

Verbundprojekt MAGS

-Konzepte zur Begrenzung der mikroseismischen Aktivität bei der energetischen Nutzung geothermaler Systeme im tiefen Untergrund.

Einzelprojekt 7: Prognose der möglichen induzierten Seismizität im Kristallin in Auswertung der flutungsbedingten Ereignisse im Bergbaurevier Aue/Schlema.

Abschlußbericht des Institutes für Geotechnik über die im Projekt durchgeführten Arbeiten.

Projektleiter:

Prof. Dr.-Ing. habil. Heinz Konietzky (Institut für Geotechnik, TU Bergakademie Freiberg)

Bearbeiter:

Dipl.-Geophys. Holger Schütz (Institut für Geotechnik, TU Bergakademie Freiberg)

Dipl.-Geophys. Reinhard Mittag (Institut für Geophysik, TU Bergakademie Freiberg)

Mitwirkung: Dr.-Ing. Olaf Wallner (Wismut GmbH)

Förderung: Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz, Bau und Reaktorsicherheit

Förderkennzeichen: 0325191F

Betreuung: Projektträger Jülich

Datum: 31.03.2014

.....
Prof. Dr.-Ing. habil. Heinz Konietzky

Das im Bericht zugrunde liegende Vorhaben wurde mit Mitteln des Bundesministeriums für Umwelt, Naturschutz, Bau und Reaktorsicherheit unter dem Förderkennzeichen 0325191F gefördert.

Die Verantwortung für den Inhalt dieser Veröffentlichung liegt bei den Autoren.

Die in diesem Bericht getroffenen Aussagen und entwickelten Lösungsansätze gelten stets für die genannten Parameter (Randbedingungen, Gesteinskennwerte, geologische Situation, etc.). Eine Übertragung auf andere Konstellation ist ohne vorherige Prüfung nicht zulässig.

Inhaltsverzeichnis:

Zusammenfassung	7
1 Einleitung	8
1.1 Hintergrund und Aufgabenstellung	8
1.2 Voraussetzungen unter denen das Projekt durchgeführt wurde	9
1.3 Stand der Wissenschaft und Technik	9
1.4 Planung und Ablauf des Vorhabens	10
1.5 Zusammenarbeit mit Dritten	10
2 AP 1 Messnetzerweiterung	11
2.1 Vorhandene Messnetze	11
2.2 Messnetzerweiterung (TUBAF-Netz)	16
2.2.1 Aufstellung einer weiteren Offline-Station	16
2.2.2 Aufstellung einer weiteren Online-Station	18
3 AP 2 Datenaufbereitung	20
3.1 Katalogisierung/Klassifizierung der Wismut-Daten	20
3.2 Katalogisierung/Klassifizierung der TUBAF-Daten	20
3.3 Zusammenstellung der Daten zum Primärspannungsfeld	20
4 AP 3 Abgleich der verschiedenen seismologischen Netze	24
4.1 Abgleich der Magnituden und Ortungsergebnisse sowie Signalanalyse als Grundlage für die gemeinsame Dateninterpretation	24
4.2 Hypozentrenvergleich	26
4.3 Erstellung von Geschwindigkeitsmodellen	28
5 AP 4 Datenanalyse	30
5.1 Ermittlung von Herdparametern	30
5.2 Korrelation der induzierten Seismizität mit in-situ Spannungsfeld, Teufe, Geologie, Geomechanik, Bergbau und Flutungsprozess	35
5.3 Analyse makro- und mikroseismischer Daten im Bereich der Gera-Jáchymov-Störungszone im Umfeld der Grube	40
5.3.1 Makroseismische Beobachtungen	40
5.3.2 Mikroseismische Beobachtungen	42
5.4 Erstellung von Magnituden-Häufigkeitsverteilungen und daraus abgeleiteter Maximalmagnituden für natürliche und induzierte Seismizität	44
5.5 Ableitung von Dämpfungsbeziehungen für Lokalmagnitude und maximaler Schwinggeschwindigkeit zur Ableitung der seismischen Gefährdung	48
6 AP 5 Dateninterpretation	53
6.1 Beurteilung der tektonischen Situation am Standort Aue	53
6.2 Vergleich der natürlichen Seismizität des Standortes Aue mit anderen Standorten	57
6.3 Ableitung von Prognoseparametern für geothermisch induzierte Seismizität am Standort Aue	58
7 AP6 Schlussfolgerungen	61
7.1 Erarbeitung von Empfehlungen für seismische Überwachung eines potentiellen Geothermieprojektes im Kristallin unter besonderer Berücksichtigung potentieller Standorte in Sachsen	61
7.2 Ableitung optimaler Netzkonfigurationen zur Erfassung der Herdparameter induzierter Ereignisse	61
7.3 Ableitung von Prognoseparametern für andere potentielle Geothermie-Standorte in Sachsen	63
8 AP 7 Kontinuierliche Datenaufbereitung	64
8.1 Digitalisierung und 3D-Darstellung des Grubengebäudes	64

8.2	Kontinuierliche Registrierung und Auswertung von seismischen Registrierungen im Zeitraum	70
8.3	Abschließende Einarbeitung der Ereignisse in die entwickelte Auswertemethodik..	72
8.4	Begleitende HM-gekoppelte geomechanische numerische Simulationen zur Dateninterpretation	74
9	Zusammenfassung und Bewertung der Ergebnisse.....	79
9.1	Erzielte Ergebnisse	79
9.2	Voraussichtlicher Nutzen und Verwertbarkeit der Ergebnisse	79
10	Literatur	80

Abbildungsverzeichnis:

Abbildung 2-1:	Karte der Standorte des Stationsnetzes, aktuelle Standorte rot bzw. grün (Bildquelle: Google Earth)	11
Abbildung 2-2:	Seismische Überwachungsanlage 3, Hauptanlage Schacht 371	13
Abbildung 2-3:	Verteilung der Geophone im Gebiet Schlema-Alberoda (Stand 2012).	14
Abbildung 2-4:	Stationsübersicht der Regionalnetze (Bildquelle: SXWEB 2013)	15
Abbildung 2-5:	Standort der Station WIS im Kernlager der Wismut GmbH	16
Abbildung 2-6:	Standort der Offline-Station AUJ im Keller eines Wohnhauses.....	17
Abbildung 2-7:	Standort der Offline-Station AUZ im Keller eines Wohnhauses.....	18
Abbildung 2-8:	Blick auf die Station AUZ	18
Abbildung 2-9:	Standort der Station GA1 im Keller des Hauptgebäudes	19
Abbildung 2-10:	Blick auf die Station GA1	19
Abbildung 3-1:	Spannungen aus der World-Stress-Map (Untersuchungsgebiet rot) (Bildquelle: GFZ 2008).....	21
Abbildung 3-2:	Orientierungen der horizontalen Hauptspannungen im Südostteil der ehemaligen DDR (Bildquelle: Bankwitz 1993)	22
Abbildung 3-3:	Felder mit unterschiedlichen rezenten Bewegungstendenzen (Bildquelle: Bankwitz 1993).....	23
Abbildung 4-1:	Zeitliche Verteilung induzierter seismischer Ereignisse in Abhängigkeit von der Lokalmagnitude M_L mit Kennzeichnung der Ereignisse, die nur vom Wismutnetz (rot) oder nur vom Offlinenetz der TU Bergakademie Freiberg (grün) bzw. durch beide Netze (schwarz) registriert wurden	24
Abbildung 4-2:	Absolute und kummulative Magnituden-Häufigkeitsverteilung der vom Wismut-Messnetz erfassten induzierten seismischen Ereignisse seit 1993	25
Abbildung 4-3:	Absolute und kummulative Magnituden-Häufigkeitsverteilung der vom Offline-Stationsnetz erfassten induzierten seismischen Ereignisse seit 1998	26
Abbildung 4-4:	Abweichung der Epizentren der relativen (HYPODD - rot) bzw. absoluten Lokalisierung (XNSLOC - blau) des Offline-Stationsnetzes zu Referenzereignissen des WISMUT-Messnetzes	27
Abbildung 4-5:	Abweichung der Herdtiefen der relativen (HYPODD - rot) bzw. absoluten Lokalisierung (XNSLOC - blau) des Offline-Stationsnetzes zu Referenzereignissen des WISMUT-Messnetzes.	28
Abbildung 4-6:	3D-Geschwindigkeitsmodell (P-Wellengeschwindigkeit)	29
Abbildung 4-7:	3D-Geschwindigkeitsmodell mit Granitoberkante (grau).....	29
Abbildung 5-1:	Eckfrequenzen in Abhängigkeit der Momentenmagnitude.....	30
Abbildung 5-2:	Herdradien in Abhängigkeit der Momentenmagnitude	31
Abbildung 5-3:	lineare Interpolation über logarithmierte Herdradien	31
Abbildung 5-4:	Vergleich der Abschätzung mit den Messwerten	32
Abbildung 5-5:	Dislokation in Abhängigkeit der Momentenmagnitude	32
Abbildung 5-6:	Lineare Regression über logarithmierte Dislokationen	33
Abbildung 5-7:	Vergleich der Messwerte der Dislokation mit der Abschätzung	33
Abbildung 5-8:	Vergleich der Messwerte mit der nachträglich angepassten Abschätzung	34

Abbildung 5-9: Spannungsabfall in Abhängigkeit der Momentenmagnitude.....	35
Abbildung 5-10: Zeit-Tiefen-Verteilung der seismischen Ereignisse im Granit und Flutungspegel.....	36
Abbildung 5-11: Zeit-Tiefen-Verteilung der seismischen Ereignisse im Schiefer und Flutungspegel.....	36
Abbildung 5-12: Korrelation Seismizität / Flutung für Hypozentren im Granit	37
Abbildung 5-13: Korrelation Seismizität / Flutung für Hypozentren im Schiefer	38
Abbildung 5-14: Korrelation Seismizität / Flutung für alle Hypozentren	39
Abbildung 5-15: Orientierung der Herdflächen von Herd 1 im Flutungsverlauf.....	40
Abbildung 5-16: Makroseismisch zugeordnete Erdbebenherde im Untersuchungsgebiet seit 1523 (Größe der Epizentren ist proportional zur Epizentralintensität)	41
Abbildung 5-17: Mikroseismisch lokalisierte Erdbebenherde im Untersuchungsgebiet seit 2001 (Größe der Epizentren ist proportional zu M_L).....	43
Abbildung 5-18: Zeitliche Verteilung der von SXNET erfassten Erdbeben seit 2001.....	44
Abbildung 5-19: Absolute (blau) und Kumulative (rot) Magnituden-Häufigkeits-Verteilung der von SXNET erfassten Erdbeben seit 2001.....	45
Abbildung 5-20: Magnitudenhäufigkeitsverteilung induzierter seismischer Ereignisse im Bereich der Grube Schlema-Alberoda auf der Basis abgeleiteter Lokalmagnitudenwerte des Offline-Stationsnetzes der TU Bergakademie Freiberg.....	46
Abbildung 5-21: Magnitudenhäufigkeitsverteilung induzierter seismischer Ereignisse im Bereich der Grube Schlema-Alberoda auf der Basis der durch das Wismut-Geophonnetz berechneten Momentenmagnitude mit Differenzierung für Ereignisse im Granit und Schiefer	47
Abbildung 5-22: Abschätzung der Maximalmagnitude induzierter seismischer Ereignisse im Bereich der Grube Schlema/Alberoda auf der Basis eines linearen und nichtlinearen Modells der Gutenberg-Richter-Beziehung	48
Abbildung 5-23: Beispiel für die lineare Regression einer Magnitudenklasse.....	49
Abbildung 5-24: Abhängigkeit der Anfangsamplitude von der Momentenmagnitude.....	50
Abbildung 5-25: Berechnung für ein Beben der Momentenmagnitude $M_{Mom} = 1$	51
Abbildung 5-26: Berechnung für verschiedene Momentenmagnituden	51
Abbildung 5-27: Berechnung für $M_{Mom} = 2$ mit Unsicherheit +/- 1 Standardfehler.....	52
Abbildung 6-1: Mikroerdbeben im Umfeld der Grube Schlema/Alberoda, detektiert durch das SXNET Stationsnetz (Bildquelle: Google Earth)	54
Abbildung 6-2: Herdflächenlösungen für Erdbeben in Westsachsen	56
Abbildung 6-3: Herdflächenlösung eines Mikrobebens in der Umgebung der Grube Schlema/Alberoda am 5.8.2006 19:17 Uhr UTC in einer Tiefe von 17,6 km mit $M_L = 1,0$	57
Abbildung 6-4: Erschütterungskarte für ein hypothetisches Beben in 5 km Tiefe (Zahlenwerte in mm/s).....	59
Abbildung 6-5: Berechnete Schwinggeschwindigkeiten aus Abbildung 6-4 auf dem digitalen Geländemodell	60
Abbildung 7-1: Beispiel einer optimalen Netzkonfiguration mit neun Stationen	62
Abbildung 7-2: Untersuchung für induzierte Seismizität (Quelle: Kwiatek 2010)	63
Abbildung 8-1: Georeferenzierte Karten in Gocad / Blick von Süden / leicht verkippt	64
Abbildung 8-2: Georeferenzierte Karten mit digitalisierter Störungszone	65
Abbildung 8-3: Oberkante des Granits (rot) mit digitalisierten Schächten (grün).....	66
Abbildung 8-4: Modell der Hauptstörungen mit allen seismischen Ereignissen.....	66
Abbildung 8-5: Digitalisierte Abbauregionen (weiß) auf der 120 m Sohle.....	67
Abbildung 8-6: Idealisierendes Modell der Abbauregion.....	68
Abbildung 8-7: Geologisches Modell vorbereitet für numerische Simulation	69
Abbildung 8-8: Äußerer Rahmen um das Modell (schwarz).....	70
Abbildung 8-9: Cluster vom 24.01.2012 bis 29.01.2012	71
Abbildung 8-10: Cluster vom 24.01.2012 bis 29.01.2012 (vergrößert)	71
Abbildung 8-11: Herdflächenlösungen für die stärkeren Ereignisse des Clusters	72
Abbildung 8-12: Schematische Übersicht der Auswertemethodik.....	73
Abbildung 8-13: Klufbewegungen nach der Abbauphase: Scherbrüche (blau) / Zugbrüche (rot).....	75

Abbildung 8-14: Kluftbewegungen während der Flutungsphase: Scherbrüche (blau) / Zugbrüche (rot).....	76
Abbildung 8-15: minimale Hauptspannungen in 1000 m u. NN vor dem Abbau (zukünftiges Abbauggebiet schwarze Linie)	77
Abbildung 8-16: minimale Hauptspannungen nach dem Abbau in 1000 m u. NN (Abbauggebiet schwarze Linie).....	78
Abbildung 8-17: minimale Hauptspannungen in 1000 m u.NN nach der Flutung	78

Tabellenverzeichnis:

Tabelle 2-1: Verteilung der Geophone.	13
Tabelle 2-2: Standorte der SXNET-Stationen (Quelle: SXWEB 2013)	15
Tabelle 4-1: Benutzte Geschwindigkeitsmodelle.....	27
Tabelle 5-1: Parameter der Magnitudenhäufigkeitsverteilung induzierter seismischer Ereignisse im Bereich der Grube Schlema-Alberoda auf der Basis abgeleiteter Lokalmagnitudenwerte des Offline-Stationsnetzes der TU Bergakademie Freiberg.....	46
Tabelle 5-2: Parameter der Magnitudenhäufigkeitsverteilung induzierter seismischer Ereignisse im Bereich der Grube Schlema-Alberoda auf der Basis der durch das Wismut-Geophonnetz berechneten Momentenmagnitude mit Differenzierung für Ereignisse im Granit und Schiefer	47
Tabelle 6-1: Mikroerdbeben im Umfeld der Grube Schlema/Alberoda, detektiert durch die Stationen des Sachsenetzes (SXNET)	53
Tabelle 6-2: Vergleich ausgewählter Standorte	58

Zusammenfassung

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, die mögliche induzierte Seismizität für petrothermale Geothermieranlagen abzuschätzen. Da es zu Projektbeginn kein petrothermales Geothermiekraftwerk in Deutschland gab, wurden alternativ die umfangreichen Daten der Flutung der Uranerzgrube Schlema/Alberoda ausgewertet. Dazu wurden die seismologischen Daten aufbereitet und mit geologischen und geotechnischen Daten sowie dem Bergbau- und Flutungsprozess einer gemeinsamen Auswertung unterzogen. Als Ergebnis konnte ein Zusammenhang der induzierten Seismizität mit der Flutung nachgewiesen werden, welcher auch durch die numerischen 3D-Modellierungen bestätigt wurde. Weiterhin wurden Maximalmagnituden, ermittelt aus den gemessenen Magnituden im Untersuchungsgebiet, sowohl für natürliche als auch für induzierte Seismizität abgeleitet. Außerdem wurde die Untergrunddämpfung untersucht, um die maximale Schwinggeschwindigkeit an der Oberfläche abschätzen zu können. Als ein weiteres Ergebnis werden Empfehlungen zur optimalen seismologischen Überwachung von petrothermalen Geothermiekraftwerken gegeben.

1 Einleitung

1.1 Hintergrund und Aufgabenstellung

Die Bundesregierung hat einen schrittweisen Ausstieg aus fossilen Energieträgern beschlossen. Das Ziel ist eine deutliche Reduzierung des CO₂-Anteils in der Erdatmosphäre sowie eine größere Unabhängigkeit von endlichen fossilen Energieträgern. Das CO₂ steht im Verdacht eine unerwünschte Klimaerwärmung verursachen zu können. Deshalb soll die Entwicklung und der Neubau CO₂ neutraler Energieversorgungen gefördert werden. Die tiefe Geothermie erfüllt diese Anforderungen und ist, im Gegensatz zu Wind- und Solarenergie, sogar grundlastfähig. Der Neubau neuer tiefer Geothermieranlagen ist durch das Auftreten induzierter Seismizität in der Nähe von einzelnen Geothermieranlagen ins Stocken gekommen.

Die angestrebten Ziele des Vorhabens sind:

- Abgleich der Magnituden, Ortungsergebnisse und Signalanalysen zwischen dem Netz der Wismut GmbH und dem Netz der TU Bergakademie Freiberg als Grundlage für eine gemeinsame Datenverarbeitung,
- Auswertung der natürlichen Seismizität und Korrelation zur induzierten Seismizität,
- Korrelation der induzierten Seismizität mit in-situ Spannungsfeld, Geologie, Geomechanik, Bergbau, Teufe sowie Ableitung von Flutungsparametern für fluidinduzierte Seismizität,
- Abschätzung von Herdparametern und Prognose von maximalen Magnitudenwerten für induzierte Seismizität während der Flutung,
- Erstellung von Magnituden-Häufigkeitsverteilungen und daraus abgeleitete Maximalmagnituden für natürliche und induzierte Seismizität,
- Ableitung von Dämpfungsbeziehungen zwischen Lokalmagnitude und maximaler Schwinggeschwindigkeit zur Abschätzung der seismischen Gefährdung,
- Ableitung von Prognoseparametern für geothermisch induzierte Seismizität aus bergbauinduzierter und natürlicher Seismizität
- Vergleich der im Raum Aue registrierten induzierten Seismizität mit der induzierten Seismizität an anderen Geothermiestandorten und Aussagen zu anderen potentiellen Geothermiestandorten in Sachsen,
- Erstellung von Empfehlungen zur optimalen seismischen Überwachung eines potentiellen Geothermieprojektes im Kristallin.

1.2 Voraussetzungen unter denen das Projekt durchgeführt wurde

Der bisherige Kenntnisstand für geothermisch induzierte Seismizität im Kristallin ist verglichen mit anderen geothermischen Systemen gering.

Diese Wissenslücken sollen, angeregt durch das Forschungsprojekt „Tiefengeothermie Sachsen“ (LFULG 2010) gefüllt werden. Weiterhin soll potentiellen Betreibern von petrothermalen Geothermieranlagen eine Entscheidungsgrundlage geschaffen werden.

Mit der Datengrundlage der Wismut GmbH steht einmaliger umfangreicher Fundus an mikro-seismologischen Daten und vielen hochwertigen Zusatzinformation zur Verfügung. Durch den Bergbau ist der Standort eines der bestuntersuchtesten Gebiete in Sachsen.

Der Antragsteller inkl. seiner Arbeitsgruppe verfügt neben der geomechanischen Expertise auch über Detailkenntnisse im betreffenden Untersuchungsgebiet (z.B. Konietzky 1989, Konietzky & Stoll 1992). Weiterhin existiert eine langjährige spezielle Expertise in Bezug auf numerische Spannungsfeldsimulationen, Hydraulic Fracturing und induzierte Seismizität (z.B. Konietzky 1999, Konietzky 2005, Billaux & Konietzky 2005, Konietzky & Rummel 2004, Hagedorn & Konietzky 2005, Heinicke et al. 2009).

Damit auch eine vollständige seismologische Expertise für das Projekt vorliegt, konnte das Institut für Geophysik der TU Bergakademie Freiberg eingebunden werden sowie ein Geophysiker (H. Schütz) zur Projektbearbeitung gewonnen werden.

1.3 Stand der Wissenschaft und Technik

Das Problem der induzierten Seismizität bei der Nutzbarmachung tiefer geothermischer Lagerstätten war zum Projektbeginn international noch wenig erforscht (z.B. Tester et al. 2006, Kraft et al. 2009). Besonders das Deep Heat Mining Projekt in Basel, bei dem es 2006 zu einem seismischen Ereignis der Lokalmagnitude $M_L = 3.4$ kam, warf wichtige wissenschaftliche Fragen über die Beherrschbarkeit des seismischen Risikos zukünftiger petrothermaler Geothermieprojekte auf. Das Ereignis führte zu erheblichen Bedenken seitens der Geothermiebetreiber, der Geldgeber und der Bevölkerung, was zukünftige Geothermieprojekte verhinderte oder zumindest erheblich erschwerte.

Der Ist-Stand zur Antragstellung lässt sich folgendermaßen beschreiben: die Grube Aue-Schlema wird durch ein BetreiberNetz (Wismut-Netz) und ein Offline-Netz der TU-Freiberg überwacht. Zusätzlich kann das regionale Sachsenetz (SXNET) Ereignisse aus dem Gebiet erfassen. Alle Netze liefern routinemäßig Basisparameter (Herdzeit, Herdort, Magnitude) in verschiedenen Genauigkeiten.

Weiterhin war bekannt, dass die Grube geflutet sowie der Flutungspegel regelmäßig überwacht wird und seitens des Betreibers umfangreiche Kenntnisse bezüglich Geologie, Geomechanik und Bergbau bis etwa 2000 m Tiefe vorliegen.

Im Rahmen einer Promotion am Lehrstuhl für Felsmechanik der TU Bergakademie Freiberg wollte Herr Künzel (C&E GmbH) neuartige Ortungsalgorithmen zur präzisen Ortung von Mikrobeben entwickeln und testen. Teilergebnisse wurden während der Projektlaufzeit veröffentlicht (Künzel 2013).

Seitens des sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie wurde im Rahmen des Projektes „Tiefengeothermie Sachsen“ (LfULG 2010) in Zusammenarbeit mit der Wismut GmbH und der TU Freiberg ein aktuelles regionalgeologisches 3D-Modell vom Untersuchungsgebiet sowie ein Spannungsfeldmodell erstellt.

1.4 Planung und Ablauf des Vorhabens

Die angeführten Zielstellungen sollten sowohl durch statistische als auch durch numerische Ansätze erreicht werden. Dazu sollte die Datenbasis ausgebaut, aufbereitet und homogenisiert werden.

Aus den Schwerpunkten des Projekts wurden 7 Arbeitspakete (AP) abgeleitet:

- AP1: Messnetzerweiterung des Stationsnetzes der TU Bergakademie Freiberg
- AP2: Datenaufbereitung
- AP3: Abgleich der verschiedenen seismologischen Netze
- AP4: Datenanalyse
- AP5: Dateninterpretation
- AP6: Schlussfolgerungen
- AP7: Kontinuierliche Datenaufbereitung und Datenauswertung

1.5 Zusammenarbeit mit Dritten

Das Projekt ist in Zusammenarbeit mit der Wismut GmbH und dem sächsischen Landesamt für Umwelt Landwirtschaft und Geologie entstanden. Die einzelnen Projektpartner trugen mit ihrer Expertise wie folgt bei:

Wismut GmbH, Chemnitz:

- Bereitstellung der seismologischen Daten,
- Bereitstellung von Informationen zum Bergbau,
- Bereitstellung und Darstellung detaillierter geologischer Informationen im Grubenumfeld,
- Bereitstellung geotechnischer Daten,
- Projektbegleitung;

Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie als kooperativer Partner:

- Bereitstellung von Kartenmaterial und geologischen Grobmodellen,
- Geologische Expertise außerhalb des Grubengebietes.

konnte ein Stationsnetz konfiguriert werden, welches alle Herdgebiete mit nahezu äquidistanter azimuthaler Stationsabdeckung umschließt und mit einer Zentralstation eine sehr genaue Herdtiefenbestimmung induzierter seismischer Ereignisse absichert. Damit konnte ein im Hinblick auf die Erfassung von Herdparametern optimales Stationsnetz konfiguriert werden.

Geräteausstattung:

Die Offline-Stationen sind mit Datenloggern vom Typ MARS88/OD bzw. MARSLite sowie mit kurzperiodischen 3-Komponenten-Seismometern vom Typ LE3D-1s der Firma Lennartz-Elektronik Tübingen aus Deutschland (<http://www.lennartz-electronic.de>) ausgestattet. Die Datenspeicherung erfolgt auf optische Platten mit einer Kapazität von 650 MB (MARS88/OD) bzw. auf Speicherkarten mit einer Kapazität von 2 GB (MARSLite).

Die Offline-Stationen werden aufgrund des begrenzten Datenspeichers für Dauermessungen vorwiegend im Triggermodus betrieben, welcher durch einen STA/LTA Trigger realisiert wird.

Stationsnetz der Wismut GmbH (Wismut-Netz)

Entsprechend der bergrechtlichen Zulassung des Abschlussbetriebsplanes für die Lagerstätte Schlema-Alberoda ist das seismische Regime der Grube bis zum Abschluss der Flutung zu überwachen. Auf Grundlage dieser Nebenbestimmung wurde ab 1991 die seismische Überwachungsanlage 3, die die Spezifika der Flutung berücksichtigen musste, konzipiert.

Gemeinsam mit der Firma C&E GmbH, Chemnitz und der Firma DMT Essen wurde die seismische Überwachungsanlage 3 aufgebaut und im April 1993 in Betrieb genommen. Als Zentraleinheit dient eine „MoSDaS“-Anlage der DMT (Abbildung: 2-2). Standort ist das Zechenhaus Schacht 371. Die Datenübertragung und Stromversorgung der Geophone erfolgt über das betriebliche Telefonnetz.



Abbildung: 2-2: Seismische Überwachungsanlage 3, Hauptanlage Schacht 371

Tabelle 2-1: Verteilung der Geophone.

Lage	Anzahl
über Tage	23
+60-m-Sohle	2
Markus-Semmler-Sohle	13
-60-m-Sohle	2
-885-m-Sohle	1 Hydrophon

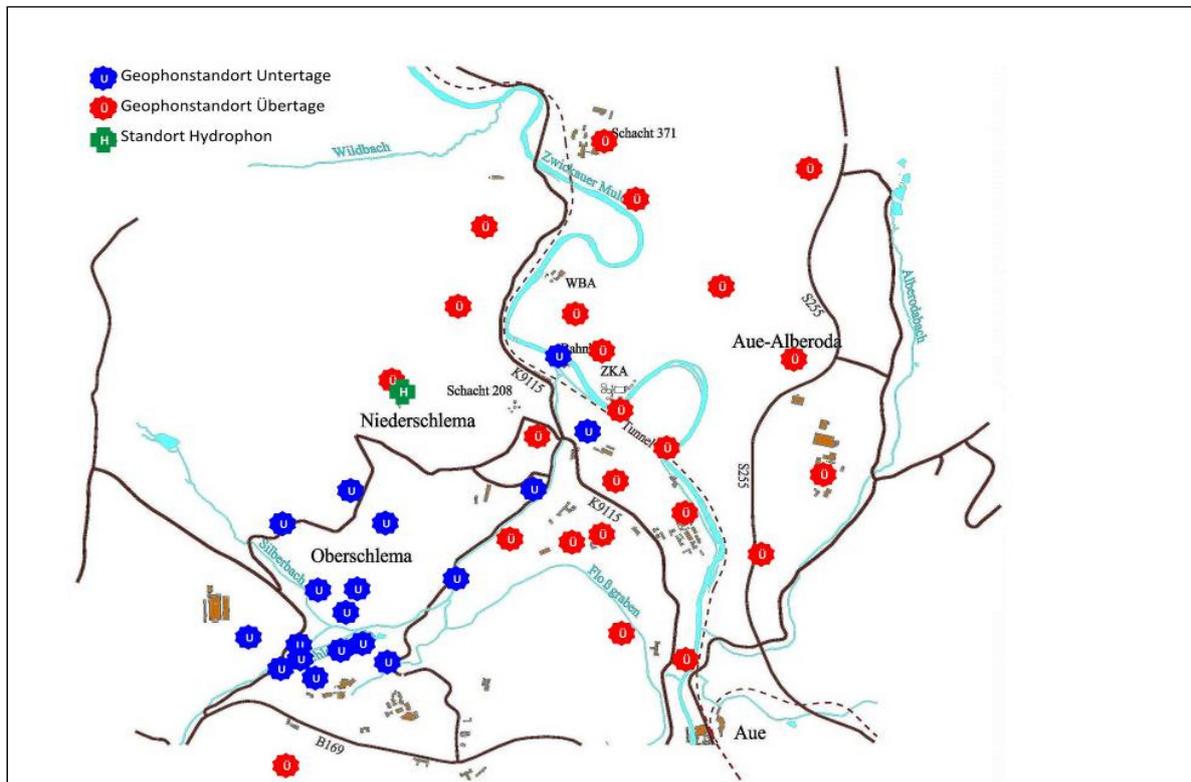


Abbildung: 2-3: Verteilung der Geophone im Gebiet Schlema-Alberoda (Stand 2012).

Bereits Ende 1993 waren 16 Geophone (Geschwindigkeitsaufnehmer) angeschlossen. Als Schwingungsaufnehmer wurden zuerst Geophone mit einer Eigenfrequenz von 14 Hz, später von 4,5 Hz eingesetzt. Die obere Grenze von ca. 400 Hz ergibt sich aus der Digitalisierungsrate der Anlage. Es werden hauptsächlich Z-Geophone, die die vertikale Schwingungskomponente aufzeichnen, eingesetzt. Zur Abschätzung der horizontalen Schwingungskomponenten waren bis 2005 zwei 3D-Geophone im Einsatz.

Auf Grund des steigenden Flutungswasserspiegels mussten die Geophone systematisch auf höhere Sohlen bzw. bis nach über Tage umgesetzt werden. Dadurch nahm die vertikale Ausdehnung des Geophonnetzes ständig ab. Zur teilweisen Kompensation dieser Einschränkung wurden im Jahr 1995 zwei Hydrophone in die Röhren der ca. 1500 m bzw. 1000 m tiefen Schächte 382 und 371 gehangen. Aufgrund der Verwahrung des Schachtes 371 ist nur noch das Hydrophon im Schacht 382 in Betrieb.

Im Jahr 1999 wurde zur Einbeziehung des Lagerstättenteils Oberschlema die seismische Überwachungsanlage 3 mit einer mobilen „MoSDaS-Anlage“ erweitert. Diese Anlage ist im Besucherbergwerk Schacht 15IIb in Oberschlema stationiert. Beide Anlagen sind miteinander gekoppelt, so dass bei einem Ereignis beide Anlagen gleichzeitig aufzeichnen.

An die seismische Überwachungsanlage 3 sind zum Stand August 2012 40 Z-Geophone und 1 Hydrophon, verteilt im tagesnahen Grubenfeld und über Tage, angeschlossen (Abbildung: 2-3 und Tabelle 2-1).

Sachsennetz (SXNET)

Das Sachsennetz wird gemeinsam durch die Universität Leipzig und die TU Bergakademie Freiberg betrieben. Es umfasst neun Stationen, welche hauptsächlich im Südwesten Sachsens aufgestellt sind (Stand 2013).

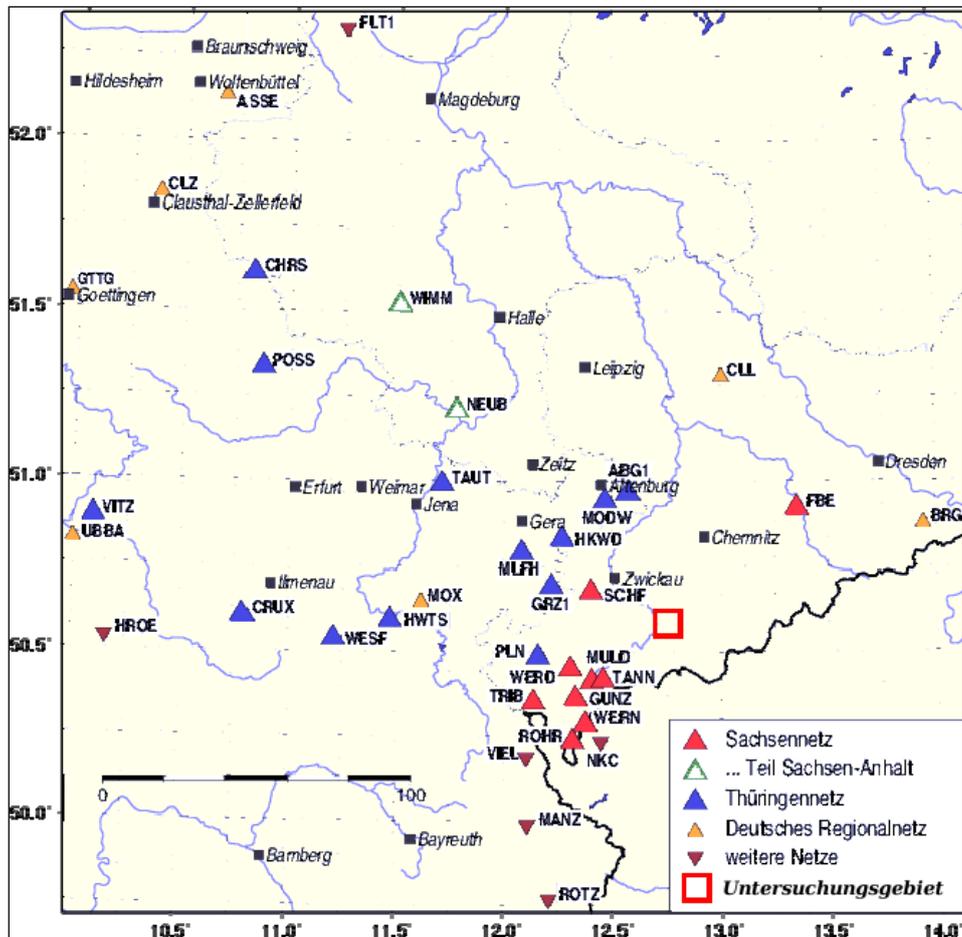


Abbildung 2-4: Stationsübersicht der Regionalnetze (Bildquelle: SXWEB 2013)

Die Nähe der SXNET-Stationen zum Untersuchungsgebiet wirkt sich positiv auf die Detektionsschwelle aus. Andererseits ist durch die schlechte azimutale Überdeckung des Untersuchungsgebietes eine genaue Lokalisierung schwierig.

Tabelle 2-2: Standorte der SXNET-Stationen (Quelle: SXWEB 2013)

Stationskürzel	Ort	Koordinate °N	Koordinate °O	Höhe mNN	Eigenperiode
FBE	Freiberg	50,921	13,354	235	5 s
GUNZ	Gunzen	50,364	12,332	669	5 s
MULD	Muldenberg	50,413	12,407	678	5 s
ROHR	Rohrbach	50,234	12,317	629	5 s
SCHF	Schönfels	50,677	12,403	435	5 s
TANN	Tannenbergstal	50,415	12,461	836	120 s
TRIB	Obertriebel	50,352	12,137	510	5 s
WERD	Werde	50,448	12,306	589	5 s
WERN	Wernitzgrün	50,287	12,376	672	5 s

2.2 Messnetzerweiterung (TUBAF-Netz)

Im Rahmen des MAGS-Projektes ist zur Qualitätsverbesserung, insbesondere von Herdparametern, Herdflächenlösungen und ingenieurseismologischen Parametern, das TUBAF-Netz mit zwei zusätzlichen 3-Komponenten-Stationen ausgerüstet worden.

