024): Erdbeben bei Herzberg / Doberlug-Kirchhain (Südbrandenburg), zeigt Notwendigkeit zur Verdichtung des Brandenburger Erdbebenmessnetzes. – <https://www.unipotsdam.de/de/geo/institut/aktuelles/erdbeben-in-brandenburg-oktober-2024>.
- LINNEMANN, U.; BARTZSCH, K.; ZIEGER-HOFMANN, M.; ZIEGER, J.; GÄRTNER, A.; ROJO-PÉREZ, E. & MENDE, K. (2025): The Saxothuringian Zone – From Cadomian Subduction to Variscan Collision. – In: LINNEMANN, U. [Editor] (2025): *The Variscan Orogen of Central Europe. Geodynamics–Geochronology–Geobiology*: 279–345; Springer.
- SKAPSKI, J. (2025): Das Erdbeben, das niemand erwartete – Ein Jahr nach dem Beben von Schlieben (Brandenburg). – *Erdbebennews* (<https://erdbebennews.de/>).

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	Mitteuropäische Zeit; MEZ = ↗UTC + 1 Stunde
MESZ	Mitteuropäische 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 Erdgezeiten.
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 (Detektion) und deren Ortung, manuelle Nachauswertung, automatische Alarmierung ausgewählter Erdbeben, z.B. per E-Mail und SMS, Archivierung der kontinuierlichen elektronischen Seismogramme sowie der automatischen und manuellen Auswertergebnisse

Seismik

Verfahren zur Feststellung von Form, Lage und Eigenschaften geologischer Körper (bevorzugt Lagerstätten, Baugrund) mit künstlich angeregten elastischen Wellen (durch Sprengung, Schlag, Vibration); häufig auch als Sprengseismik bezeichnet

Seismisches/seismologisches Netz

mehrere ↗seismische Stationen, die meist an mehreren Orten für ein gemeinsames Forschungs- 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 ↗Seismometer und (2) dem Aufzeichnungssystem in Form einer Anzeige und/oder Speicherung des Signals.

Seismogramm

analoge oder digitale Aufzeichnung der Bodenbewegung, erhalten von einem ↗Seismografen, als Funktion der Zeit

Seismologie

(griech. seismos = Erderschütterung): Erdbebenkunde; Wissenschaft von Erdbeben; Teilgebiet 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 stattgefunden hat

Strike-Slip

Horizontalverschiebung (Seitenverschiebung, Blattverschiebung). Tektonische Störung, bei der die Schollen ohne Höhenversatz aneinander vorbeigleiten.

SXNET

seismologisches Sachsen-netz 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

Europäische Makroseismische Skala (EMS)

- Kurzform -

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

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.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
An der Fliederwegkaserne 13
06130 Halle
poststelle.lagb@sachsen-anhalt.de

TU Bergakademie Freiberg
Institut für Geophysik und Geoinformatik
Gustav-Zeuner-Straße 12
09599 Freiberg
sxnet@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 Gebäude; Wenn ja, in welchem Stockwerk? |
| ☐ In einem stehenden Fahrzeug | ☐ In einem fahrenden Fahrzeug Sonstiges |

2. Was taten Sie?

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

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

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

Abschnitt B – Auswirkungen auf Menschen

4. Was beschreibt Ihre Wahrnehmungen am besten?

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

5. Wie haben Sie reagiert?

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

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

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

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	☐	☐	☐	☐	☐	☐	☐
Geschirr oder andere Gegenstände klapperten	☐	☐	☐	☐	☐	☐	☐
Gegenstände pendelten	☐	☐	☐	☐	☐	☐	☐
Türen schlugen auf und zu	☐	☐	☐	☐	☐	☐	☐
Bilder wurden verschoben	☐	☐	☐	☐	☐	☐	☐
Bilder fielen von der Wand	☐	☐	☐	☐	☐	☐	☐
Kleine Gegenstände wurden verschoben oder fielen um	☐	☐	☐	☐	☐	☐	☐
Bücher oder andere Gegenstände fielen aus Regalen o.ä.	☐	☐	☐	☐	☐	☐	☐
Möbel wurden verschoben	☐	☐	☐	☐	☐	☐	☐
Möbel fielen um	☐	☐	☐	☐	☐	☐	☐

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	☐	☐	☐	☐	☐	☐	☐
Herabgefallener Wand- oder Deckenputz	☐	☐	☐	☐	☐	☐	☐
Herabgefallene Deckenverkleidung / Lampen	☐	☐	☐	☐	☐	☐	☐
Risse in Außenwänden	☐	☐	☐	☐	☐	☐	☐
Gesprungene oder zerbrochene Fenster	☐	☐	☐	☐	☐	☐	☐
Beschädigte Schornsteine	☐	☐	☐	☐	☐	☐	☐

