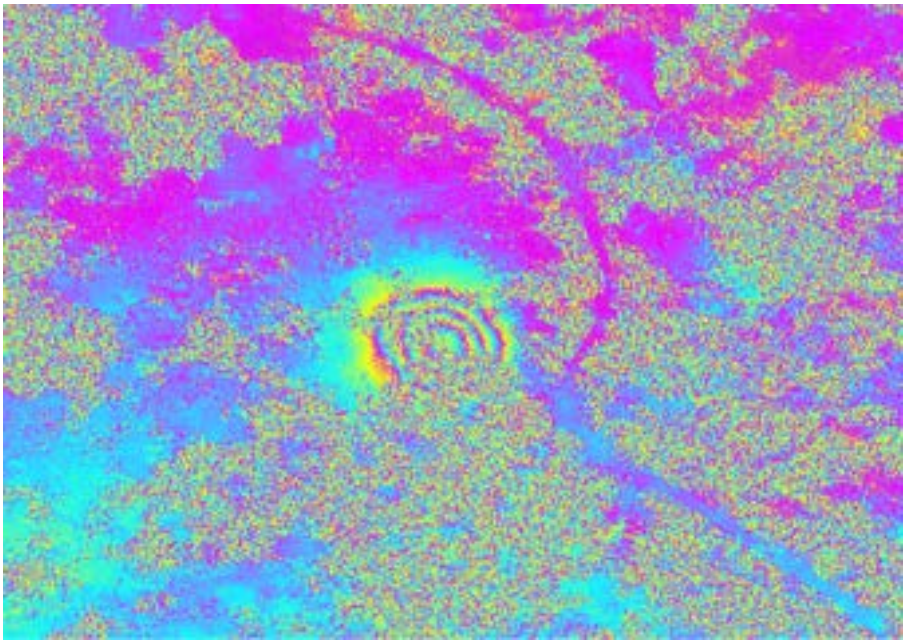
Hector Seminar

Karlsruher Institut für Technologie

Welche Prozesse laufen vor, während und nach Erdbeben nahe an Kupferminen ab?



Abschlussbericht der Kooperationsphase 2025/26

Durchgeführt am Geophysikalischen Institut
des Karlsruher Instituts für Technologie

Betreut durch Dr. Sarah Moser und Prof. Dr. Henriette Sudhaus

Katharina Jörg, Kurs KA 20

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung **2**

1.1 Lokation und geologische Strukturen der LGCD-Region 2

1.2 Mineninduzierte Erdbeben im Zusammenhang mit Kupferabbau 4

2 Material und Methoden **8**

2.1 Satellitengestütztes Interferometrisches Synthetische-Apertur Radar 8

2.2 Prozessierung mit Kite 11

2.3 Modellierung mit Grond 12

3 Ergebnisse **14**

3.1 Lokation, Tiefe und Magnitude 15

3.2 Bruchmechanismus 17

3.3 Vergleich der Modellierungsformen 18

4 Diskussion **19**

4.1 Überprüfung der Ergebnisse mithilfe des LGCD- und EMSC-Erdbebenkatalogs 19

4.2 Vor- und Nachteile der unterschiedlichen Modellierungsformen 21

4.3 Prozessverständnis anhand lokaler Gegebenheiten 23

4.4 Zusammenfassung und Ausblick 25

5 Danksagung **27**

6 Anhang **28**

6.1 Parameter der best-Modelle 28

6.2 Boxplots 30

6.3 Selbstständigkeitserklärung 32

Abbildungsverzeichnis

1 Einordnung der Lokation. 2
2 Gesteinsschichten im Abbaugebiet. 3
3 1D-Geschwindigkeitsmodell der Erdbebenwellen in Abhängigkeit von der Tiefe. 4
4 Momententensoren als Kräftepaare in einer 3x3-Matrix. 5
5 Beachballdarstellung von verschiedenen Momententensoren. 7
6 Orientierung einer Bruchfläche. 7
7 Phasendifferenz der Bodenbewegung relativ zum Satelliten. 9
8 Interferogramm eines Erdbebens nahe Polkowice am 07.04.2022. 10
9 Prozessierungsschritte mit Kite. 12
10 Modellierungsergebnisse in räumlicher Darstellung inklusive lokaler Verwerfungszonen. 15
11 Modellierungsergebnisse in räumlicher Darstellung (gesamt). 16
12 Detailansichten der Modellierungsergebnisse in räumlicher Darstellung. 16
13 Modellierungsergebnisse der Tiefe als Boxplots. 30
14 Modellierungsergebnisse der Magnitude als Boxplots. 30
15 Modellierungsergebnisse des isotropen Anteils als Boxplots. 31
16 Modellierungsergebnisse des DC-Anteils als Boxplots. 31

Tabellenverzeichnis

1 Vergleich Lokationen der Modellergebnisse mit LGCD-Kataloglösungen. 28
2 Vergleich Tiefen der Modellergebnisse mit Erdbebenkataloglösungen. 28
3 Vergleich Magnituden der Modellergebnisse mit Erdbebenkataloglösungen. 28
4 Isotroper Anteil des modellierten Bruchmechanismus. 29
5 DC-Anteil des modellierten Bruchmechanismus. 29

Abkürzungsverzeichnis

LGCD Legnica-Głogów Copper District

P-Welle Primär-Welle

S-Welle Sekundär-Welle

CMT Centroid Moment Tensor

CLVD Compensated Linear Vector Dipole

DC Double Couple

InSAR Interferometric Synthetic Aperture Radar

EMSC Euro-Mediterranean Seismological Centre

Abstract

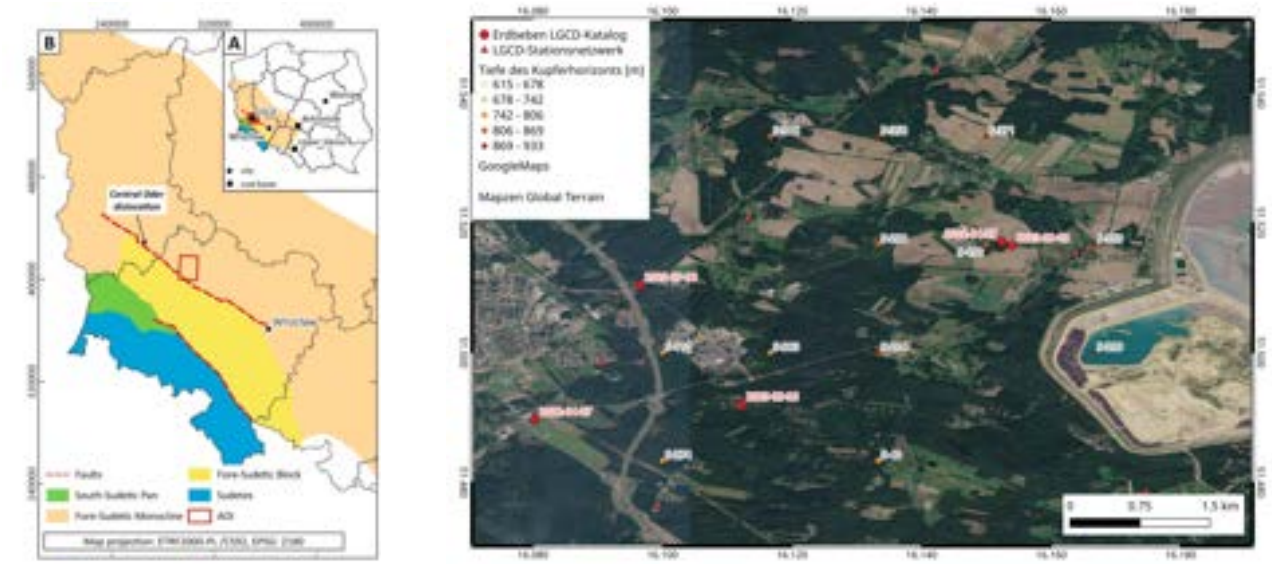
Mining-induced seismicity can be provoked by blasting events, but it can also happen spontaneously, endangering mine workers, local residents and urban infrastructure. The focus of this study is on six earthquakes with a magnitude greater than 3, which occurred in the Legnica-Głogów Copper District in Poland between 2022 and 2025. The local geological structure includes several faults which could affect the stability of the copper mining layer. In addition, a continuous land subsidence is recorded in the active mining area. This is sometimes accelerated by sudden land subsidence. Such events are correlated with earthquakes that have relatively high negative volumetric changes. This study uses modelling of these events approximated as deformation point sources, based on land subsidence data and seismic data, for the first time. The aim of the point source modelling is to characterise the process of mining-induced earthquakes in terms of their location, depth, magnitude and seismic mechanism. Land subsidence data especially helps to determine the location of the earthquake, but additional seismic data is necessary for the remaining parameters. If the individual results differ significantly, combining the data in one model destabilises the results in some cases. In comparison to the local earthquake catalogue, the modelled results are located in the same area, but show systematically higher magnitudes. The results can be classified into different groups of earthquake processes and their various seismic mechanisms. Three of the six analysed events happened during the time of blasting, two earthquakes could be linked to processes at local faults and three other events are suggested to have a similar seismic mechanism, connected to horizontally extended collapses in the mining area. Overall, more earthquakes need to be analysed and more information about the mining activity is required to find out where and in which tectonic structures mining-induced earthquakes are more likely to occur.

1 Einleitung

In dieser Arbeit wird der Fokus auf sechs ausgewählte Erdbeben im Zeitraum von 2022 bis 2025 gelegt, die im Zusammenhang mit Kupferabbau stehen, um den geophysikalischen Prozess bei mineninduzierten Erdbeben besser zu verstehen. Diese Erdbebenereignisse setzen vergleichsweise große Mengen an Energie frei und stellen sowohl für die Minenarbeiten als auch für die umliegenden Ortschaften mit der dortigen Bevölkerung ein Problem dar. Grund dafür ist, dass die Erdbeben unvorhergesehen auftreten, große Schäden verursachen und zu tödlichen Unfällen führen können.

1.1 Lokation und geologische Strukturen der LGCD-Region

Das Untersuchungsgebiet der Erdbeben befindet sich in Niederschlesien in Polen, nordwestlich der Stadt Wrocław im Legnica-Głogów Copper District (LGCD) und gehört geologisch zur Vorsudetischen Monoklinale, die in Abbildung 1(a) eingezeichnet ist. Dies entspricht einer geologischen Formation, bei der die Gesteinsschichten vertikal gekrümmt sind (Głuszyński, Aleksandrowski, 2026).



(a) Lokale geologische Situation. Witkowski et al. (2024)

(b) Ausgewählte Erdbeben nahe Polkowice in der LGCD-Region. Daten des LGCD-Erdbebenkatalogs nach IS EPOS (2017).

Abbildung 1: Einordnung der Lokation.

Die analysierten Erdbebenereignisse traten laut des lokalen Erdbebenkatalogs (IS EPOS, 2017) südlich und östlich der Ortschaft Polkowice auf (Abb. 1(b)), weshalb sie im Einflussbereich der dortigen Kupferminen liegen. Das Erdbeben vom 07.04.2022 ist am südöstlichen Stadtrand von Polkowice westlich einer Fernverkehrsstraße in urbanem Gebiet zu verorten. Das Erdbeben vom 06.07.2023 wurde etwa 1 km nordwestlich von Polkowice in einem Waldgebiet nahe der Straße lokalisiert.

Südöstlich davon ereignete sich das Erdbeben vom 26.09.2023 in ähnlichem Gelände. Etwa 4 km östlich von Polkowice befindet sich ein Abwasserbecken, in das der Schlamm der Minenarbeiten geleitet wird. Nordwestlich davon fanden die Erdbeben vom 27.04.2022 und 19.09.2023 auf landwirtschaftlich genutztem Gebiet statt.

Der Kupferhorizont in der LGCD-Region befindet sich in einer Tiefe zwischen 500 und 1000 m in der Zechsteinschicht und ist in Richtung Nordosten geneigt (Abb. 2). Oberhalb der Zechsteinschicht befindet sich eine Buntsandsteinschicht, deren Mächtigkeit im Umfeld der Bohrlöcher S-407 und S-417 600 m beträgt. Die oberen 300 m sind durch quartäre und tertiäre Gesteine geprägt, deren Tiefe über die Profillänge konstant bleibt. Zudem ist bekannt, dass lokale tektonische Verwerfungszonen das Kupferabbaugebiet durchziehen und möglicherweise Schwächezonen im Deckgestein bilden, die bei einem auftretenden Erdbeben aktiviert werden können (Głuszyński, Aleksandrowski, 2026).

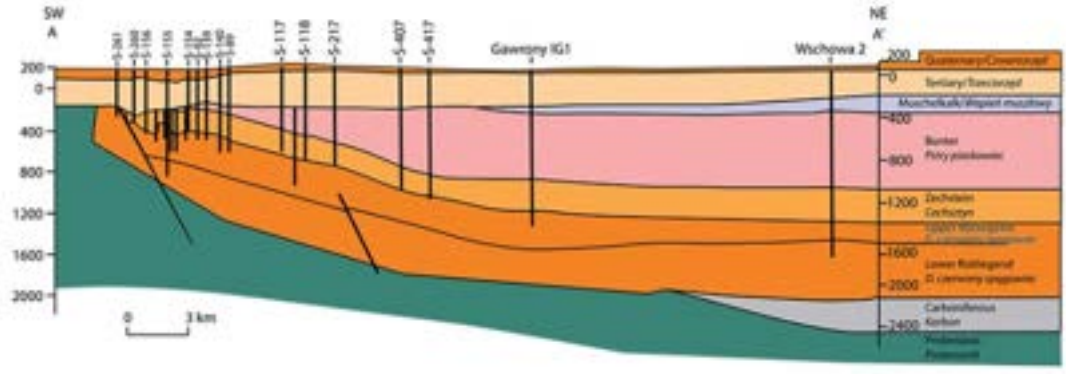


Abbildung 2: Geologisches SW-NO-Tiefenprofil der lokalen Gesteinsschichten im Abbaugebiet. Die Tiefe und Lokation der Bohrlöcher sind mit senkrechten Strichen gekennzeichnet und mit einer Identifikationsnummer versehen. Die Schichttiefen des betrachteten Untersuchungsgebiets entsprechen denen im Bereich der Bohrlöcher S-407 und S-417. KGHM Polska Miedz S.A (2024)

Ein seismisches Geschwindigkeitsmodell, das spezifisch auf den Untergrund der LGCD-Region ausgelegt ist, beschreibt, wie schnell sich die Erdbebenwellen in den verschiedenen Gesteinsschichten ausbreiten. Das verwendete Geschwindigkeitsmodell nach IS EPOS (2017) (Abb. 3) geht von einer horizontalen Schichtung des Gesteins aus. Allgemein sind Schichten, die sich in einer großen Tiefe befinden durch den auflastenden Gesteinsdruck dichter. Daher ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen in tieferen Schichten tendenziell größer.
Es gibt zwei verschiedene Formen von seismischen Wellen, die sich im Untergrund ausbreiten: Primär-Wellen (P-Wellen), die als erstes einsetzen und Sekundär-Wellen (S-Wellen), die danach einsetzen (Pelzing, 2008). P-Wellen schwingen longitudinal, also parallel zu ihrer Ausbreitungsrichtung. S-Wellen schwingen transversal, das bedeutet senkrecht zur Ausbreitungsrichtung. Ein weiteres Merkmal der S-Wellen ist, dass sie sich nur in Medien ausbreiten, die scherfähig sind (Pelzing, 2008). Deshalb können S-Wellen den flüssigen äußeren Erdkern nicht durchdringen.