Standorte und Geräteausstattung werden in den Kapiteln 2.2.1 und 2.2.2 detailliert beschrieben.

2.2.1 Aufstellung einer weiteren Offline-Station

Am 14.12.2011 wurde eine weitere Offline-Station am Standort WIS im Kernlager der Wismut GmbH installiert (siehe Abbildung 2-5).



Abbildung 2-5: Standort der Station WIS im Kernlager der Wismut GmbH

Diese Station wurde am 08.05.2012 aufgrund ungünstiger Registrierbedingungen an den Standort AUY (siehe Abbildung 2-6) in den Epizentralbereich von Herdgebiet 3 verlegt, nachdem vom 24. bis 29.01.2012 eine erhöhte induzierte seismische Aktivität in diesem Herdgebiet registriert wurde und dort auch weiterhin zu erwarten war.



Abbildung 2-6: Standort der Offline-Station AUJ im Keller eines Wohnhauses

Zur weiteren Verbesserung der Registrierbedingungen wurde diese Station am 10.7.2012 erneut an einen anderen Standort AUZ versetzt (siehe Abbildung 2-7 und Abbildung 2-8).



Abbildung 2-7: Standort der Offline-Station AUZ im Keller eines Wohnhauses



Abbildung 2-8: Blick auf die Station AUZ

2.2.2 Aufstellung einer weiteren Online-Station

Nachdem nach verzögerter Lieferung gerätetechnische Probleme behoben waren und seitens der Wismut eine Datenleitung zur Verfügung gestellt wurde, konnte am 09.08.2012 im Keller des Hauptgebäudes der Wismut GmbH die im Rahmen des MAGS-Projektes beschaffte Online-Station installiert werden (siehe Abbildung 2-9 und Abbildung 2-10).

Für die Onlinestation wurde ein Datenlogger vom Typ CMG-DM24S6EAM in Kombination mit einem CMG-3ESPC Seismometer und einem CMG-5TC Akzelerometer der Firma Guralp Systems Ltd. aus Großbritannien (<http://www.guralp.com>) angeschafft.



Abbildung 2-9: Standort der Station GA1 im Keller des Hauptgebäudes



Abbildung 2-10: Blick auf die Station GA1

Eine Standorterkundung für die Onlinestation erfolgte bereits im Vorfeld der Installation, wobei festgestellt werden musste, dass sich die Registrierbedingungen im Hauptgebäude der Wismut GmbH im Betriebszeitraum werktags verschlechterten. Dennoch wurde diesem Standort aufgrund der günstigen Infrastruktur der Vorzug gegeben, zumal für diesen Standort kurzfristig eine Leitungsanbindung zur Datenübermittlung durch die Wismut GmbH bereitgestellt werden konnte.

3 AP 2 Datenaufbereitung

3.1 Katalogisierung/Klassifizierung der Wismut-Daten

Die Daten der Wismut GmbH waren bereits vollständig katalogisiert. Auch eine Klassifizierung nach Bebenherden, geologischen Gesichtspunkten und Gefahrenklassen existierte bereits. Die Daten wurden geprüft, gegebenenfalls korrigiert und Fehlstellen ergänzt.

3.2 Katalogisierung/Klassifizierung der TUBAF-Daten

Die Daten lagen nur partiell in Katalogen vor. Eine Klassifizierung fehlte. Bei der Prüfung fiel auf, dass bei der bisherigen Bestimmung des seismischen Moments ein systematischer Fehler aufgetreten ist, so dass alle seismischen Momente aufwendig neu bestimmt werden mussten. Da die Daten aus diesem Grund komplett abgespielt werden mussten, wurden auch die anderen Parameter überprüft. Im Zuge dieser Bearbeitung wurden weitere kleine Fehler korrigiert. Die Kataloge wurden bis zum Stichtag 31.12.2012 ergänzt und in das von der Wismut GmbH verwendete Katalogformat gebracht.

3.3 Zusammenstellung der Daten zum Primärspannungsfeld

Die regionalen Hauptspannungen im Untersuchungsgebiet zeigen eine etwa NNW-SSO Ausrichtung für die maximale horizontale Hauptspannung und einen etwa SWW-NOO Verlauf für die minimale horizontale Hauptspannung (vergleiche Abbildung 3-1 und Abbildung 3-2).

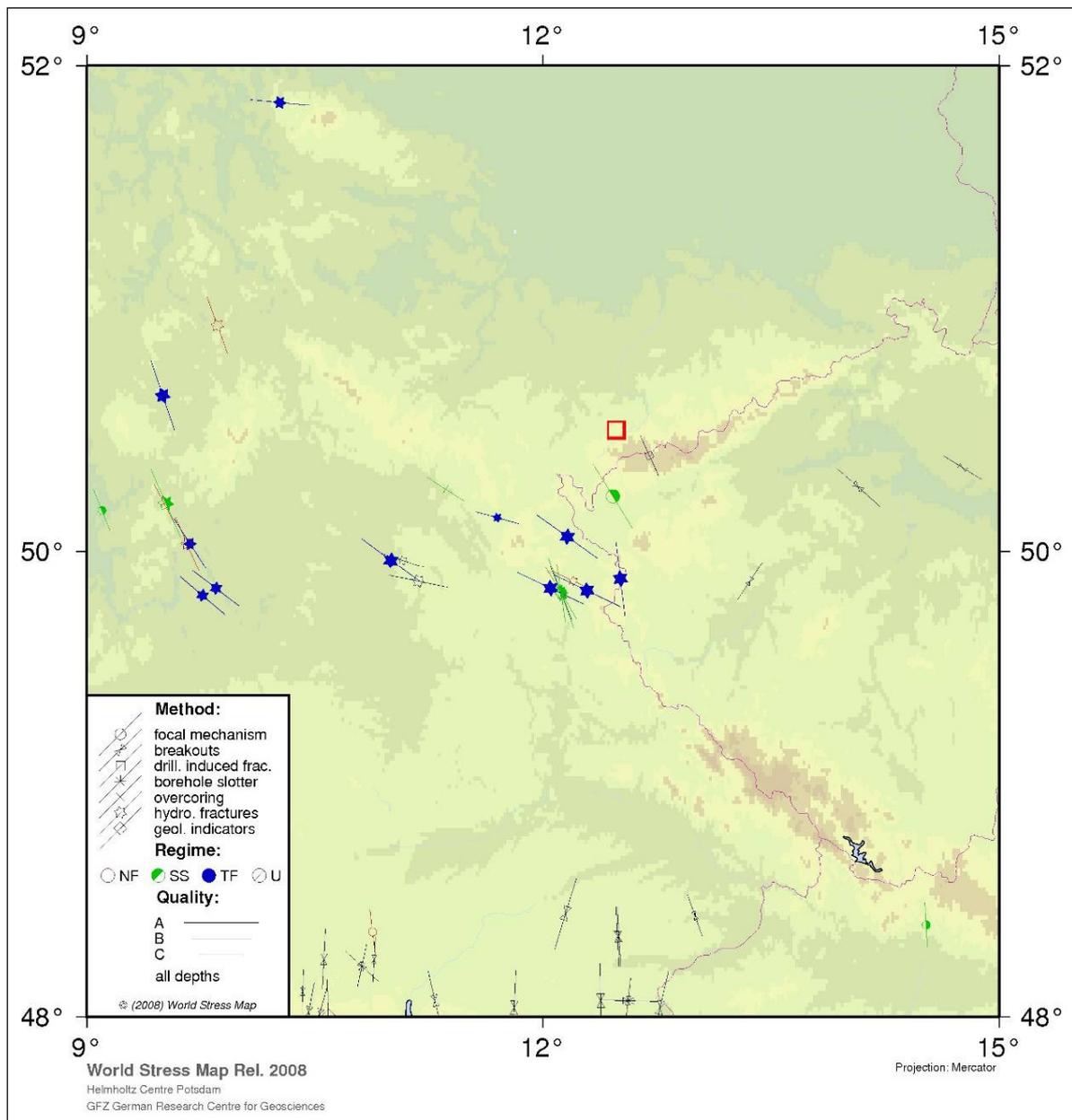


Abbildung 3-1: Spannungen aus der World-Stress-Map (Untersuchungsgebiet rot) (Bildquelle: GFZ 2008)

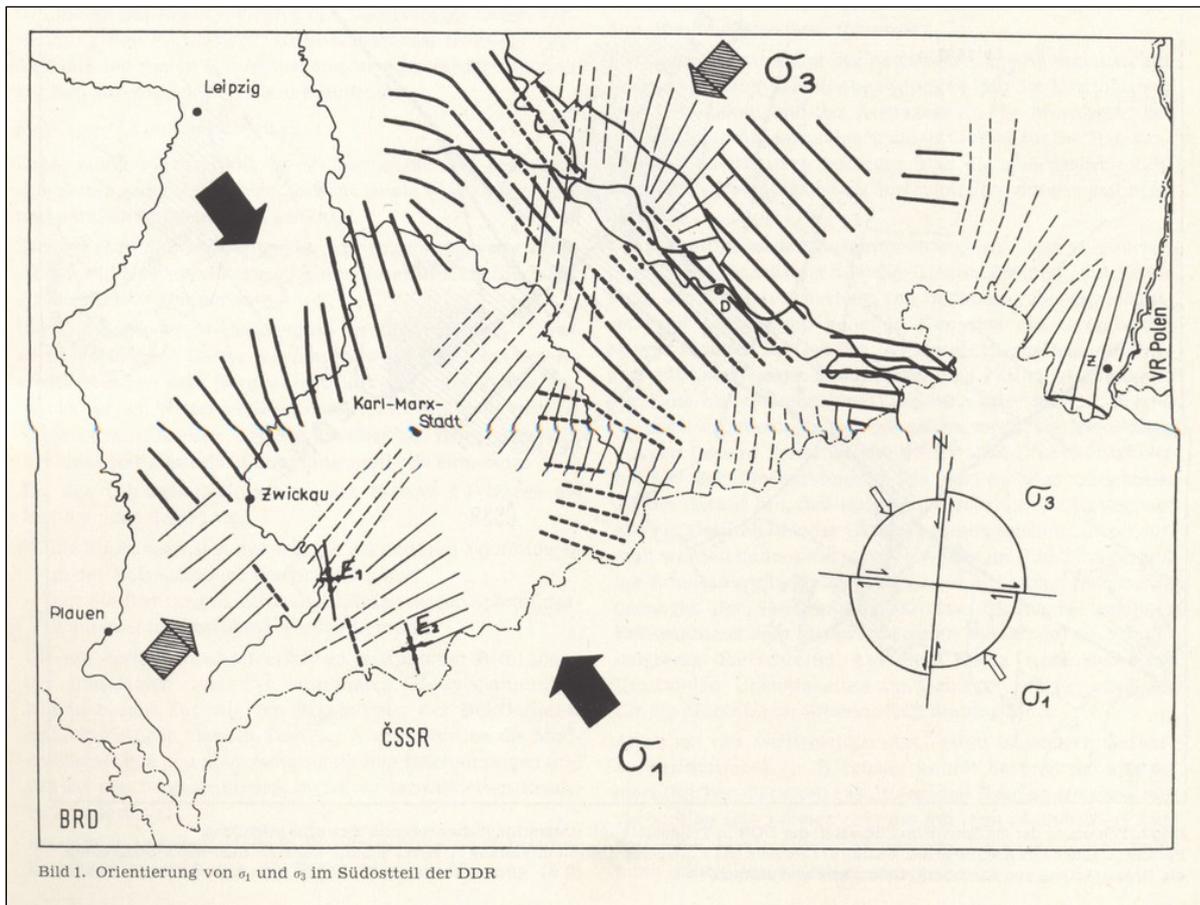


Abbildung 3-2: Orientierungen der horizontalen Hauptspannungen im Südostteil der ehemaligen DDR (Bildquelle: Bankwitz 1993))

Eine detailliertere Auflösung zeigt, dass regional Abweichungen in der Bewegungstendenz zu beobachten sind. (vgl. Abbildung 3-3)

4 AP 3 Abgleich der verschiedenen seismologischen Netze

4.1 Abgleich der Magnituden und Ortungsergebnisse sowie Signalanalyse als Grundlage für die gemeinsame Dateninterpretation.

Der Datenabgleich zwischen dem Messnetz der Wismut GmbH und dem Offline-Stationsnetz der TU Bergakademie Freiberg für induzierte seismische Ereignisse im Bereich der Grube Schlema-Alberoda erfolgte im Wesentlichen bezüglich der Herdparameter Hypozentralkoordinaten, Magnitude, seismisches Moment und Eckfrequenz. Für stärkere Ereignisse, die an Stationen des Sachsenetzes SXNET registriert werden konnten, wurde eine Kalibration der Lokalmagnitude vorgenommen.

Insgesamt wurden seitens der Wismut GmbH 1653 Ereignisse im Zeitraum 29.04.1993 bis 31.12.2012 durch die seismische Überwachungsanlage SÜA-3 registriert, wohingegen durch das Offline-Stationsnetz der TU Bergakademie Freiberg seit Inbetriebnahme und Erlangung der Funktionstüchtigkeit am 10.03.1998 bis zum 31.12.2012 insgesamt 325 Ereignisse erfasst wurden.

Einen Überblick über die zeitliche Verteilung aller seit dem 29.04.1993 durch beide Messnetze erfassten Ereignisse gibt Abbildung 4-1. Hierbei sind die angegebenen Magnitudenwerte auf die für das Wismut-Netz kalibrierten Lokalmagnitudenwerte M_L bezogen. Des Weiteren wurden Ereignisse, die von beiden Messnetzen bzw. jeweils nur vom Wismutnetz oder vom TUBAF-Netz getriggert wurden, in unterschiedlicher Weise farbig gekennzeichnet.

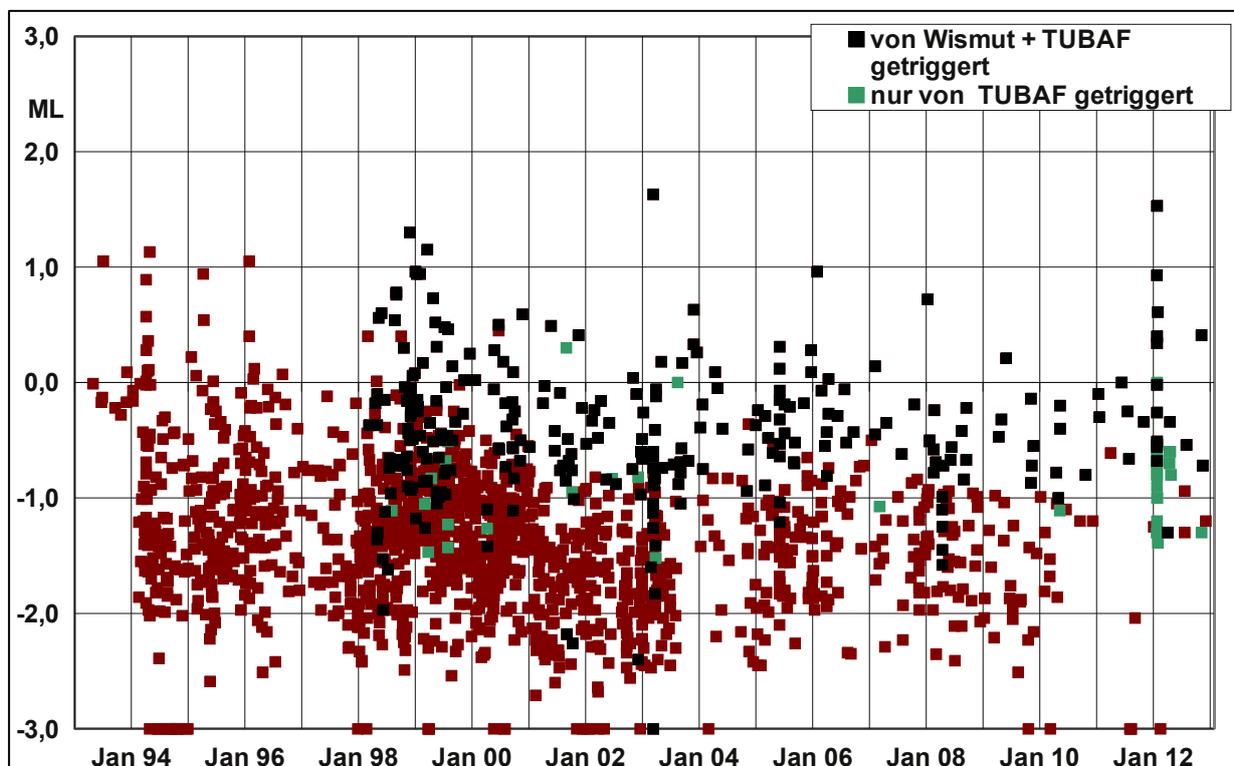


Abbildung 4-1: Zeitliche Verteilung induzierter seismischer Ereignisse in Abhängigkeit von der Lokalmagnitude M_L mit Kennzeichnung der Ereignisse, die nur vom Wismutnetz (rot) oder nur vom Offlinenetz der TU Bergakademie Freiberg (grün) bzw. durch beide Netze (schwarz) registriert wurden

Zur Abschätzung der Detektionsfähigkeit von Messnetzen in Bezug auf eine vollständige Erfassung von Ereignissen ab einem bestimmten Magnitudenschwellwert eignen sich Magnituden-Häufigkeitsverteilungen. Die absolute Anzahl von Ereignissen in Magnitudenklassen ist separat für beide Messnetze in Abbildung 4-2 und Abbildung 4-3 dargestellt. Der Magnitudenschwellwert bezüglich einer vollständigen Erfassung von Ereignissen wird aus dem Kreuzungspunkt des Plateaus sowie linear abfallenden Teils ermittelt und beträgt ca. -1,0 für das Wismut-Messnetz und 0 für das Offline-Stationsnetz.

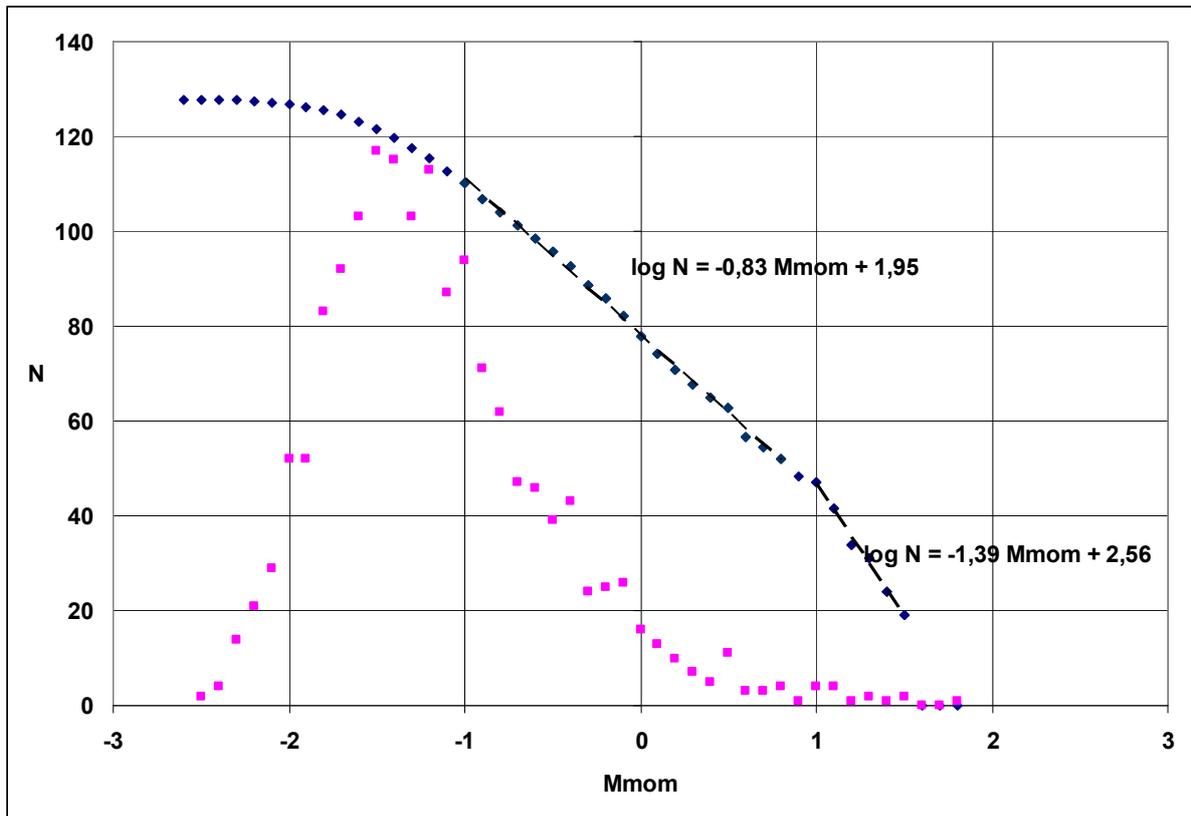


Abbildung 4-2: Absolute und kumulative Magnituden-Häufigkeitsverteilung der vom Wismut-Messnetz erfassten induzierten seismischen Ereignisse seit 1993

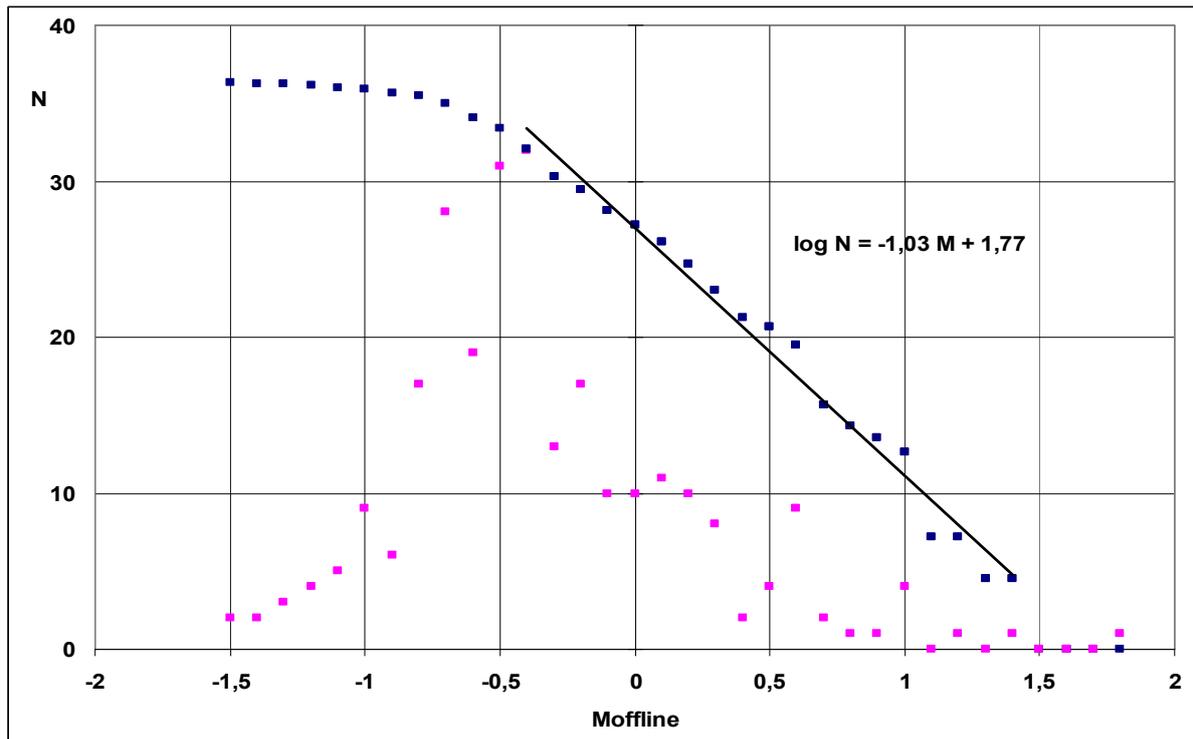


Abbildung 4-3: Absolute und kummulative Magnituden-Häufigkeitsverteilung der vom Offline-Stationsnetz erfassten induzierten seismischen Ereignisse seit 1998

4.2 Hypozentrenvergleich

Die Lokalisierung der seismischen Ereignisse innerhalb des Grubenbereiches erfolgte für die Stationen des Offline-Netzes mit einem absoluten Lokalisierungsverfahren (Programm XNSLOC, Berg 1999). Dieses auf dem Geigerverfahren basierende, iterative Lokalisierungsverfahren benutzt ein homogenes Geschwindigkeitsmodell. Um die Lokalisierungsgenauigkeit zu verbessern, wurde für ausgewählte Ereignisse im Zeitraum 2002-2008 eine Präzisionslokalisierung mit dem Programm HYPODD (Waldhauser 2001) durchgeführt. Um die Genauigkeit beider Lokalisierungsverfahren abschätzen zu können, wurde ein Vergleich der Ergebnisse des absoluten und relativen Lokalisierungsverfahrens mit den Ortungen der seismoakustischen Überwachungsanlage der WISMUT GmbH vorgenommen. Die teilweise unterirdisch installierten Geophone dieser Überwachungsanlage sind unmittelbar im Grubenbereich über den Herdlagen der induzierten seismischen Ereignisse positioniert, sodass mit diesem Stationsnetz eine Ortungsgenauigkeit für Hypozentren von ca. 50-100 m horizontal und 80-120 m vertikal erreicht wird (Wallner 2007). Das von der Wismut (Künzel 2013) sowie im Rahmen von XNSLOC benutzte Geschwindigkeitsmodell ist nachfolgender Tabelle zu entnehmen.

Tabelle 4-1: Benutzte Geschwindigkeitsmodelle

	Tiefenbereich [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]
XNSLOC	ab 0	5070	2930
WISMUT Modell 1	0-300	4000	
	300-500	5000	
	ab 500	6250	
WISMUT Modell 2	0-400	4000	
	400-800	5000	
	ab 800	6250	

Unter Zugrundelegung der von der Wismut bestimmten Lokalisierungsergebnisse als Referenzereignisse wurden die Lokalisierungen mittels HYPODD und XNSLOG verglichen und in Form von Abweichungen der Epizentrallagen bzw. Herdtiefen in Abbildung 4-4 und Abbildung 4-5 grafisch dargestellt.

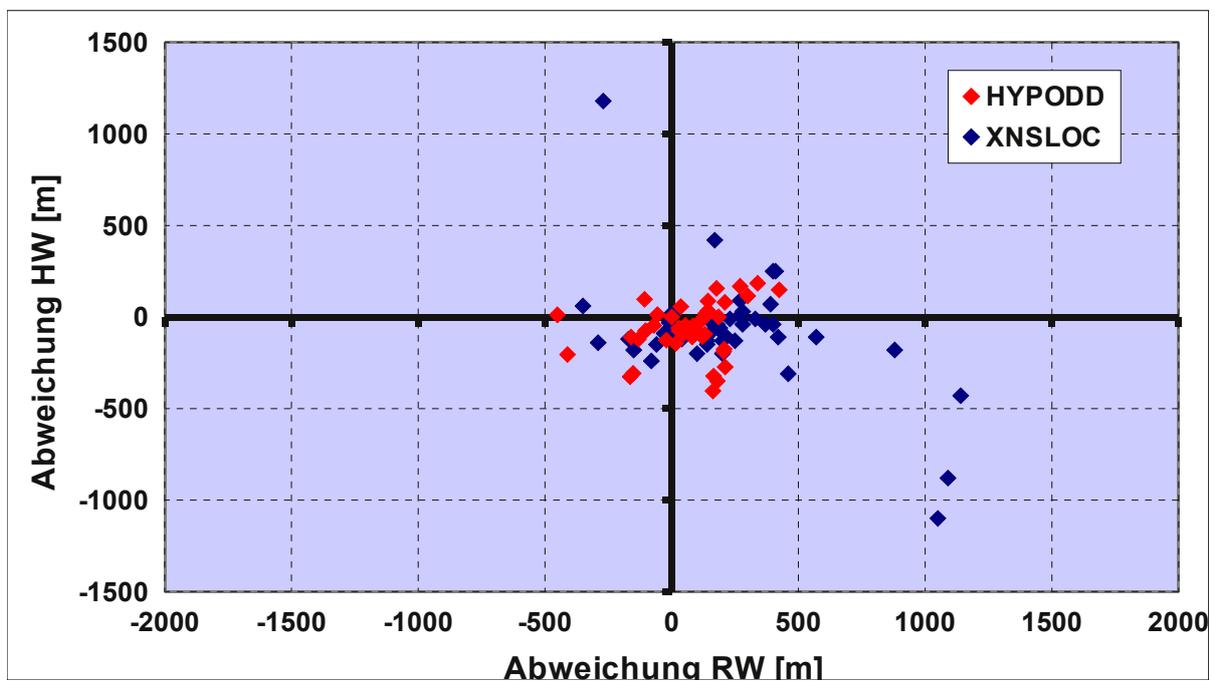


Abbildung 4-4: Abweichung der Epizentren der relativen (HYPODD - rot) bzw. absoluten Lokalisierung (XNSLOC - blau) des Offline-Stationsnetzes zu Referenzereignissen des WISMUT-Messnetzes

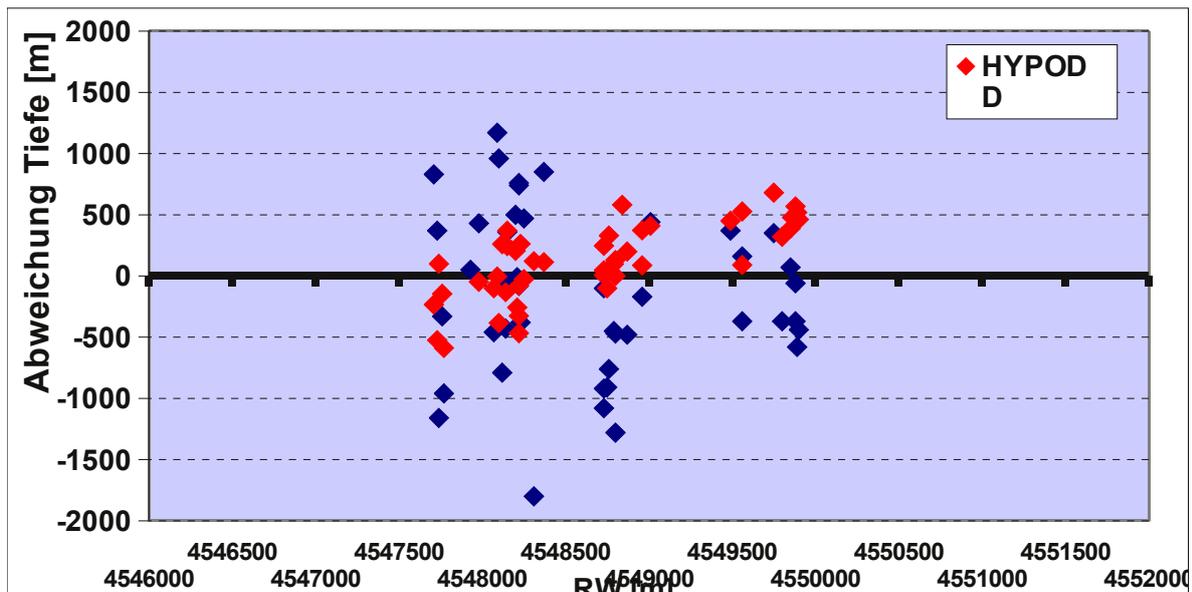


Abbildung 4-5: Abweichung der Herdtiefen der relativen (HYPODD - rot) bzw. absoluten Lokalisierung (XNSLOC - blau) des Offline-Stationsnetzes zu Referenzereignissen des WISMUT-Messnetzes.

Bezüglich der Verteilung der Residuen zeigt das relative Verfahren erwartungsgemäß geringere Abweichungen der Hypozentren zu den Ergebnissen der WISMUT-Lokalisierungen als das absolute Verfahren. Die Abweichungen der Epizentrallagen betragen dabei im Mittel 284 m für HYPODD und 362 m für XNSLOC.

Bezüglich der Herdtiefen kommt es zu einer mittleren Abweichung von 294 m beim relativen Lokalisierungsverfahren, wohingegen die Abweichungen beim absoluten Verfahren einen mittleren Wert von 634 m erreichen. Somit erweist sich das relative Lokalisierungsverfahren als das Verfahren mit der genaueren Hypozentrenbestimmung, wonach auf der Basis der durchgeführten Untersuchungen für das Offline-Stationsnetz im Gebiet der Grube Schlemma-Alberoda eine Lokalisierungsgenauigkeit von ca. +/- 300 m zu erwarten ist.

4.3 Erstellung von Geschwindigkeitsmodellen

Zur Erstellung der Geschwindigkeitsmodelle lagen seitens der Wismut GmbH umfangreiche Daten für die Ausbreitungsgeschwindigkeiten der seismischen Wellen aus Untertagesprengungen vor.

Aus den gesteinspezifischen seismischen Wellengeschwindigkeiten und dem geologischen 3D-Modell wurde ein 3D-Geschwindigkeitsmodell erstellt (Abbildung 4-6).