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

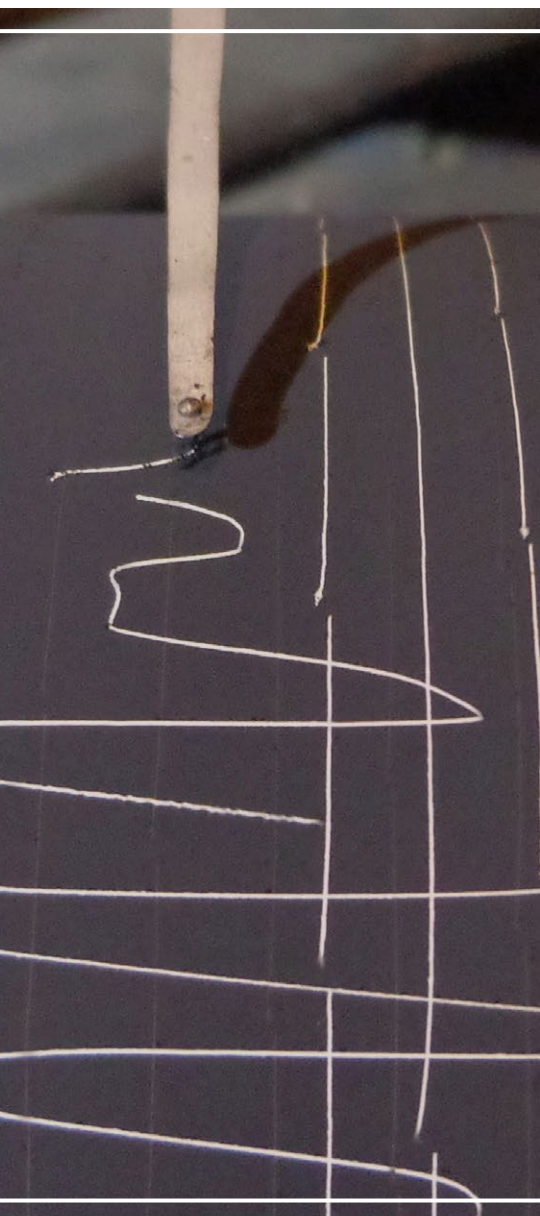
☐ Stark / Viele ☐ Sehr stark / Die meisten ☐ Ich weiß nicht

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: poststelle@lfulg.sachsen.de, www.lfulg.sachsen.de
Thüringer Landesamt für Umwelt, Bergbau und Naturschutz
Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt

Redaktion, Gestaltung und Satz

Ivo Rappsilber

Autoren

Petra Buchholz, Sigward Funke, Siegfried Wendt
(Universität Leipzig, Institut für Erdsystemwissenschaft und Fernerkundung)
Catherine Alexandrakis-Zieger, Falk Hänel
(TU Bergakademie Freiberg, Institut für Geophysik und Geoinformatik)
Roman Esefelder, Dirk Schönwald, Jens Skapski, Ulrich Wegler
(Friedrich-Schiller-Universität Jena, Institut für Geowissenschaften)
Olaf Wallner
(Wismut GmbH)
Pinar Büyükkapınar, Torsten Dahm, Marius Isken, Matthias Ohrnberger
(GFZ Helmholtz-Zentrum für Geoforschung Potsdam / Universität Potsdam)
Lutz Sonnabend
(Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie)
Ina Pustal
(Thüringer Landesamt für Umwelt, Bergbau und Naturschutz)
Ivo Rappsilber
(Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt)

Kartographie

Annerose Schwerdt
(Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie)

Titelbild

Aufzeichnung eines Erdbebens mit dem Wiechert-Seismograf am Collm (Petra Buchholz)

Redaktionsschluss

31. 01. 2026

Druck

Landesamt für Bodenmanagement und Geoinformation Thüringen
1. Auflage

Auflagenhöhe

800 Exemplare

Bestellservice

Zentraler Broschürenversand
der Sächsischen Staatsregierung
Hammerweg 30, 01127 Dresden
Telefon: +49 351 21036-71 oder -72
Telefax: +49 351 21036-81
E-Mail: publikationen@sachsen.de
www.publikationen.sachsen.de

Hinweis

Diese Publikation wird im Rahmen der Öffentlichkeitsarbeit vom LFULG, TLUBN und LAGB kostenlos herausgegeben. Sie ist nicht zum Verkauf bestimmt und darf nicht zur Wahlwerbung politischer Parteien oder Gruppen eingesetzt werden.

Diese Maßnahme wird mitfinanziert durch Steuermittel auf der Grundlage der von den Landtagen Sachsens, Thüringens und Sachsen-Anhalts beschlossenen Haushalte.

Täglich für ein gutes Leben.

www.lfulg.sachsen.de

Unsere Umwelt • Unser Auftrag • Unsere Kompetenz
tlubn.thueringen.de

#moderndenken

lagb.sachsen-anhalt.de