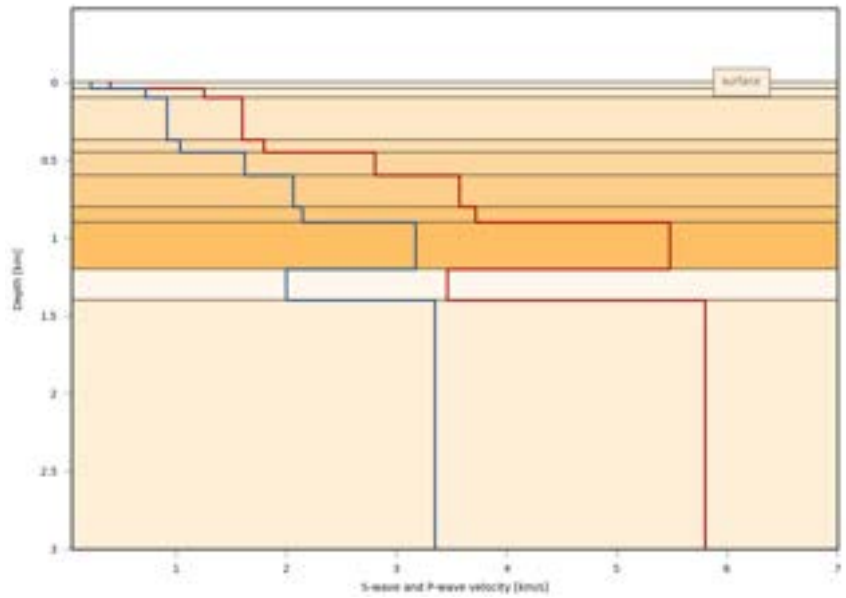


Abbildung 3: 1D-Geschwindigkeitsmodell der Erdbebenwellen in Abhängigkeit von der Tiefe nach IS EPOS (2017). Die rote Kurve zeigt die Ausbreitungsgeschwindigkeit der P-Wellen, die blaue Kurve die der S-Wellen.
Grafik erstellt mit dem *cake*-Werkzeug der Pyrocko-Software. Heimann et al. (2017b)

P-Wellen breiten sich mit einer höheren Geschwindigkeit als S-Wellen im Gestein aus, was anhand des Geschwindigkeitsmodells in Abbildung 3 ersichtlich ist. In der Tiefe des Kupferhorizonts zwischen 500 und 1000 m beträgt die Ausbreitungsgeschwindigkeit der P-Wellen etwa 2,9 bis 5,5 $\frac{\text{km}}{\text{s}}$, während die S-Wellen zwischen 1,6 und 3,2 $\frac{\text{km}}{\text{s}}$ schnell sind.
Es gilt der allgemeine Zusammenhang für die Ausbreitungsgeschwindigkeit von Wellen:

$$c = \lambda \cdot f$$

wobei c die Ausbreitungsgeschwindigkeit in Abhängigkeit von der Wellenlänge λ und der Frequenz f ist.
Der Punkt in der Lithosphäre, welche die Erdkruste und den äußeren festen Erdmantel umfasst, an dem die ersten P- und S-Wellen eines Erdbebens abgestrahlt werden, bezeichnet man als Hypozentrum. Senkrecht darüber an der Erdoberfläche befindet sich das Epizentrum des Erdbebens (Pelzing, 2008).

1.2 Mineninduzierte Erdbeben im Zusammenhang mit Kupferabbau

In der LGCD-Region findet intensiver Kupferabbau statt. Die Buntmetallverhüttung und die Metallindustrie sind daher wirtschaftlich bedeutend für die Region (Walther, Borg, 2016).
Der Abbau des Kupfers erfolgt nach dem *room-and-pillar mining scheme* (Witkowski et al., 2024). Bei dieser Methode werden möglichst breite Schächte in die Minen gegraben, aus denen das Kupfer

gefördert wird. Die übrig gebliebenen Säulen tragen die darüberliegenden Gesteinsschichten, wobei sich Hohlräume der Säulen verdichten. Das Gestein über den Kupferminen senkt sich entsprechend ab, wenn Gesteinsmaterial aus den Kupferminen entfernt wird. Es lässt sich eine kontinuierliche Bodenabsenkung über die Zeit beobachten (Witkowski et al., 2024).
Diese Studie zeigt auch, dass es in dem Gebiet zu einer vergleichsweise hohen seismischen Aktivität mit spürbaren Erdbeben mit Magnituden > 3 kommt. Die Magnitude ist hierbei ein Maß für die Stärke eines Erdbebens. Nach Witkowski et al. (2024) stehen die Erdbeben in Zusammenhang mit Bruch- und Einsturzprozessen in der Kupfermine und entstehen, wenn die stützenden Säulen oder Deckschichten dem Druck der oberen Gesteinsschichten nicht mehr standhalten. Solche Erdbeben werden daher als mineninduzierte Erdbeben bezeichnet (Witkowski et al., 2024).
Nach einem Erdbeben ist zwar an der Oberfläche eine Verformung der Erdoberfläche messbar und die Minenarbeiter können in manchen Fällen in den Schächten einen Einsturz beobachten, jedoch ist bei den Erdbeben unklar, welcher geophysikalische Prozess genau im Untergrund stattgefunden hat.
Deshalb ist es das Ziel dieser Arbeit herauszufinden, welche Prozesse vor, während und nach Erdbeben in der Nähe von Kupferminen stattfinden. Dabei ist es entscheidend, um welche Deformation der Erdoberfläche es sich bei den Erdbebenereignissen jeweils handelt, um Rückschlüsse auf den stattgefundenen Prozess zu ziehen.

Die Bruchfläche eines Erdbebens besitzt eine gewisse Ausdehnung, jedoch werden Erdbebenprozesse zur Vereinfachung meist als Punktquellen dargestellt. Der *Centroid Moment Tensor (CMT)* beschreibt stattfindende Deformationen des Gesteins als Kräftepaare am *Zentroid*, dem Schwerpunkt der Bruchfläche (ACG, 2026). Die wirkenden Kräftepaare sind in einer 3x3-Matrix mit den drei Raumrichtungen *north* (1), *east* (2) und *depth* (3) dargestellt (Abb. 4).

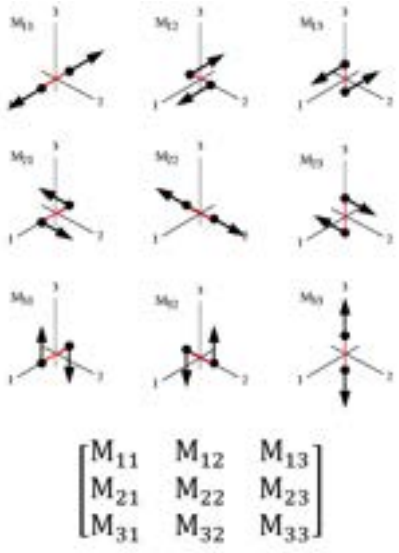


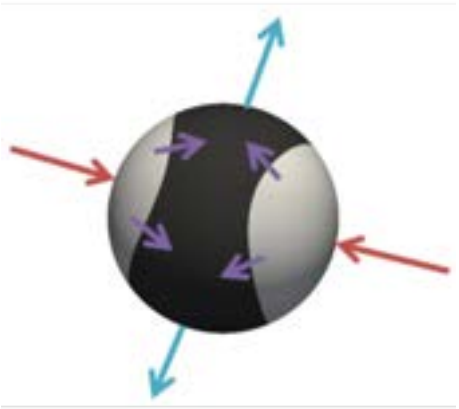
Abbildung 4: Momententensoren als Kräftepaare in einer 3x3-Matrix. Dahm, Krüger (2014)

Eine alternative Darstellung sind die sogenannten *beachballs*, die den Momententensor visuell zeigen. Die dunklen Flächen stehen für Kompression, da die Kraftpfeile an dieser Stelle von der Punktquelle weg zeigen. Helle Flächen stehen für Dekompression, da die Kraftpfeile an dieser Stelle zur Punktquelle hin zeigen, was in Abbildung 5(a) sichtbar ist. Anhand des Momententensors unterscheidet man zwischen verschiedenen Bruchmechanismen.

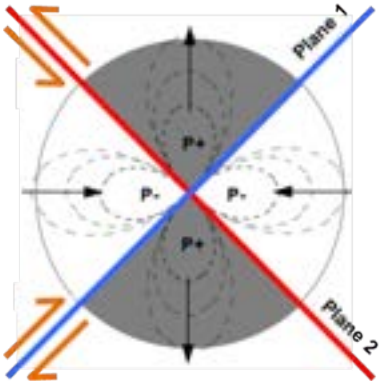
Wenn sich das Volumen des Gesteins durch ein Erdbeben ändert, enthält der Momententensor einen *isotropen* Anteil. Dieser kann positiv sein, wenn eine Explosion vorliegt, oder negativ, wenn es sich um eine Implosion handelt. Der Momententensor einer vollständig isotropen Quelle enthält in der Matrix-Form nur Werte für die Kräftepaare, die auf die gleiche Richtung wirken. Das sind die Werte M_{11}, M_{22} und M_{33}. Alle anderen Werte der Matrix gehen dann gegen Null. Der Beachball einer vollständig positiv isotropen Quelle zeigt eine rein dunkle Fläche, der einer vollständig negativ isotropen Quelle eine rein helle Fläche. (ACG, 2026)

Eine Verformung, die keine Volumenänderung des Gesteins beinhaltet, bezeichnet man als *deviatorisch*. Den deviatorischen Anteil kann man erneut unterteilen in den Double Couple (DC)- und den Compensated Linear Vector Dipole (CLVD) -Anteil (ACG, 2026).
Der DC-Anteil beschreibt eine typische Scherbewegung des Gesteins, wenn sich zwei Gesteinsplatten linear gegeneinander verschieben. Es ist jedoch nicht immer eindeutig definiert, welche Orientierung der Scherbruch hat, da es zwei mögliche Bruchflächen gibt (Abb. 5(b)) (ACG, 2026).
Zur Bezeichnung dieser beiden Möglichkeiten betrachtet man die Richtung, in die sich die gegenüberliegende Gesteinsplatte einer Bruchfläche bewegt. In Abbildung 5(b) erfolgt die Verschiebung an der blauen Bruchfläche *rechts-lateral*, an der roten Bruchfläche verschiebt sich das Gestein in die entgegengesetzte Richtung und somit *links-lateral*. Welche der beiden möglichen Bruchflächen aktiv ist, muss meist durch die geologische Situation oder durch weitere Informationen erschlossen werden (ACG, 2026).

Entscheidend zur Bestimmung des DC-Anteils durch seismische Daten ist der P-Wellen-Erstausschlag. Ist dieser positiv, liegt eine Kompression vor, ist der P-Wellen-Erstausschlag negativ, handelt es sich um eine Dekompression. Aus den P-Wellen-Aufzeichnungen des Stationsnetzwerks um das Epizentrum des Erdbebens, lässt sich der Momententensor berechnen, indem der P-Wellen-Erstausschlag in Bezug zur relativen Lage der Station zum Hypozentrum gesetzt wird. Dadurch werden Informationen zu den wirkenden Kräften und der daraus resultierenden Gesteinsverschiebung gewonnen.



(a) Momententensor als Beachball mit eingezeichneten Kraftpfeilen.



(b) Beachball eines Scherbruchs mit zwei möglichen Bruchflächen in blau und rot. Die orangen Pfeile zeigen die Bewegungsrichtung der Gesteinsplatten an. P+/P- steht für die Richtung der P-Wellen-Ersteinsätze und bestimmt dadurch Kompression bzw. Dekompression.

Abbildung 5: Beachballdarstellung von verschiedenen Momententensoren. ACG (2026)

Die Orientierung der Bruchfläche hängt von drei Winkeln ab, die als *strike*, *dip* und *rake* bezeichnet werden (Abb. 6). *Strike* ($0° \leq \varphi \leq 360°$) beschreibt den Winkel zwischen der Nordrichtung und Ausrichtung der Bruchfläche, sodass die Bruchfläche per Definition an der rechten Seite abfällt. Der Winkel *Dip* ($0° \leq \delta \leq 90°$) entspricht der Neigung der Bruchfläche gegenüber der horizontalen Ebene. Der Winkel *rake* ($-180° \leq \lambda \leq 180°$) gibt die Richtung der Bruchfläche relativ zum *strike*-Winkel an, in die sich der Gesteinsblock zur anderen Gesteinsplatte bewegt. (GEM, 2022)

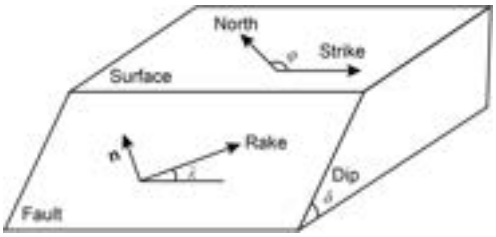


Abbildung 6: Orientierung einer Bruchfläche. Li, Chang (2021)

Beim CLVD-Anteil handelt es sich um eine elastische Verformung, die durch eine in die entgegengesetzte Richtung stattfindende Verformung kompensiert wird, sodass sich das Gesteinsvolumen insgesamt nicht ändert (ACG, 2026).

Um mehr Informationen zu den Erdbebenprozessen zu gewinnen, soll zusätzlich zum Momententensor die genaue Lokation, Magnitude und Tiefe der Erdbeben modelliert werden, damit die Ereignisse anhand dieser charakteristischen Erdbebenparameter eingeordnet werden können. Die erlangten Ergebnisse der Arbeit sollen zur Ermittlung beitragen, welche Gebiete der Kupferminen besonders gefährdet sind und wo Einstürze durch erhöhte seismische Aktivitäten zu befürchten sind.
In den Kupferminen werden jeweils zwischen 6 und 7 Uhr morgens sowie abends Sprengarbeiten durchgeführt. Nach den Sprengungen dürfen die Bergarbeiter die Minen aus Sicherheitsgründen nicht betreten. Etwaige Erdbeben, die in dieser Zeit auftreten, gefährden in der Regel keine Arbeiter (Caputa, Rudziński, 2019). Eine genaue Analyse der mineninduzierten Erdbebenprozesse ist hinsichtlich der Sicherheit von Minenarbeitern von Bedeutung, weil durch unerwartete Mineneinbrüche außerhalb der Sperrzeiten Arbeiter verletzt werden oder ums Leben kommen. Die Statistiken der polnischen Bergbaubehörde *Wyższy Urząd Górniczy* legen offen, dass durch das Erdbeben am 06.07.2023 sechs Bergarbeiter und am 13.08.2025 vier Bergarbeiter leicht verletzt wurden. Insgesamt kam es im Zeitraum von 2022 bis 2025 zu einer tödlichen, einer schweren und 64 leichten Verletzungen in den Kupferminen von Polkowice, Rudna und Lubin (Wyższy Urząd Górniczy, 2022, 2023, 2024, 2025).