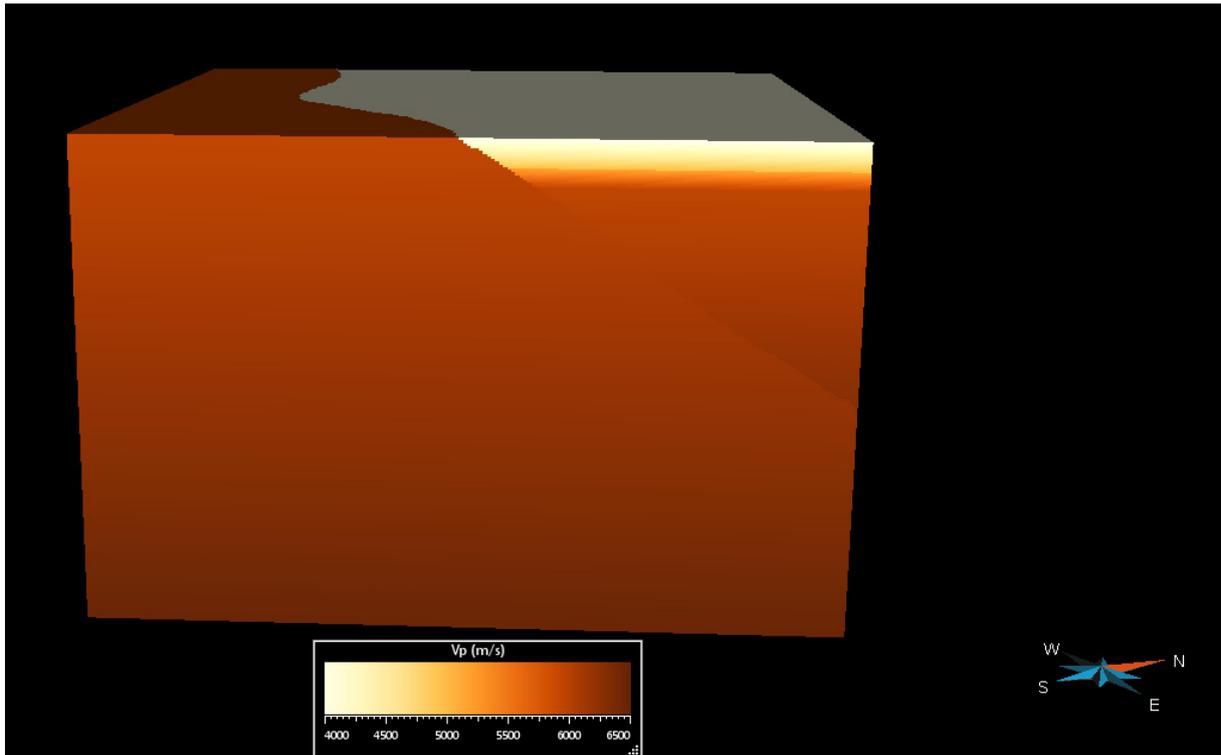


Abbildung 4-6: 3D-Geschwindigkeitsmodell (P-Wellengeschwindigkeit)

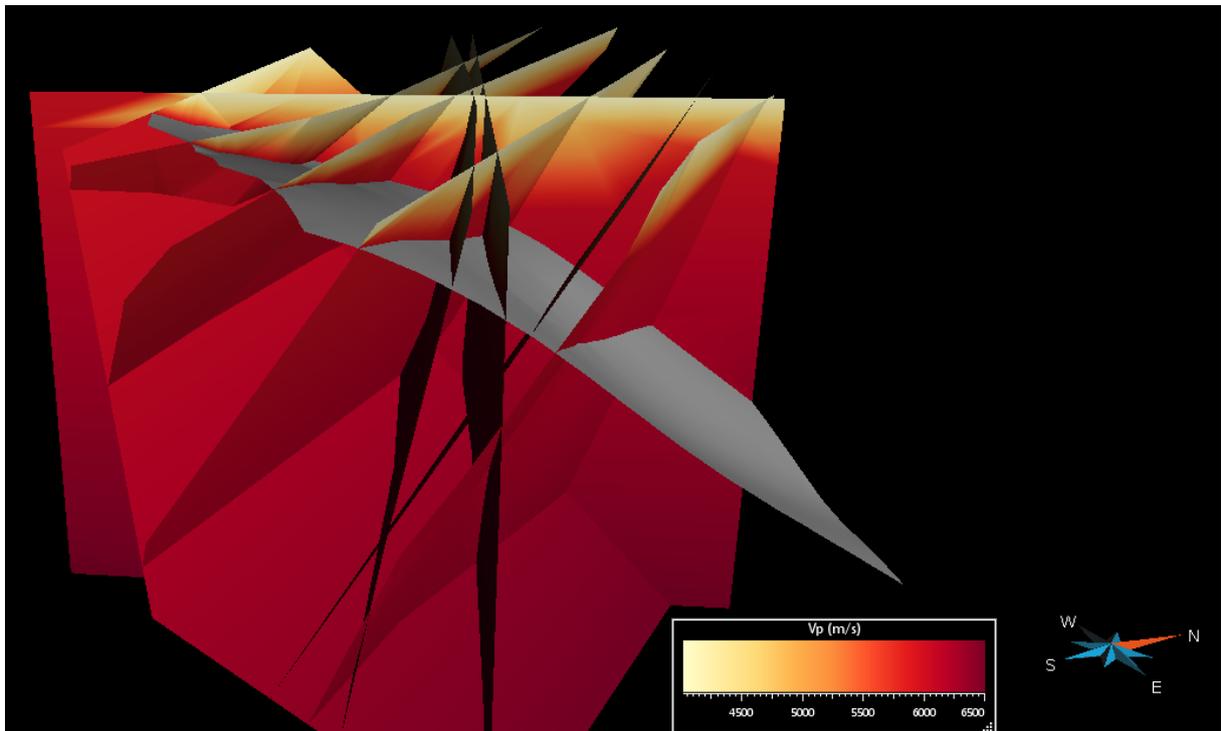


Abbildung 4-7: 3D-Geschwindigkeitsmodell mit Granitoberkante (grau)

Da die verwendete Auswertesoftware nicht in der Lage war, mit 3D-Modellen umzugehen, konnte das Modell nicht zur Lokalisierung verwendet werden.

Deshalb wurde versucht mit NonLinLoc (Lomax 2011) - einem Nachlokalisierungs-Algorithmus - welcher mit 3D-Modellen umgehen kann, die Lokalisierung zu verbessern, was ebenfalls

keine befriedigenden Ergebnisse lieferte. Für die nachlokalisierten Sprengpunkte ergaben sich dabei größere Abweichungen bis zu 300 m. Dies ist entweder auf unzureichend genau bestimmte seismische Geschwindigkeiten zurückzuführen oder aber auf Ungenauigkeiten bzw. Abstraktionen im geologischen Modell.

Deshalb wurde auf eine Neulokalisierung mittels 3D-Geschwindigkeitsmodellen verzichtet.

5 AP 4 Datenanalyse

5.1 Ermittlung von Herdparametern

Zur Ermittlung weiterer Herdparameter wurden das seismische Moment M_0 und die Eckfrequenz f_c aus dem Verschiebungsamplitudenspektrum der P-Welle bestimmt.

Die aus Eckfrequenz und Moment abgeleiteten Herdparameter Herdradius, Dislokation und Spannungsabfall wurden nach dem Madariaga-Modell (MARDARIAGA, 1976) berechnet.

In Abbildung 5-1 sind die bestimmten Eckfrequenzen in Abhängigkeit der Magnitude dargestellt. Wie zu erwarten, nehmen die Eckfrequenzen für größere induzierte Ereignisse ab, für kleinere Ereignisse zu. Weiterhin ist festzustellen, dass die Ergebnisse stark streuen.

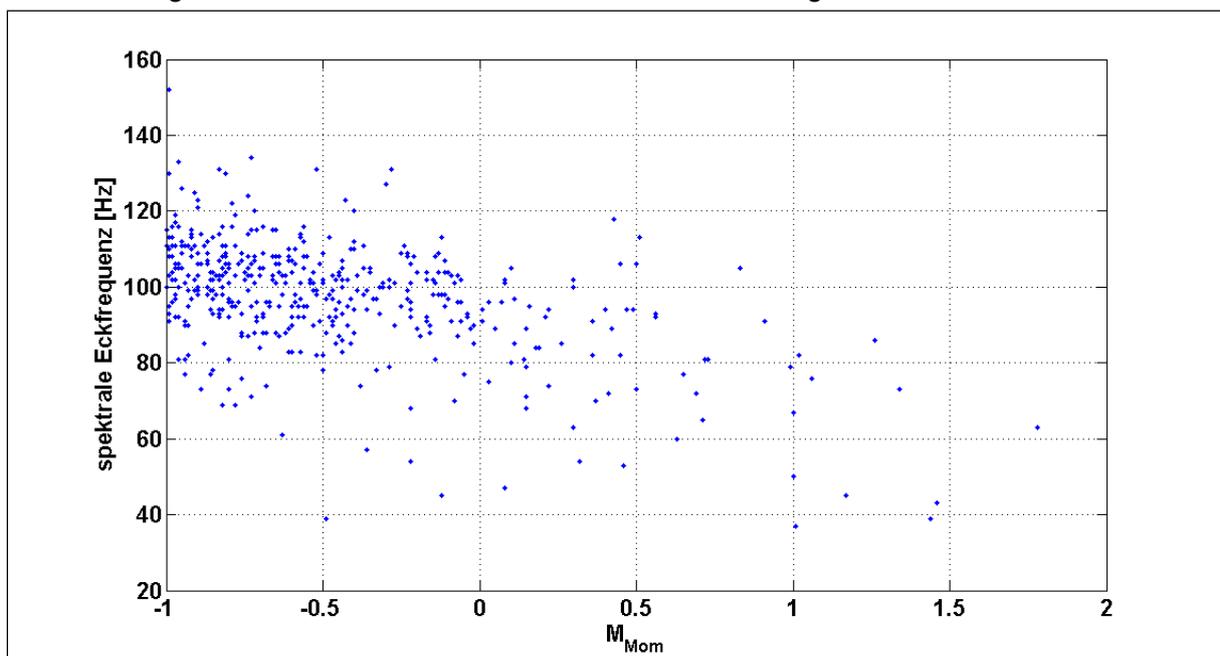


Abbildung 5-1: Eckfrequenzen in Abhängigkeit der Momentenmagnitude

Abbildung 5-2 zeigt die berechneten Herdradien in Abhängigkeit der Momentenmagnituden.

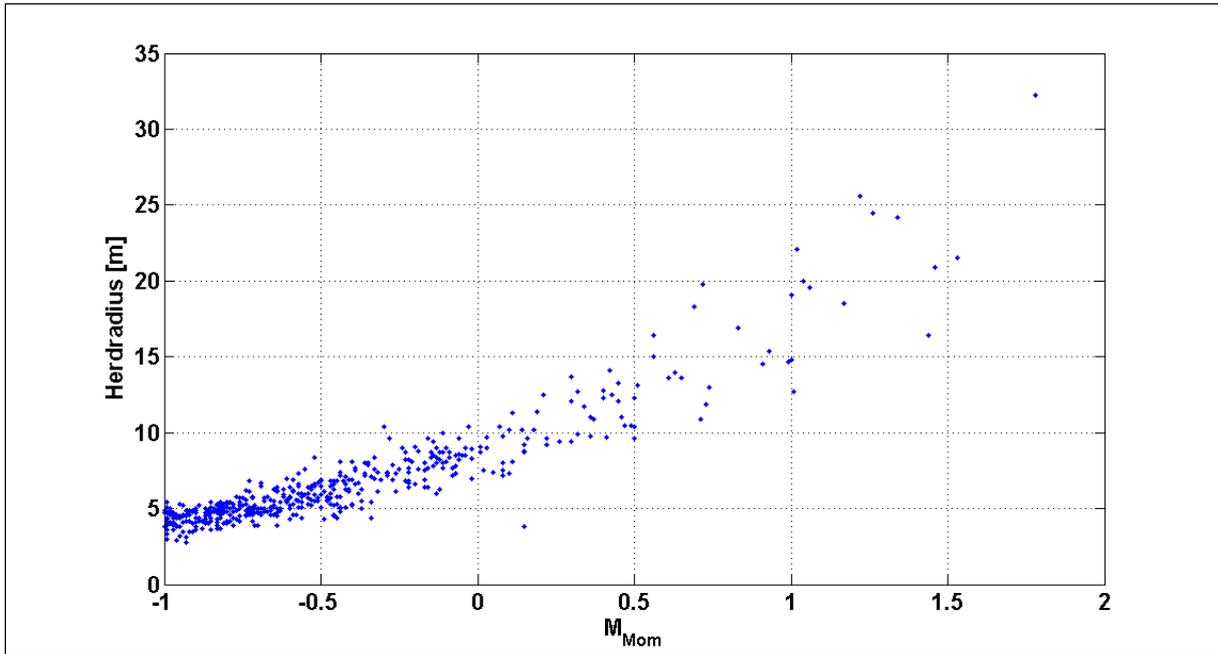


Abbildung 5-2: Herdradien in Abhängigkeit der Momentenmagnitude

Um die Herdradien für weitere Momentenmagnituden abschätzen zu können, wurden die Herdradien logarithmiert und eine lineare Regression durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Abbildung 5-3 dargestellt.

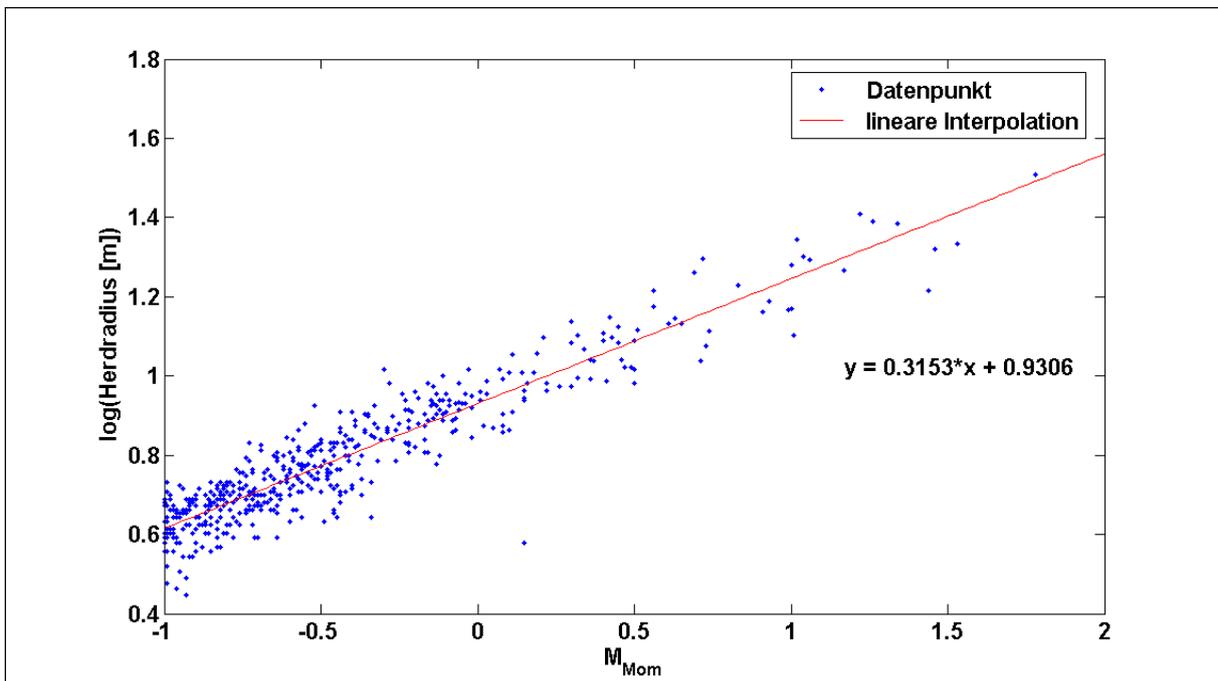


Abbildung 5-3: lineare Interpolation über logarithmierte Herdradien

Mithilfe der Regression kann der Herdradius nach der **Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden.** abgeschätzt werden:

$$R = 10^{0,3153 \cdot M_{\text{Mom}} + 0.9306}$$

Diese Abschätzung ist in Abbildung 5-4 für den Magnitudenbereich -1 bis 3 dargestellt.

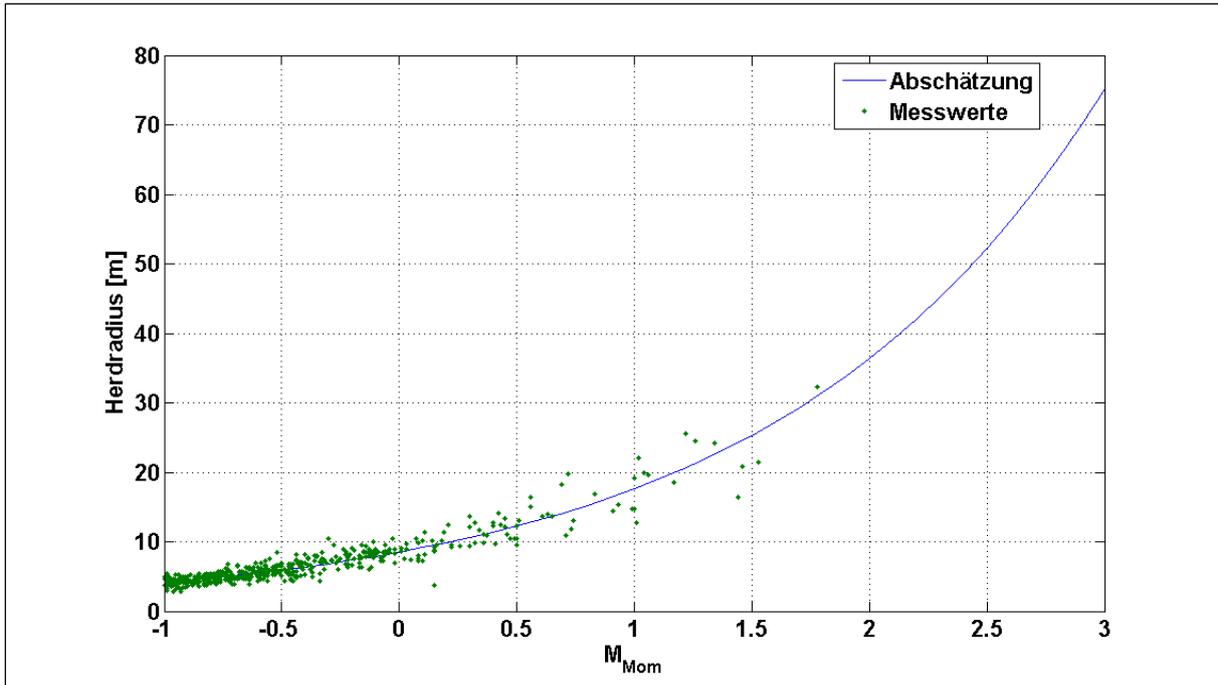


Abbildung 5-4: Vergleich der Abschätzung mit den Messwerten

Die Abschätzung (blaue Kurve) passt sich gut an die Messwerte (grün) an.

In Abbildung 5-5 ist die Dislokation in Abhängigkeit von der Momentenmagnitude dargestellt.

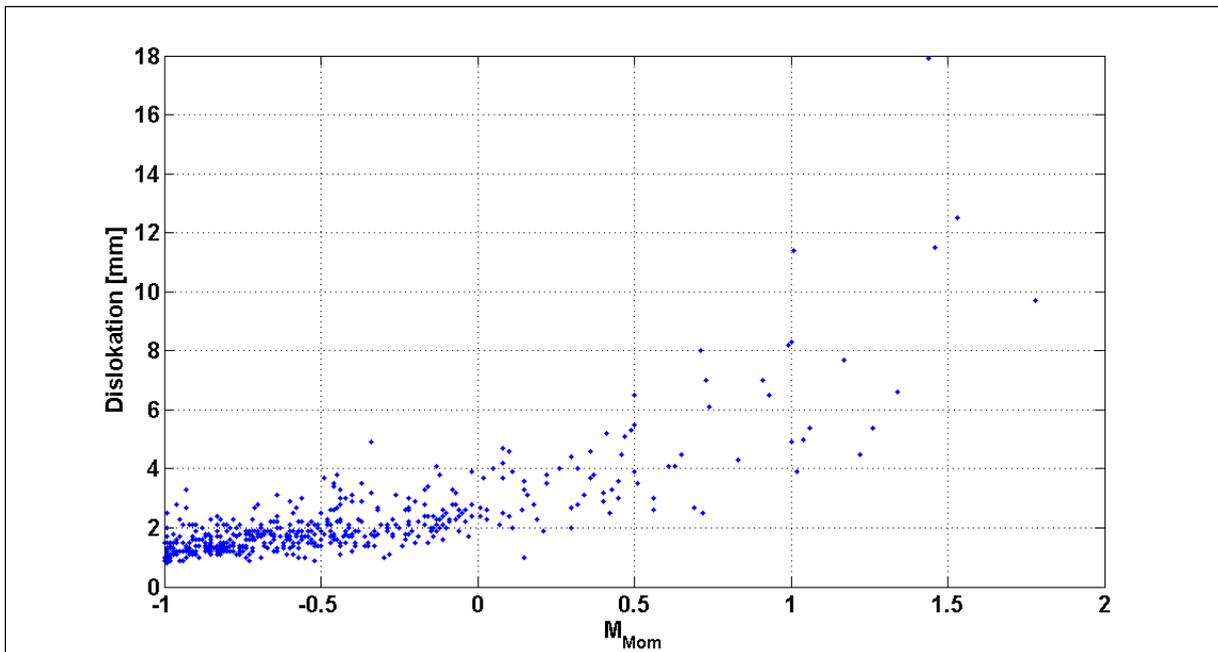


Abbildung 5-5: Dislokation in Abhängigkeit der Momentenmagnitude

Auch hier ist wieder eine starke Streuung bei großen Magnituden zu beobachten. Um auch für die Dislokation Prognosen treffen zu können, wurde auch hier eine Regression durchgeführt (Abbildung 5-6).

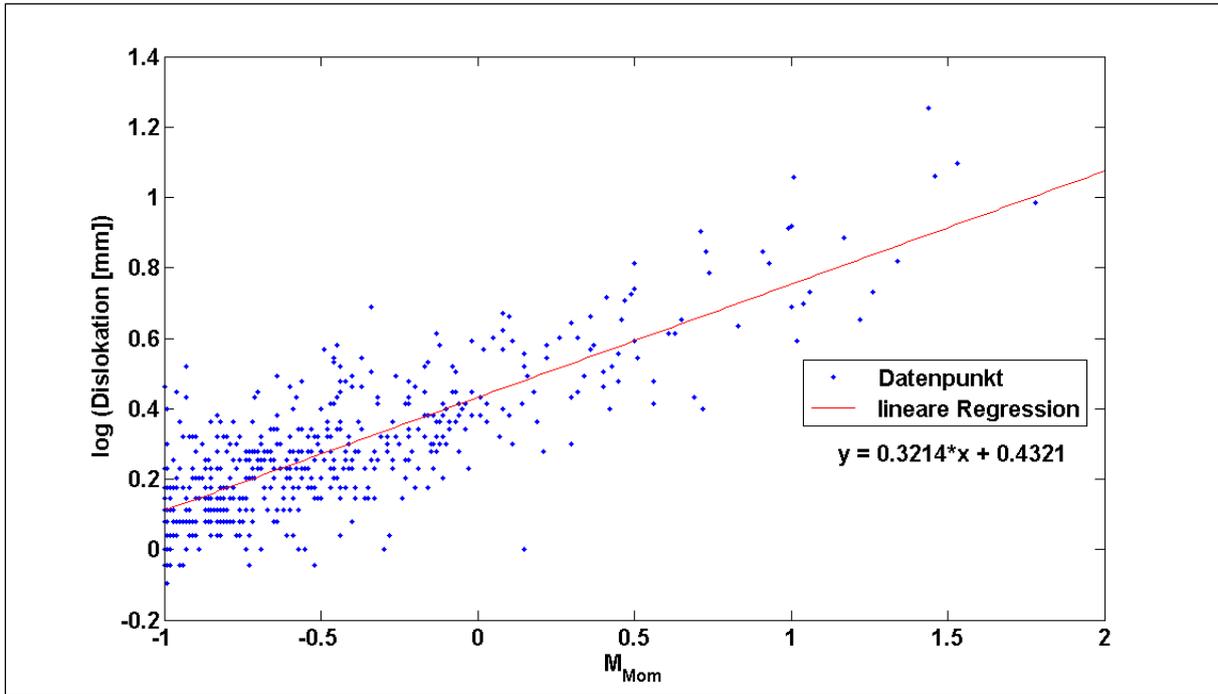


Abbildung 5-6: Lineare Regression über logarithmierte Dislokationen

Bei genauer Betrachtung fällt auf, dass die Steigung der Regressionsgeraden bei großen Magnituden weniger gut zu den Daten passt. Das bestätigt sich in Abbildung 5-7, in der die Abschätzung der Dislokation bei Magnituden größer $M_{Mom} = -1$ eher an der unteren Grenze der Messwerte liegt.

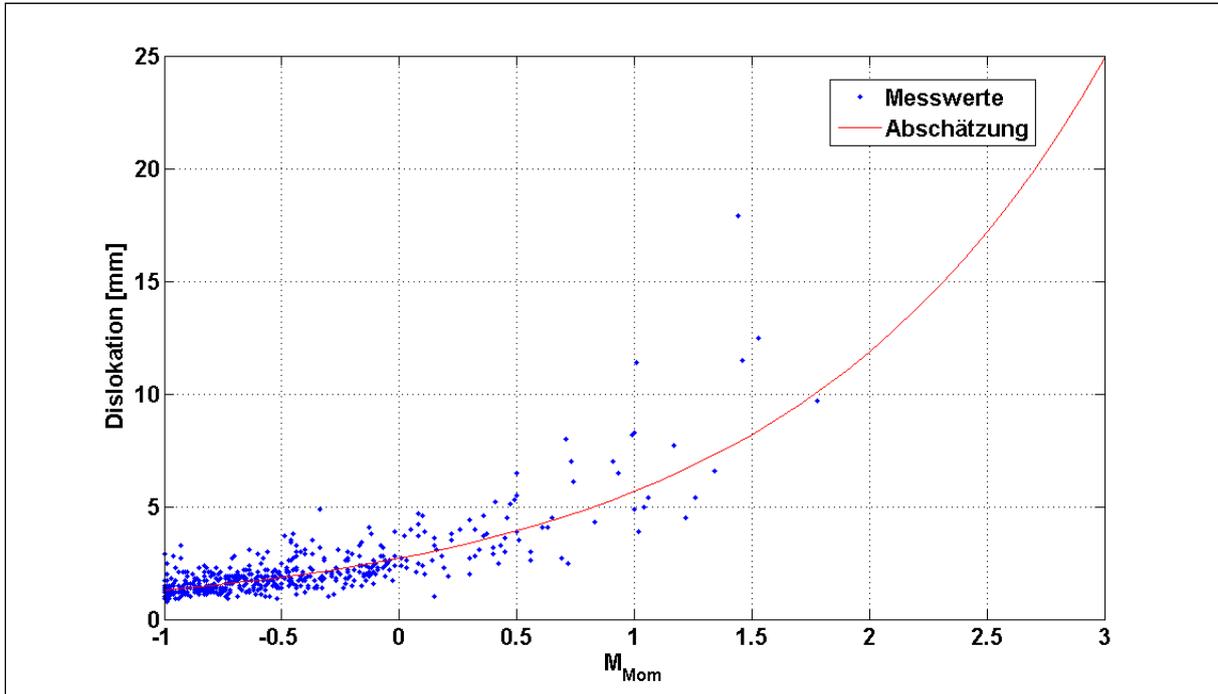


Abbildung 5-7: Vergleich der Messwerte der Dislokation mit der Abschätzung

Um den interessanten Bereich hoher Magnituden besser prognostizieren zu können, wurde eine Nachanpassung vorgenommen, welche in Abbildung 5-8 dargestellt ist.

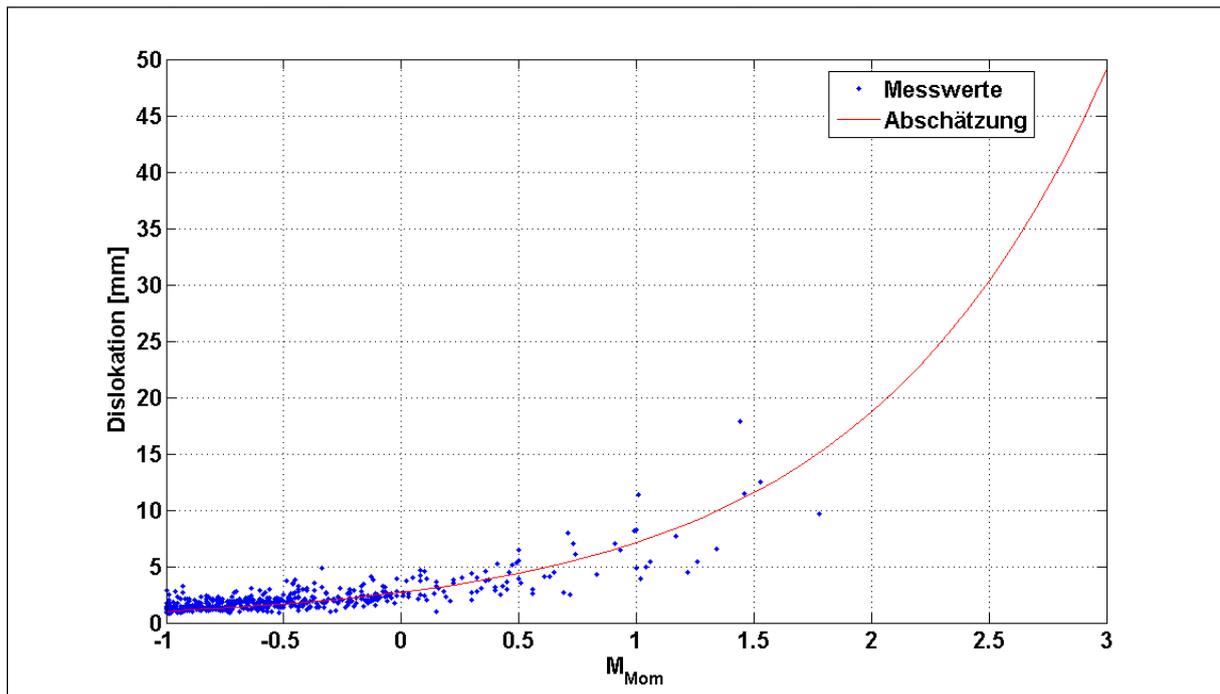


Abbildung 5-8: Vergleich der Messwerte mit der nachträglich angepassten Abschätzung

Die angepasste Abschätzung für die Dislokation D ergibt:

$$D = 10^{0,42 \cdot M_{\text{Mom}} + 0,43} \quad (1)$$

In Abbildung 5-9 ist der ermittelte Spannungsabfall über die Momentenmagnitude dargestellt.

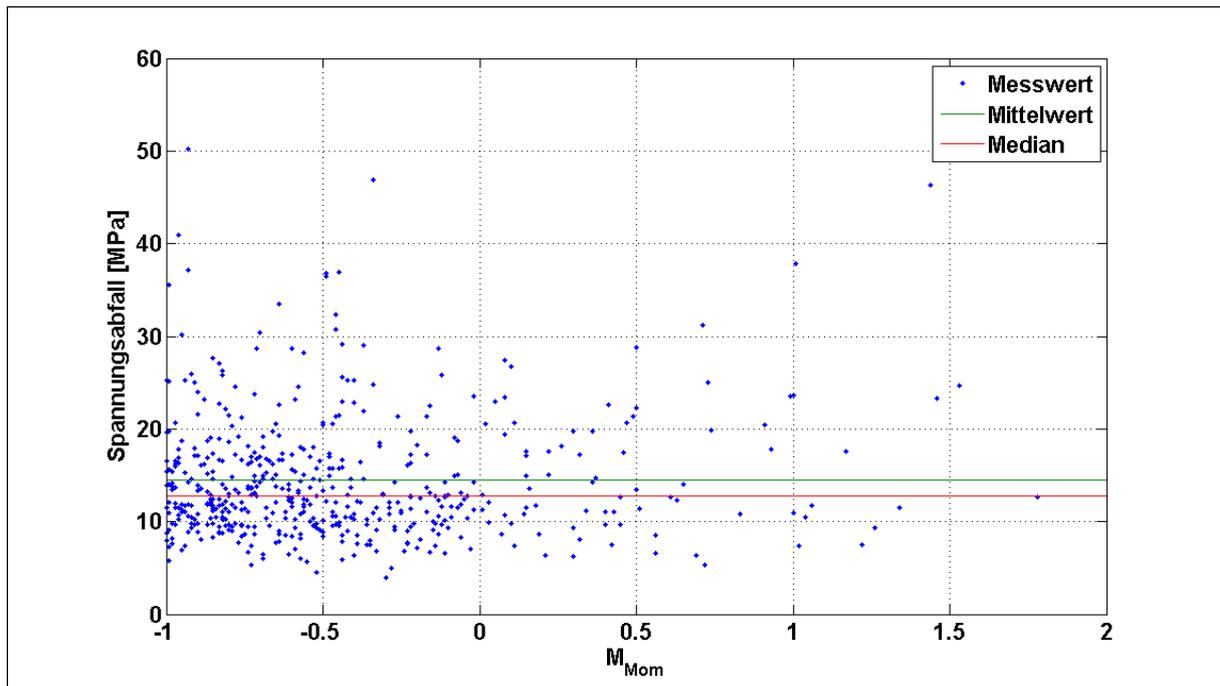


Abbildung 5-9: Spannungsabfall in Abhängigkeit der Momentenmagnitude

Der Mittelwert (grüne Linie) des Spannungsabfalls wurde mit 14,5 MPa und der Median (rote Linie) mit 12,75 MPa ermittelt. Die Daten zeigen jedoch, dass man nicht in jedem Fall von einem konstanten Spannungsabfall ausgehen kann.

5.2 Korrelation der induzierten Seismizität mit in-situ Spannungsfeld, Teufe, Geologie, Geomechanik, Bergbau und Flutungsprozess

Die Untersuchung der seismischen Ereignisse im Zusammenhang mit den geologischen Einheiten ergab folgende Sachverhalte.

Von den detektierten Ereignissen liegen 83,7% in den Graniten und 16,3% in den Schiefen. Da der Erzabbau nur in den Schiefen stattfand, kann hier ein direkter Zusammenhang der Ereignisse im Granit mit dem Grubengebäude ausgeschlossen werden. Inwiefern der Bergbau die seismischen Ereignisse induziert/triggert soll im Folgenden untersucht werden.

Die Beben in den Graniten zeigen eine Neigung zu Clustern (zeitlich und räumlich begrenzte Erdbebenserien). Die meisten größeren Beben mit Magnituden > 0 scheinen (innerhalb der Ortungsgenauigkeit) an bekannte Störungen gebunden. Die Störungen sind geomechanische Schwächezonen, auf welchen bevorzugt Bewegungen stattfinden.

In Abbildung 5-10 ist die Zeit-Tiefen-Verteilung der gemessenen seismischen Ereignisse im Granit dargestellt. Es ist zu erkennen, dass die Hypozentrentiefe vom Beginn an bis etwa zum Jahr 1999 zunimmt. Der Zusammenhang ist allerdings nicht konsistent, da in den Jahren 1994 bis 1999 eine Abnahme der Hypozentrentiefe zu beobachten ist. Das kann durch die Verlangsamung der Flutung bedingt sein. Ab dem Jahr 2002 scheint sich die Tiefe auf einem ungefähr konstanten Niveau zu halten.

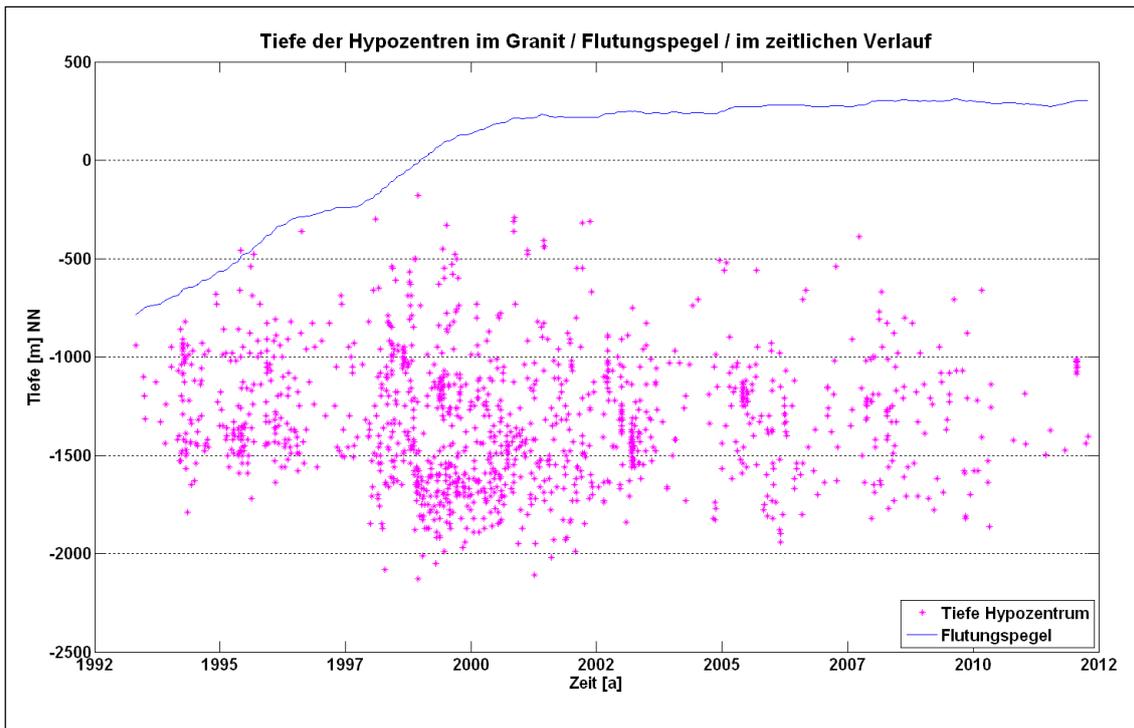


Abbildung 5-10: Zeit-Tiefen-Verteilung der seismischen Ereignisse im Granit und Flutungspegel

Für die Hypozentren im Schiefer ergibt sich ein ähnliches Bild (Abbildung 5-11). Die Begründungen sind die gleichen wie bei den Hypozentren in den Granit. Allerdings lässt sich aufgrund der wenigen Ereignisse im Schiefer noch schlechter eine Beurteilung realisieren.