2 Material und Methoden

Die Bestimmung der Bruchmechanismen der Erdbeben erfolgt mithilfe einer *inversen Punktquellenmodellierung*. Ausgehend von den beobachteten Daten während bzw. nach einem Erdbeben schließt das Modell auf den verursachenden Prozess, der zu dem Erdbebenereignis geführt haben könnte. Als Datengrundlage dienen in dieser Arbeit zum einen die Oberflächenverformung der Bodenabsenkung (Copernicus Sentinel Daten 2022 -2025 prozessiert von Henriette Sudhaus mithilfe der Software GMTSAR (Sandwell et al., 2016)), zum anderen die aufgezeichneten Seismogramme des lokalen Seismometernetzwerks. Diese unterschiedlichen Beobachtungsdaten werden jeweils unabhängig voneinander und zusammen modelliert. Durch den Vergleich der Verformungsdaten mit den seismischen Daten liegt eine breitere Datengrundlage vor, die sowohl in der Einzelbetrachtung als auch im Zusammenspiel zu aussagekräftigeren Ergebnissen führen kann. Die bisherigen Studien zu Kupferminenerdbeben betrachteten lediglich seismische Daten, zum Beispiel die Studie von Caputa, Rudziński (2019).

2.1 Satellitengestütztes Interferometrisches Synthetische-Apertur Radar

Die Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR)-Methode dient dazu, die Oberflächenverformung nach einem Erdbeben zu erfassen. Die Radarsatelliten Sentinel-1 des Copernicus Programms der ESA umkreisen die Erde im *Low Earth Orbit* in einer Höhe von 693 km (EoPortal, 2026). Sentinel-1 besteht aus einer Konstellation von zwei Satelliten, die jeweils zur gleichen Zeit den gleichen Ort passieren, da ihr Orbit sonnensynchron ist (EoPortal, 2026). Die Satelliten kehren alle 12 Tage über dem gleichen Ort wieder (EoPortal, 2026). Dadurch kann die Veränderung der Oberfläche des Bodens innerhalb von 12 Tagen mit Hilfe eines Interferogramms dargestellt werden.

Man unterscheidet zwischen der aufsteigenden (ascending) und der absteigenden (descending) Satellitenbahn, da die Satellitenaufnahmen immer rechts der Satellitenbahn erfolgen.
Aus den vor und nach dem Erdbeben aufgenommenen Radarbildern, lässt sich eine Phasenverschiebung der Radarwellen feststellen, wenn in dem Zeitraum eine Oberflächenveränderung stattgefunden hat (Abb. 7) (Ferretti et al., 2007). Kam es in der Zeit zwischen dem Passieren eines Satelliten zu einer Bodenabsenkung, verlängert sich die Laufzeit der Radarwellen und damit die Phase (Ferretti et al., 2007). Hebt sich der Boden dagegen, verkürzt sich die Phase.

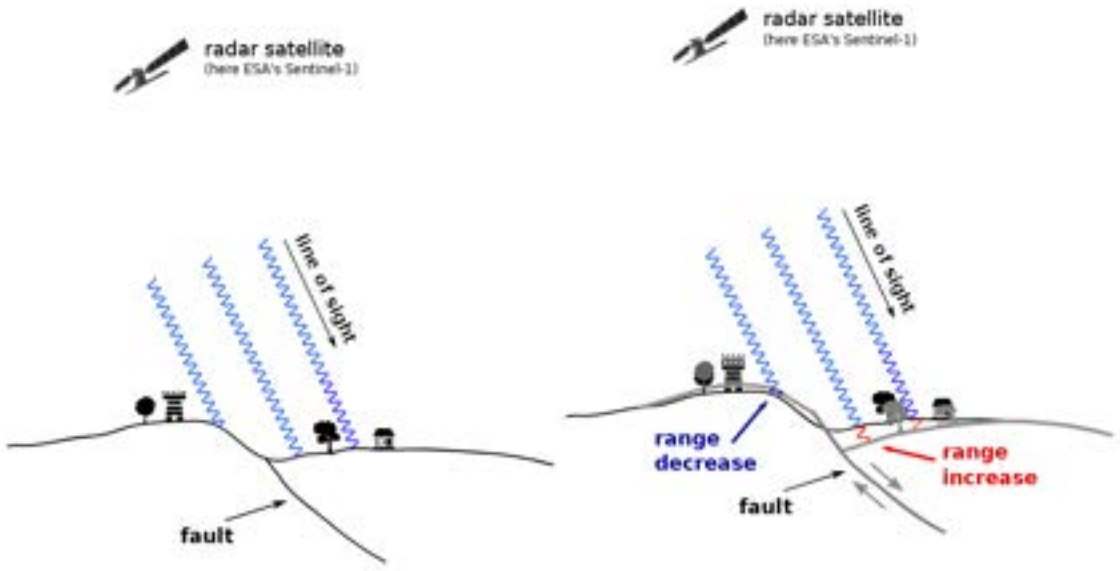


Abbildung 7: Phasendifferenz der Bodenbewegung relativ zum Satelliten. Grafik zur Verfügung gestellt von Henriette Sudhaus.

Die Radarwellen können als Sinuswellen aufgefasst werden, weshalb eine vollständige Phase der Periodenlänge der Sinuskurve, in diesem Fall 2π entspricht (Ferretti et al., 2007). Zur visuellen Darstellung der Phasendifferenz nutzt InSAR eine zyklische Farbskala, sodass in den entstehenden Interferogrammen typische Farbringe um das Epizentrum des Erdbebens zu sehen sind, die die Bodenbewegung anhand des Farbverlaufs zeigen. In Abbildung 8 lässt sich das Erdbeben vom 07.04.2022 daher gut anhand der Farbringe lokalisieren. Folgt man dem Farbverlauf von den äußeren zu den inneren Ringen von türkis über grün zu gelb bis zu magenta, kann man an der Skala ablesen, dass sich die Phase vergrößert. Es muss also eine Bodenabsenkung bei diesem Erdbeben stattgefunden haben. Zählt man die Anzahl der Phasen von außen nach innen, entspricht dies der Phasendifferenz $\Delta\phi$, woraus sich die Bodenbewegung d in m relativ zum Satelliten mit folgender Formel nach Ferretti et al. (2007) berechnen lässt:

$$d = -\frac{\Delta\phi}{2\pi \cdot 2} \cdot \lambda$$

Durch $\frac{\Delta\phi}{2\pi}$ erhält man den Anteil der Phasendifferenz von einer vollständigen Schwingung mit der Wellenlänge λ und einer Phase von 2π. Der Wellenlängenanteil wird durch 2 dividiert, da die Radarwellen zwei Wege, hin und zurück von der Erdoberfläche zurücklegen. Um schließlich die Bodenbewegung in m relativ zum Satelliten zu erhalten, muss der erhaltene Anteil mit der Wellenlänge λ multipliziert werden.

Der *unwrapping*-Algorithmus kann die Umrechnung der Phasendifferenz in die Bodenbewegung in m relativ zum Satelliten automatisch vornehmen, indem der Algorithmus einen durchgängigen Weg entlang der Datenpunkte im Raster sucht (Hanssen, 2001). Dafür benötigt der Algorithmus eine Regel, da die Phasendifferenz und die Bodenverschiebung nicht immer eindeutig miteinander verknüpft sind, sondern mehrdeutig sein können. Es ist festgelegt, dass die Phasendifferenz von einem Pixel zum nächsten weniger als eine halbe Wellenlänge, in diesem Fall weniger als π, betragen muss (Hanssen, 2001). Wenn die Phasendifferenz entlang des Wegs zu groß ist, lässt sich die Mehrdeutigkeit nicht auflösen und der Datenpunkt entfällt.
Orbitale Einflüsse, bedingt durch minimalen Positionsänderungen der Satelliten und Höhenunterschiede durch die Topographie sind geometrisch bedingt bekannt und können im Gegensatz zu anderen Abweichungen berücksichtigt werden (Ferretti et al., 2007).

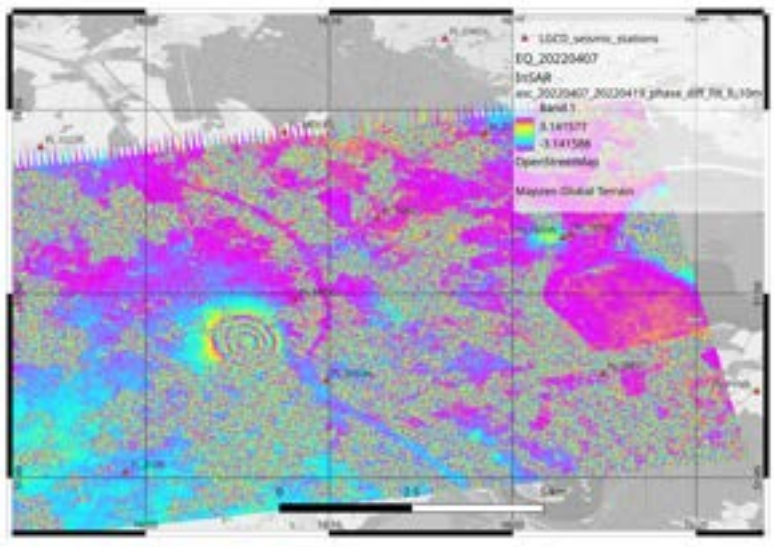


Abbildung 8: Interferogramm eines Erdbebens nahe Polkowice am 07.04.2022. Copernicus Sentinel Daten 2022 -2025 prozessiert von Henriette Sudhaus mithilfe der Software GMTSAR (Sandwell et al., 2016). Hintergrund OpenStreetMap contributors (2026)

Damit die vom Satelliten ausgesandten Radarwellen zurück zum Satelliten kommen, müssen sie gestreut werden, weshalb eine raue Oberfläche nötig ist (Baldenhofer, 2026). Wasserflächen, beispielsweise Flüsse, sind auf einem Radarbild dunkel, da die Radarwellen an der glatten Oberfläche gespiegelt werden und das gesendete Radarsignal nicht in Richtung des Satelliten zurück gestreut wird (Baldenhofer, 2026).

Für glatte Oberflächen ist die Methode deshalb nur eingeschränkt nutzbar.

Dass ein Datenpunkt nicht auflösbar ist, kann mehrere Ursachen haben. Verändern sich die Oberflächenstrukturen temporär, hat dies Auswirkungen auf das Interferogramm, welche nicht in Zusammenhang mit Erdbeben stehen (Ferretti et al., 2007). Felder, die saisonal bestellt werden, Bäume, die sich im Wind stark bewegen oder Wellenbewegungen von Wasser, sind Beispiele für temporäre Dekorrelationen, bei denen die Phasendifferenz großen Schwankungen unterlegen ist. Aus diesem Grund eignen sich urbane Oberflächen, wie z. B. Straßen und Städte gut für die InSAR-Methode, weil die Radarwellen dort an vielen rechtwinkligen Ecken, z. B. zwischen Gebäuden doppelt und direkt zur Satellitenantenne reflektiert werden, die Signalamplitude also sehr hoch ist (Baldenhofer, 2026) und kaum ausgeprägte temporäre Dekorrelationen auftreten.
Auch wirken sich atmosphärische Einflüsse negativ auf die Genauigkeit der InSAR-Daten aus (Ferretti et al., 2007). Zwar dringen Radarwellen durch Wolkenschichten durch, jedoch sind Radarwellen in lokal feuchten atmosphärischen Gebieten langsamer als in trockenen Schichten (Ferretti et al., 2007). Solche Abweichungen in den Interferogrammen lassen sich nicht korrigieren, müssen aber bei der Diskussion berücksichtigt werden.

Zur Prozessanalyse von Kupferminenerdbeben wurden die sechs zu untersuchenden Erdbeben dieser Arbeit so ausgewählt, dass deren Epizentren weitestgehend an einer freien Fläche liegen, die nicht von Wald bedeckt ist, damit die InSAR-Daten möglichst wenig Abweichungen durch Messfehler enthalten. Für ein umfassendes Bild der Bodenbewegung ist es zudem wichtig, dass beide Richtungen, ascending und descending, verwendet werden können. Der Grund dafür ist, dass die Bodenverschiebung in Relation zum Satelliten gemessen wird, indem die dreidimensionale Bewegung der Erdoberfläche als eindimensionale Projektion der Blickrichtung des jeweiligen Satelliten erfasst wird (Ferretti et al., 2007). Ist nur eine Blickrichtung vorhanden, kann es sein, dass Beobachtungen für eine aussagekräftige Modellierung verloren gehen, da zusätzlich zur vertikalen Bodenbewegung auch eine horizontale Verschiebung möglich ist, die nicht immer aus beiden Blickrichtungen erkannt wird.

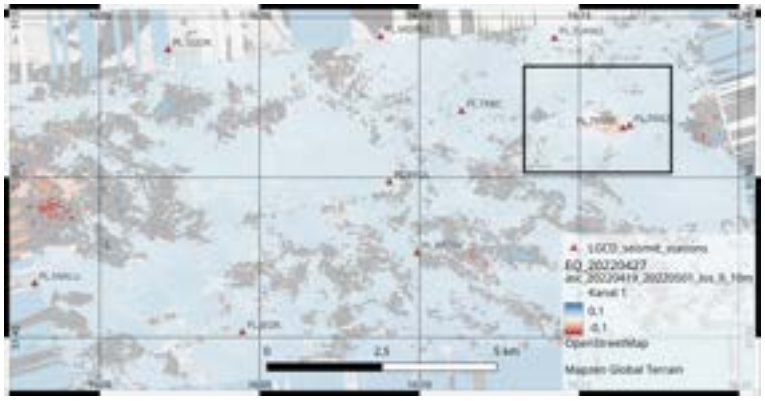
2.2 Prozessierung mit Kite

Vor der Modellierung müssen die Verformungsdaten zunächst mit Kite, einer Software, um InSAR-Daten zu analysieren und prozessieren (Heimann et al., 2017a), bearbeitet werden. Abweichungen, die aus den oben genannten Gründen entstehen, werden manuell identifiziert und entfernt, sodass nur der relevante Ausschnitt der Bodenbewegungskarte um das Erdbeben übrig bleibt. Das repräsentative Hintergrundrauschen, welches das relevante Signal überlagert, lässt sich mit Kite für einen Ausschnitt, in dem keine Verformung stattfindet, ermitteln und in der *Kovarianzmatrix* für die weitere Verwendung speichern (Sudhaus, 2025).

Außerdem wird der *Offset* entfernt, indem das Nullniveau der Oberfläche als Referenzwert festgesetzt wird. Vor der Prozessierung (Abb. 9(a)) scheinen sich überwiegende Teile des Kartenausschnitts um ca. 0,08 m zu heben, obwohl dort in der Realität keine Bodenverschiebung stattfindet. Das heißt, die

Messwerte sind alle um 0,08 m verschoben, was man als Offset bezeichnet. Nach der Entfernung des Offsets in Abbildung 9(b) entsprechen die weißen Flächen den vorher blauen Flächen, in denen die Bodenverschiebung gleich Null ist. Die Bodenabsenkung von bis zu 0,1 m ist deutlich messbar, weshalb sich in diesem Gebiet ein Erdbeben vermuten lässt.

Des Weiteren ist es Ziel der Prozessierung mit Kite die beobachtete Bodenbewegung mit möglichst wenigen Pixeln darzustellen, um später bei der Modellierung weniger Rechenleistung zu benötigen. Gleichzeitig soll die Bodenbewegung korrekt und genau erfasst werden. Deshalb wird die Anzahl der Datenpunkte so angepasst, dass bei geringen Bodenbewegungen über einen größeren Bereich gemittelt wird. Dazu wird der *quadtree* Algorithmus verwendet (Jónsson et al., 2002). Bereiche mit ähnlichen Datenpunkten werden in sogenannten *leafs* zusammengefasst. Im Bereich des Erdbebens, wo die Bodenbewegung am stärksten ist, wird die Anzahl der *leafs* maximiert, um das Signal zu verfeinern. Die Datenpunkte werden nach ihrer Fläche, die sie abdecken, gewichtet, wodurch die Form der Bodenbewegung effizient repräsentiert wird (Jónsson et al., 2002). Dort, wo eine große Veränderung der Bodenbewegung vorliegt, sind die Datenpunkte dichter, bei einer geringen Bodenbewegung reichen weniger Datenpunkte aus (Jónsson et al., 2002).



(a) Verformungskarte vor Prozessierung des Erdbebens vom 27.04.2022. Rot = Bodenabsenkung, blau = Bodenhebungen. Hintergrund OpenStreetMap contributors (2026)



(b) Vergrößerter Ausschnitt der prozessierten Kite-Scene. Weiß = keine Bodenverschiebung, rot = Bodenabsenkung.

Abbildung 9: Prozessierungsschritte mit Kite.

2.3 Modellierung mit Grond

Die Modellierung der Erdbebenparameter Lokation, Tiefe, Magnitude, isotroper Anteil und DC-Anteil erfolgt mit der Software Grond (Heimann et al., 2018).
Die Software Grond modelliert synthetische Daten und vergleicht diese dann mit den beobachteten Daten. Ziel der Modellierung ist es, das am besten passende synthetische Modell zu finden. Mit Grond können sowohl statische Verformungsprozesse (*static*), wie z. B. die InSAR-Daten, als auch seismische

Wellenformen (*wave*) getrennt oder gemeinsam (*joint*) modelliert werden.

Um Unsicherheiten in den Daten zu berücksichtigen, werden sogenannte *bootstrap chains* verwendet. Im Fall der InSAR-Daten wird auf Grundlage der mit Kite bestimmten *Kovarianzmatrix* synthetisches Rauschen generiert, das zu der beobachteten Bodenbewegungskarte addiert wird. Um eine gute Abschätzung des Einflusses von verschiedenen Rauschbedingungen zu bekommen, verwendet man *n bootstrap chains* mit jeweils verschiedenem synthetischen Rauschen. Im Falle von seismischen Wellenformdaten werden für jede Messstation unterschiedliche Gewichte verwendet. Bei den verwendeten Modellen liegt die Zahl der *bootstrap chains* zwischen 50 und 100.

Während des Modellierungsvorgangs wählt die Software zufällige Kombinationen aus allen Parameterwerten im definierten Intervall des Suchraums. Die Grenzen des Suchraums orientieren sich an den Parameterwerten des lokalen Erdbebenkatalogs, in dem Zeit, Lokation, Magnitude und Tiefe des Erdbebens enthalten sind. Neben den Parametern des Erdbebenkatalogs wird der Momententensor sowie die Orientierung der Bruchfläche durch die drei Winkel (*strike, dip* und *rake*) modelliert.

Das Schema der Modellierung erfolgt in zwei Schritten. In der *uniform sampler phase* findet die Auswahl der Parameterwerte für 1300 Iterationen vollständig zufällig statt. Die Modelle mit den geringsten Differenzen zur realen Beobachtung werden in einer Liste gespeichert. Im zweiten Schritt, der *directed sampler phase*, die aus bis zu 80 000 Iterationen besteht, sucht die Modellierungssoftware zielgerichteter nach passenden Modelllösungen. In dieser Phase passt sich der Suchraum an die Umgebung der bis dahin besten Modelle an. Entsprechend finden sich neue angepasste Lösungen, weshalb die Liste der Modelle mit den geringsten Abweichungen ständig überarbeitet wird. Nach Beendigung des Modellierungsvorgangs ergeben sich pro *bootstrap chain* die zehn besten Lösungen der modellierten Erdbebenquelle, die sich hinsichtlich des synthetischen Rauschens unterscheiden. Diese Modelle werden als *ensemble*-Modelle zusammengefasst und dienen dazu, die Bandbreite der möglichen Modelllösungen einzuschätzen. Das *best*-Modell ist das Modell mit den geringsten Abweichungen zu den beobachteten Daten. Der *misfit* beschreibt, in welchem Maße das synthetische Modell mit den beobachteten Daten übereinstimmt.
Die Berechnung des *misfits* erfolgt nach folgender Formel:

$$misfit = \frac{\sum observed - \sum model}{\sum model} = \frac{\sum residual}{\sum model}$$

Der *misfit* bildet sich aus dem Quotient des Residuums und der Modelldatensumme aller Pixel der generierten Verformungskarte. Das Residuum beschreibt die Differenz aus der Summe aller Beobachtungsdaten und der Modelldaten. Entsprechend sollte der Wert des *misfits* im Optimalfall möglichst nahe 0 liegen.

Die Lokation eines Erdbebens erhält man normalerweise aus seismischen Daten, indem die Zeitdifferenz zwischen P- und S-Welle für alle Seismometer, die das Erdbeben aufzeichnen, bestimmt wird, da die Differenz zwischen P- und S-Wellenersteinsatz mit der Entfernung zunimmt (Pelzing, 2008).

Da die unterschiedlichen Ausbreitungsgeschwindigkeiten der P- und S-Wellen bekannt sind, lässt sich für jedes Seismometer ermitteln, in welchem Radius sich das Hypozentrum des Erdbebens zur Messstation befindet (Pelzing, 2008). Für eine möglichst genaue Entfernungsbestimmung ist ein dichtes Seismometernetzwerk notwendig.

Zusätzlich zur Lokation und dem DC-Anteil sollen weitere Parameter, wie z. B. der CLVD- und isotrope Anteil bestimmt werden. Da jedoch kein linearer Zusammenhang zwischen den seismischen Beobachtungsdaten und dem Quellmechanismus besteht, lassen sich die Werte nicht direkt aus den seismischen Wellenformen berechnen. Stattdessen muss nach den richtigen Parametern zufällig gesucht werden. Mithilfe des Untergrundmodells berechnet Grond in der *wave*-Modellierung synthetische Wellenformen der P- und S-Wellen inklusive deren Frequenzbereiche für jede vorhandene Messstation. Das synthetisch generierte Signal wird bei jeder Parameteränderung mit dem real gemessenen Signal verglichen, bis eine möglichst hohe Übereinstimmung erzielt wurde. Stationen, die eine größere Distanz zum Epizentrum aufweisen, erhalten ein höheres Gewicht, weil die Amplitude der Erdbebenwellen mit der Entfernung geringer wird. In einem Radius von unter 2 km um das Epizentrum des Erdbebens kann es vorkommen, dass die Seismometer aufgrund der sehr hohen Amplituden übersteuern. Das führt dazu, dass die Wellenformen abgeschnitten sind und die Amplituden außerhalb des Messbereichs liegen. Dabei handelt es sich um technische Messfehler, weshalb diese seismischen Daten von der Modellierung ausgeschlossen wurden.
Der *joint*-Modellierung liegen beide Datensätze, die InSAR- und seismischen Wellendaten zu Grunde. Dabei kann die Gewichtung von InSAR- und seismischen Wellendaten angepasst werden. Bei den folgenden joint-Modellierungen sind beide Datenquellen gleich gewichtet.

3 Ergebnisse

Die durchgeführten Modellierungen für alle sechs ausgewählten Erdbeben im Zeitraum von 2022 bis 2025 ergeben je drei Modelllösungen (static, wave und joint) für die Parameter Lokation des Epizentrums, Tiefe des Hypozentrums und Magnitude. Der modellierte Bruchmechanismus ist in Form des Beachballs und den isotropen bzw. deviatorischen inklusive DC- und CLVD-Anteilen veranschaulicht. Zunächst werden die modellierten Ergebnisse der ausgewählten Erdbebenereignisse anhand der einzelnen Parameter verglichen. Schließlich findet ein Vergleich der drei Modellierungsformen static, wave und joint statt. Dabei ist zu beachten, dass für das Erdbeben vom 06.07.2023 keine static- und dementsprechend keine joint-Lösung vorhanden ist, da die InSAR-Daten dieses Erdbebens zu großen temporären Dekorrelationen unterlagen. Zum Erdbeben vom 13.08.2025 sind keine wave- und entsprechend keine joint-Lösungen modelliert worden, weil die seismischen Daten noch nicht im lokalen LGCD-Erdbebenkatalog veröffentlicht wurden. Zur Vereinfachung werden für alle Erdbebenereignisse nur die best-Lösungen der Modellierungen verwendet. Bei der Ergebnisdarstellung wird auf die ensemble-Lösungen verzichtet, jedoch werden diese anschließend zur Diskussion der Ergebnisse mit herangezogen.

3.1 Lokation, Tiefe und Magnitude

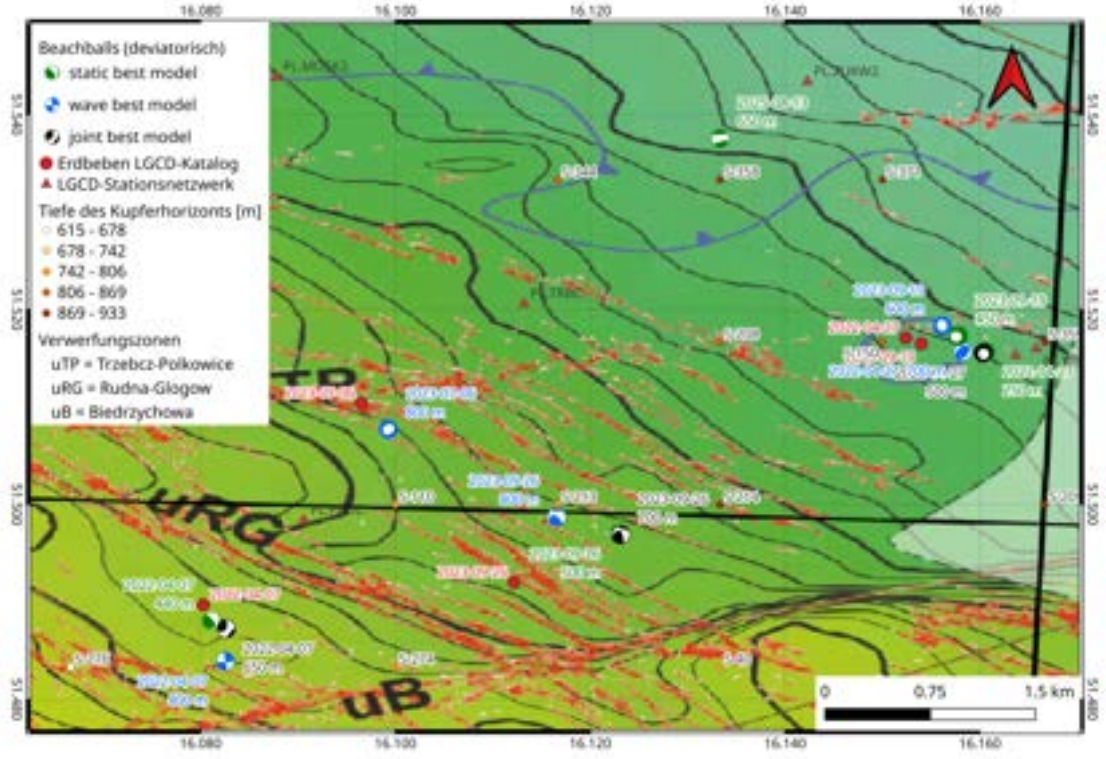


Abbildung 10: Modellierungsergebnisse in räumlicher Darstellung erstellt mit QBeachball (Lymperis, 2025) inklusive lokaler Verwerfungszonen, die als rote Linien eingezeichnet sind. Geologische Karte basierend auf Głuszyński, Aleksandrowski (2026). Die Tiefe des Hypozentrums ist jeweils in m unter dem Datum des Erdbebens angegeben. Die Nordrichtung entspricht der Hauptspannungsrichtung nach Heidbach et al. (2018).

Zur Einordnung der geologischen Situation zeigt Abbildung 10 die modellierten Lokationen der Erdbeben vor dem Hintergrund lokaler Verwerfungszonen. Die geologische Karte im Hintergrund basiert auf den Untersuchungen von Głuszyński, Aleksandrowski (2026). Drei der sechs Erdbebenereignisse fanden im Einflussbereich lokaler Verwerfungszonen im Südwesten statt. Das Epizentrum des Erdbeben am 07.04.2022 liegt zwischen den Verwerfungszonen uB (Biedrzychowa), die von West nach Ost verläuft und uRG (Rudna-Glogow), die Nordwest-Südost ausgerichtet ist und auf die Verwerfungszone von Biedrzychowa trifft. Ebenso befindet sich das Epizentrum des Erdbeben vom 26.09.2023 nahe kleinerer Verwerfungen, die parallel zur Verwerfungszone von Rudna-Glogow verlaufen. Das Erdbeben vom 06.07.2023 lässt sich an der Verwerfungszone uTR (Trzebcz-Polkowice) lokalisieren, die sich westlich der Rudna-Glogow-Verwerfungszone befindet. Die Erdbeben, die am 27.04.2022, 19.09.2023 und 13.08.2025 stattfanden, liegen dagegen abseits von lokalen Verwerfungszonen im Nordosten. Auffällig ist, dass die Erdbeben vom 27.04.2022 und 19.09.2023 weniger als 200 m entfernt voneinander auftraten (Abb. 12(b)).