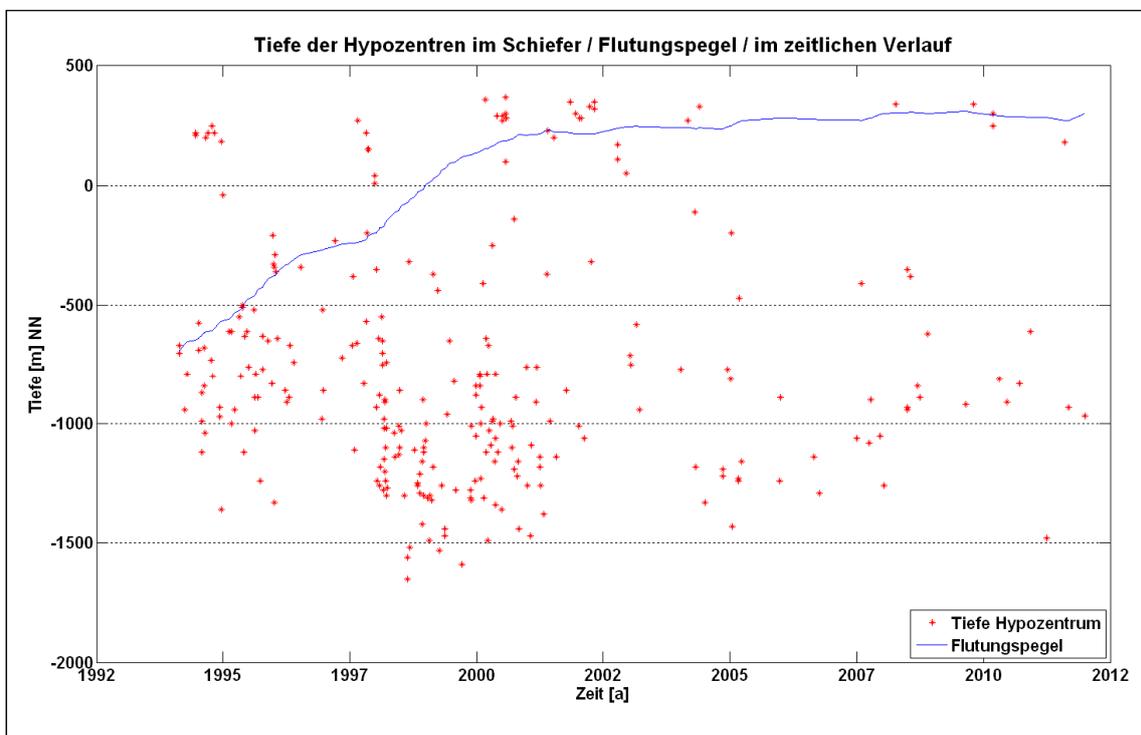


Abbildung 5-11: Zeit-Tiefen-Verteilung der seismischen Ereignisse im Schiefer und Flutungspegel

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die maximal erreichte Herdtiefe mit ca. 2200 m u. NN zu Zeiten großer Flutungsgeschwindigkeiten erreicht wurde.

Nach Erreichen der Maximaltiefe nimmt die Herdtiefe wieder etwas ab und bleibt zwischen 2002 und 2010 in etwa konstant bei 1800 m u. NN. Zwischen 2010 und 2012 nimmt die Herdtiefe auf 1500 m u. NN ab, obwohl der Flutungspegel annähernd konstant geblieben ist.

Abbildung 5-12 zeigt die Korrelationen der induzierten Seismizität für Hypozentren im Granit mit dem Flutungsgeschehen in der Grube. Die Korrelation des hydrostatischen Druckes mit der kumulierten seismischen Energie ist mit einem Korrelationsfaktor (K_f) ~ 1 eindeutig. Die Zeitverschiebung von 0 Tagen bedeutet, dass das System sofort bzw. in weniger als einem Tag reagiert.

Bei der seismischen Energiefreisetzung bei Druckänderung besteht mit $K_f \sim 0.5$ eine nicht eindeutige Korrelation. Die Zeitverschiebung beträgt 41 Tage. Das System reagiert also verzögert.

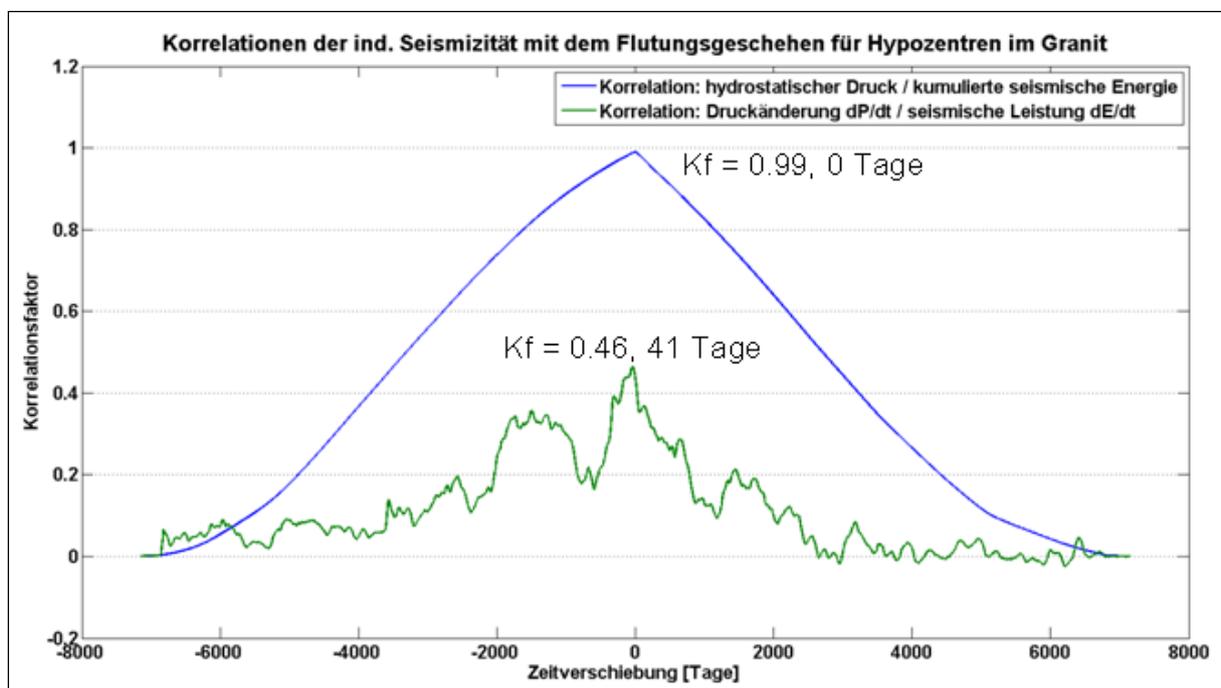


Abbildung 5-12: Korrelation Seismizität / Flutung für Hypozentren im Granit

Für die Korrelationen im Schiefer ergibt sich ein ähnliches Bild wie für die Granite.

Bemerkenswert ist, dass die Zeitverschiebung der seismischen Energiefreisetzung bei Druckänderung nur 17 Tage beträgt. Diese ist wahrscheinlich auf die geringe Tiefe der Schiefer und damit verbundenen kurzen Laufzeiten der Druckwelle zurückzuführen.

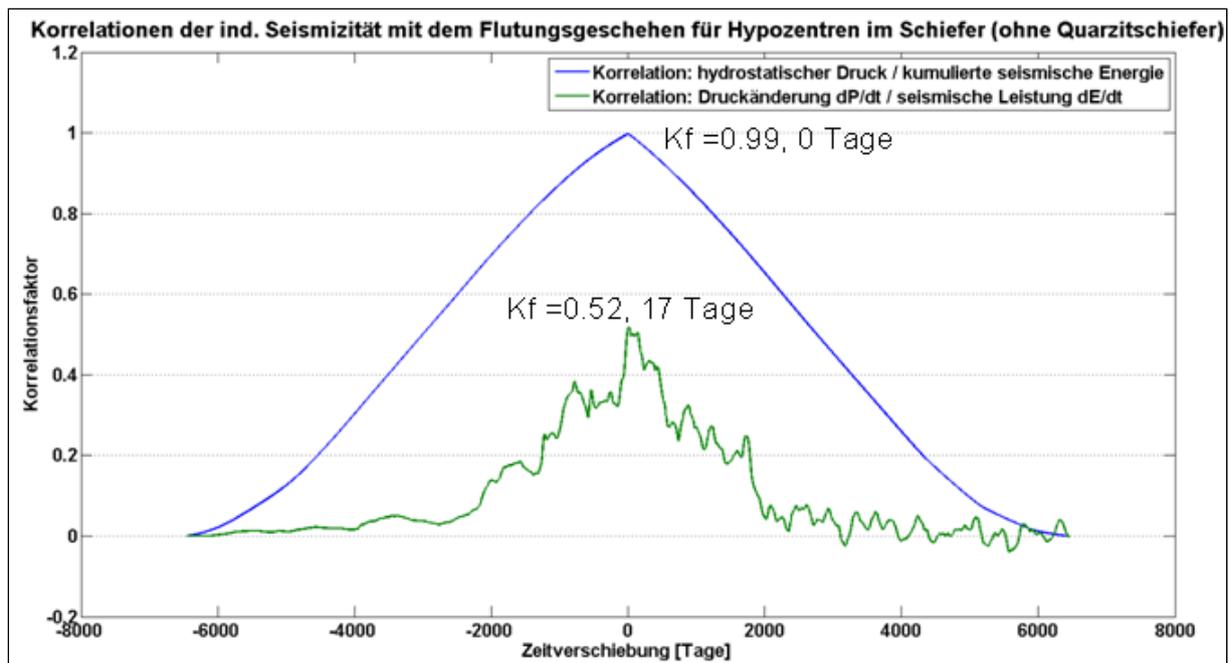


Abbildung 5-13: Korrelation Seismizität / Flutung für Hypozentren im Schiefer

Betrachtet man alle Hypozentren, zeigen sich nur geringe Abweichungen der Ergebnisse gegenüber den Ergebnissen für die Granite Abbildung 5-14.

Die Korrelation der kumulierten seismischen Energie mit dem hydrostatischen Druck ist gegeben. Die Freisetzung der seismischen Energie bei Druckänderung ist nicht eindeutig. Da die Druckänderungen nur durch z.B. Regenereignisse (kein aktives Pumpen) zustande kommen und damit kaum starke Druckänderungen entstehen, kann es sein, dass bei größeren Druckänderungen auch die Korrelation besser würde.

Zudem sind die Druckänderungen durch saisonale Effekte überlagert.

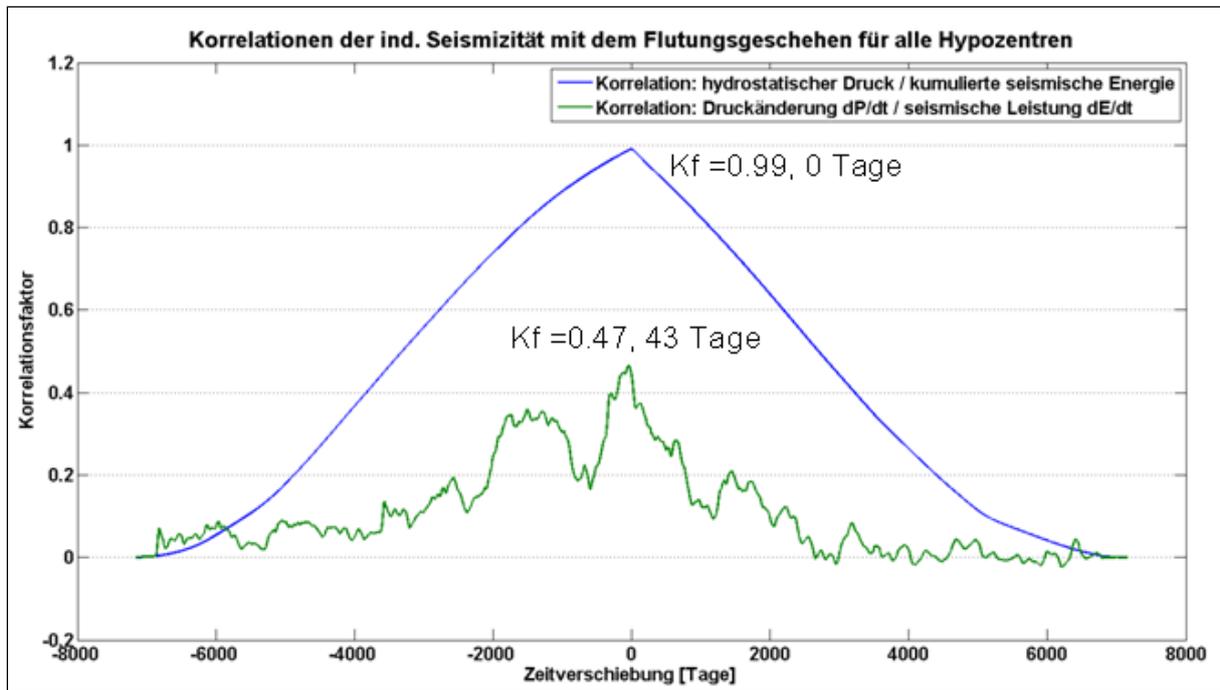


Abbildung 5-14: Korrelation Seismizität / Flutung für alle Hypozentren

Weitere Untersuchungen haben gezeigt, dass sich die Orientierung (Streichrichtung) der Herdflächen im Flutungsverlauf ändert. Wie in Abbildung 5-15 zu erkennen ist, nimmt zu Beginn der Flutung die Streichrichtung kontinuierlich ab und ändert sich bei konstantem Flutungspegel scheinbar nicht mehr. Leider ist die Datenlage ab 2002 aufgrund der wenigen auswertbaren Ereignisse weniger aussagekräftig.

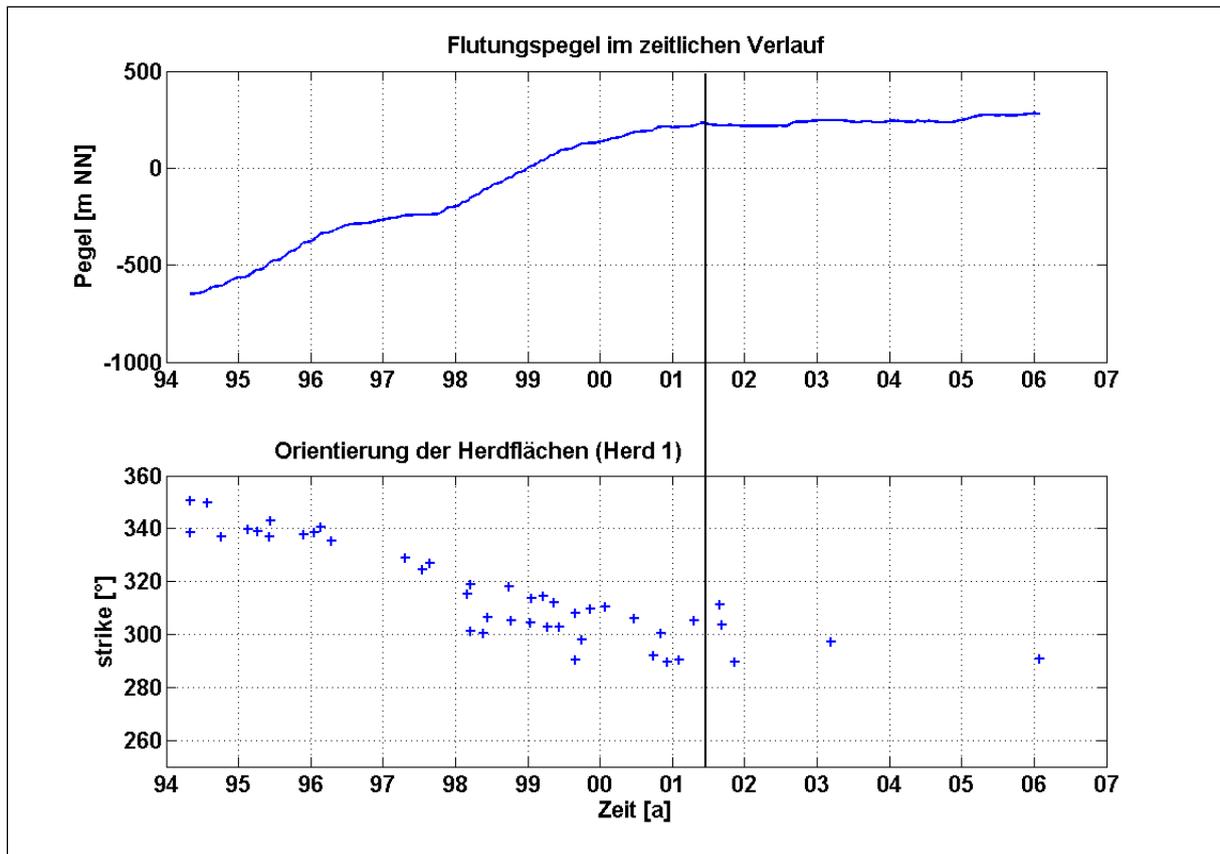


Abbildung 5-15: Orientierung der Herdflächen von Herd 1 im Flutungsverlauf

Als Ursache für die Orientierungsänderung wird der steigende Kluftwasserdruck vermutet, so dass die Erhöhung des Kluftwasserdruckes auch Klüfte triggern kann, welche nicht optimal zum Spannungsfeld orientiert sind.

5.3 Analyse makro- und mikroseismischer Daten im Bereich der Gera-Jáchymov-Störungszone im Umfeld der Grube

5.3.1 Makroseismische Beobachtungen

Für das Untersuchungsgebiet wurden Erdbebenherde auf der Basis makroseismischer Beobachtungen bereits von SIEBERG (1940) im „Erdbebenkatalog Deutschlands und angrenzender Gebiete für die Jahre 58-1799“ zusammengestellt und durch SPONHEUER (1952) im „Erdbebenkatalog Deutschlands und der angrenzenden Gebiete für die Jahre 1800-1899“ fortgesetzt. Diese Kataloge wurden von GRÜNTAL (1988) für das Territorium der DDR einschließlich angrenzender Gebiete überarbeitet und bis zum Jahre 1984 aktualisiert. Durch LEYDECKER (2009) erfolgte eine Einarbeitung und Aktualisierung der Daten in den Erdbebenkatalog für Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800 – 2007.

Die in diesem Katalog für makroseismisch zugeordneten Erdbebenherde sind für den Bereich Westsachsen/Ostthüringen/NW-Böhmen, welches das Untersuchungsgebiet beinhaltet, in Abbildung 5-16 dargestellt.

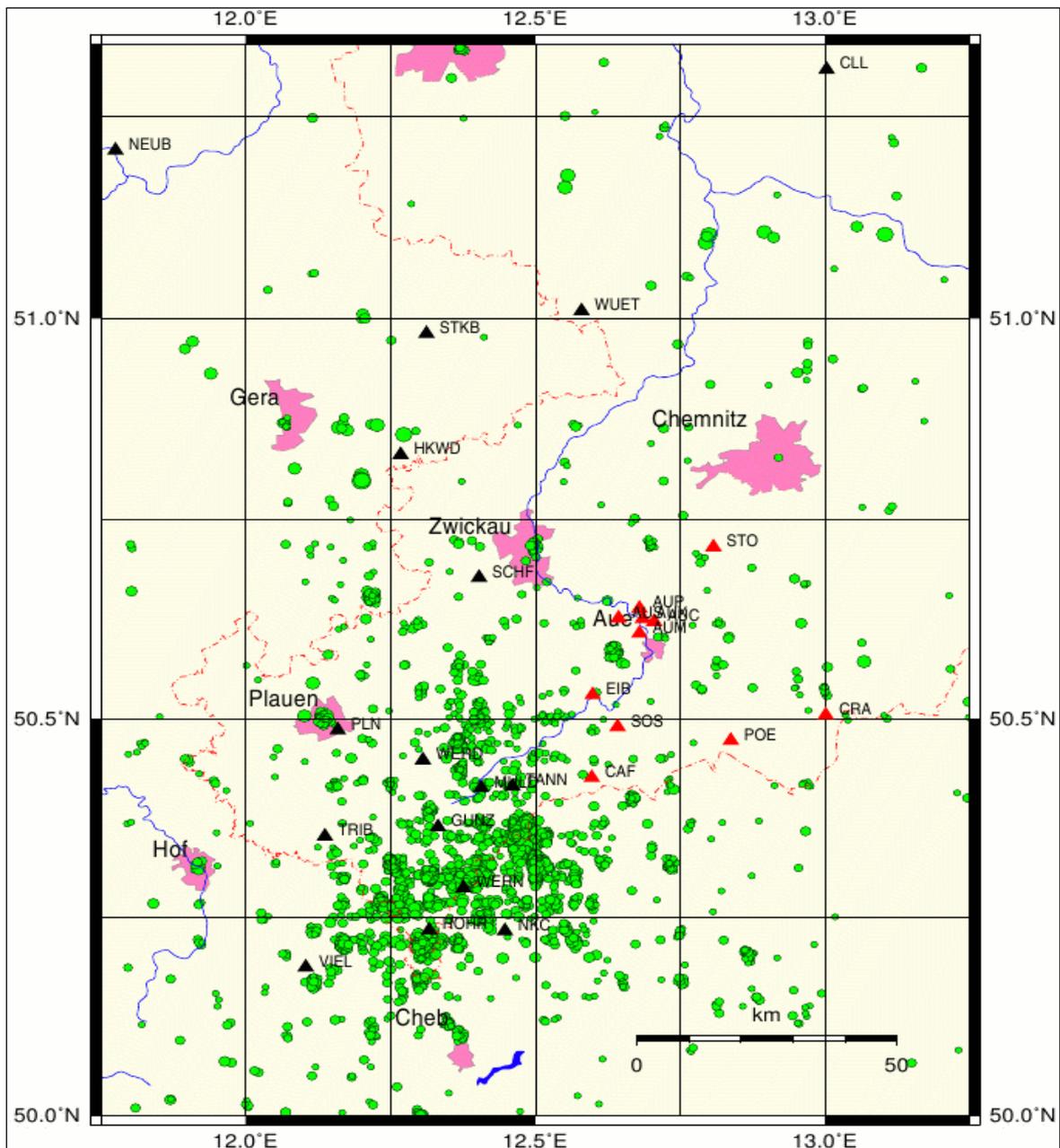


Abbildung 5-16: Makroseismisch zugeordnete Erdbebenherde im Untersuchungsgebiet seit 1523 (Größe der Epizentren ist proportional zur Epizentralintensität)

Innerhalb der seismischen Region Schneeberg, die auch den Grubenbereich Aue beinhaltet, sind für den Zeitraum von 1523 bis 1926 über 130 gespürte Erdbeben ausgewiesen. Die makroseismisch beobachtete Seismizität tritt zeitlich gehäuft in den Jahren 1552, 1701, 1824 und 1908 auf. Die Epizentralintensitäten bewegen sich zwischen 3 und 5,5, wobei ca. 10% der Erdbeben eine maximale Epizentralintensität I_0 von 5,5 erreichten. Nach der von GRUENTHAL (1988) abgeleiteten herdtiefenindifferenten Beziehung:

$$M_L = 0,66 \cdot I_0 - 0,11 \quad (2)$$

entspricht dies einem Lokalmagnitudenwert von $M_L = 3,5$.

Die räumliche Verteilung der makroseismisch zugeordneten Epizentren ist beeinflusst von einer zunehmenden Ungenauigkeit der Herdzuordnung für zeitlich weit zurückliegende Beben. Dies äußert sich in einer großen Streuung der Epizentren und erschwert eine Zuordnung zu seismisch aktiven tektonischen Störungszonen bzw. Lineamenten.

5.3.2 Mikroseismische Beobachtungen

Eine seismotektonische Interpretation wird erst durch ein mikroseismisches Monitoring und der damit verbundenen genauen Lokalisierung der Epizentren ermöglicht.

Mit der Installation der lokalen Stationsnetze SXNET (SaXonian seismic NETwork), TSN (Thuringian Seismic Network) und WEBNET (WEstern Bohemian NETwork) ist eine vollständige Erfassung der natürlichen Seismizität in Westsachsen/Ostthüringen/NW-Böhmen gegeben.

Die vom Stationsnetz SXNET seit 2001 mit einer Lokalisierungsgenauigkeit von wenigen Kilometern erfassten Erdbeben sind Abbildung 5-17 zu entnehmen.

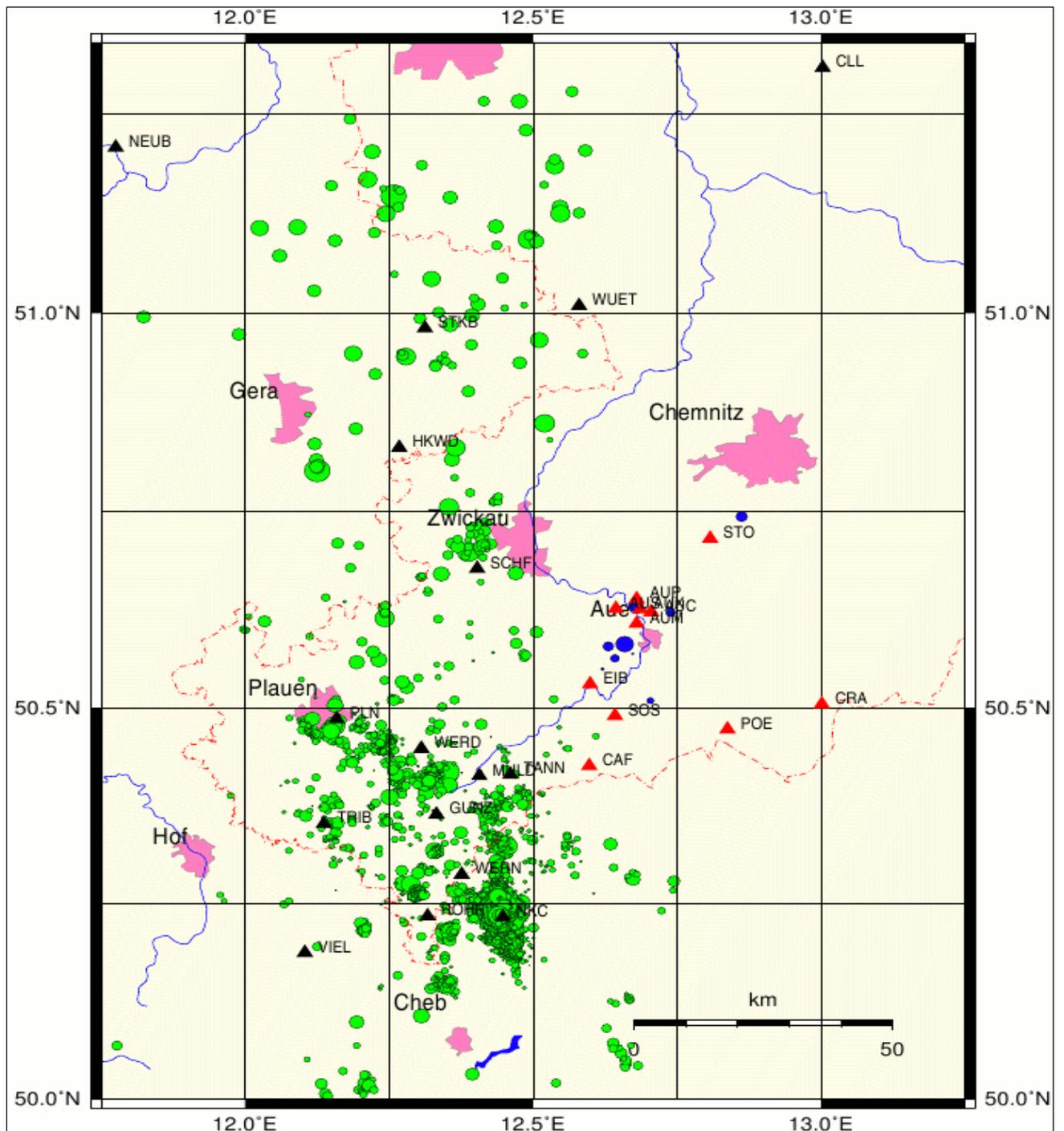


Abbildung 5-17: Mikroseismisch lokalisierte Erdbebenherde im Untersuchungsgebiet seit 2001 (Größe der Epizentren ist proportional zu M_L)

Die zeitliche Verteilung der Erdbeben ist in Abbildung 5-18 dargestellt und veranschaulicht die Verbesserung der Detektionsschwelle für Erdbeben auf einen Magnitudenschwellwert von $M_L \sim -0,5$ durch Optimierung des Stationsnetzes.

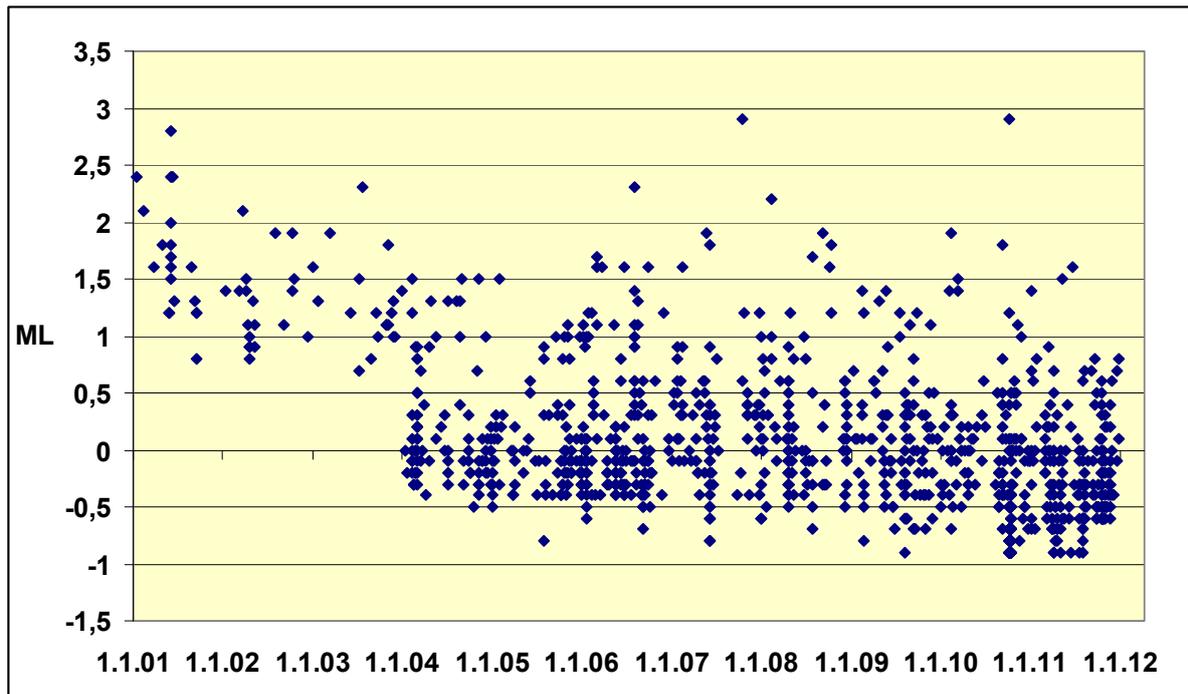


Abbildung 5-18: Zeitliche Verteilung der von SXNET erfassten Erdbeben seit 2001

5.4 Erstellung von Magnituden-Häufigkeitsverteilungen und daraus abgeleiteter Maximalmagnituden für natürliche und induzierte Seismizität

Die Ermittlung der kumulativen Magnituden-Häufigkeitsverteilung erfolgt im Allgemeinen auf der Basis der nach Gutenberg und Richter (Gutenberg, 1944) abgeleiteten Beziehung:

$$\log N_{\text{kum}}(M \geq M_L) = b \cdot M_L + a \quad (3)$$

Hierbei kennzeichnen die Parameter a und b den Charakter bzw. die Intensität der Seismizität.

Zur Berechnung der kumulativen Häufigkeitskurve $\log N_{\text{kum}}$ wird die Anzahl der Ereignisse mit einer Magnitude $M \geq M_L$ für Intervalle der Lokalmagnitude M_L mit einer Schrittweite von 0,1 ermittelt. Die Ermittlung der wahren Ereignisanzahl N_{kum} ist beeinflusst durch eine begrenzte Erfassung von Ereignissen unterhalb der Schwellwertmagnitude des Stationsnetzes, was für kleine Magnitudenwerte zu einer Abflachung der kumulativen Häufigkeitskurve führt. Andererseits kommt es für große Magnitudenwerte in der Nähe der maximal möglichen Lokalmagnitude zu einer unvollständigen Erfassung von Ereignissen, wenn der Beobachtungszeitraum zu kurz ist, was zu einem Abfall der kumulativen Häufigkeitskurve führt. Aus diesem Grund werden die Parameter a und b aus dem linearen Teil der $\log N_{\text{kum}}$ - Kurve ermittelt. Eine Berechnung des Standardfehlers des b-Wertes wird im Allgemeinen nach der von Aki (1965) abgeleiteten Maximum-Likelihood-Abschätzung vorgenommen.

Aus der in Abbildung 5-19 dargestellten kumulativen Magnituden-Häufigkeitsverteilung der vom SXNET erfassten natürlichen Erdbeben wurden die den Charakter sowie die Intensität der Seismizität kennzeichnenden Parameter a und b bestimmt

Für den Beobachtungszeitraum seit 2001 wurde ein für tektonisch bedingte Seismizität typischer b-Wert von 1,00 sowie ein a-Wert von 3,165 ermittelt.

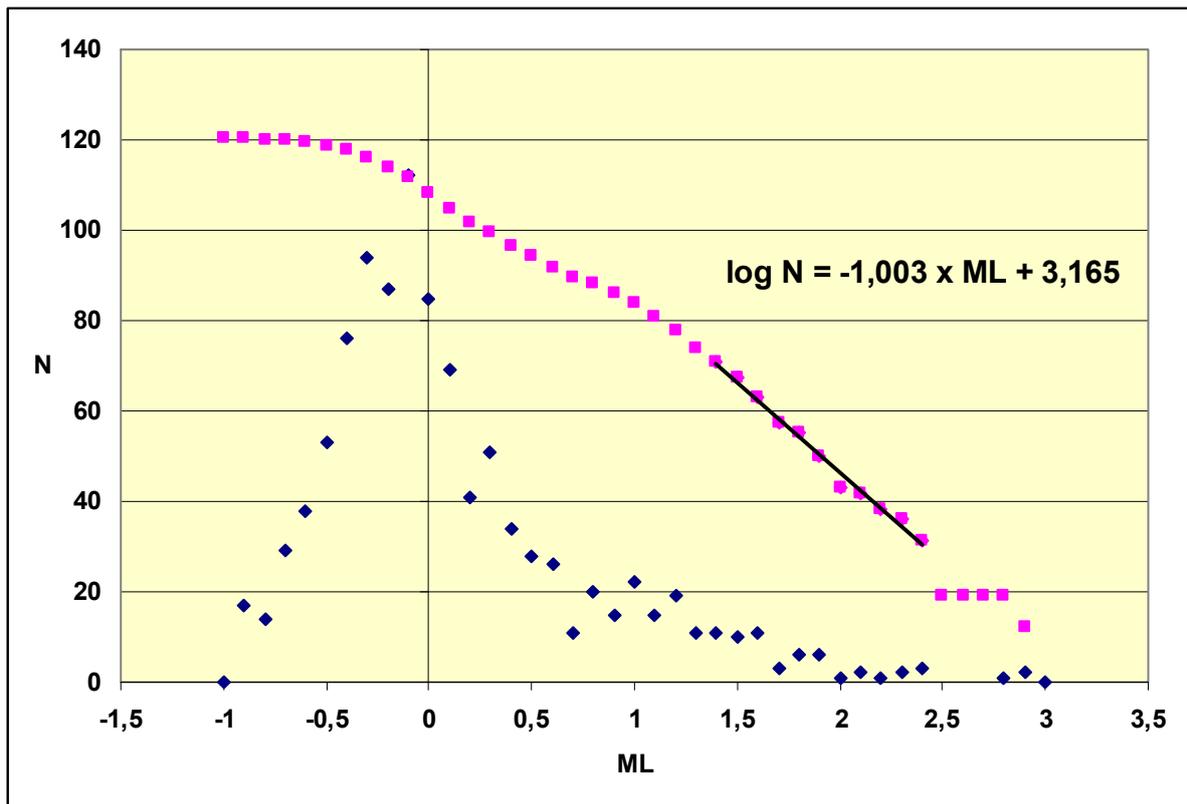


Abbildung 5-19: Absolute (blau) und Kumulative (rot) Magnituden-Häufigkeits-Verteilung der von SXNET erfassten Erdbeben seit 2001

Damit ergibt sich auf Basis der kumulativen Häufigkeitsverteilungen eine abgeschätzte Magnitude von $M_L = 3,4$ für die vom SXNET erfassten natürlichen Beben und eine $M_L = 3,5$ für die Abschätzung aus den Intensitäten (siehe Kapitel 5.3.1). Die beiden Werte stimmen recht gut überein (Abweichung von $M_L = 0,1$).

Die Bestimmung der kumulativen Magnitudenhäufigkeitsverteilung für induzierte seismische Ereignisse im Bereich der Grube Schlema-Alberoda erfolgte unter Verwendung der durch das Offline-Stationsnetz der TU Bergakademie Freiberg und das Wismut-Geophonnetz ermittelten Magnitudenwerte.

Zunächst wurde die Magnitudenhäufigkeitskurve auf der Basis abgeleiteter Lokalmagnitudenwerte des Offline-Stationsnetzes der TU Bergakademie Freiberg bestimmt (Abbildung 5-20) und aus dem linearen Teil die in Tabelle 5-1 aufgeführten Parameter ermittelt.

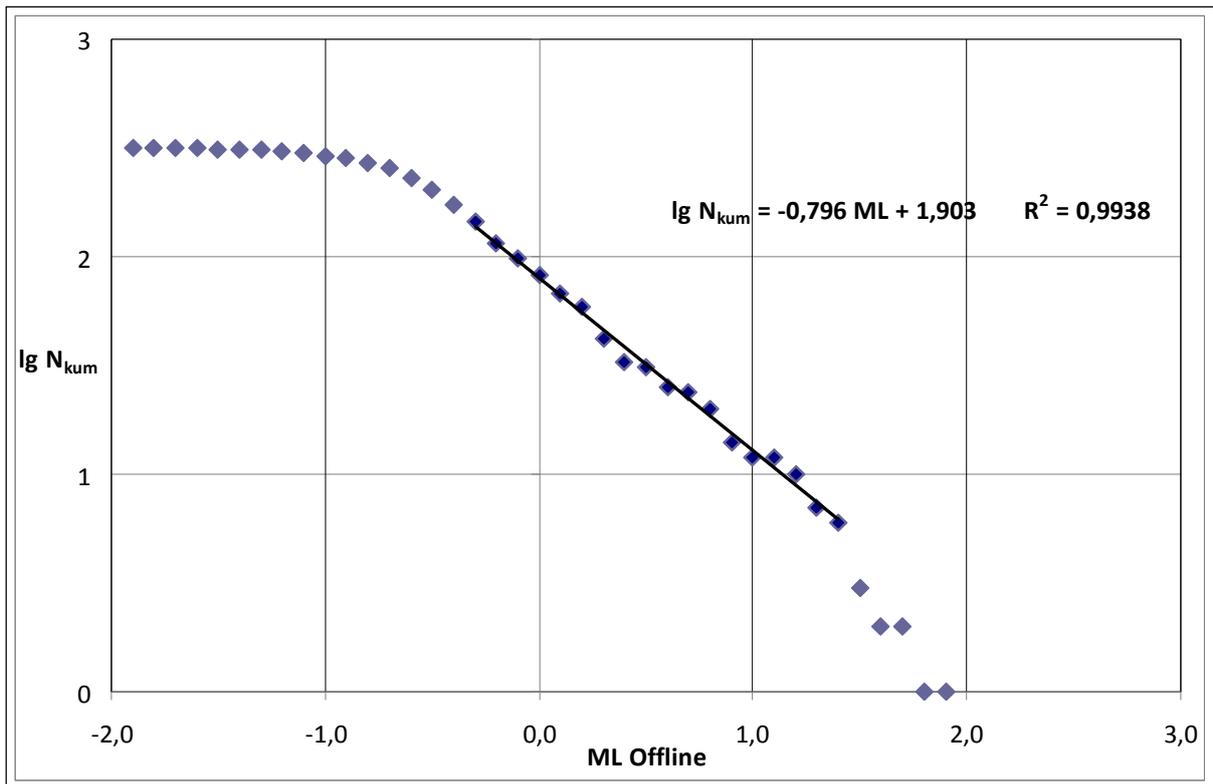


Abbildung 5-20: Magnitudenhäufigkeitsverteilung induzierter seismischer Ereignisse im Bereich der Grube Schlema-Alberoda auf der Basis abgeleiteter Lokalmagnitudenwerte des Offline-Stationsnetzes der TU Bergakademie Freiberg

Tabelle 5-1: Parameter der Magnitudenhäufigkeitsverteilung induzierter seismischer Ereignisse im Bereich der Grube Schlema-Alberoda auf der Basis abgeleiteter Lokalmagnitudenwerte des Offline-Stationsnetzes der TU Bergakademie Freiberg

Bereich M_L		a	b	Standardabweichung Δb
von	bis			
-0,30	1,40	1,903	0,796	0,079

Im Vergleich zeigt sich eine relativ gute Übereinstimmung der abgeleiteten Parameter der Magnitudenhäufigkeitsverteilung auf der Basis von Lokalmagnitudenwerten des Offline-Stationsnetzes der TU Bergakademie Freiberg und Momentenmagnitudenwerten für die Granite des Wismut-Geophonnetzes (Tabelle 5-1 und Tabelle 5-2). Es ist jedoch zu vermerken, dass der auf der Basis von Lokalmagnitudenwerten des Offline-Stationsnetzes abgeleitete b-Wert einer stärkeren Streuung unterliegt, was möglicherweise auf inkonsistent bestimmte Lokalmagnitudenwerte zurückzuführen ist.

Aufgrund dessen wurde für den gesamten Datensatz des Wismut-Geophonnetzes allein unter Einbeziehung von Momentenmagnitudenwerten eine differenzierte Ableitung der Magnitudenhäufigkeitsverteilung für Ereignisse im Schiefer und Granit vorgenommen (Abbildung 5-21). Im Ergebnis ergab sich eine signifikante Abweichung der b-Werte, die aus dem linearen Teil der Gutenberg-Richter-Beziehung abgeleitet wurden und für Granit niedrigere Werte als für Schiefer zeigt (Tabelle 5-2). Diese Unterschiede sind plausibel und in einer geringeren Bruchzähigkeit des Schiefers gegenüber Granit begründet, welche zu einer vermehrten Freisetzung induzierter seismischer Ereignisse in kleineren Klüften mit geringerer Bruchfläche und daraus resultierender kleinerer Magnitude führt.

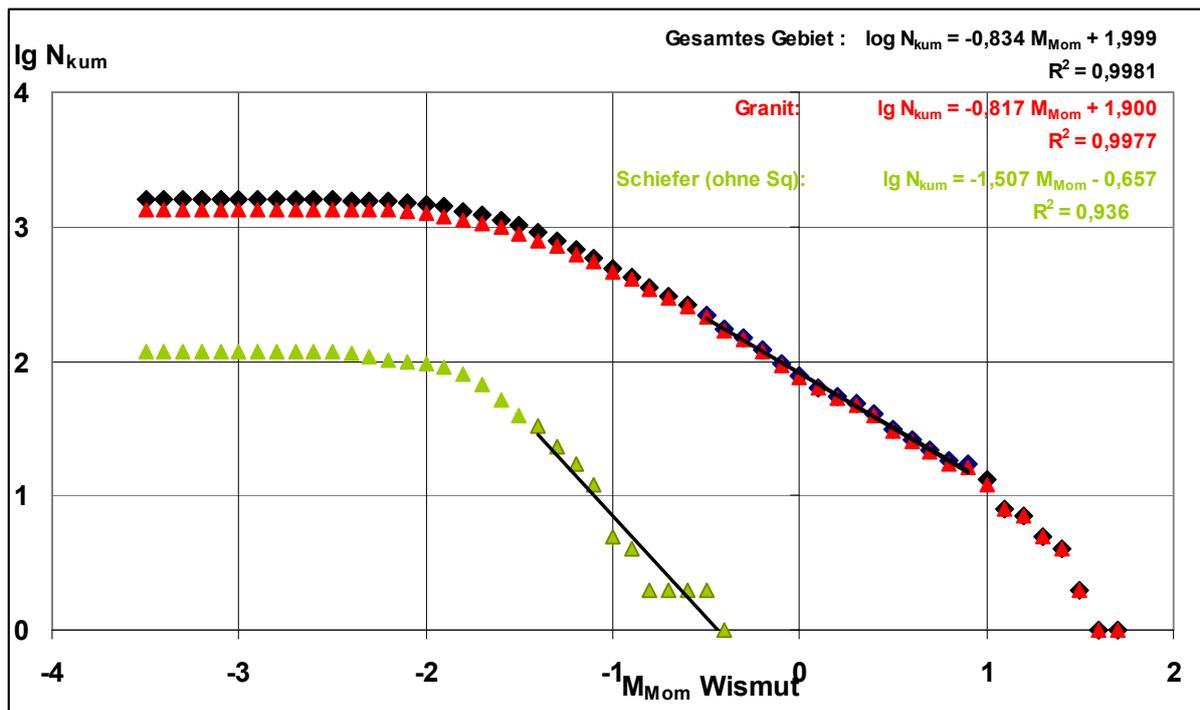


Abbildung 5-21: Magnitudenhäufigkeitsverteilung induzierter seismischer Ereignisse im Bereich der Grube Schlema-Alberoda auf der Basis der durch das Wismut-Geophonnetz berechneten Momentenmagnitude mit Differenzierung für Ereignisse im Granit und Schiefer

Tabelle 5-2: Parameter der Magnitudenhäufigkeitsverteilung induzierter seismischer Ereignisse im Bereich der Grube Schlema-Alberoda auf der Basis der durch das Wismut-Geophonnetz berechneten Momentenmagnitude mit Differenzierung für Ereignisse im Granit und Schiefer

Gestein	M_{Mom}		A	b	Standardabweichung Δb
	von	bis			
Gesamt	-0,50	1,00	1,999	0,834	0,044
Granit	-0,50	1,00	1,900	0,817	0,048
Schiefer	-1,40	-0,40	-0,657	1,507	0,253

Für eine Abschätzung der maximal möglichen Magnitude (Maximalmagnitude) induzierter Seismizität im Bereich der Grube Schlema/Alberoda auf der Basis der Magnitudenhäufigkeitsverteilung ist zu berücksichtigen, dass sich diese im oberen Bereich der Magnitudenskala nicht mehr linear verhält. Der Grund dafür liegt in einer physikalischen Begrenzung der Maximalmagnitude für fluidinduzierte seismischer Ereignisse, die wiederum durch die aufgrund der tektonischen Verhältnisse vorgegebenen Begrenzung der maximal zu aktivierenden Bruchflächen Größe bedingt ist.

Eine den tatsächlichen Verhältnissen angepasste Gutenberg-Richter-Beziehung stellt die Approximation durch eine nichtlineare Beziehung in Form einer begrenzten Pareto-Verteilung (Truncated Pareto Distribution) dar (Burroughs 2002).

Die der linearen und nicht-linearen Gutenberg-Richter-Beziehung angepasste Kurve ist in Abbildung 5-22 dargestellt.

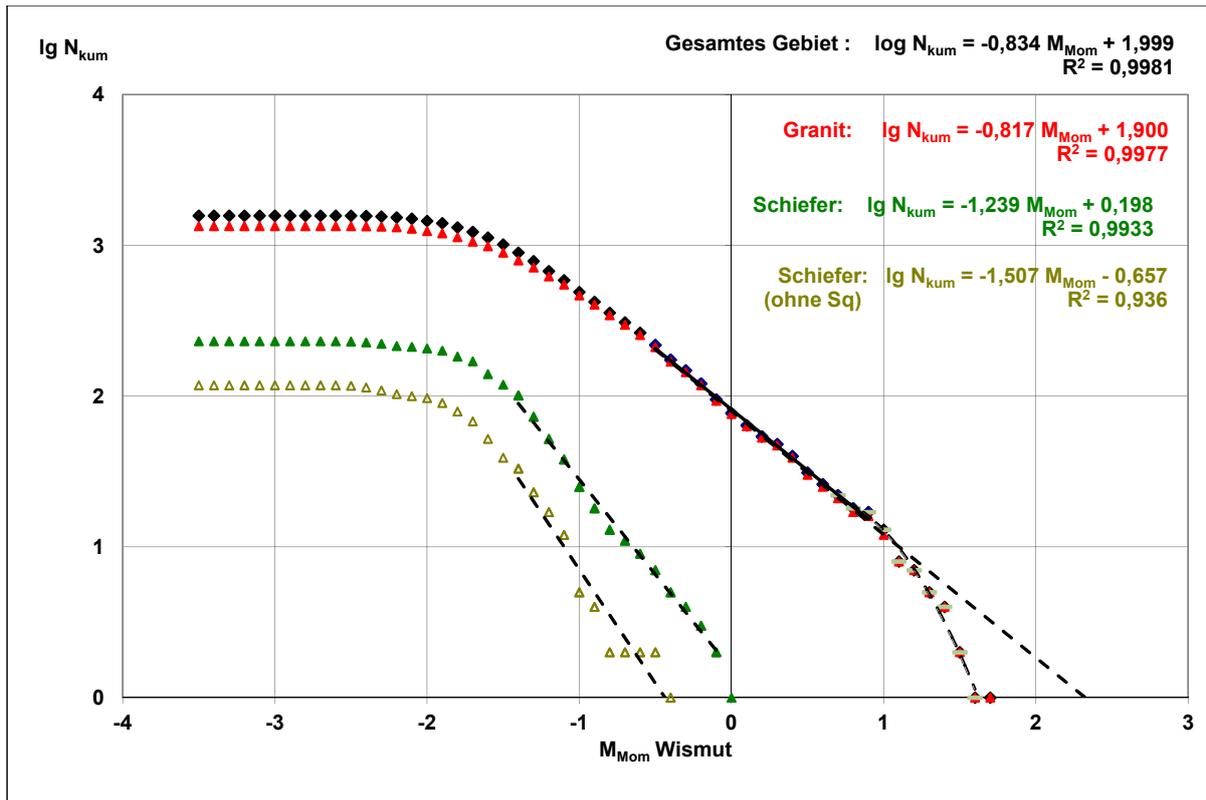


Abbildung 5-22: Abschätzung der Maximalmagnitude induzierter seismischer Ereignisse im Bereich der Grube Schlema/Alberoda auf der Basis eines linearen und nichtlinearen Modells der Gutenberg-Richter-Beziehung

Der Wert für $\alpha = \beta$ wurde aus dem linearen Teil der Kurve abgeleitet, wohingegen der Wert für m sich durch Grenzwertbetrachtung zu $M_{\text{Mom}} = 1,8$ bestimmen ließ. Dies würde einem Lokalmagnitudenwert von $M_L = 2,0$ für die maximal mögliche Magnitude für fluidinduzierte Seismizität im Bereich der Grube Schlema/Alberoda für das nichtlineare Modell entsprechen. Mit dem linearen Modell würde sich $M_{\text{Mom}} = 2,3$ ergeben, was einer Lokalmagnitude $M_L = 2,5$ entspricht

5.5 Ableitung von Dämpfungsbeziehungen für Lokalmagnitude und maximaler Schwinggeschwindigkeit zur Ableitung der seismischen Gefährdung

Die Dämpfungsbeziehungen wurden anhand der maximalen Bodenschwinggeschwindigkeiten (Peak Ground Velocity / PGV) aus den Messwerten abgeleitet.

Die PGV berechnet sich als Länge des maximalen Geschwindigkeitsvektors der drei Raumkomponenten.

$$PGV = \sqrt{(v_{Z_{\text{max}}})^2 + (v_{N_{\text{max}}})^2 + (v_{E_{\text{max}}})^2} \quad (4)$$

Da die Geofone der Wismut GmbH zum überwiegenden Teil aus Vertikalgeofonen bestehen, kann diese Formel so nicht verwendet werden. Aus diesem Grund werden die Berechnungen mit den Daten der TU Bergakademie Freiberg durchgeführt.

Die allgemeine Gleichung für die Amplitudenabnahme für eine Kugelwelle lautet nach (Schön 1983):

$$A = A_0 \cdot e^{-\alpha \cdot r} \cdot \frac{1m}{r} \quad \text{mit } \alpha = \frac{\pi \cdot f}{Q \cdot v_{P/S}} \langle m^{-1} \rangle \quad (5)$$

Wobei der Exponentialterm die intrinsische Dämpfung und der $\frac{1}{r}$ Term die geometrische Dämpfung der Kugelwelle beschreibt.

Durch die seismologischen Messungen sind die Werte für A und r bekannt und man kann folgenden Ausdruck erhalten:

$$\ln(A \cdot r) = (-\alpha \cdot r) + \ln(A_0) \quad (6)$$

Dies ergibt eine Geradengleichung der Form:

$$y = m \cdot x + n \quad (7)$$

womit der gesuchte Dämpfungsparameter α und die gesuchte Anfangsamplitude A_0 aus den Messwerten berechnet werden können.

Da die Anfangsamplitude eine magnitudenabhängige Größe darstellt, wurden die 539 erfassten Schwinggeschwindigkeiten in Magnitudenklassen gleicher Magnituden eingeteilt. Für jede dieser Magnitudenklassen wurde dann eine lineare Regression durchgeführt und damit α und A_0 bestimmt (vgl. Beispiel in Abbildung 5-23).

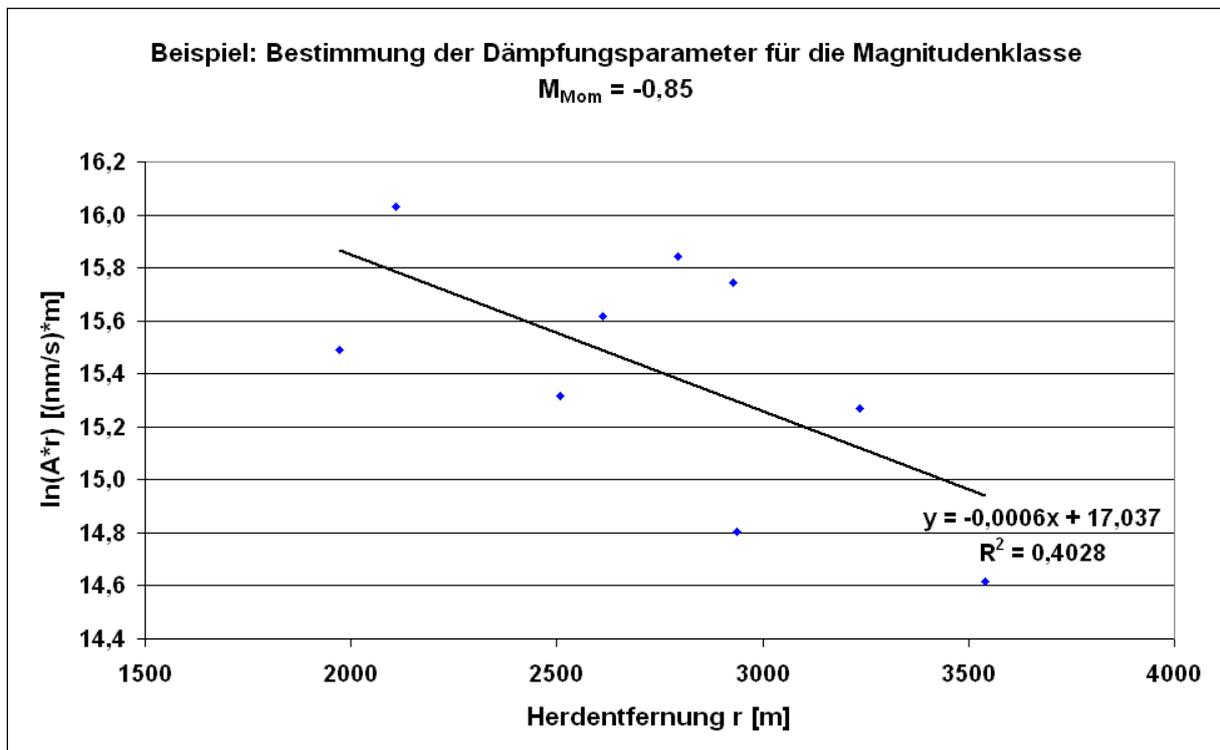


Abbildung 5-23: Beispiel für die lineare Regression einer Magnitudenklasse

Die Messwerte und damit auch die Ergebnisse der Regression streuen z.T. sehr stark. Das liegt zum einen daran, dass die Abstrahlcharakteristik aufgrund der wenigen Daten hier ver-

nachlässigt werden musste. Zum anderen sind Ankopplungsphänomene der Seismometer zu beachten, welche nicht berechnet werden können.

Durch die Vielzahl der Magnitudenklassen ergibt sich nach der Berechnung des Medians ein recht robuster Wert von 0.000578 für α .

Um die Magnitudenabhängigkeit der Anfangsamplitude A_0 ermitteln zu können, wurde der dekadische Logarithmus der Anfangsamplitude der jeweiligen Magnitudenklasse über die Magnitudenklasse geplottet (Abbildung 5-24).

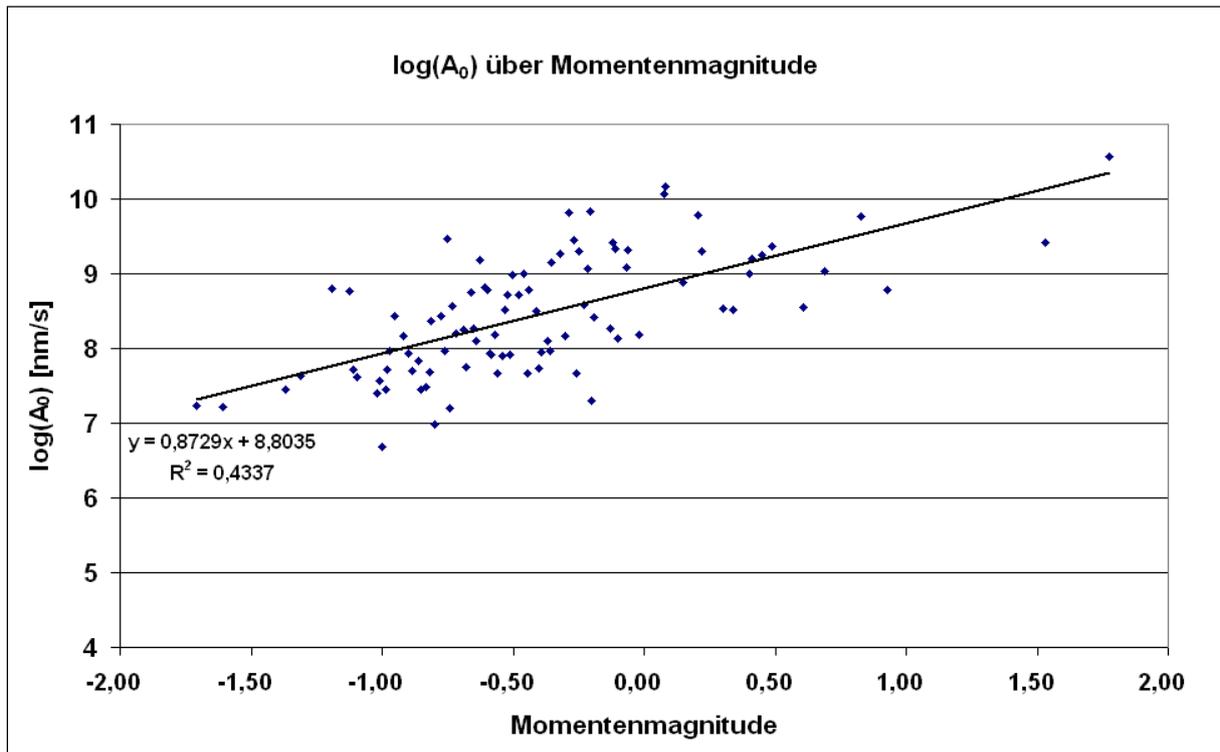


Abbildung 5-24: Abhängigkeit der Anfangsamplitude von der Momentenmagnitude

Auch hier ist eine starke Streuung zu beobachten, die ebenfalls auf die oben beschriebenen Ursachen zurückzuführen ist. Die Streuung ist zwar sehr hoch, aber dennoch relativ gleichmäßig, so dass man davon ausgehen kann, näherungsweise den Mittelwert getroffen zu haben.

Aus der Regression über die Werte kann eine Funktion zur Berechnung von A_0 aus der Momentenmagnitude hergeleitet werden:

$$A_0 = 10^{0,8729 \cdot M_{\text{Mom}} + 8,8035} \quad (8)$$

Mit dieser Formel und dem weiter oben bestimmten α können nun PGVs für bestimmte Magnituden und Entfernungen nach folgender Gleichung vorherberechnet werden:

$$\text{PGV} = 10^{0,8729 M_{\text{Mom}} + 8,8035} \cdot e^{-0,000578 \cdot r} \cdot \frac{1}{r} \quad (9)$$

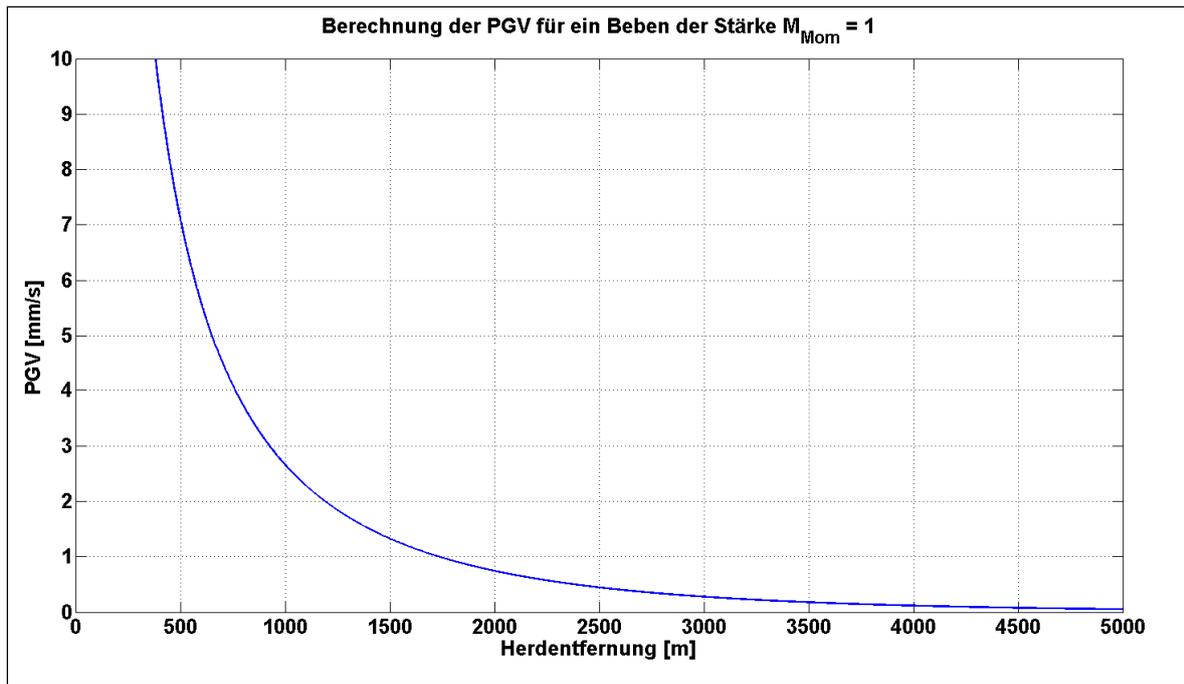


Abbildung 5-25: Berechnung für ein Beben der Momentenmagnitude $M_{Mom} = 1$

Abbildung 5-26 zeigt die Berechnungen für verschiedene Bebenstärken.

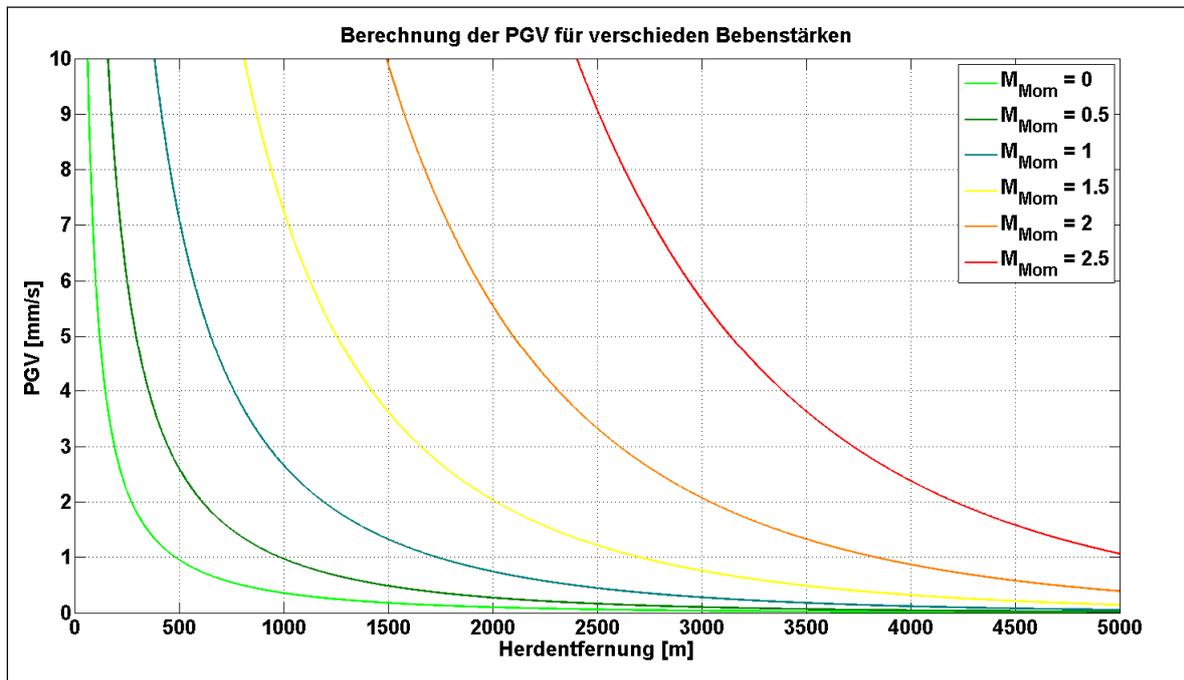


Abbildung 5-26: Berechnung für verschiedene Momentenmagnituden

Die Abklingfunktion weist im betrachteten Bereich eine starke Nichtlinearität auf. Daher können bei größeren Magnituden geringe Änderungen in der Magnitudenstärke große Änderungen in der Schwinggeschwindigkeit hervorrufen.

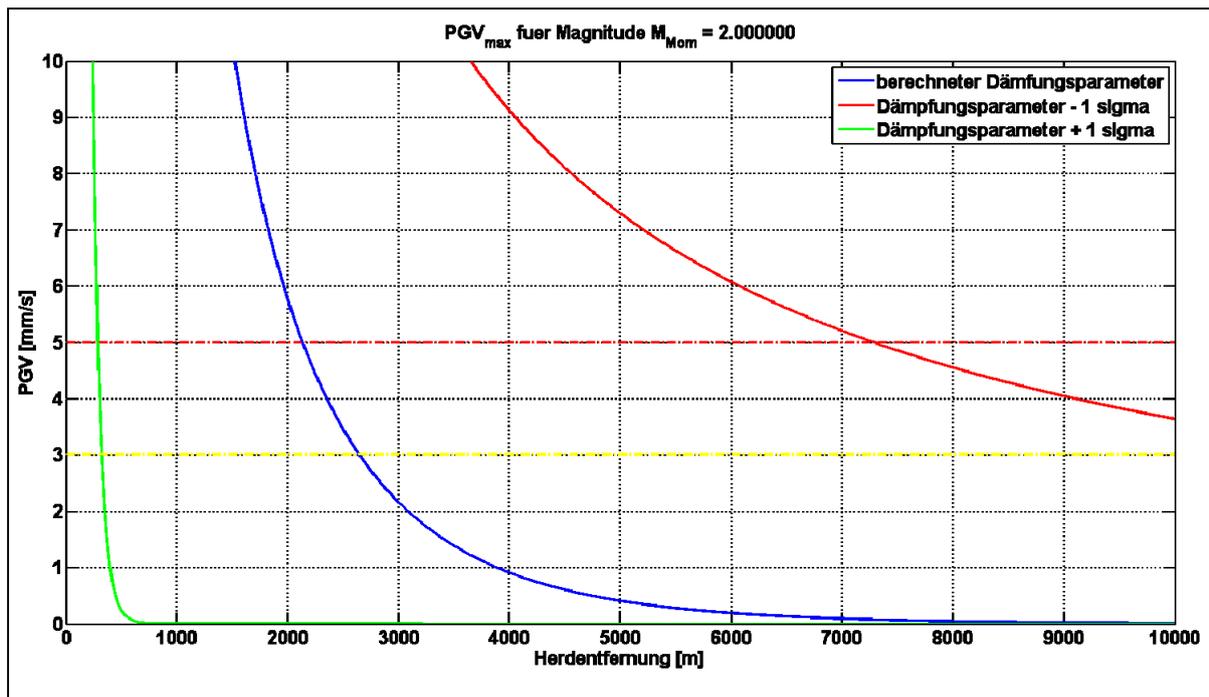


Abbildung 5-27: Berechnung für $M_{Mom} = 2$ mit Unsicherheit ± 1 Standardfehler

Zu beachten ist, dass die Berechnung ein homogenes Medium voraussetzt. Somit können durch lokale Veränderungen des Untergrundes, z.B. in der Muldenaue, durchaus andere Schwinggeschwindigkeiten erreicht werden. Eine Anpassung der Formel für unterschiedliche Medien ist aufgrund der zu geringen Datenbasis nicht möglich.

Ebenfalls in der Berechnung nicht berücksichtigt werden konnten Oberflächeneffekte, Verstärkungen in Sedimentschichten sowie die Teufenabhängigkeit des Dämpfungsparameters. Deshalb und aufgrund des breiten Fehlerbereiches ist diese Prognose als grobe Abschätzung anzusehen. Der Dämpfungsparameter stellt einen sehr sensiblen Parameter dar, welcher möglichst genau am zu untersuchenden Objekt bestimmt werden sollte. Um präzisere Aussagen zur seismischen Gefährdung treffen zu können, sind weitere Untersuchungen notwendig.

6 AP 5 Dateninterpretation

6.1 Beurteilung der tektonischen Situation am Standort Aue

Seismotektonische Untersuchungen im Umfeld der Grube Schlema-Alberoda sind von besonderem Interesse im Hinblick auf eine Trennung zwischen induzierter und tektonisch bedingter Seismizität.

Im Rahmen des 1997 begonnenen Langzeitmonitorings zur Untersuchung tektonisch vorgeprägter Störungszonen, liefert das in Schlema-Alberoda installierte Offline-Stationsnetz der TU Bergakademie Freiberg wertvolle Daten zur Detektion und Lokalisierung von Mikroerdbeben im zentralen Bereich der Gera-Jachymov-Störungszone. Später installierte Stationen an den Talsperren Eibenstock (EIU), Sosa (SOS), Stollberg (STU), Carlsfeld (CAF) und im Besucherbergwerk Pöhl (POE) unterstützen das Monitoring im Hinblick auf eine Bestimmung der Herdmechanismen von Mikrobeben.

Im Untersuchungsgebiet konnten seit 1997 durch das SXNET-Stationsnetz die in Tabelle 6-1 aufgelisteten und in Abbildung 6-1 dargestellten Mikrobeben detektiert werden.