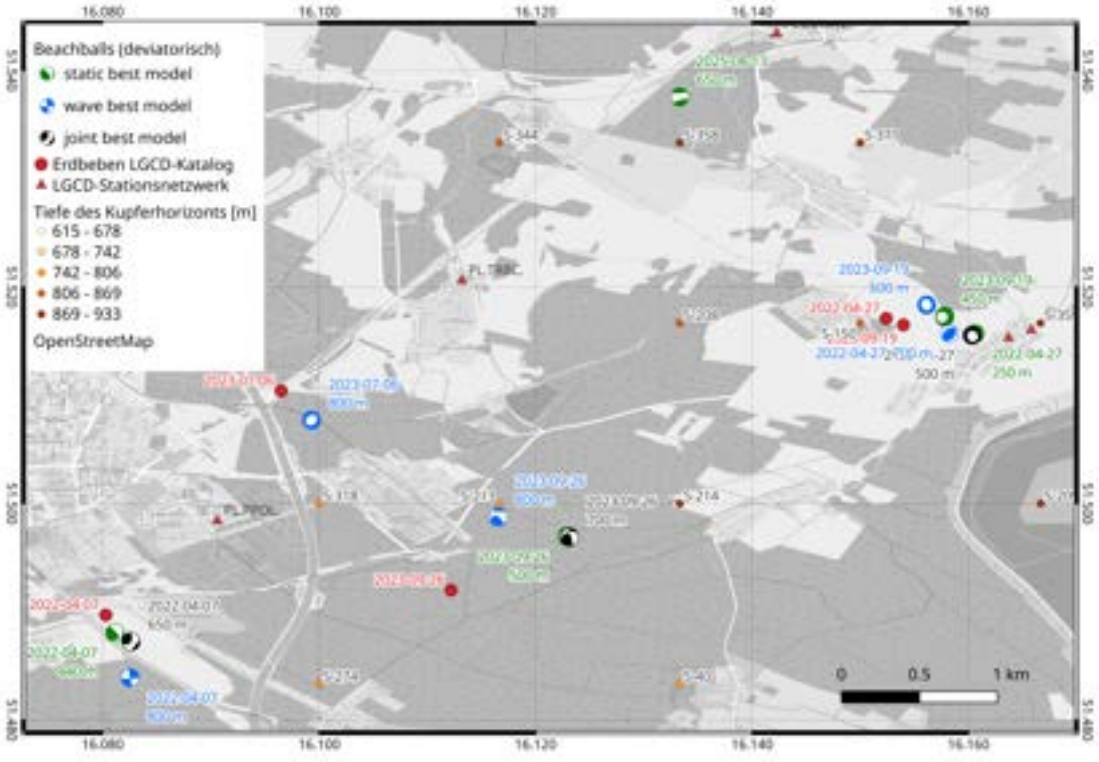
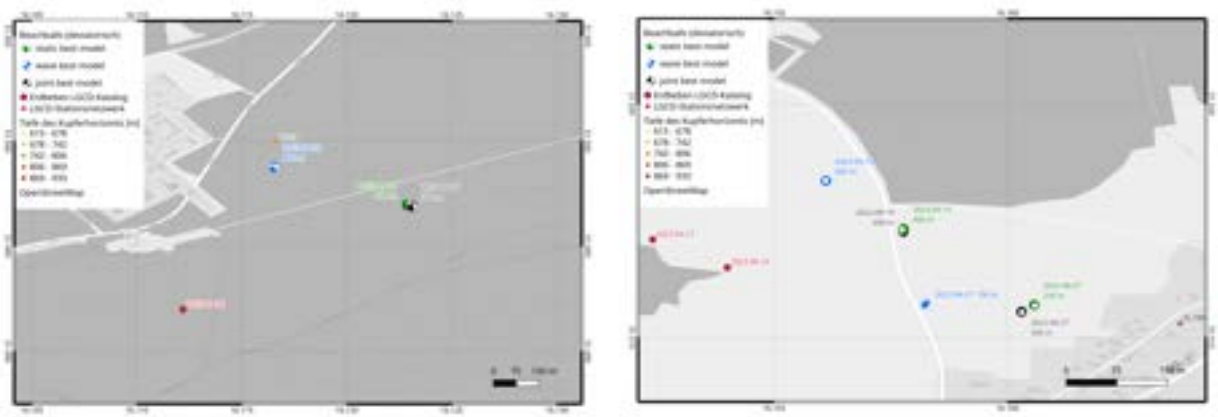


Abbildung 11: Modellierungsergebnisse in räumlicher Darstellung (gesamt) erstellt mit QBeachball (Lymperis, 2025). Hintergrund OpenStreetMap contributors (2026)
Die Tiefe des Hypozentrums ist jeweils in m unter dem Datum des Erdbebens angegeben.



(a) Modellierungsergebnisse des 26.09.2023.

(b) Modellierungsergebnisse des 19.09.2023 und 27.04.2022.

Abbildung 12: Detailansichten der Modellierungsergebnisse in räumlicher Darstellung erstellt mit QBeachball (Lymperis, 2025). Hintergrund OpenStreetMap contributors (2026)
Die Tiefe des Hypozentrums ist jeweils in m unter dem Datum des Erdbebens angegeben.

Die Tiefe des Kupferhorizonts, welche durch Bohrungen an bestimmten Stellen in der Region ermittelt wurde, schwankt in dem zu untersuchenden Gebiet zwischen ungefähr 740 und 930 m (PGI, 2023). Insgesamt nimmt die Tiefe aber in Richtung Nordosten zu (Abb. 11). Betrachtet man die Tiefen der modellierten Erdbeben (Abb. 10 – 12) fällt auf, dass die Tiefe der Erdbeben parallel zum Kupferhorizont in nord-östliche Richtung tendenziell zunehmen. Nur die wave-Lösungen der Erdbeben befinden sich im Bereich der Tiefe des Kupferhorizonts, während die static- und joint-Lösungen jeweils in einer Tiefe oberhalb des Kupferhorizonts verortet sind. Eine Ausnahme von dieser Tendenz bildet das Erdbeben vom 27.04.2022, dessen Tiefe in allen drei besten Modellierungen deutlich über dem Kupferhorizont liegt und damit flacher als die anderen Erdbeben im Südwesten ist. Dies ist ebenso bei dem in gleichem Gebiet befindlichem Erdbeben vom 19.09.2023 der Fall.

Die Modellierungsergebnisse ergaben Momentenmagnituden, die überwiegend zwischen 3.8 und 4.4 liegen (siehe Tabelle 3). Das Erdbeben vom 07.04.2022 war ein vergleichsweise starkes Erdbeben, dessen wave-Modellierung eine Magnitude von 4.4 ergab, genauso wie die wave-Modellierung des Erdbebens vom 06.07.2023. Den Erdbeben vom 26.09.2023 und 19.09.2023 lassen sich ebenfalls ähnliche Magnituden, die durch die wave-Modellierung bestimmt wurden, zuordnen. Hier liegen die Magnituden bei 3.9 bzw. 4.1. Bei der Magnitude vom 27.04.2022 ergibt sich eine große Differenz zwischen der static- und wave-Lösung, da die static-Modellierung von einer Magnitude von 3.2 ausgeht, die wave-Modellierung kommt auf eine Magnitude von 3.8. Die joint-Lösung wiederum nähert sich mit einem Wert von 3.7 eher der wave-Modellierung an. Bei den restlichen Erdbeben beträgt der Unterschied zwischen den static-, wave- und joint-Lösungen höchstens 0.3 Magnitudeneinheiten. Die Magnitude des Erdbebens vom 13.08.2025, die nur durch die static-Modellierung bestimmt ist, befindet sich zwischen den static-Lösungen des 19. bzw. 26.09.2023 und 07.04.2022.

3.2 Bruchmechanismus

Der isotrope Anteil ist beim Erdbeben vom 07.04.2022 mit großer Differenz zu den anderen Erdbebenereignissen bezüglich des Betrags am größten, da dieser laut wave-Modellierung in etwa - 80 % beträgt (siehe Tabelle 4). Die isotropen Anteile der Erdbeben vom 06.07.2023, 19.09.2023 und 26.09.2023 liegen dagegen eher zwischen - 30 % und - 50 %. Davon abweichend sind die isotropen Anteile der Erdbeben vom 27.04.2022 und 13.08.2025, da diese bezüglich des Betrags sehr gering sind (unter 30 %). Die wave-Lösung des 27.04.2022 bzw. die static-Lösung des 13.08.2025 ergeben, wenn auch geringe, positive isotrope Anteile (siehe Tabelle 4).

Der DC-Anteil, der sich aus dem deviatorischen Anteil abzüglich des CLVD-Anteils ergibt, ist beim Erdbeben vom 07.04.2022 mit 20 % sehr deutlich vorhanden, da in der wave-Modellierung kein CLVD-Anteil enthalten ist (vgl. Tabelle 4 und 5), weshalb der entsprechende Beachball in Abbildung 10 einen typischen Scherbruch mit einer linkslateralen Bruchfläche in Nord-Süd-Richtung oder einer rechtslateralen Bruchfläche in Ost-West-Richtung zeigt. Ähnlich groß ist der DC-Anteil beim Erdbeben vom 06.07.2023, der in der Darstellung des Beachballs von einem ebenso großen CLVD-Anteil überlagert

wird. Beim Erdbeben vom 26.09.2023 ist der DC-Anteil betragsmäßig ungefähr genauso groß wie der isotrope Anteil. Der DC-Anteil des Erdbebens vom 19.09.2023 ist dagegen eher klein mit 10 % bei der static- und wave-Lösung. Ebenso verhält sich dies beim Erdbeben vom 27.04.2022, wobei sich bei der wave-Modellierung ein davon abweichender, größerer Anteil ergibt. Das Erdbeben vom 13.08.2025 hat mit 30 % einen mittleren DC-Anteil, der jedoch eher von einem vergleichsweise großen CLVD-Anteil dominiert wird, da der isotrope und DC-Anteil des Erdbebens nur der Hälfte des gesamten Bruchmechanismus entsprechen (vgl. Tabelle 4 und 5). Der überwiegende CLVD-Anteil ist ebenso anhand der Beachball-Darstellung in Abbildung 10 erkenntlich.

3.3 Vergleich der Modellierungsformen

Insgesamt zeigen sich teils deutliche Unterschiede zwischen den static-, wave- und joint-Modellen. Hinsichtlich der Lokation der einzelnen Modelllösungen lässt sich durch die Abbildungen 11, 12(a) und 12(b) erkennen, dass die static und joint Lösungen sehr dicht beieinander liegen, während die wave-Lokation wenige 100 m Richtung Südosten (07.04.2022) bzw. Nordwesten (26.09.2023, 19.09.2023 und 27.04.2022) verschoben ist. Tabelle 2 zeigt, dass bei jedem untersuchten Erdbeben die Tiefe des static-Modells gegenüber der wave- und joint-Lösungen eines Erdbebens am geringsten ist. Das Hypozentrum des Erdbebens befindet sich nach dem static-Modell jeweils deutlich über dem lokalen Kupferhorizont. Die Tiefe der joint-Lösung liegt bei allen Erdbeben, bis auf dem vom 19.09.2023, zwischen der static- und wave-Lösung. Zudem fällt anhand von Tabelle 3 auf, dass die Magnitude des static-Modells die geringste Magnitude jedes Erdbebens darstellt, von dem jeweils ein static-, wave- und joint-Modell vorhanden ist. Beim isotropen Anteil stimmen die drei verschiedenen Modelllösungen bei der Hälfte der Erdbebenereignisse (07.04.2022 und 26.09.2023), zu denen drei Lösungen vorhanden sind, näherungsweise überein. Bei der anderen Hälfte weicht die beste joint-Lösung teils stark von static und wave ab (19.09.2023) oder kommen zu keiner Übereinkunft im Falle vom 27.04.2022. Diese Beobachtung spiegelt sich auch beim DC-Anteil wider (vgl. Tabellen 4 und 5).

4 Diskussion

Zur Analyse der Modelle wurde mittels der Verteilung der *ensemble*-Lösungen das Vertrauensintervall von 68 % herangezogen, in dessen Bereich 68 % aller Modelllösungen liegen. Mögliche Modellierungsabweichungen sollen anhand der Lage der *best*-Lösung innerhalb oder außerhalb dieses Vertrauensintervall identifiziert und bewertet werden, da die Verteilung der ensemble-Lösungen die Unsicherheit des Modells aufgrund von Datenfehlern abbilden soll. Die Diskussion erfolgt unter der Annahme, dass das best-Modell jeweils die Beschreibung des Erdbebenprozesses darstellt, die am wahrscheinlichsten ist. Diese muss jedoch nicht die einzige mögliche Beschreibung der Realität sein. Zur Referenz wird ein Vergleich der Parameter Lokation, Tiefe und Magnitude mit den Lösungen des LGCD-Erdbebenkatalogs (IS EPOS, 2017) bzw. im Falle des Erdbebens vom 13.08.2025 mit dem Euro-Mediterranean Seismological Centre (EMSC)-Erdbebenkatalog (EMSC, 2025) gezogen. Anschließend folgt eine Reflexion der drei angewandten Modellierungsformen, basierend auf InSAR- und seismischen Daten sowie die Einordnung der jeweiligen Bruchmechanismen im Zusammenhang mit den lokalen Gegebenheiten.

4.1 Überprüfung der Ergebnisse mithilfe des LGCD- und EMSC-Erdbebenkatalogs

Beim Vergleich der Lokation der Modellierungsergebnisse mit der des LGCD-Erdbebenkatalogs lässt sich feststellen, dass die Lokationen mehrere 100 m voneinander abweichen. Tabelle 1 zeigt, dass das beste static-Modell des Erdbebens vom 07.04.2022 die geringste Distanz mit 200 m zur Lokation aus dem LGCD-Erdbebenkatalog hat. Die größte Abweichung zur Lösung des LGCD-Erdbebenkatalog weist das joint-Modell des Erdbebens vom 26.09.2023 auf, da die modellierte Lokation 940 m von der Lösung des LGCD-Erdbebenkatalog entfernt liegt. Die modellierten Lokationen befinden sich bei den Erdbeben vom 07.04.2022, 27.04.2022 und 06.07.2023 südöstlich der Lokation des LGCD-Erdbebenkatalogs, wie in den Abbildungen 11 und 12(b) erkennbar ist. Die modellierten Lokationen der Erdbeben vom 19.09.2023 sowie 26.09.2023 befinden sich nordöstlich der Lokation des LGCD-Erdbebenkatalogs (Abb. 12(a) und 12(b)).

Vergleicht man außerdem die modellierten Erdbebentiefen mit den im LGCD-Erdbebenkatalog angegebenen Tiefen, sind die best-Lösungen der modellierten Erdbeben deutlich flacher. Die zugehörige Tiefe des LGCD-Erdbebenkatalogs liegt jeweils ca. 100 bis 200 m niedriger als die tiefste Modelllösung, wie in Tabelle 2 zu sehen ist. Die Erdbeben vom 07.04.2022 und vom 26.09.2023 weichen davon ab, da sich im Fall vom 07.04.2022 die Tiefe des LGCD-Erdbebenkatalogs zwischen den wave- und joint-Lösungen befindet bzw. im Fall vom 26.09.2023 mit der joint-Lösung übereinstimmt (siehe Tabelle 2). Bei Betrachtung der Tiefenergebnisse als Boxplots (Abb. 13) lässt sich feststellen, dass die Tiefen des LGCD-Erdbebenkatalogs vom 07.04.2022 und vom 27.04.2022 im 68 % -Vertrauensintervall der wave-Modellierung enthalten sind. Beim 07.04.2022 trifft dies zusätzlich auf die joint-Modellierung zu. Die Tiefen im LGCD-Erdbebenkatalog für die Erdbeben vom 19.09.2023 und 26.09.2023 sind im 95 % -Vertrauensintervall der wave- sowie joint-Modellierungen enthalten.
Die Tiefe des LGCD-Erdbebenkatalogs vom 06.07.2023 und die Tiefe des EMSC-Erdbebenkatalogs

vom 13.08.2025 befinden sich nicht innerhalb der Vertrauensintervalle der modellierten Lösungen.

Die Differenzen von einigen 100 m zu den jeweiligen Kataloglösungen bei den Parametern Lokation und Tiefe sind in der Seismologie mit den angewandten Methoden im normalen Rahmen der Messungenauigkeiten. Außerdem befinden sich die meisten LGCD-Erdbebenkataloglösungen innerhalb des 68 % - oder 95 % -Vertrauensintervall der modellierten Tiefenergebnisse. Das spricht dafür, dass die auftretenden Differenzen erwartbar sind und die Unsicherheiten bei der Modellierung berücksichtigt werden. Diese sind vermutlich darauf zurückzuführen, dass die Kataloge ein anderes Geschwindigkeitsmodell verwenden, zu diesen aber keine Unsicherheitsangaben bekannt sind.
Im Falle des EMSC-Katalogs ist davon auszugehen, dass das Geschwindigkeitsmodell weniger gut auf die lokale geologische Situation angepasst ist, da das Geschwindigkeitsmodell für ganz Europa gilt. Das wirkt sich vor allem auf niedrigere Schichten aus, in denen die zu untersuchenden Erdbeben stattfinden, da das EMSC-Geschwindigkeitsmodell mehrere Schichten zusammenfasst. Des Weiteren gilt für den EMSC-Katalog, dass dieser nur von natürlichen Erdbeben ausgeht, die erst ab einer Tiefe von 3 km stattfinden (EMSC, 2025). Da das Erdbeben vom 13.08.2025 auf diesem Erdbebenkatalog basiert, lässt sich dadurch die vergleichsweise große Differenz von ca. 2300 m (siehe Tabelle 2) zur modellierten Tiefe erklären. Ähnliches beobachtet man bei der Magnitude, da die vom EMSC bestimmte Magnitude mit 4.3 deutlich größer ist als die des static-Modells mit 3.9. Die static-Lösung ist allerdings die einzige Modellierung des Erdbebens vom 13.08.2025 und basiert nur auf InSAR-Daten, sodass die Differenz methodisch bedingt sein könnte (vgl. Abschnitt 4.2).

Die Ergebnisse der anderen Erdbeben zeigen ein anderes Verhältnis zu den von IS EPOS (2017) offiziell bestimmten Magnituden. Die durch die Modellierung erhaltenen Magnituden sind insgesamt größer. Besonders ausgeprägt ist dies bei den Erdbeben vom 07.04.2022, 06.07.2023 sowie 26.09.2023, bei denen alle Modellformen signifikant größere Magnituden als die des LGCD-Erdbebenkatalogs aufweisen. Die Magnitude des Erdbebens vom 27.04.2022 ist dagegen im 68 % -Vertrauensintervall der wave-Modellierung enthalten (Abb. 14), während das beste joint-Modell genau der Magnitude des LGCD-Erdbebenkatalogs entspricht (siehe Tabelle 3). Das static-Modell hat mit 3.2 eine wesentlich geringere Magnitude als die Magnitude im LGCD-Erdbebenkatalog von 3.7. Auch die Magnitude des besten static-Modells vom 19.09.2023 ist mit 3.8 genauso hoch wie die im LGCD-Erdbebenkatalog angegebene Magnitude (Tab. 3).

Problematisch bei den Magnituden des LGCD-Erdbebenkatalogs ist, dass nicht genau nachvollzogen werden kann, nach welchem Verfahren die Momentenmagnitude bestimmt wird. Es ist kein seismisches Moment angegeben, aus dessen sich nach einer definitionsgemäßen Skalierung die Momentenmagnitude berechnet. Des Weiteren könnte die normalerweise standardisierte Momentenmagnitude auch aus einer Lokalmagnitude berechnet werden. Je nachdem, welcher lokalen Definition die Skalierung der Lokalmagnitude folgt, können sich dadurch unterschiedliche lokale Magnituden ergeben, die zu Abweichungen in der Momentenmagnitude führen (persönliche Kommunikation: Sarah Moser und Henriette Sudhaus).

Der Vergleich zwischen den modellierten Werten und den Angaben des LGCD-Erdbebenkatalogs lässt keinen eindeutigen Schluss zu, da nicht überprüft werden kann, welcher Ungenauigkeit die Angaben des LGCD-Erdbebenkatalogs unterliegen und wie die ermittelten Magnituden zustande kamen.

4.2 Vor- und Nachteile der unterschiedlichen Modellierungsformen

Der Vergleich der static-, wave- und joint-Modellierungen lässt darauf schließen, dass sich abhängig von der verwendeten Methode (InSAR oder seismischen Wellenformähnlichkeit) und der zugrunde liegenden Daten die Parameter Lokation, Tiefe, Magnitude und isotroper bzw. DC-Anteil unterschiedlich gut auflösen lassen.

Die Lokationen von den static-Modellierungen sind insgesamt stabiler als die der wave-Modellierungen, da die ensemble-Lösungen eine geringe Streuung besitzen. Das liegt daran, dass durch den Blick von oben die Lokation anhand der Bodenbewegung deutlicher zugeordnet werden kann. Da keine seismischen Daten verwendet werden, treten keine lokalen Störungen im Nahfeld oder Abhängigkeiten vom Geschwindigkeitsmodell auf, wodurch sich die Ankunftszeiten der P- und S-Wellen unterscheiden würden. Die Beobachtung, dass die static-Modelle die geringste Tiefe und die geringste Magnitude der drei Modellformen aufweisen, hängt ebenso damit zusammen, dass die InSAR-Methode aus der Höhe nur die beim Erdbebenprozess stattfindende Bodenabsenkung beobachtet. Ist eine geringe Bodenabsenkung über einen kleinen Bereich aufgrund eines weniger starken Erdbebens zu messen, geht man davon aus, dass das verursachende Erdbeben mit einer kleinen Magnitude in geringer Tiefe stattgefunden hat. Im Gegensatz dazu müssen stärkere Erdbeben mit größerer Magnitude in größerer Tiefe stattgefunden haben, wenn eine großflächigere und tiefere Bodenabsenkung beobachtet wurde. Es liegt also nahe, dass bei der static-Modellierung, die auf den InSAR-Daten basiert, ein direkter Zusammenhang zwischen den Parametern Tiefe und Magnitude herrscht, weshalb diese beiden Parameter durch die static-Modellierung kaum unabhängig voneinander bestimmbar sind. Dadurch unterschätzt die static-Methode in vielen Fällen die Tiefe und Magnitude. Es lässt sich daraus ebenfalls schließen, dass die Modellierung mithilfe von InSAR-Daten vor allem für Erdbeben in geringer Tiefe geeignet ist. Die Abweichungen der InSAR-Daten durch atmosphärische Einflüsse und temporäre Dekorrelationen werden in die Fehlerfortpflanzung einbezogen, da die Spannbreite der Vertrauensintervalle der static-Modellierungen abhängig von diesen Messfehlern ist. Dagegen können andere bodenabsenkende Prozesse, die dem Erdbeben vorausgehen oder folgen, nicht als Abweichung in den Vertrauensintervallen abgebildet werden, da diese nicht bekannt sind. Es ist beispielsweise möglich, dass oberhalb eines starken Erdbebens kleinere Einstürze stattfinden, die zusätzlich zur vermuteten Fehleinschätzung von Tiefe und Magnitude beitragen können.

Allgemein fällt bei den wave-Lösungen auf, dass die Parameter der Tiefe, Magnitude, isotroper und DC-Anteil einen größeren Streuungsbereich als die static-Lösungen besitzen, wie man an den Boxplots 13 – 16 erkennt. Dies könnte daran liegen, dass die static-Modelle ihre mögliche Abweichung unterschätzen, da die static-Lösung zwar meist im Vertrauensintervall der wave-Lösung liegt, aber nicht umgekehrt,

die wave-Lösung im Vertrauensintervall der static-Lösung enthalten ist (vgl. Boxplots 15 und 16).
Insbesondere zeichnen sich die wave-Modellierungen durch eine größere Unsicherheit in der Modellierung der Lokation aus, da die Lokation indirekt durch die Abstrahlung der seismischen Wellen bestimmt wird. Die exakten Ausbreitungsgeschwindigkeiten der seismischen Wellen in den lokal unterschiedlichen Gesteinsschichten ist nicht bekannt, sondern werden mithilfe des Geschwindigkeitsmodells näherungsweise bestimmt, sodass es zu Abweichungen kommen kann. Die Unsicherheiten des Geschwindigkeitsmodells scheinen lateral einen größeren Einfluss zu haben als in der Tiefe, da die Tiefenbestimmung der wave-Modellierung stabiler im Vergleich zur Lokation wirkt.
Die Magnitude lässt sich auf Grundlage der seismischen Wellendaten besser auflösen, da die seismischen Wellen als direktes Signal dem Hypozentrum entstammen und die Energie des Erdbebens in alle Richtungen übertragen, welche durch die Messstationen in der Umgebung aufgezeichnet wird. Die Amplitude der seismischen Wellen, die für die Bestimmung der Magnitude maßgeblich ist, wird durch die Unsicherheiten des Geschwindigkeitsmodells weniger stark beeinflusst als die Lokation. Dies trifft genauso auf den Bruchmechanismus zu, der die entstehenden seismischen Wellen ebenso hinsichtlich ihrer Amplitude und Frequenz charakteristisch beeinflusst und darüber robust abgeschätzt werden kann.
Im Gegensatz zu den static-Modellierungen wird bei den wave-Modellierungen die Zeit erfasst und die Datenaufnahme erfolgt zum Zeitpunkt des Erdbebens. Diese trägt dazu bei, dass die Erdbeben mit temporären Ereignissen wie Sprengungen in den Minen in einen Zusammenhang gebracht bzw. von anderen seismischen Aktivitäten zeitlich abgegrenzt werden können. Im Gegensatz dazu enthalten InSAR-Daten möglicherweise auch andere Prozesse, die im ähnlichen zeitlichen und räumlichen Rahmen des untersuchten Erdbebens liegen. Diese können nicht vom eigentlichen Erdbeben differenziert werden, sodass die Modellierungsergebnisse beeinflusst und verzerrt werden könnten. Außerdem sind die seismischen Daten keinen temporären Dekorrelationen an der Erdoberfläche ausgesetzt.

Es stellt sich die Frage, ob der stattfindende Prozess durch das gemeinsame Betrachten von InSAR- und seismischen Daten genauer bestimmt werden kann oder ob die static- und wave-Lösungen besser getrennt betrachtet werden sollten. Bei manchen Parametern, zum Beispiel der Lokation, nähert sich die joint-Lösung eher der static-Lösung an (Abb. 11). Dies kann helfen, um herauszufinden, ob die static- oder die wave-Lösung wahrscheinlicher ist. Wenn sich die static- von der wave-Lösung jedoch zu stark unterscheidet, sucht die joint-Lösung nach einem Mittelweg zwischen den Lösungen, um die unterschiedlichen Datengrundlagen zu berücksichtigen. Beim Parameter der Tiefe führt das jedoch eher zu einer Unterschätzung der Tiefe, da die static-Lösungen systematisch in einer deutlich geringeren Tiefe liegen. Bei der Magnitude verläuft dies ähnlich (vgl. Boxplots 13 und 14).
Auch, wenn die Streuung der Parameterwerte sehr groß ist, eignet sich die beste joint-Lösung weniger zur Beschreibung des Prozesses, da die unterschiedlichen Ergebnisse der InSAR- und seismischen Daten nicht in Übereinkunft gebracht werden können und die joint-Lösung stattdessen eine andere best-Lösung vorschlägt, die nicht unbedingt im Vertrauensintervall der static- oder wave-Lösung enthalten sein muss. Dies geschieht vor allem bei den isotropen und den DC-Anteilen, wo die beste joint-Lösung stark von

den static- und wave-Lösungen abweicht, wie z.B. im Falle des Bruchmechanismus vom 27.04.2022 und 19.09.2023 (siehe Boxplots 15 und 16). Dadurch können sich große Spannweiten der ensemble-Lösungen ergeben, was zeigt, dass die Lösung eine geringe Stabilität aufweist.
Die Betrachtung des Vertrauensintervalls der joint-Lösung ist somit notwendig, um einzuschätzen, ob diese im Vergleich zur static- und wave-Lösung realistisch ist. Abhängig vom Parameter und abhängig vom konkreten Erdbebenereignis kann es sein, dass eine präzise Einzellösung durch die joint-Lösung an Stabilität verliert, weil sich die Einzellösungen stark unterscheiden. Alternativ ist es möglich, dass die kombinierte Lösung insgesamt wahrscheinlicher ist als jede Einzellösung, da mehr Beobachtungen in die joint-Lösung einfließen. Um das herauszufinden, müssen neben den Fehlereinflüssen die jeweiligen Stärken und Schwächen der Modellierung basierend auf InSAR- bzw. seismischen Daten beachtet werden.

4.3 Prozessverständnis anhand lokaler Gegebenheiten

Das Geschwindigkeitsmodell geht von einer horizontalen Gesteinsschichtung aus, obwohl die lokalen Gesteinsschichten in der Realität geneigt sind. Eine daraus folgende mögliche systematische Veränderung der Ausbreitungsgeschwindigkeiten der seismischen Wellen, würde sich aufgrund der Laufzeitunterschiede auch auf die Lokationsergebnisse auswirken. Dies spiegelt sich jedoch nicht in den Modellierungsergebnissen wider, da sich keine einheitliche Systematik zur Abweichung der Lokation der wave- von der static-Modellierung erkennen lässt.

Die Erdbeben vom 07.04.2022, 19.09.2023 und 26.09.2023 fanden zwischen ca. 18 und 19 Uhr Ortszeit, das heißt innerhalb der routinemäßigen Sprengzeiten der Kupfermine statt. Daher ist es annehmbar, dass diese Erdbeben durch die Explosion der Sprengungen und einer damit möglicherweise verbundenen ruckartigen Spannungsentladung provoziert wurden (Caputa, Rudziński, 2019). Diese drei Erdbeben gehören zudem zu den Erdbeben mit vergleichsweise großen Magnituden und hohen isotropen Anteilen.
Aufgrund des Beachballs der wave-Modellierung des 07.04.2022, der einen typischen Scherbruch zeigt, lässt sich bei diesem Erdbeben ein Zusammenhang mit der lokalen Biedrzychowa-Verwerfung herstellen. Hierbei könnte die uB-Verwerfungszone aktiviert worden sein, was für die Ost-West ausgerichtete rechts-laterale Bruchfläche spricht (Abb. 10).
Auch das Erdbeben vom 26.09.2023 könnte durch die Aktivierung einer lokalen Verwerfung infolge der Spannungsänderung durch die Sprengungen beeinflusst worden sein, weshalb der DC-Anteil sehr wirksam ausfiel. Das Erdbeben befindet sich an Verwerfungszonen, die parallel zur Rudna-Glogow-Verwerfungen in NW-SO-Richtung orientiert sind (Abb. 10). Jedoch würde die links-laterale NW-SO-Verschiebung als eine mögliche Bruchfläche von der dortigen Ausrichtung der Verwerfungszone etwas abweichen. Die alternative rechts-laterale Ost-West-Verschiebung scheint in diesem Fall wahrscheinlicher, da die Richtung mit der Biedrzychowa-Verwerfungszone übereinstimmt. Obwohl die Biedrzychowa-Verwerfungszone südlich der modellierten Erdbebenlokation liegt, könnte ihr Einfluss gegenüber der näher gelegenen Verwerfungszone dominieren. Zusätzlich liegt eine Aufschiebung des Gesteins vor. Dass sich das Gestein nicht nur horizontal in die Ost-West-Richtung, sondern auch vertikal in die Nordrichtung

bewegt, resultiert aus dem in Europa vorherrschenden Spannungsfeld (Heidbach et al., 2018). In Abbildung 10 ist die maximale horizontale Spannung der Erdkruste, die Hauptspannungsrichtung ersichtlich, die in der World Stress Map (Heidbach et al., 2018) verzeichnet ist. Die Aufschiebung wird somit durch das nach Norden ausgerichtete Spannungsfeld begünstigt. Jedoch können ebenso die Minenarbeiten das lokale Spannungsfeld verändern, sodass die Verschiebung rechts-lateral erfolgt und nicht wie gemäß der Orientierung der Bruchfläche angenommen werden könnte, eine links-laterale-Verschiebung vorliegt, wenn die Hauptspannungsrichtung nach Norden zeigt.
Der Bruchmechanismus des Erdbebens vom 19.09.2023 wird dagegen nicht durch Verwerfungen beeinflusst, da der DC-Anteil eher gering ist, dafür ein größerer CLVD-Anteil vorliegt (Tab. 4 und 5). Stattdessen entspricht der Beachball mit der vollständigen Kompression nach außen und einer Dekompression innen eher einem Mechanismus, bei dem eine Bruchschließung erfolgt (Abb. 10). Ähnliche Mechanismen stellte auch die Studie von Caputa, Rudziński (2019) bei mineninduzierten Erdbeben in der LGCD-Region fest. Vielleicht fand dieses Erdbeben in Zusammenhang mit einem einstürzenden Hohlraum statt, sodass sich eventuell vorhandene Gesteinslücken verdichteten. Die Bruchschließung fand vermutlich oberhalb des Kupferhorizonts in den darüberliegenden Gesteinsschichten statt, da das Erdbeben in allen drei Modellierungen in einer Tiefe oberhalb des Kupferhorizonts verortet wurde.