Tabelle 6-1: Mikroerdbeben im Umfeld der Grube Schlema/Alberoda, detektiert durch die Stationen des Sachsenetzes (SXNET)

Datum	Herdzeit UTC	Epizentralkoord. Brei- te °N	Län- ge °O	Tiefe km	$M_{L(SX)}$	Lokalität
24.10.1997	14:02:23	50,72	12,79	10	1,6	Stollberg
24.08.2004	20:09:41	50,632	12,440	7,9	0,4	Voigtsgruen
25.08.2004	04:17:12	50,587	12,461	2,5	1,0	Stangengruen
26.01.2005	11:09:08	50,581	12,659	9,0	1,6	Zschorlau
24.09.2005	07:36:28	50,563	12,642	3,1	0,3	Zschorlau
02.11.2005	02:47:48	50,620	13,287	?	1,1	Südöstlich von Marienberg
02.11.2005	02:52:59	50,610	13,306	?	1,0	Südöstlich von Marienberg
11.01.2006	02:24:01	50,590	12,452	3,0	0,9	Stangengruen
28.04.2006	21:57:03	50,509	12,704	1,3	0,1	Sosa
05.08.2006	19:17:55	50,629	12,679	13,8	1,4	Aue
24.10.2006	01:05:31	50,578	12,631	2,1	0,6	Zschorlau
05.03.2011	00:34:01	50,621	12,739	?	0,5	Lößnitz
05.03.2011	01:54:53	50,569	12,673	10,2	-0,6	Östlich von Zschorlau
21.12.2011	08:30:05	50,655	12,803	1,8	0,7	Südlich von Stollberg

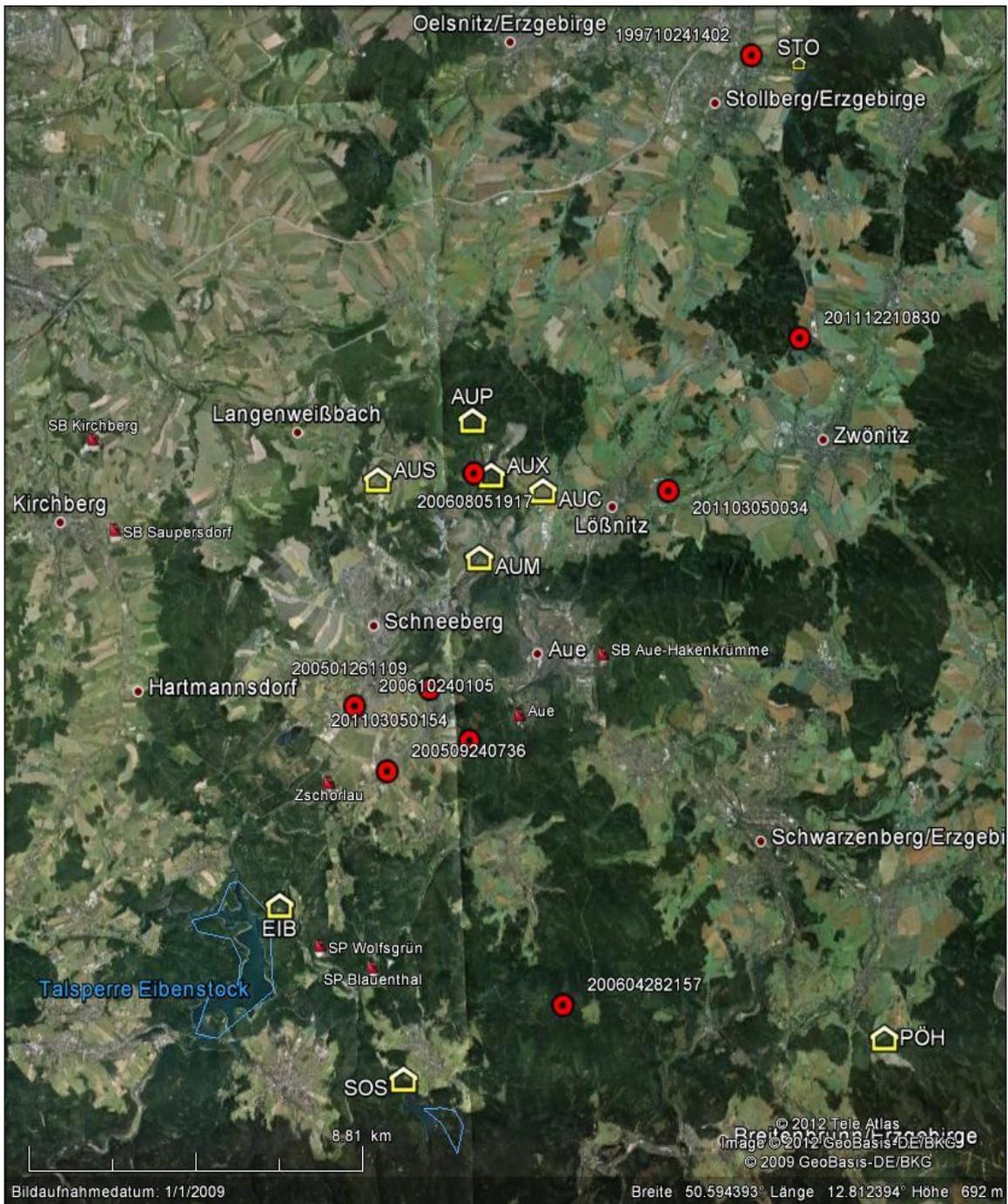


Abbildung 6-1: Mikroerdbeben im Umfeld der Grube Schlema/Alberoda, detektiert durch das SXNET Stationsnetz (Bildquelle: Google Earth)

Sowohl die ermittelten Herdtiefen als auch die zugeordneten Herdlagen kennzeichnen die Mikrobeben als tektonisch bedingte seismische Ereignisse. Dies gilt insbesondere für das Ereignis vom 05.08.2006 im Bereich der Grube Schlema/Alberoda, welches mit einer Herdtiefe von 13,7 km eindeutig als tektonisch bedingtes seismisches Ereignis klassifiziert werden konnte.

Aus der Verteilung der Epizentren der Mikrobeben lässt sich keine eindeutige Zuordnung zu einzelnen tektonischen Störungszonen ableiten. Dies kann erst auf der Grundlage von Herdflächenlösungen vorgenommen werden, welche sich wiederum erst für stärkere seismische Ereignisse mit Magnitude $M_L > 1$ hinreichend genau ermitteln lassen.

Speziell liegt eine Zuordnung der beobachteten Mikroseismizität zum östlichen Randbereich der N-S-verlaufenden Leipzig-Regensburger Störungszone nahe, wobei für die südlich der Grube Schlema/Alberoda auftretenden Erdbeben auch eine Zuordnung zur NO-SW-gerichteten Gera-Jachymov Störungszone möglich ist.

Generell ist die im Bereich von Westsachsen auftretende Seismizität durch einen vorwiegend Nord-Süd gerichteten Blattverschiebungsmechanismus geprägt (Abbildung 6-2), der sich gleichgerichteten, steil einfallenden Störungen der Leipzig-Regensburger Störungszone zuordnen lässt. Abweichende Mechanismen treten vorwiegend als Abschiebung auf, die sich sowohl NO-SW als auch NW-SO gerichteten Störungssystemen zuordnen lassen.

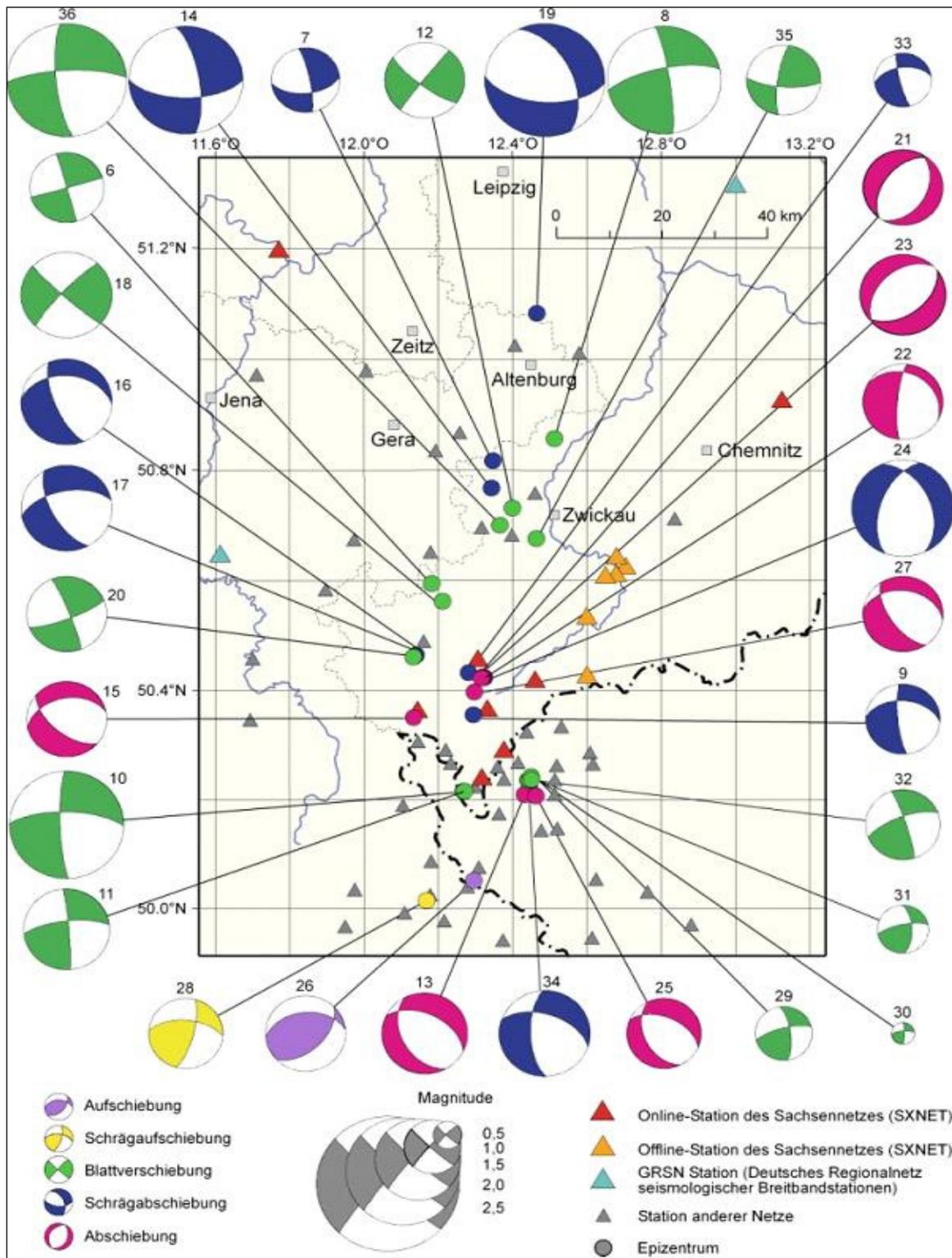


Abbildung 6-2: Herdflächenlösungen für Erdbeben in Westsachsen

Für ein Mikroerdbeben, welches am 05.08.2006 19:17 Uhr UTC in einer Tiefe von 17,6 km in der Umgebung der Grube Schlema-Alberoda mit einer Magnitude von $M_L = 1,0$ lokalisiert werden konnte, wurde auf der Basis der Registrierungen der Regionalnetzstationen die in Abbildung 6-3 dargestellte Herdflächenlösung berechnet. Diese zeigt einen Blattverschiebungsmechanismus, der sich bei N-S gerichteter Bruchfläche dem tektonischen Regime der Leipzig-Regensburger Störungszone zuordnen lässt.

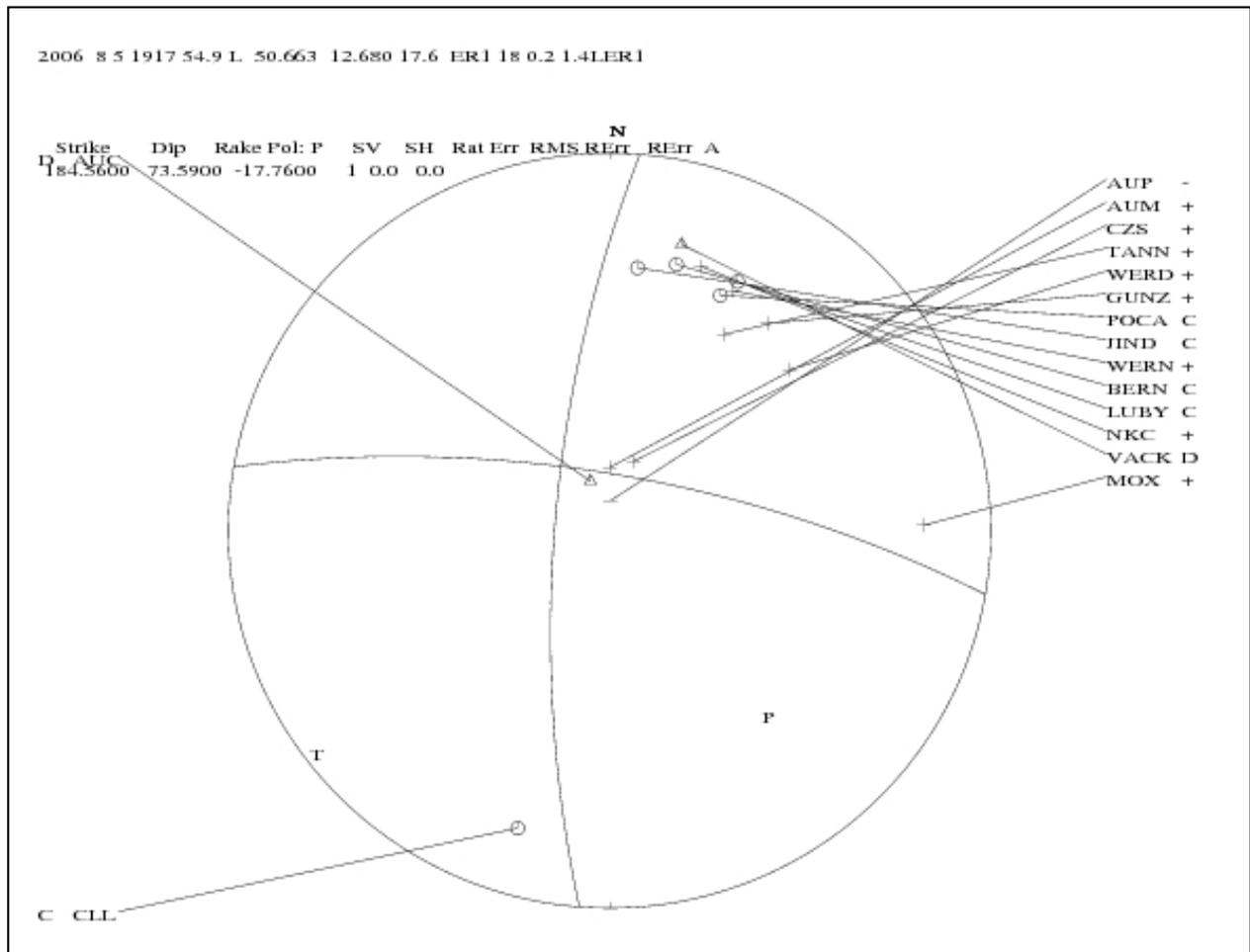


Abbildung 6-3: Herdflächenlösung eines Mikrobebens in der Umgebung der Grube Schlema/Alberoda am 5.8.2006 19:17 Uhr UTC in einer Tiefe von 17,6 km mit $M_L = 1,0$

6.2 Vergleich der natürlichen Seismizität des Standortes Aue mit anderen Standorten

Ein Vergleich wurde mit den petrothermalen Geothermieprojekten Basel, Soultz-sous-Forêts (Frankreich), dem nicht rein petrothermalen Geothermiekraftwerk Landau sowie der Grube Aue/Schlema vorgenommen.

Die Tabelle zeigt die Zuordnung der Standorte nach Erdbebenzonen (DIN EN 1998-1/NA) sowie eine Abschätzung nach der Europäischen Makroseismischen Skala (EMS) nach (Grünthal 1998).

Tabelle 6-2: Vergleich ausgewählter Standorte

Standort	Basel	Soultz-sous-Forêts	Aue/Schlema	Landau
Erdbebenzone	3	1	0	1
EMS 98	7 - 7,5	6,5	6	6,5

Wie Tabelle 6-2 zeigt, herrscht im Raum Aue die geringste natürliche Seismizität. Der EMS-Wert von 6 für Aue bedeutet, dass natürliche Beben dieser Stärke von den meisten Personen wahrgenommen werden und auch ganz leichte Gebäudeschäden (z.B. Putzrisse) auftreten können.

Rein statistisch besteht also von den vier Standorten in Aue das geringste Risiko durch eine Reservoirerschließung bzw. den Betrieb, ein größeres natürliches Erdbeben zu triggern. Allerdings sind die EMS-Intensitätsunterschiede bei Soultz-sous-Forêts und Landau mit $I^{\circ}=0,5$ so gering, dass von einer vergleichbaren natürlichen Seismizität ausgegangen werden kann.

6.3 Ableitung von Prognoseparametern für geothermisch induzierte Seismizität am Standort Aue

Ausgehend von der im vorherigen Kapitel beschriebenen natürlichen auftretenden Seismizität, kann davon ausgegangen werden, dass es bei geothermisch induzierter Seismizität zu etwas geringeren Intensitäten kommt. Trotzdem beeinflusst das Design des potentiellen Reservoirs die Seismizität.

Die Größe und Tiefe der stimulierten produktiven Fläche ist, neben den Betriebsparametern Druck, Fließrate und Temperatur, ausschlaggebend für die erzeugte Seismizität. Ohne Kenntnis dieser Parameter sind definitive Aussagen an dieser Stelle nicht möglich. Es sollte mit einer ähnlichen Seismizität wie in Soultz-sous-Forêts gerechnet werden (siehe Cuenot°2008, Cuenot 2010), falls ein vergleichbares Reservoirdesign und vergleichbare Betriebsparameter gewählt werden.

Mit den bestimmten Dämpfungsparametern aus Kapitel 5.5 sind Erschütterungskarten für hypothetische Beben im Gebiet berechnet worden.

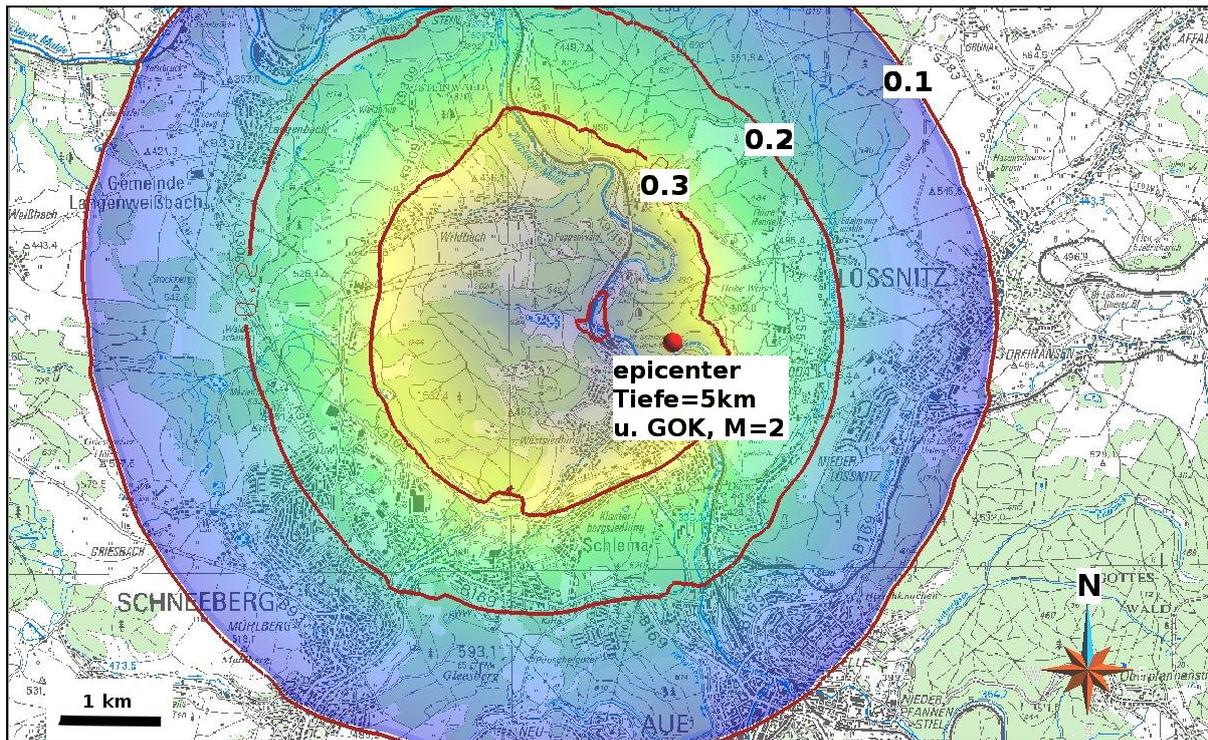


Abbildung 6-4: Erschütterungskarte für ein hypothetisches Beben in 5 km Tiefe (Zahlenwerte in mm/s)

Durch die großen Unsicherheiten in den Parametern, sowie durch die Nichtberücksichtigung von oberflächennahen Verstärkungen müssen diese Karten als unsichere Prognose eingestuft werden. Für bessere Aussagen sind genauere Parameter und geologische Untersuchungen (Mikrozonierung) notwendig.

Nach dieser vorläufigen Prognose sollte ein Beben in 5 km Tiefe die Magnitude M_{Mom} von 2,7 nicht überschreiten, um die maximale Schwinggeschwindigkeit von 3 mm/s an der Oberfläche einhalten zu können.

Weiterhin hat sich gezeigt, dass die Topografie im Untersuchungsgebiet einen starken Einfluss haben kann. So ist z.B. aus Abbildung 6-4 ersichtlich, dass die maximale Schwinggeschwindigkeit nicht unmittelbar im Epizentrum, sondern im Bereich der Mulde auftritt. Das ist in diesem Fall ein reiner Topografie-Effekt, da Verstärkungen durch die Sedimente nicht berücksichtigt sind (siehe Abbildung 6-5). Der Höhenunterschied zwischen dem Epizentrum und dem Muldeniveau beträgt ungefähr 80 m.

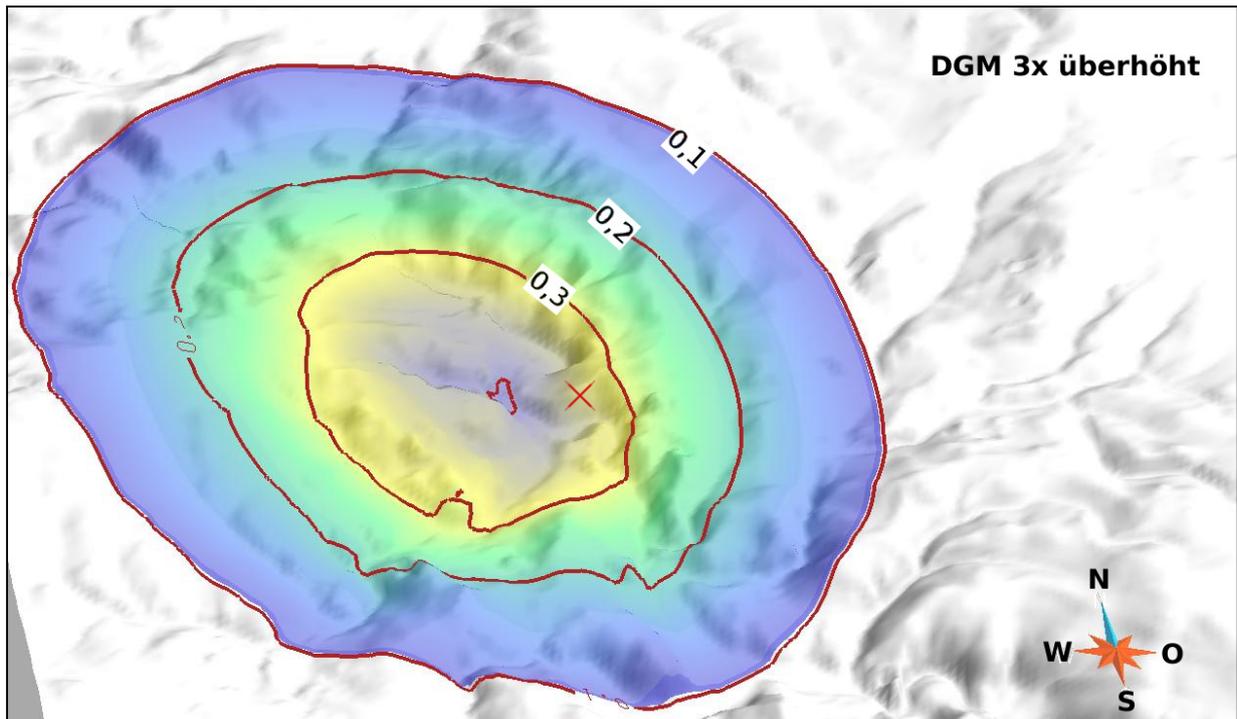


Abbildung 6-5: Berechnete Schwinggeschwindigkeiten aus Abbildung 6-4 auf dem digitalen Geländemodell

7 AP6 Schlussfolgerungen

7.1 Erarbeitung von Empfehlungen für seismische Überwachung eines potentiellen Geothermieprojektes im Kristallin unter besonderer Berücksichtigung potentieller Standorte in Sachsen

Das im Projektverlauf erschienene Positionspapier „Empfehlungen zur Überwachung induzierter Seismizität“ des Forschungskollegiums Physik des Erdkörpers e.V. (FKPE), (FKPE, 2012) beschreibt die Mindestanforderungen für die seismologische Überwachung. Dies ist auch für die potentiellen Standorte in Sachsen gültig.

Zusätzlich wird darauf hingewiesen, dass für eine automatische Auswertung z.B. mit Seis-ComP3 (GFZ-Potsdam) mindestens sechs detektierte P-Einsätze vorliegen müssen. Damit erhöht sich die minimale Stationsanzahl auf sechs Stationen (FKPE 5 Stationen). Praktisch sollten acht bis zehn Stationen betrieben werden, um Ausfälle oder Fehldetektionen der P-Welle kompensieren zu können.

Die Einhaltung des im FKPE-Positionspapiers geforderten Signal-Rausch-Verhältnisses (SNR) größer 3 nach dem Richtwert (I95) wird in Stadtgebieten (z.B. Dresden) an der Oberfläche nicht möglich sein. Hier sollten Bohrlochseismometer verwendet werden, da das Hintergrundrauschen mit der Tiefe schnell abklingt. Bei Oberflächenseismometern sollte im besten Fall direkt an kristalline Gesteine angekoppelt werden, um die Signalqualität zu verbessern.

Die vorgeschlagene seismische Überwachung ersetzt nicht die Immissionsmessung nach DIN 4150.

7.2 Ableitung optimaler Netzkonfigurationen zur Erfassung der Herdparameter induzierter Ereignisse

Die Netzkonfiguration muss an der Zielsetzung angepasst sein. So ist z.B. zur Reservoircharakterisierung ein wesentlich aufwendigeres Messnetz notwendig als zur Lokalisierung der Seismizität. Ein Messnetz zur Reservoircharakterisierung kann entscheidend zum Verständnis des Reservoirs beitragen. Weiterhin spielt die Art der Auswertung eine Rolle. Bei einer automatischen Auswertung nahe Echtzeit, welche heute Stand der Technik ist, sind mehr Stationen notwendig als bei einer rein manuellen Auswertung. Die Integration des Immissionsnetzes in eine automatische Auswertung ist nur an sehr ruhigen Standorten oder bei größeren Ereignissen sinnvoll. Eine optimale Netzgeometrie für eine automatische Detektion kann wie in Abbildung 7-1 aussehen.

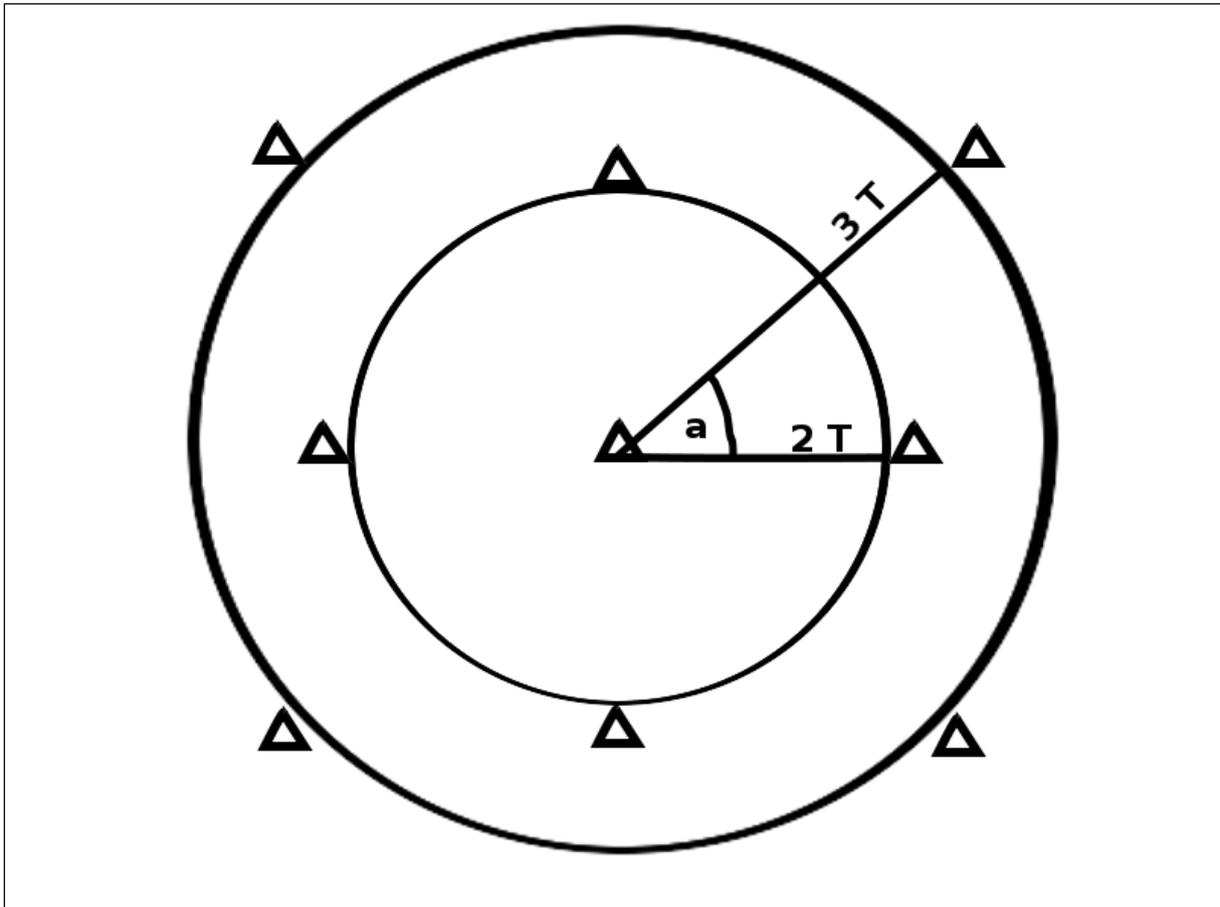


Abbildung 7-1: Beispiel einer optimalen Netzkonfiguration mit neun Stationen

Die Mittelpunktstation sollte dabei über dem erwarteten Hypozentrum liegen. Der Radius der Kreise sollte 2-mal der erwarteten Herdtiefe T für den inneren Kreis und 3-mal T für den äußeren Kreis betragen. Der Winkel a gibt die azimutale Lücke an, welche in diesem Fall 45° beträgt.

In der Praxis sind solche idealen Geometrien kaum umzusetzen, da andere Faktoren wie Infrastruktur (z.B. Strom, Datenanbindung), Eigentumsverhältnisse, Wirtschaftlichkeit und Zugänglichkeit dies verhindern. Trotzdem sollte versucht werden, Standorte zu finden, welche dieser idealisierten Geometrie möglichst nahe kommen.

Es befinden sich mehrere Softwarepakete (meist englischsprachig) im Umlauf, welche ausgehend von einer bestehenden Konfiguration die optimalen Standorte für weitere Stationen finden. Jedoch besteht auch hier das Infrastrukturproblem, so dass die optimierten Standorte oft nicht umgesetzt werden können.

Ist man an weiteren abgeleiteten Herdparametern interessiert (Herdradius, Dislokation, Spannungsabfall), muss sichergestellt werden, dass die spektrale Eckfrequenz messtechnisch erfasst werden kann. Hierbei spielen der erfassbare Frequenzbereich des Messgerätes und die Abtastfrequenz des Digitalisierers eine Rolle. Abbildung 7-2 zeigt eine Übersicht des Zusammenhanges zwischen Eckfrequenz, Spannungsabfall, Magnitude, seismischen Moment und Herdradius.

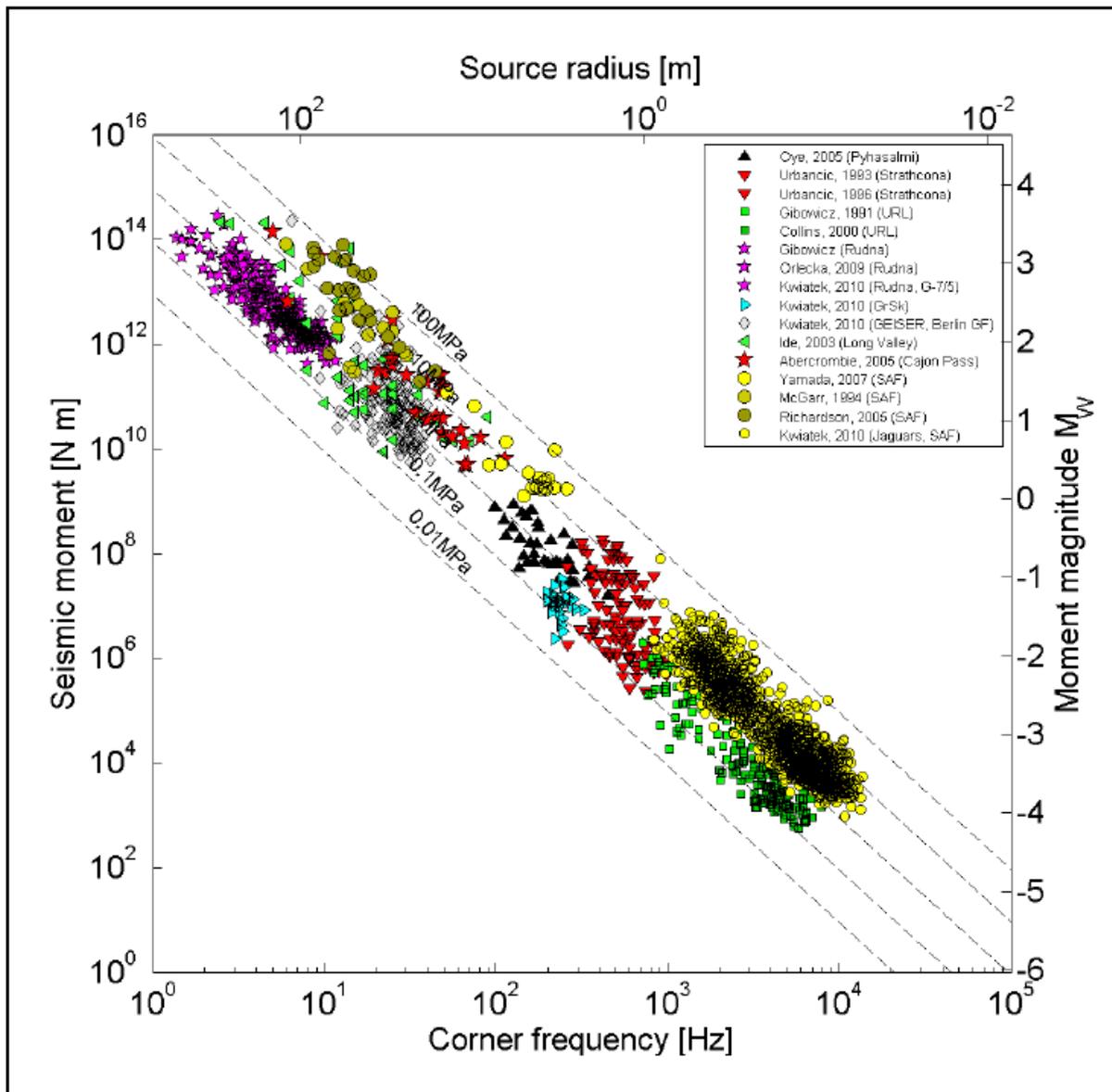


Abbildung 7-2: Untersuchung für induzierte Seismizität (Quelle: Kwiatek 2010)

Besteht Interesse an Herdradien z.B. für Magnitude 0, muss laut Abbildung 7-2 eine Eckfrequenz von 120 Hz erfasst werden können, um auch bei einem Spannungsabfall von 100 MPa die Frequenz bestimmen zu können. Damit es durch die Digitalisierung des Signals nicht zu Alias-Effekten kommt, muss das Nyquist-Abtastkriterium eingehalten werden. Damit muss die Abtastfrequenz des Digitalisiers mindestens doppelt so groß sein wie die Frequenz, die abgebildet werden soll. Im hiesigen Beispiel müsste also für die Eckfrequenz von 120 Hz die Digitalisierfrequenz bei mindestens 240 Hz liegen, damit das Signal später sauber rekonstruiert werden kann.