Die anderen analysierten Erdbebenereignisse am 27.04.2022, 06.07.2023 und 13.08.2025 fanden außerhalb des Zeitbereichs zwischen 6 und 7 Uhr morgens bzw. abends statt, weshalb diese Erdbeben eher nicht durch Sprengungen provoziert wurden.
Der Bruchmechanismus des Erdbebens vom 06.07.2023 ähnelt dem vom 19.09.2023 sehr stark, was sich anhand der Beachballs erkennen lässt (Abb. 10). Das spricht dafür, dass ein ähnlicher Prozess bei diesen Erdbeben abgelaufen sein könnte und es sich auch beim 06.07.2023 um eine Bruchschließung handelt. Der Auslöser dieses Erdbebens könnte dagegen eher durch die nahe Verwerfungszone erklärt werden, da zudem ein etwas größerer DC-Anteil als beim 19.09.2023 enthalten ist (Tab. 5). Bei diesem Erdbeben wurde außerdem viel Energie freigesetzt, was anhand der vergleichsweise großen Magnitude von 4.4 erkenntlich ist. Folglich wurden sechs Bergarbeiter leicht verletzt (Wyższy Urząd Górniczy, 2023).
Beim Erdbebenereignis des 27.04.2022 muss beachtet werden, dass zwei Erdbeben wenige Sekunden nacheinander stattfanden und sich die S-Wellen des ersten Erdbebens möglicherweise mit der P-Welle des zweiten Erdbebens an den seismischen Stationen überlagern. Dadurch können speziell hier Modellierungsfehler entstanden sein, da das Modell nur von einer Quelle ausgeht, es sich jedoch hier um einen komplexeren Fall handelt. Der positive isotrope Anteil des wave-Modells kann damit erklärt werden, dass die synthetischen Wellenformen gegenüber der aufgezeichneten seismischen Wellen verschoben sein kann, sodass der P-Wellen-Erstausschlag positiv statt negativ modelliert wird. Die Beachballs der static- und joint-Modellierung stellen dagegen einen ähnlichen Mechanismus wie die Erdbeben des 19.09.2023 und 06.07.2023 dar, weshalb das Erdbeben des 27.04.2022 trotz der uneindeutigen wave-Modellierung zu diesen Erdbeben gruppiert werden kann. Eine weitere Ähnlichkeit zu dem Erdbeben vom 19.09.2023, dessen Epizentrum weniger als 200 m entfernt liegt, besteht darin, dass auch das

Erdbeben vom 27.04.2022 nach den Modellierungsergebnissen deutlich oberhalb des Kupferhorizonts stattfand. Das könnte bedeuten, dass durch Spannungsänderungen in der Mine, die in dem Gebiet vergleichsweise tief liegt, eher darüberliegende Gesteinsschichten seismisch aktiv werden. Dazu ist zu bemerken, dass am 29.11.2016 ein Erdbeben mit hoher Magnitude in dem gleichen Abbaugebiet westlich des Abwasserbeckens stattfand (IS EPOS, 2017). Es könnte sein, dass durch dieses Erdbeben Schwächezonen im Deckgestein entstanden, die nun anfälliger für weitere seismische Aktivitäten in Gesteinsschichten oberhalb des Kupferhorizonts sind.
Auch das Erdbeben vom 13.08.2025 weist einen positiven isotropen Anteil auf, der jedoch in Frage gestellt werden muss, da die InSAR-Daten eindeutig eine Bodenabsenkung beschreiben. Der Beachball des deviatorischen Anteils des Bruchmechanismus zeigt eine symmetrische Kompression an zwei Seiten (Abb. 10). Es könnte sich hierbei um eine Stauchung einer Säule infolge des auflastenden Gesteinsdrucks handeln, bei der sich die Außenseiten der Gesteinssäule in Richtung der Hohlräume beugen. Möglicherweise kommt es in der Mitte der Säule dadurch zu einer Bruchöffnung. Dieser Vorgang könnte über mehrere Säulen hinweg passiert sein, da die Magnitude des Erdbebens mit 3.9 vergleichsweise hoch war. Diese Hypothese müsste durch eine wave- bzw. joint-Lösung überprüft werden, da zu diesem Erdbeben bisher nur InSAR-Daten verfügbar waren. Vermutlich stand der Bruchmechanismus in Verbindung mit einstürzenden Deckschichten, da vier Bergarbeiter leichte Verletzungen erlitten (Wyższy Urząd Górniczy, 2025).

4.4 Zusammenfassung und Ausblick

Insgesamt zeigt sich anhand der sechs untersuchten Erdbeben im Kupferabbaugebiet, dass die stattfindenden Prozesse je nach Lokation variieren. Im Rahmen der Vertrauensintervalle können den Erdbeben vier verschiedene Bruchmechanismen zugeordnet werden. Im Falle von den durch Sprengungen provozierten Erdbeben lässt sich ebenfalls der Prozess vor Eintritt des Erdbebens vermuten, wobei der Standort der Sprengungen nicht bekannt ist. Mithilfe der Modellierungsmethode, basierend auf der Wellenformähnlichkeit, ist vor allem der geophysikalische Prozess während des Erdbebens charakterisierbar. Aus den modellierten Bruchmechanismen in Kombination mit der Lokation und den geologischen Gegebenheiten ist zwar ersichtlich, wenn tektonische Schwächezonen aktiviert werden, aber der genaue Vorgang während des Erdbebens kann nicht immer mit vollständiger Sicherheit bestimmt werden, da Informationen über das lokale Spannungsfeld in der Mine fehlen. Die Besonderheit der InSAR-Methode ist, dass die Bodenbewegungsdaten alle Prozesse innerhalb eines Interferogramms vor, während und nach dem Erdbeben abbilden, sodass mehr Informationen, insbesondere zur Lokation der Erdbebenprozesse, gewonnen werden können.

Zusätzlich zu den sechs analysierten Erdbeben sind zukünftige Untersuchungen weiterer Erdbeben, die in ähnlichen Gebieten, z.B. nahe der Verwerfungszonen stattfanden, notwendig, um möglicherweise eine Systematik festzustellen, welche Bruchmechanismen an welchen Standorten wahrscheinlich sind. Am 11.07.2026 fand ein vergleichsweise starkes Erdbeben in der Nähe der Erdbeben vom 27.04.2022 und 19.09.2023 statt (EMSC, 2026), welches untersucht werden könnte, um die festgestellte Tendenz von

Erdbeben mit ähnlichem Mechanismus in geringer Tiefe in diesem Gebiet zu überprüfen. Außerdem wäre es hilfreich, die aktuellen Abbaugebiete und deren Verlaufsrichtung zu kennen, um bei zukünftigen Erdbeben einen Zusammenhang zwischen Spannungsänderungen durch den Kupferabbau und den auftretenden Bruchmechanismen herstellen zu können. Des Weiteren sind keine Informationen verfügbar, wo die Sprengungen im Abbaugebiet stattgefunden haben, welche für weitere Untersuchungen zu provozierten Erdbeben jedoch sinnvoll wären. Damit könnten auch Schutzmaßnahmen zugunsten der Minenarbeiter ergriffen werden, wenn basierend auf mehr Informationen zu den Minenaktivitäten die Lage besonders aktiver tektonischer Strukturen umfassender analysiert werden kann.

Seit April 2026 stellt der neuer Satellit Sentinel-1D des Copernicus Programms der ESA Radardaten bereit, da dieser ab Juli 2026 den Satelliten Sentinel-1A ablösen soll (EoPortal, 2026). In der Übergangsphase könnten 1-Tages-Interferogramme verfügbar sein und damit temporäre Dekorrelationen deutlich reduziert werden, da sich die Wiederkehrzeiten der Satelliten Sentinel-1A und -D von April bis Juni 2026 nur um einen Tag unterschieden (EoPortal, 2026).
Auch nach Ende der Mission von Sentinel-1A ist es für eine gute Auflösung der InSAR-Daten wichtig, die Satelliteninfrastruktur mit möglichst geringen Wiederkehrzeiten zu erhalten, sodass die Oberflächenverformungen schon bald nach dem Erdbeben aufgenommen werden können.

Hinsichtlich der Methodik wäre es für weitere Untersuchungen sinnvoll, bei der joint-Modellierung für jeden Parameter zu gewichten, zu welchem Anteil die InSAR- bzw. seismischen Wellendaten für die Modellierung verwendet werden sollen, um die Stärken und Schwächen der static- und wave-Modellierungen zu berücksichtigen. Bisher ist dies nur für die vollständige Modellierung, nicht für einzelne Parameter möglich. Dann könnte man testen, welchen Einfluss es auf die Stabilität des Modells hat, wenn die Lokation nur basierend auf den InSAR-Daten bestimmt wird, während die Parameter der Tiefe und des Bruchmechanismus, inklusive Magnitude, isotroper und DC-Anteil vorwiegend auf Grundlage der seismischen Wellendaten modelliert werden.

5 Danksagung

Ich bedanke mich herzlich bei allen, die zum Gelingen dieses Projekts beigetragen und mich unterstützt haben.
Allen voran gilt mein Dank Prof. Dr. Henriette Sudhaus und Dr. Sarah Moser, die das Projekt ermöglicht haben und mir über die gesamte Kooperationsphase hinweg fachlich zur Seite standen.
Außerdem richte ich ein großes Dankeschön an Anke Richert und Thomas Hermann sowie alle Kursleiterinnnen und Kursleiter des Hector-Seminars aus, die mich in den letzten sechs Jahren begleitet haben.
Schließlich bedanke ich mich bei dem Ehepaar Josephine Hector und Dr. h.c. Hans-Werner Hector, die mit ihrer Hector-Stiftung das Hector-Seminar ins Leben gerufen haben und so meine Begeisterung und Neugier für Naturwissenschaften geweckt und gefördert haben.
Sie alle haben es möglich gemacht, neue Türen zu öffnen und meinen Horizont zu erweitern.

6 Anhang

6.1 Parameter der best-Modelle

Tabelle 1: Vergleich Lokationen der Modellergebnisse mit LGCD-Kataloglösungen (IS EPOS, 2017).

	Distanz LGCD-Kataloglokation zu [m]		
Erdbeben [Datum]	static best model	wave best model	joint best model
2022-04-07	200	700	300
2022-04-27	590	400	600
2023-07-06		400	
2023-09-19	280	250	280
2023-09-26	920	800	940
2025-08-13			

Tabelle 2: Vergleich Tiefen der Modellergebnisse mit LGCD-Kataloglösungen (IS EPOS, 2017).
*) Lösung aus EMSC Katalog (EMSC, 2026).

	Erdbebentiefe [m]			
Erdbeben [Datum]	static best model	wave best model	joint best model	Katalog
2022-04-07	440	800	650	700
2022-04-27	250	700	500	800
2023-07-06		800		980
2023-09-19	450	600	600	800
2023-09-26	500	800	700	700
2025-08-13	650			3000*

Tabelle 3: Vergleich Magnituden der Modellergebnisse mit LGCD-Kataloglösungen (IS EPOS, 2017).
*) Lösung aus EMSC Katalog (EMSC, 2026).

	Momentenmagnitude M_w			
Erdbeben [Datum]	static best model	wave best model	joint best model	Katalog
2022-04-07	4.1	4.4	4.3	3.7
2022-04-27	3.2	3.8	3.7	3.7
2023-07-06		4.4		3.7
2023-09-19	3.8	4.1	3.9	3.8
2023-09-26	3.8	3.9	4.0	3.5
2025-08-13	3.9			4.3*

Tabelle 4: Isotroper Anteil des modellierten Bruchmechanismus.

	Gesamtanteil des Bruchmechanismus ≙ 1.0		
Erdbeben [Datum]	static best model	wave best model	joint best model
2022-04-07	- 0.85	- 0.8	- 0.75
2022-04-27	- 0.25	+ 0.15	- 0.5
2023-07-06		- 0.4	
2023-09-19	- 0.3	- 0.5	0.0
2023-09-26	- 0.4	- 0.4	- 0.5
2025-08-13	+ 0.2		

Tabelle 5: DC-Anteil des modellierten Bruchmechanismus.

	Gesamtanteil des Bruchmechanismus ≙ 1.0		
Erdbeben [Datum]	static best model	wave best model	joint best model
2022-04-07	0.1	0.2	0.1
2022-04-27	0.15	0.8	0.1
2023-07-06		0.3	
2023-09-19	0.1	0.1	0.4
2023-09-26	0.3	0.5	0.5
2025-08-13	0.3		

6.2 Boxplots

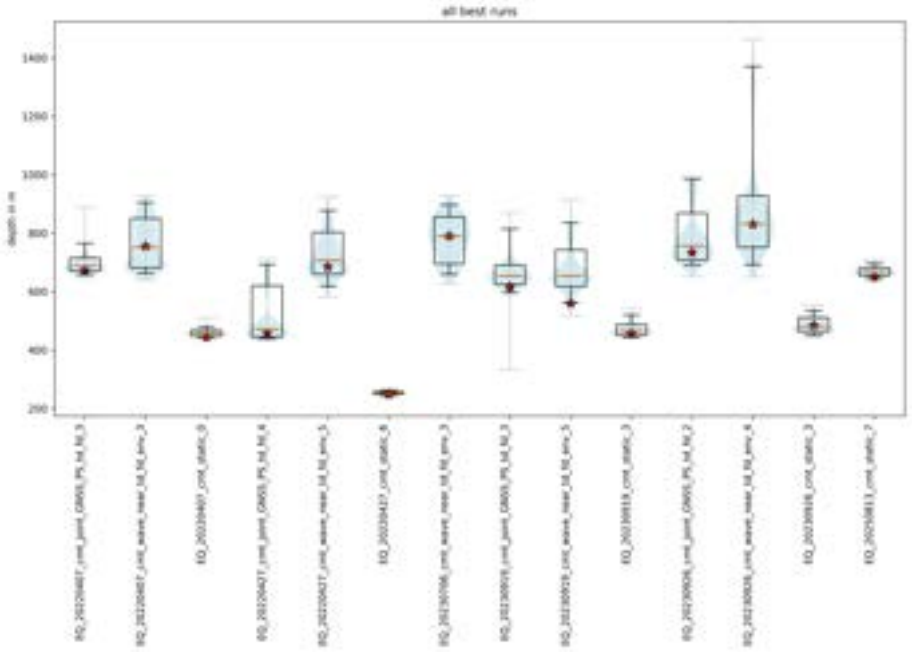


Abbildung 13: Modellierungsergebnisse der Tiefe als Boxplots. Der rote Stern markiert das beste Modell, der orange Strich stellt den Median dar. Innerhalb der Box befinden sich 68 % aller ensemble-Lösungen, zwischen den Stempeln 95 % aller Lösungen. Die blaue Kurve gibt die Verteilung der Lösungen innerhalb des max. und min. Werts (grauer Stempel) an.

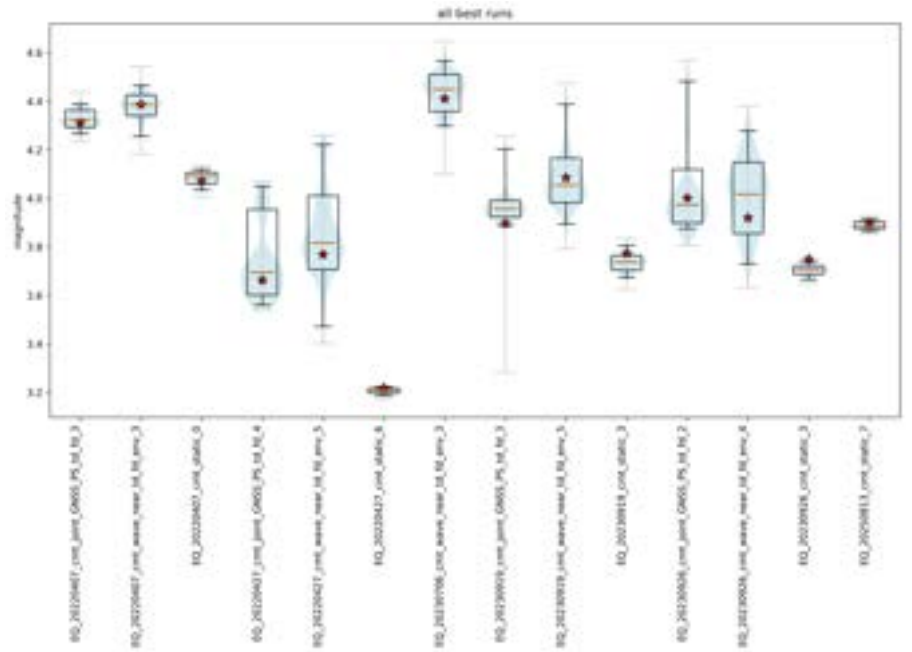


Abbildung 14: Modellierungsergebnisse der Magnitude als Boxplots (Symbolerläuterungen Abb. 13).

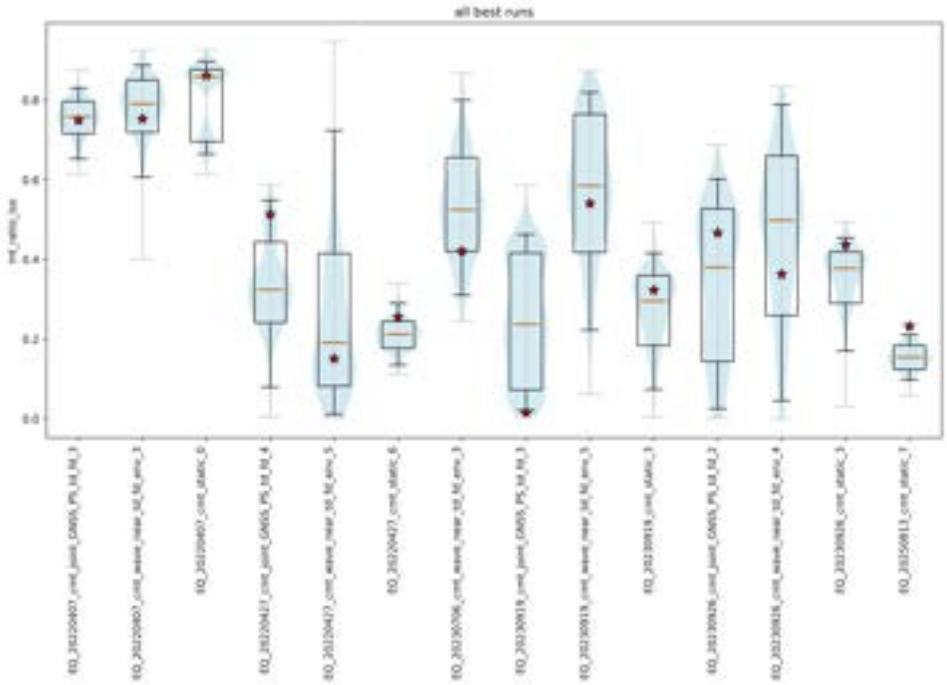


Abbildung 15: Modellierungsergebnisse des isotropen Anteils als Boxplots (Symbolerläuterungen Abb. 13).

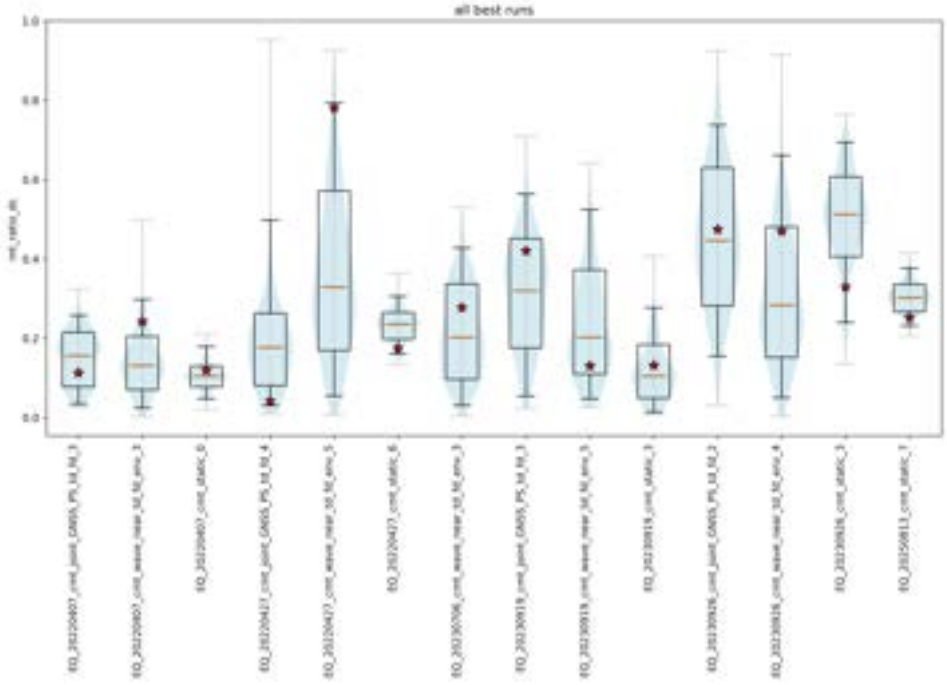


Abbildung 16: Modellierungsergebnisse des DC-Anteils als Boxplots (Symbolerläuterungen Abb. 13).

6.3 Selbstständigkeitserklärung

Ich versichere, dass ich die vorliegende Arbeit unter Beratung von Prof. Dr. Henriette Sudhaus und Dr. Sarah Moser selbstständig verfasst, nur die angegebenen Hilfsmittel und keine KI-basierten Tools verwendet habe. Alle Stellen, die dem Wortlaut oder dem Sinn nach anderen Werken, gegebenenfalls auch elektronischen Medien, entnommen wurden, sind von mir durch Angabe der Quelle kenntlich gemacht. Ebenso bestätige ich, dass die Arbeit in gleicher Weise oder ähnlicher Fassung noch nicht Bestandteil einer Studien- oder Prüfungsleistung war.

Waldbronn, 15.07.2026,

Katharina Jörg

Literatur

Australian Centre for Geomechanics (ACG) . Moment tensors - a practical guide. 2026. https://mxrap.com/documentation/theory/moment-tensor-guide/ [Zugriff am: 2026-06-06].

Baldenhofer Kurt. Radar-System. 2026. https://www.enso.info/fe-lexikon/lemma/radar-system [Zugriff: 2026-06-21].

Caputa Alicja, Rudziński Łukasz. Source analysis of post-blasting events recorded in deep copper mine, Poland // Pure and Applied Geophysics. 2019. 176, 8. 3451–3466.

Dahm Torsten, Krüger Frank. Moment tensor inversion and moment tensor interpretation // New manual of seismological observatory practice 2 (NMSOP-2). 2014. 1–37.

EoPortal . Copernicus: Sentinel-1. 2026. https://directory.eoportal.org/satellite-missions/copernicus-sentinel-1#references [Zugriff am: 2026-07-13].

Euro-Mediterranean Seismological Centre (EMSC) . Earthquake information. 2025. https://www.emsc.eu/Earthquake_information/earthquake_data.php?id=1846989 [Zugriff am: 2026-05-29].

Euro-Mediterranean Seismological Centre (EMSC) . Earthquake information. 2026. https://emsc-csem.org/Earthquake_information/earthquake_data.php?id=2024400 [Zugriff am: 2026-07-11].

Ferretti Alessandro, Monti-Guarnieri Andrea, Prati Claudio, Rocca Fabio. InSAR Principles: Guidelines for SAR Interferometry Processing and Interpretation. 2007. A8–A29.

Global Earthquake Model (GEM) . The OpenQuake-engine User Manual. 2022. https://docs.openquake.org/oq-engine/3.16/manual/glossary.html [Zugriff: 2026-06-27].

Głuszyński Andrzej, Aleksandrowski Paweł. Elementy tektoniki monokliny przedsudeckiej w rejonie kopalń rud miedzi i srebra miedzy Lubinem a Głogowem // Budowa geologiczna Polski. Tom 2. Tektonika. Warszawa: Polish Geological Institute-National Research Institute, 2026. 328–332.

Hanssen Ramon F. Radar interferometry: data interpretation and error analysis. 2001. 54–55.

Heidbach Oliver, Rajabi Mojtaba, Cui Xiaofeng, Fuchs Karl, Müller Birgit, Reinecker John, Reiter Karsten, Tingay Mark, Wenzel Friedemann, Xie Furen, others . The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales // Tectonophysics. 2018. 744. 484–498.

Heimann Sebastian, Isken Marius, Kühn Daniela, Sudhaus Henriette, Steinberg Andreas, Vasyura-Bathke Hannes, Daout Simon, Cesca Simone, Dahm Torsten. Grond - A probabilistic earthquake source inversion framework. 2018.

Heimann Sebastian, Isken Marius, Sudhaus Henriette, Steinberg Andreas, Vasyura-Bathke Hannes, Daout Simon. Kite - Software for Rapid Earthquake Source Optimisation from InSAR Surface Displacement. 2017a.

Heimann Sebastian, Kriegerowski Marius, Isken Marius, Cesca Simone, Daout Simon, Grigoli Francesco, Juretzek Carina, Megies Tobias, Nooshiri Nima, Steinberg Andreas, Sudhaus Henriette, Vasyura-Bathke Hannes, Willey Timothy, Dahm Torsten. Pyrocko - An open-source seismology toolbox and library. 2017b.

IS EPOS . Episode: LGCD. 2017. https://episodesplatform.eu/#episode:LGCD [Zugriff: 2026-07-04].

Jónsson Sigurjón, Zebker Howard, Segall Paul, Amelung Falk. Fault slip distribution of the 1999 M w 7.1 Hector Mine, California, earthquake, estimated from satellite radar and GPS measurements // Bulletin of the Seismological Society of America. 2002. 92, 4. 1377–1389.

KGHM Polska Miedz S.A . mining and enrichment. 2024. `https://kghm.com/pl/biznes/wydobycie-i-wzbogacanie` [Zugriff: 2026-06-09].

Li Han, Chang Xu. A review of the microseismic focal mechanism research // Science China Earth Science. 2021. 64. 351–363.

Lymperis Efstathios. QBeachball: A QGIS plugin for plotting focal mechanisms, based on the ObsPy library. 2025. `https://github.com/lymperis-e/qbeachball` [Zugriff: 2026-09-29].

OpenStreetMap contributors . Planet dump retrieved from https://planet.osm.org . 2026.

Pelzing Rolf. Erdbeben in Nordrhein-Westfalen // Sonderveröffentlichungen Geologischer Dienst NRW. 2008. 15–17.

Polish Geological Institute-National Research Institute (PGI) . Central Geological Database. 2023. `https://baza.pgi.gov.pl/en` [Zugriff am: 2026-05-28].

Sandwell D., Mellors R., Tong X., Xu X., Wei M., Wessel P. GMTSAR: An InSAR Processing System Based on Generic Mapping Tools. 2016. Retrieved from `http://topex.ucsd.edu/gmtsar/tar/GMTSAR_2ND_TEX.pdf` [Zugriff: 2026-09-29].

Sudhaus Henriette. Step-by-step instructions on Postprocessing InSAR data for modeling in Grond with kite. 2025. 2–9.

Walther Sabine, Borg Gregor. Der Kupferschiefer in Deutschland und Polen – Metallanreicherungen an der Zechsteinbasis und deren bergbauhistorische und ökonomische Bedeutung // 19. Internationaler Bergbau- & Montanhistorik-Workshop 2016. 2016. 33–35.

Witkowski Wojciech T, Łucka Magdalena, Guzy Artur, Sudhaus Henriette, Barańska Anna, Hejmanowski Ryszard. Impact of mining-induced seismicity on land subsidence occurrence // Remote Sensing of Environment. 2024. 301. 113934.

Wyższy Urząd Górniczy . Wypadki zbiorowe 2022. 2022. `https://www.wug.gov.pl/bhp/wyp_zb_2022` [Zugriff am: 2026-06-04].

Wyższy Urząd Górniczy . Wypadki zbiorowe 2023. 2023. `https://www.wug.gov.pl/bhp/wyp_zb_2023` [Zugriff am: 2026-05-27].

Wyższy Urząd Górniczy . Wypadki zbiorowe 2024. 2024. `https://www.wug.gov.pl/bhp/wyp_zb_2024` [Zugriff am: 2026-06-04].

Wyższy Urząd Górniczy . Wypadki zbiorowe 2025. 2025. `https://www.wug.gov.pl/bhp/wyp_zb_2025` [Zugriff am: 2026-05-27].