7.3 Ableitung von Prognoseparametern für andere potentielle Geothermie-Standorte in Sachsen

Wie in Kapitel 6.3. beschrieben, hängt die induzierte Seismizität entscheidend vom Design des Reservoirs, den gewählten Betriebsparametern sowie den Gesteinscharakteristika ab.

Damit sind konkrete Aussagen an anderen potentiellen Standorten in Sachsen erst möglich, wenn diese Parameter bekannt sind.

Es kann davon ausgegangen werden, dass die seismische Gefährdung für petrothermale Geothermie in Sachsen überall beherrschbar ist. Trotzdem muss für jedes Geothermieprojekt eine Einzelfallprüfung durchgeführt werden, welche die lokalen geologischen, physikalischen und geotechnischen Parameter berücksichtigt.

8 AP 7 Kontinuierliche Datenaufbereitung

8.1 Digitalisierung und 3D-Darstellung des Grubengebäudes

Die Digitalisierung erfolgte auf Basis geologischer Kartenwerke, welche von der Wismut GmbH zu Verfügung gestellt wurden und teilweise in der Bergbaumonografie „Geologie und Uranbergbau im Revier Schlema-Alberoda“ (Hiller 2007) veröffentlicht sind. Als verwendete Software kam das CAD Programm Gocad[®] zum Einsatz. Die verwendeten Karten wurden in das Programm eingelesen und georeferenziert (Abbildung 8-1). Das verwendete Koordinatensystem ist Gauß-Krüger auf den Bessel Ellipsoid.

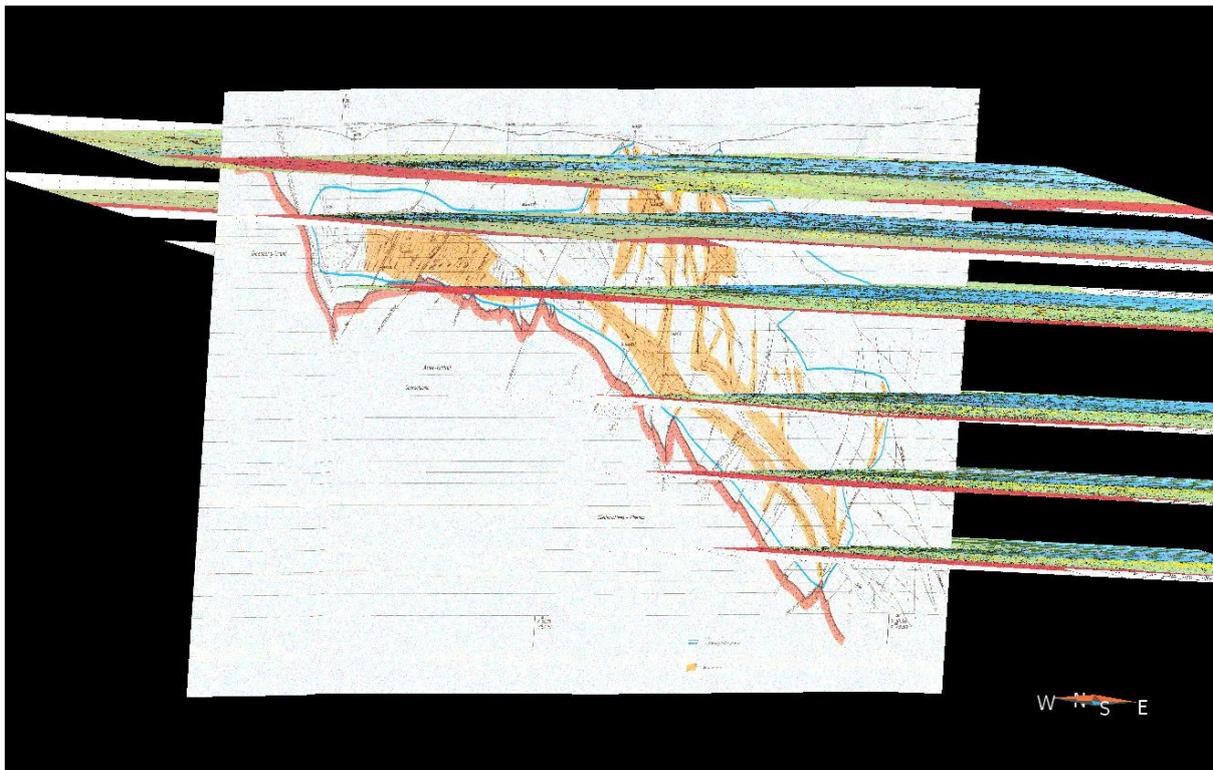


Abbildung 8-1: Georeferenzierte Karten in Gocad / Blick von Süden / leicht verkippt

Mithilfe der referenzierten Karten beginnt die eigentliche Digitalisierung, indem die Strukturen durch Polygonzüge approximiert werden. In Abbildung 8-1 ist aus mehreren Polygonzügen eine Fläche entstanden, welche geologisch der Störung „Ruhmvoll“ entspricht.

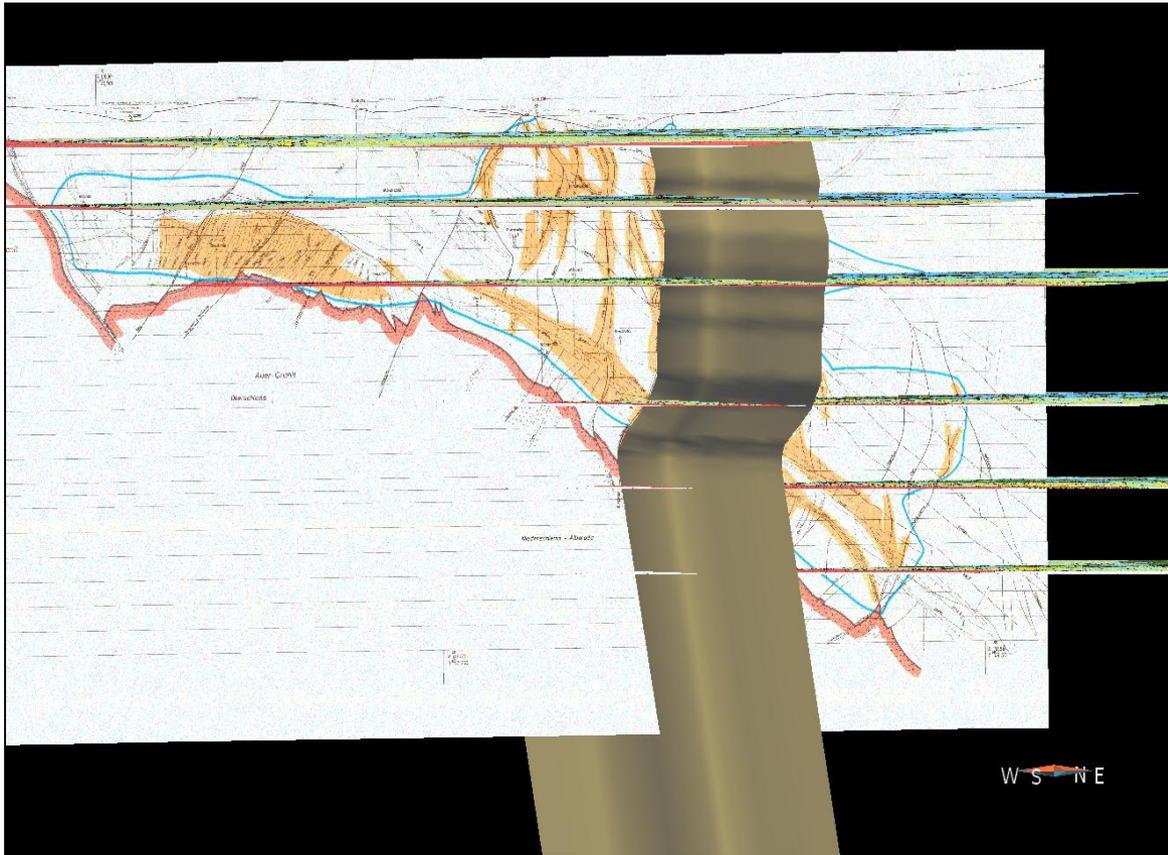


Abbildung 8-2: Georeferenzierte Karten mit digitalisierter Störungszone

In den Geowissenschaften ist es häufig der Fall, dass sich der Kenntnisstand umgekehrt proportional zur Tiefe verhält. So besteht oberhalb der Granitoberkante (rot) durch den Bergbau ein ausgezeichneter Kenntnisstand, welcher allerdings im Granit rapide abnimmt. Vergleichend ist dies in Abbildung 8-3 zu erkennen, indem die meisten Schächte nicht in den Granit reichen. Lediglich sechs Schächte verlaufen in den Granit, jedoch nur wenige Meter tief. Aufgrund dessen wurden die Störungszone im Granit als ebene Fläche ausgehalten.

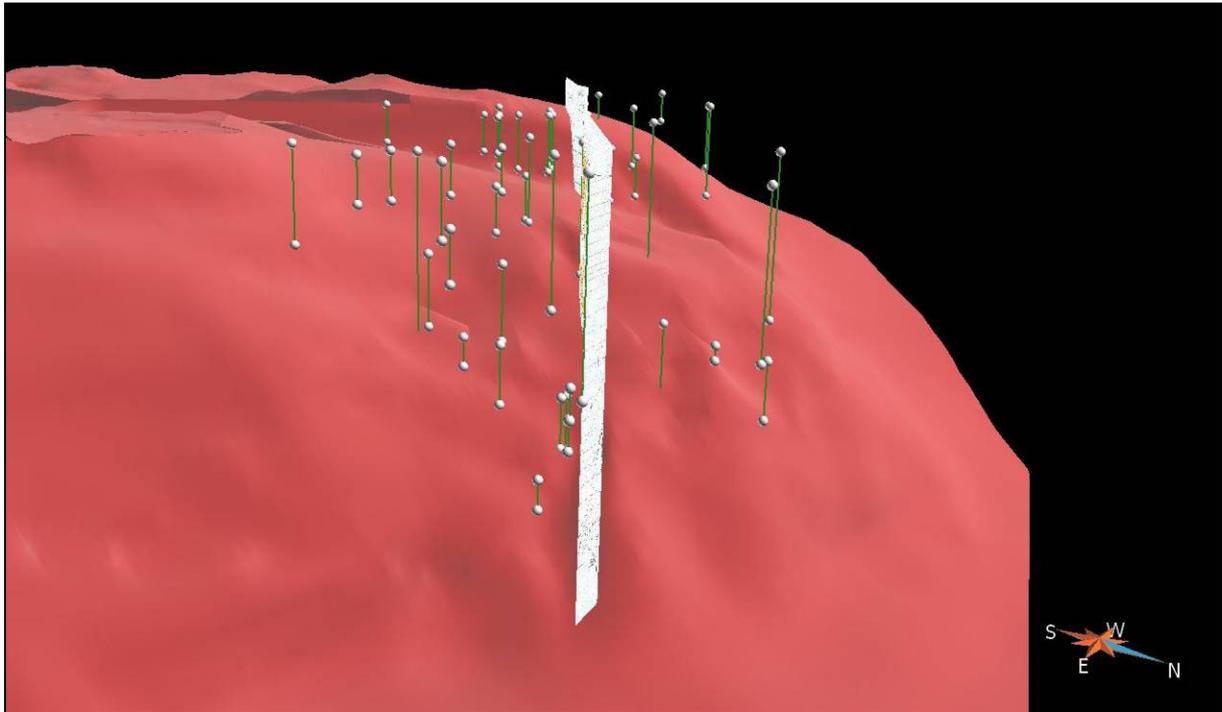


Abbildung 8-3: Oberkante des Granits (rot) mit digitalisierten Schächten (grün)

In Abbildung 8-4 ist das Modell der Hauptstörungen mit eingezeichneten seismischen Ereignissen dargestellt. Die Größe der Punkte korreliert mit der Lokalmagnitudo.

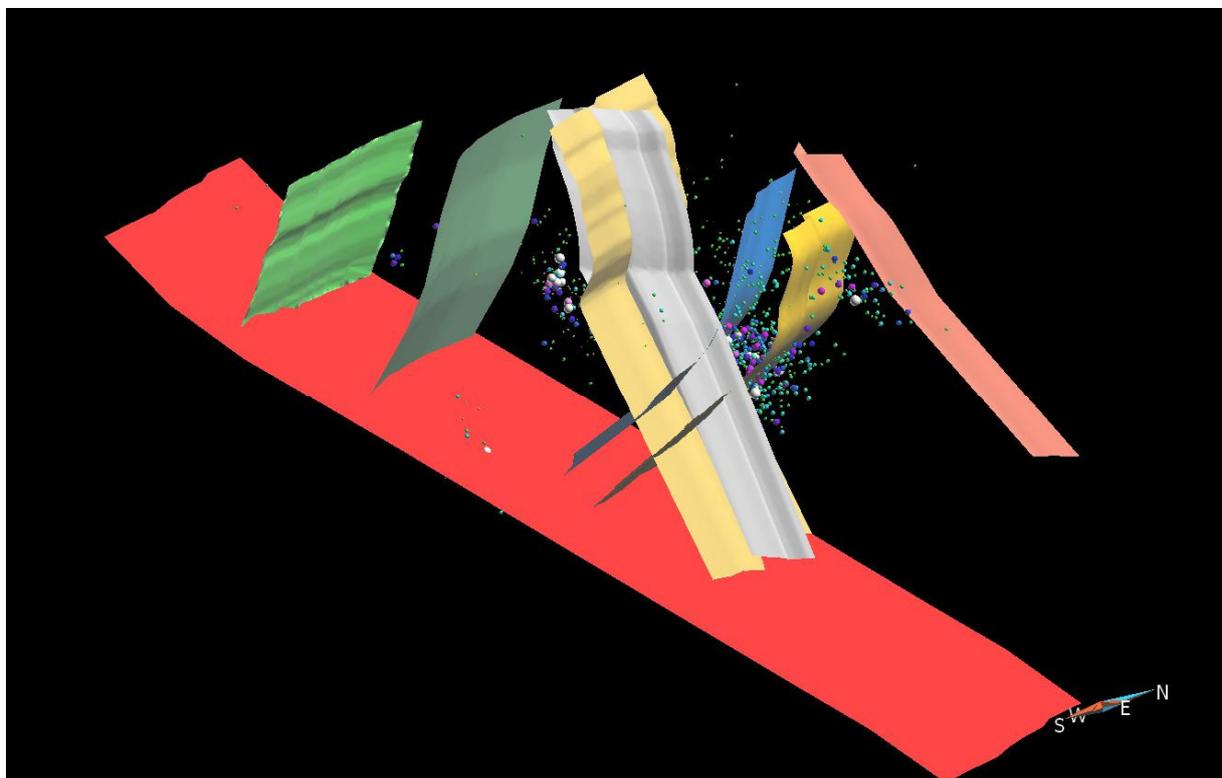


Abbildung 8-4: Modell der Hauptstörungen mit allen seismischen Ereignissen

Abbildung 8-5 zeigt die Abbauregionen auf der 120 m Sohle. Es ist zu erkennen, dass es sich um recht komplexe und nicht zusammenhängende Gebiete handelt.

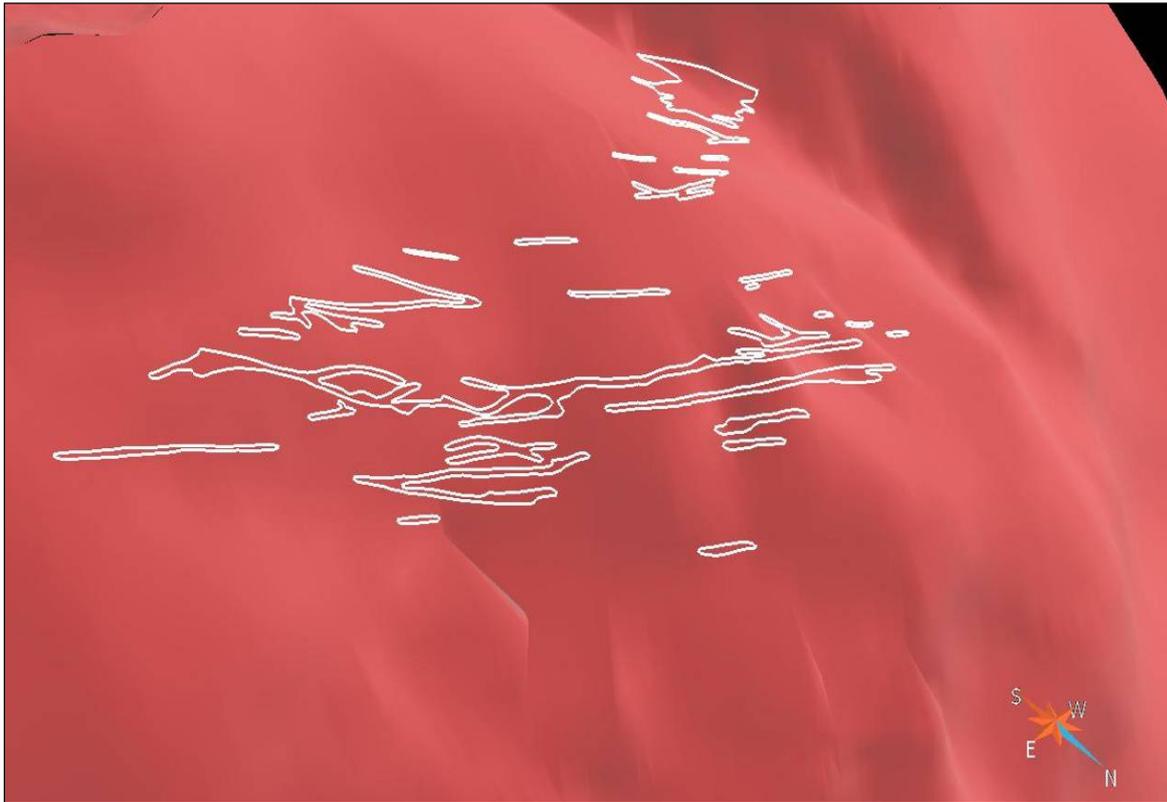


Abbildung 8-5: Digitalisierte Abbauregionen (weiß) auf der 120 m Sohle

Die Abbaugelände auf den anderen Sohlen sehen ähnlich aus. Durch die Vielzahl der Sohlen und Abbauregionen entsteht ein sehr komplexer Abbaukörper. Die Digitalisierung wäre prinzipiell möglich, aber auch sehr zeitaufwendig. Für das spätere numerische Modell sind solche komplexen feinaufgelösten Strukturen rechentechnisch nicht mehr beherrschbar. Aus diesen Gründen wurde das Grubengebäude nur in seinen Umrissen grob digitalisiert (Abbildung 8-6).

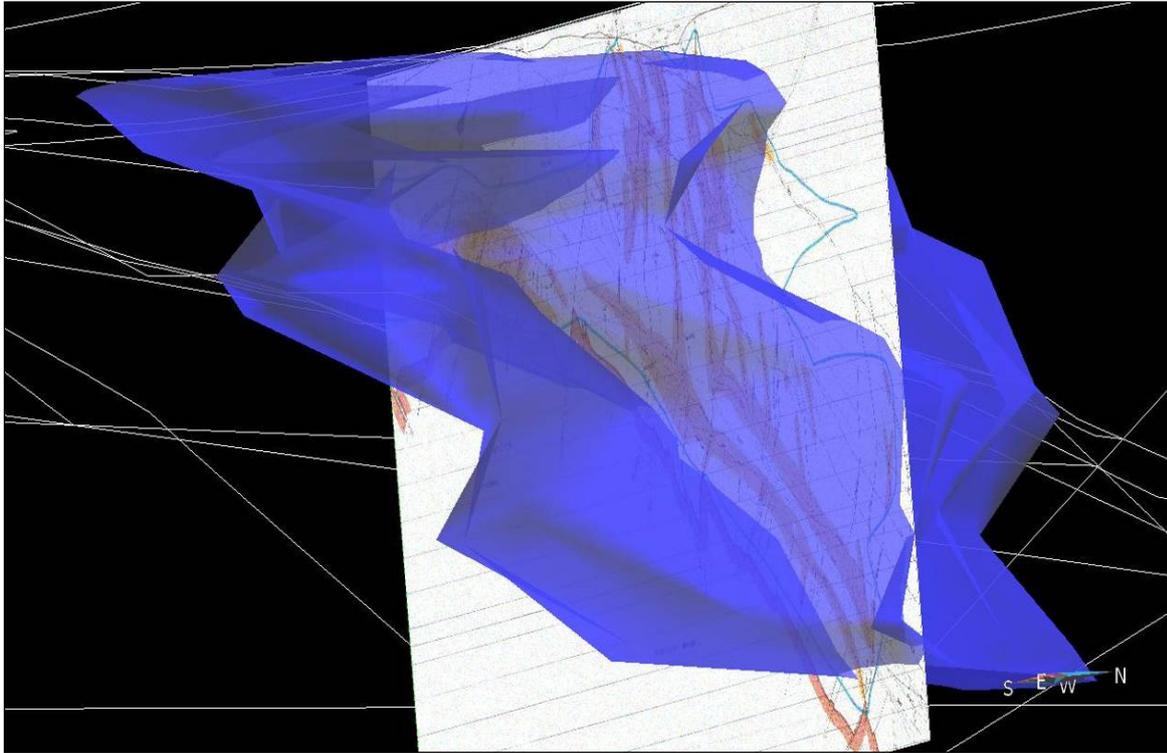


Abbildung 8-6: Idealisiertes Modell der Abbauregion

Nachdem die einzelnen Regionen digitalisiert wurden, mussten sie anschließend mit den Störungen verschnitten werden. Diese wurden geglättet, um eine korrekte numerische Vernetzung zu gewährleisten und die Rechenzeiten des numerischen Modells in einem vertretbaren Rahmen zu halten.

Das Modell hat eine West-Ost Ausdehnung von 6000 m, eine Nord-Süd Ausdehnung von 6000 m sowie eine Tiefenerstreckung von rund 5000 m und besteht aus 53 Regionen (Abbildung 8-7).

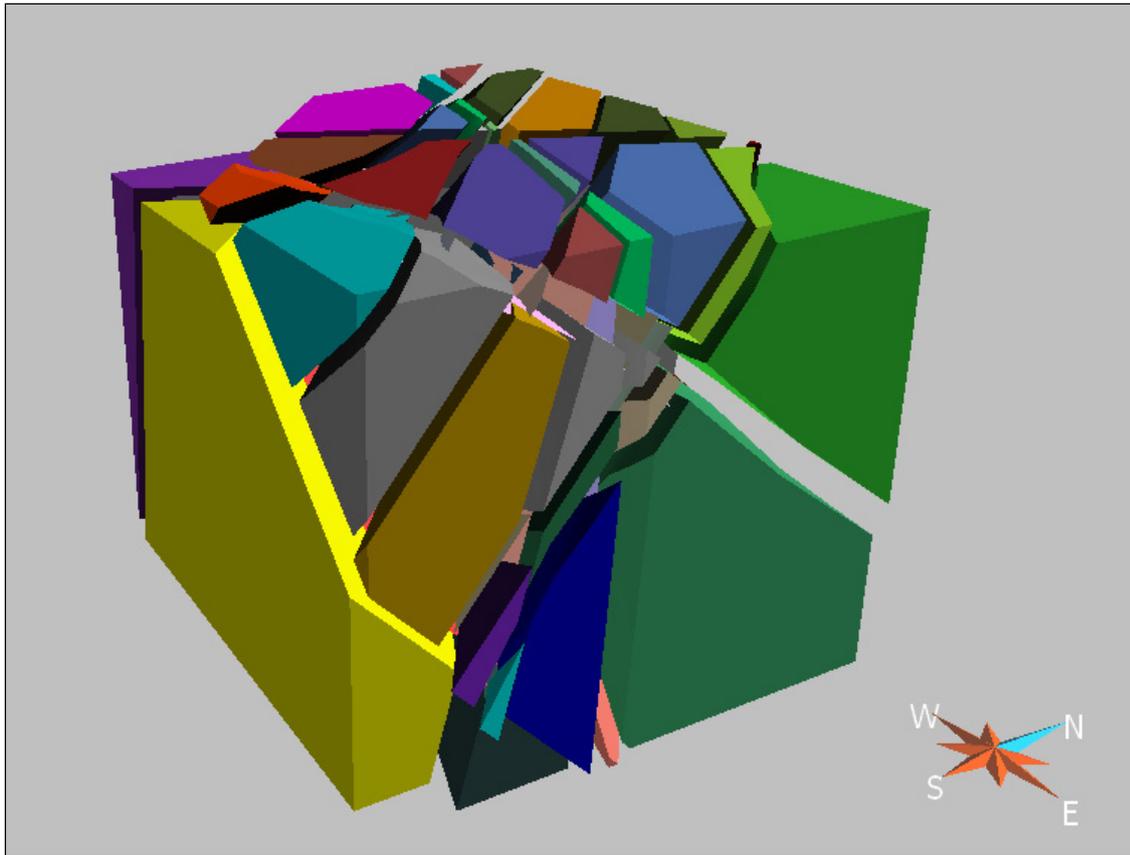


Abbildung 8-7: Geologisches Modell vorbereitet für numerische Simulation

Außerdem wurde das Modell in Richtung des regional vorherrschenden Spannungsfeldes gedreht und ein äußerer Rahmen um das Modell gelegt, damit die Spannungen angelegt werden können (Abbildung 8-8). Diese Rahmen hat die Abmessungen West-Ost 8500 m Nord-Süd 8500 m und Tiefe 5000 m.

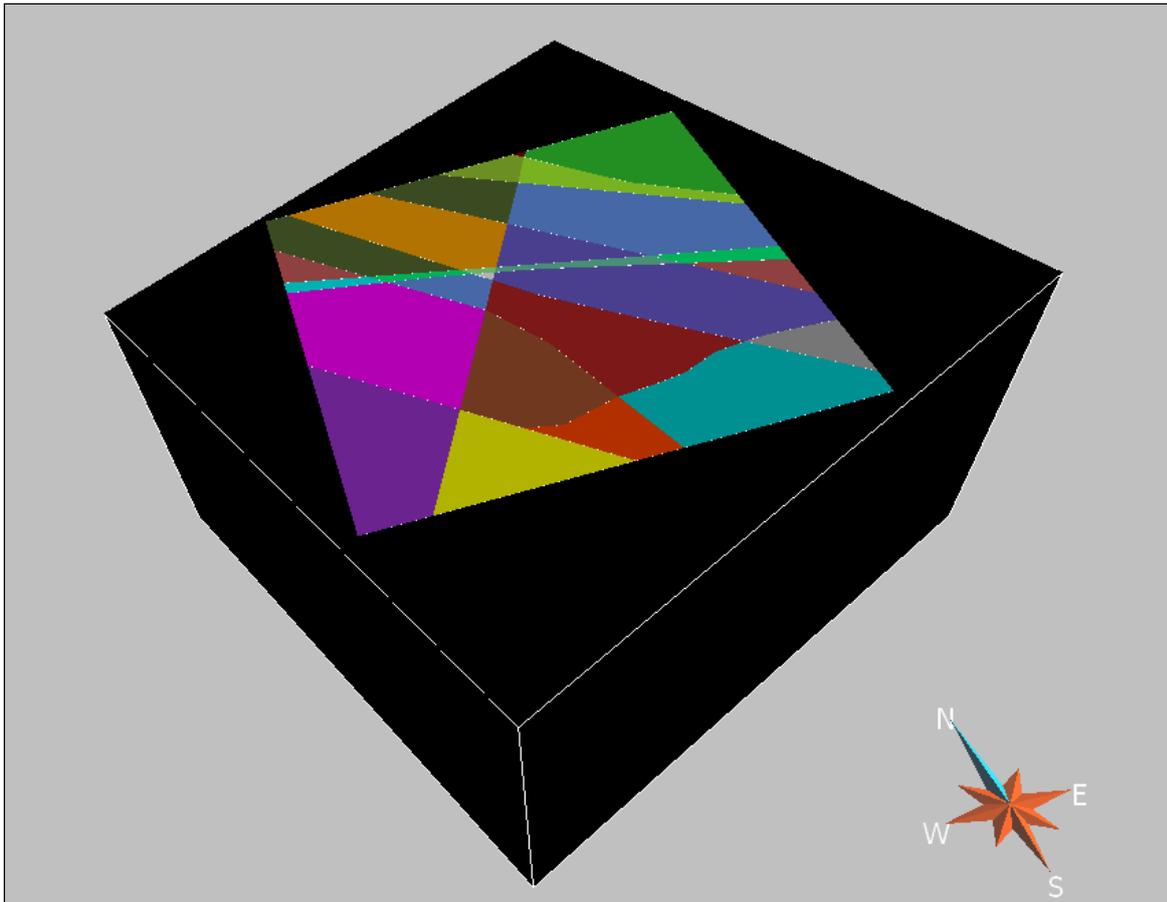


Abbildung 8-8: Äußerer Rahmen um das Modell (schwarz)

Das so entstandene „wasserdichte“ Modell wurde in das Stereolithografie-Format (STL) exportiert und mit der Software Kubrix[®] vernetzt.

Das Verbundprojekt „3D-Seismik im Kristallin“ (BMU-Förderkennzeichen 0325363A) führte eine seismische Untersuchung im Untersuchungsgebiet durch. Ursprünglich sollten diese Ergebnisse in das geologische Modell einfließen, konnten aber aufgrund von Verzögerungen nicht mehr in dieses Projekt einbezogen werden.

8.2 Kontinuierliche Registrierung und Auswertung von seismischen Registrierungen im Zeitraum

Während des Projektzeitraumes wurden in der Grube 47 Ereignisse mit überwiegend negativer Lokalmagnitude registriert. Die verglichen mit den Vorjahren geringe Anzahl ist durch den nunmehr ungefähr konstanten Flutungspegel begründet. Zwischen dem 24.01.2012 und dem 29.01.2012 trat ein Cluster mit 11 Ereignissen auf.

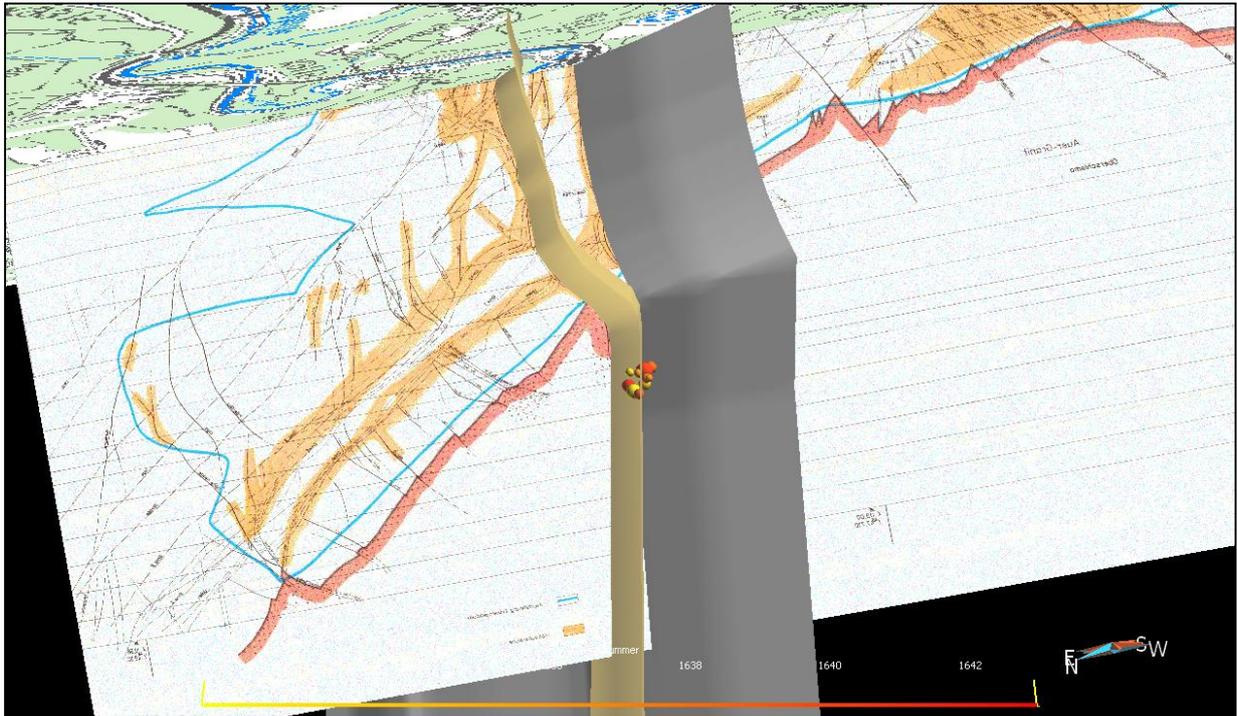


Abbildung 8-9: Cluster vom 24.01.2012 bis 29.01.2012

Die räumliche Ausdehnung beträgt etwa 80 m, was innerhalb der Ortungsgenauigkeit liegt.

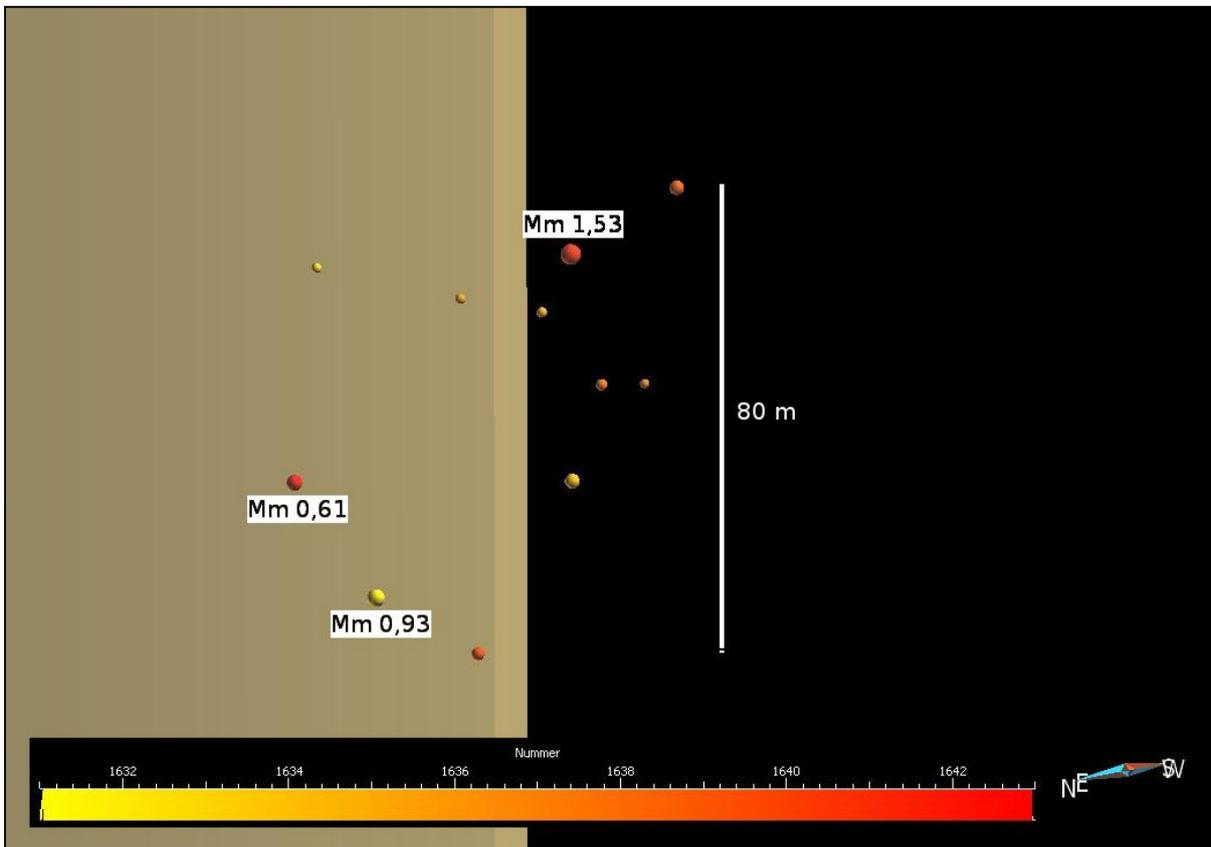


Abbildung 8-10: Cluster vom 24.01.2012 bis 29.01.2012 (vergrößert)

Für die stärkeren Ereignisse konnten Herdflächenlösungen ermittelt werden. Sowohl die Lage des Clusters als auch die Herdflächenlösungen lassen auf störungsgebundene Seismizität schließen.

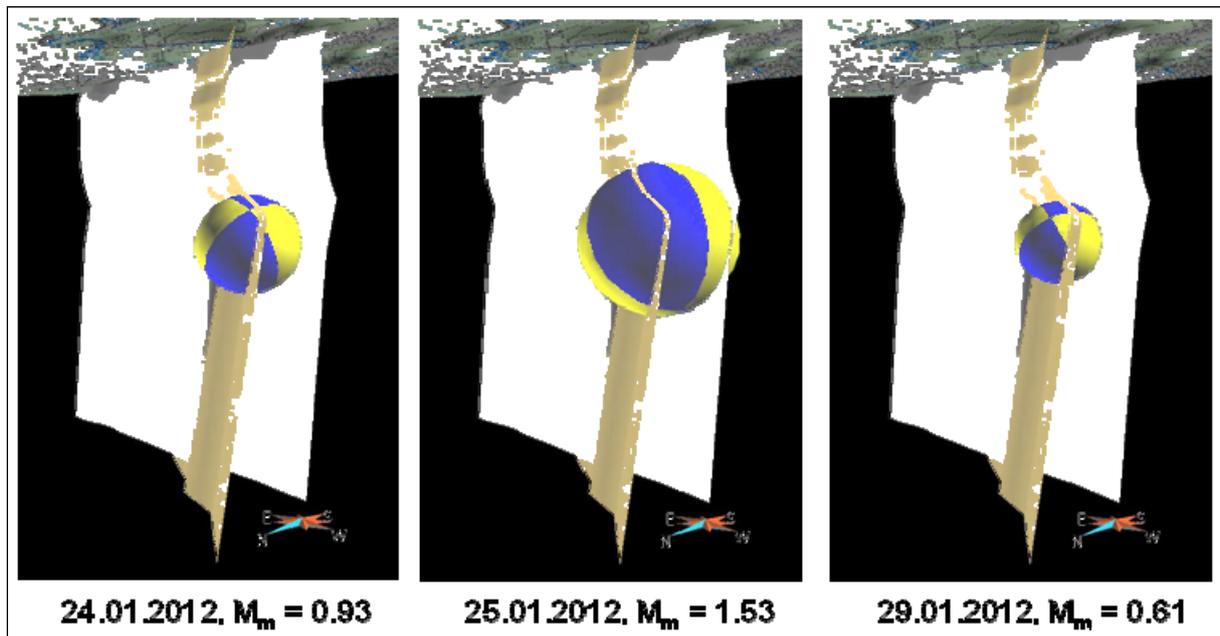


Abbildung 8-11: Herdflächenlösungen für die stärkeren Ereignisse des Clusters

8.3 Abschließende Einarbeitung der Ereignisse in die entwickelte Auswertemethodik

Eine schematische Übersicht der Auswertemethodik ist in Abbildung 8-12 dargestellt.

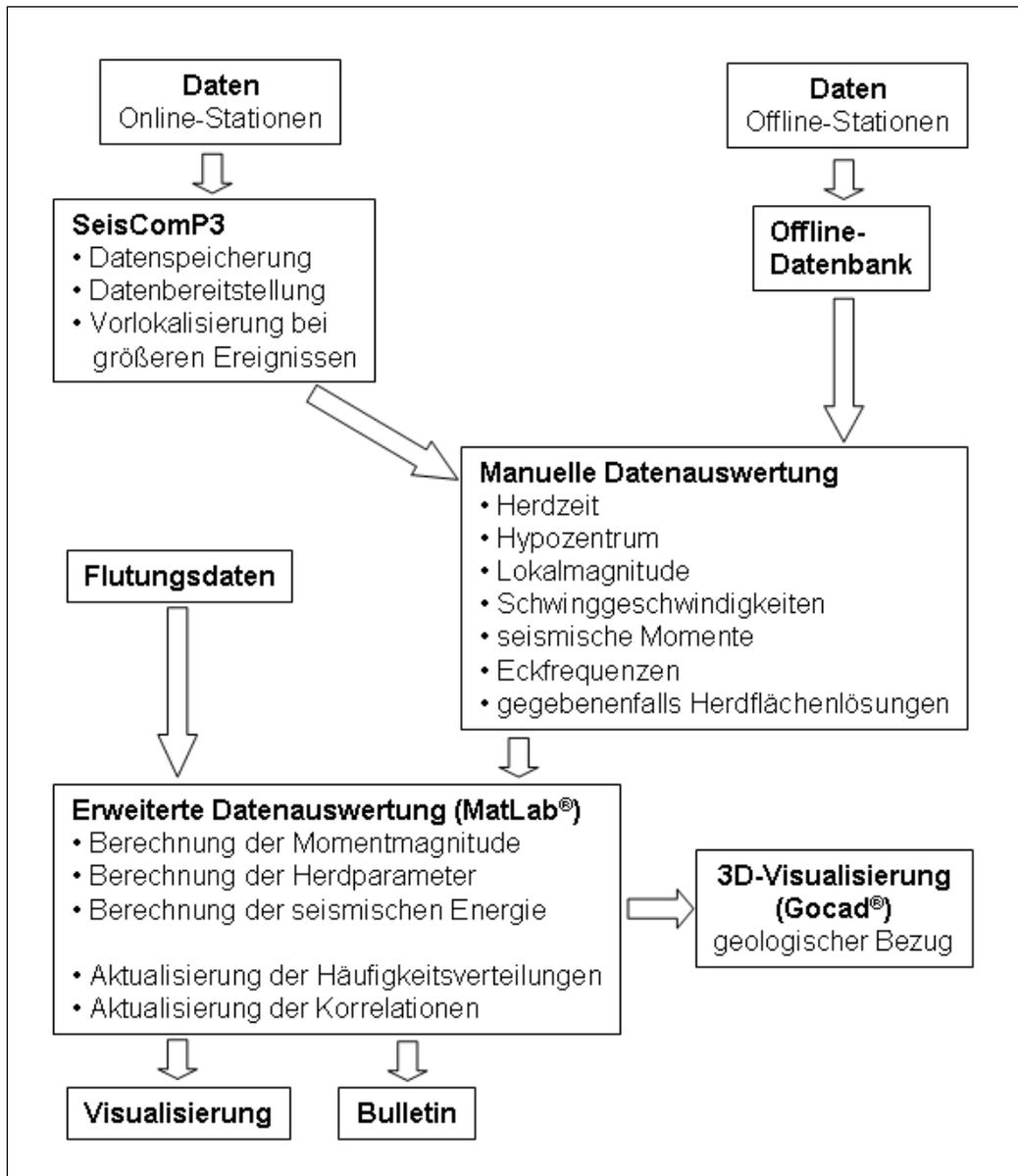


Abbildung 8-12: Schematische Übersicht der Auswertemethodik

Die Daten der Online-Stationen werden mit SeisComp3 gespeichert und mithilfe eines ArcLink-Servers wieder bereitgestellt. Bei größeren Ereignissen erfolgt eine automatische Lokalisierung mittels der in SeisComp3 integrierten Routinen. Die Daten der Offline-Stationen müssen manuell ausgewertet werden, da die automatischen Routinen bei den getriggerten Daten nicht funktionieren. Bei der manuellen Auswertung werden die Daten der Online-Stationen via ArcLink abgerufen und gemeinsam mit den getriggerten Offline-Daten ausgewertet. Die erzeugten Ergebnisse werden dann einer MatLab®-Routine übergeben, welche weitere Berechnungen und statistische Auswertungen übernimmt. Danach werden die Ergebnisse direkt in MatLab® visualisiert. Falls ein geologischer Bezug notwendig ist, wird Gocad® zur Visualisierung verwendet.

8.4 Begleitende HM-gekoppelte geomechanische numerische Simulationen zur Dateninterpretation

Für die numerischen Simulationen wurde die Software 3DEC[®] (Itasca Consulting Group, Inc.) verwendet. Ausgangspunkt waren das erstellte geologische Modell sowie die zusammengestellten Spannungs- und Flutungsdaten. Kalibriert wurde das numerische Modell an den durch (Wallner 2009) dokumentierten Bodenbewegungen.

Es wurde die gesamte Belastungsgeschichte der Grube:

- ungestörtes Gebirge mit initialem Grundspannungszustand
- Abbauphase
- Flutungsphase

simuliert. Die Ergebnisse zeigen deutlich den Einfluss des Fluids auf die Kluftbewegungen, welche Seismizität hervorrufen.

In Abbildung 8-13 sind die modellierten Kluftbewegungen während der Abbauphase dargestellt. Ein Großteil der Bewegungen findet oberhalb der Granitoberkante in den Schiefen statt. Die Bewegungen welche unterhalb der Granitoberkante zu sehen sind, beschränken sich auf ein kleines Gebiet kurz unterhalb der Abbauzone. Das deckt sich mit Berichten aus der Abbauzeit, bei denen nur wenige Ereignisse im Granit bekannt sind.

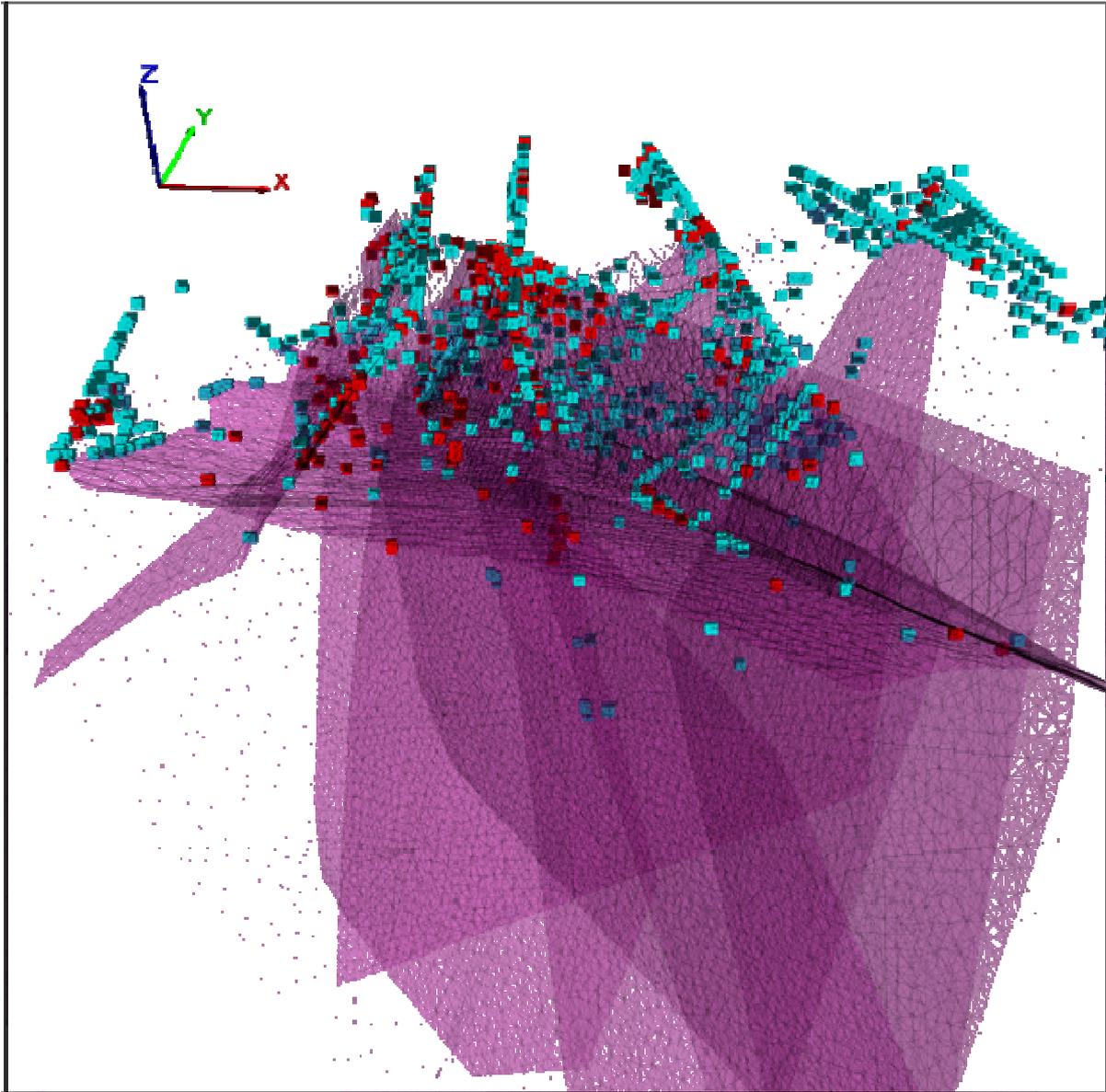


Abbildung 8-13: *Kluftbewegungen nach der Abbauphase: Scherbrüche (blau) / Zugbrüche (rot)*

Die Kluftbewegungen nach Abschluss der Flutungen bzw. dem im Projektzeitraum erreichten Pegelstand ist in Abbildung 8-14 dargestellt.

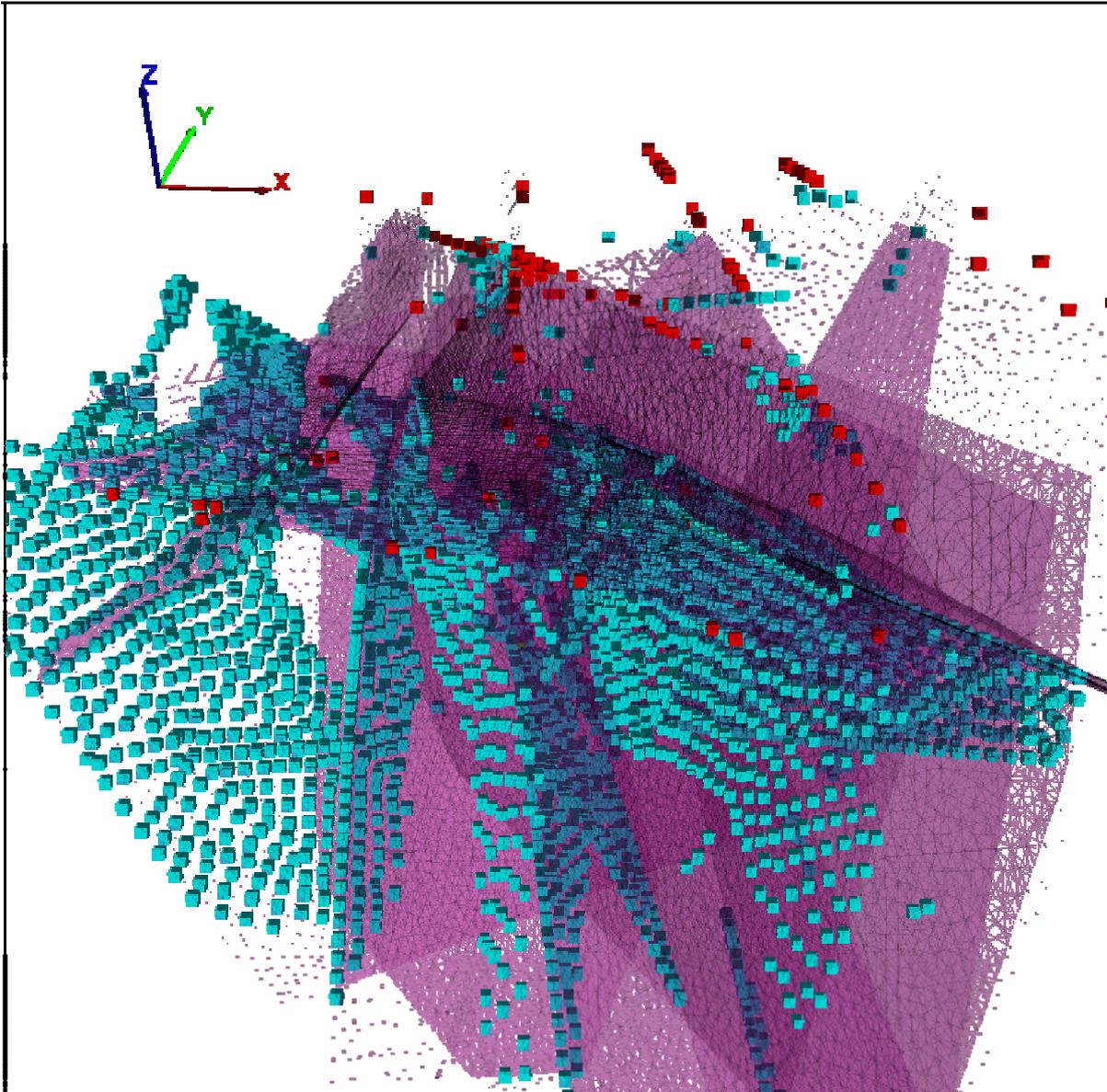


Abbildung 8-14: Kluftbewegungen während der Flutungsphase: Scherbrüche (blau) / Zugbrüche (rot)

Deutlich zu erkennen ist, dass die Kluftbewegungen jetzt in größeren Tiefen und mehrheitlich unterhalb der Granitoberkante angesiedelt sind. Auch die horizontale Ausdehnung der Kluftbewegungen im Granit hat sich deutlich vergrößert. Es werden Bereiche aktiv, welche sich während der Abbauphase ruhig verhalten haben. Das deckt sich mit den Daten, die durch die seismologische Überwachung gewonnen wurden, mit Ausnahme der Störung „Roter Kamm“ (linke Störung in Abbildung 8-14). Auf dieser Störung sind kaum seismische Ereignisse gemessen wurden. Da es sich bei dem „Roten Kamm“ um eine alte Störung handelt, welche sich durch eine mächtige Brekzie auszeichnet, kann es sein, dass es zu Kluftbewegungen gekommen ist, welche sich aber aufgrund der durch die Brekzie verringerten Reibung nicht als seismisches Ereignis detektiert werden konnten (aseismische Bewegungen). Weiterhin wird eine Spannungsfeldumverteilung durch Massenverlagerung (ungestörtes Gebirge / Abbau) deutlich, welche bei Überschreitung der Kluft- bzw. Gebirgsfestigkeit seismische Ereignisse hervorrufen kann.

Abbildung 8-15 zeigt die minimalen Hauptspannungen (Druck negativ) im ungestörten Gebirge auf einen Tiefenschnitt bei 1000°m u. NN.

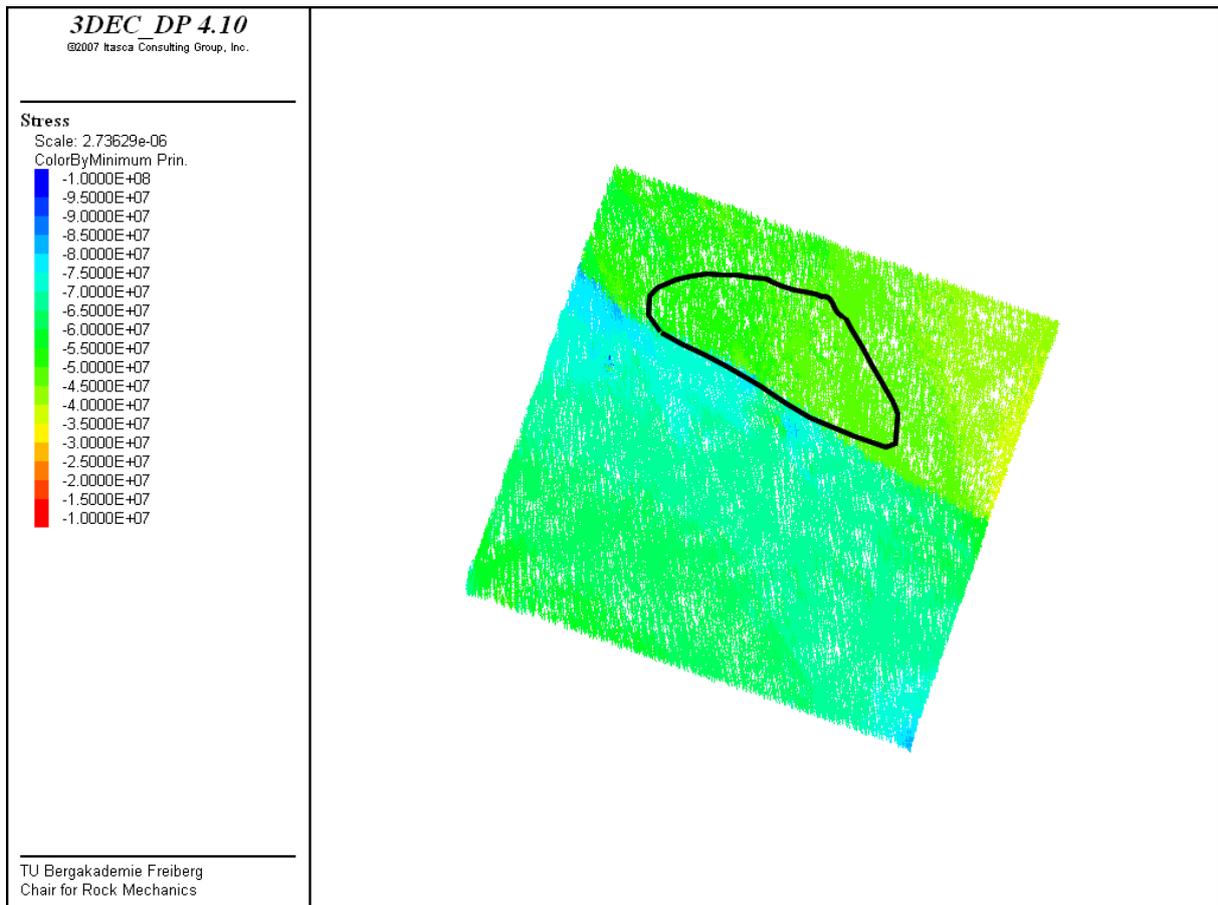


Abbildung 8-15: minimale Hauptspannungen in 1000 m u. NN vor dem Abbau (zukünftiges Abbauggebiet schwarze Linie)

Vergleicht man Abbildung 8-15 mit der Situation nach dem Abbau (Abbildung 8-16) sowie nach der Flutung (Abbildung 8-17), so sind insbesondere am Rand des Abbaugebietes deutliche Spannungumlagerungen erkennbar. Diese sind gekennzeichnet durch ein ungünstiger werdendes Verhältnis von Scher- zu Normalspannung und damit ein erhöhtes Risiko des Triggerns von Scherbewegungen auf Kluftsystemen. Die ohnehin schon größere Anisotropie des Spannungsfeldes im Granit bedingt dabei bevorzugte Entspannungen innerhalb des Granits, aber relativ nahe gelegen zu den Abbauen.

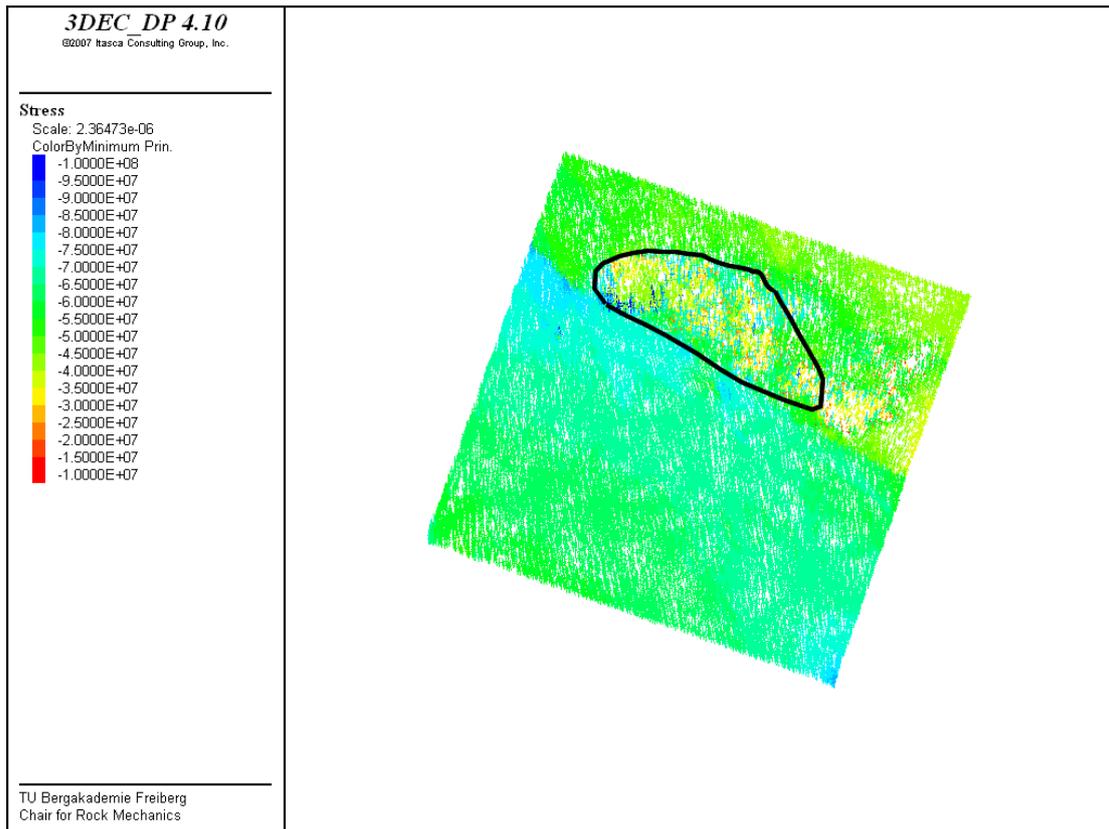


Abbildung 8-16: minimale Hauptspannungen nach dem Abbau in 1000 m u. NN (Abbaugbiet schwarze Linie)

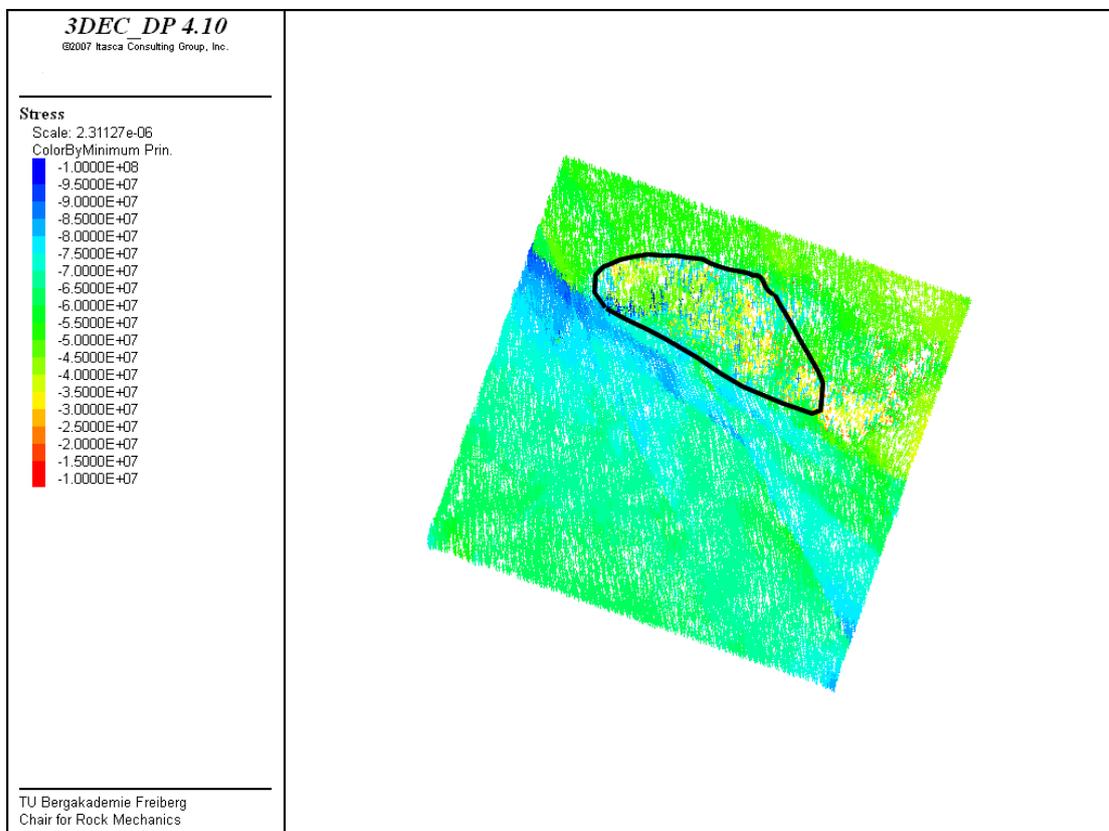


Abbildung 8-17: minimale Hauptspannungen in 1000 m u.NN nach der Flutung

9 Zusammenfassung und Bewertung der Ergebnisse

9.1 Erzielte Ergebnisse

Es konnten umfangreiche Datensätze aus dem Bergwerk ausgewertet werden. Dabei hat sich ein deutlicher Zusammenhang der induzierten Seismizität mit dem Flutungsstand in der Grube gezeigt. Eine Anregung durch Druckimpulse konnte nicht eindeutig nachgewiesen werden. Die Maximalmagnituden wurden auf Basis von kumulierten Häufigkeitsverteilungen abgeschätzt. Es ergibt sich ein Wert von $M_L = 3,5$ für die natürliche Seismizität. Für die induzierte Seismizität sind Werte von $M_L = 2,0$ mit dem nichtlinearen Modell beziehungsweise $M_L = 2,5$ mit dem linearen Modell abgeschätzt worden.

Im Rahmen des Projektes konnten weitere Herdparameter ermittelt werden und Funktionen für die Abhängigkeiten des Herdradius und der Dislokation von der Magnitude im Untersuchungsgebiet bestimmt werden. Die Ableitung von Dämpfungsparametern aus den vorhandenen Daten ermöglicht eine erste grobe Prognose der maximalen Schwinggeschwindigkeiten und damit der seismischen Gefährdung im Untersuchungsgebiet.

Weiterhin wurde ein regionalgeologische 3D-Modell erstellt, welches sowohl Grundlage für das 3D-Modell der seismischen Wellengeschwindigkeiten als auch für das numerisch-geotechnische 3D-Modell ist. Die Ergebnisse aus den numerischen Simulationen bestätigen die aus den Daten ermittelten Zusammenhänge.

Außerdem wurden im Rahmen des Projektes Empfehlungen zur seismologischen Überwachung von petrothermalen Geothermieranlagen erarbeitet.

Ein Vergleich der natürlichen Seismizität mit anderen Standorten lässt die Schlussfolgerung zu, dass im Gebiet Aue/Schlema ähnliche (wahrscheinlich etwas geringere) Seismizitäten wie in den Geothermieprojekten Landau und Soultz-sous-Forêts (Frankreich) zu erwarten sind, falls ein vergleichbares Reservoirdesign und vergleichbare Betriebsparameter gewählt werden.

9.2 Voraussichtlicher Nutzen und Verwertbarkeit der Ergebnisse

Die erarbeiteten Ergebnisse können direkt in das beim BMU als Projektskizze eingereichte Projekt „Forschungsbohrung zur Erkundung und Nutzbarmachung tiefer petrothormaler Systeme“ einfließen, da sich der geplante Bohrstandort in unmittelbarer Nähe befindet.

Partiell sind die Ergebnisse auch für andere potentielle Geothermiestandorte im Kristallin nützlich, da die Methodiken auch auf andere Standorte angewendet werden können. Weiterhin wurden wichtige allgemeine Erkenntnisse über die geotechnischen und hydraulischen Zusammenhänge mit der induzierten Seismizität gesammelt. Aufbauend auf diese Ergebnisse können weitere Untersuchungen durchgeführt werden, welche in diesem Projekt zeitlich und finanziell nicht umgesetzt werden konnten.

10 Literatur

- Aki, K., (1965), "Maximum likelihood estimation of b in the formula $\log N = a - b \cdot M$ and its confidence limits", (Bull. Earthquake Research Institute, Tokyo University, 43: 237-239)
- Bankwitz, P., Gross, U., Bankwitz, E., (1993), „Krustendeformation im Bereich der Finne-Kyffhäuser-Gera-Jachymov-Zone“, (Z. geol. Wiss., 21(1/2), 3-20, Berlin)
- Berg, I., (1999), „Algorithmus zur geometrischen Herdortung im Nahbereich“, (Großer Beleg, TU Bergakademie Freiberg, unveröffentlicht)
- Billiaux, D.; Konietzky, H., (2005), "Key issues in discontinuum modelling of flow in fractured media", In: Proc. 11th International Conference of the International Association of Computer Methods and Advances in Geomechanics (IACMAG), Patron Editore, 361-371.
- Burroughs, S. M., Tebbens, S. F., (2002), "The Upper-Truncated Power Law Applied to Earthquake Cumulative Frequency-Magnitude Distributions," (Bulletin of the Seismological Society of America, 92, 2983–2993)
- Cuenot N., Dorbath, C., and Dorbath, L., (2008), "Analysis of the microseismicity induced by fluid injections at the EGS site of Soultz-sous- Forêts (Alsace, France): Implications for the characterization of the geothermal reservoir properties", (Pure and Applied Geophysics, 165, 797-828)
- Cuenot, N., Dorbath, L., Frogneux, M., and Langet, N., (2010), "Microseismic activity induced under circulation conditions at the EGS project of Soultz-sous-Forêts (France)", (Proceedings, World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 9 pp.)
- FKPE (2012), „Empfehlungen zur Überwachung induzierter Seismizität - Positionspapier des FKPE“ (DGG-Mittlg. 3/2012, 31 S)
- GFZ (2008), "WorldStressMap" (Helmholz Centre Potsdam, German Research Centre for Geosciences, Stand 2008)
- Grünthal, G., (1988), „Erdbebenkatalog des Territoriums der Deutschen Demokratischen Republik und angrenzender Gebiete von 823 bis 1984“ (Veröff. Zen-tralinst. f. Physik d. Erde 99, 139 S., Potsdam)
- Grünthal, G., Mayer-Rosa, D., Lenhardt, W., (1998), „Abschätzung der Erdbebengefährdung für die D-A-CH-Staaten - Deutschland, Österreich, Schweiz“, (Bautechnik 75(10), 753-767.)
- Gutenberg, B., Richter, C.F., (1944), „Frequency of earthquakes in California“, (Bull. Seismol. Soc. Am., 34: 185-188)
- Hagedorn, H.; Konietzky, H., (2007), "Numerical Modeling of Rock Bursts in the Multifunction Station Faido of the Gotthard Base Tunnel", Capacity Building on the Economic Principle., In: Proc. 2nd International seminar ECOMINING, Editura Press, 127-138.
- Heinicke, J.; Fischer, T.; Gaupp, R.; Götze, J.; Koch, U.; Konietzky, H.; Stanek, K. P., (2009), "Hydrothermal alteration as a trigger mechanism for earthquake swarms: the Vogtland/NW Bohemia region as a case study", In: Geophysical Journal International, Nr. 178, 1:1-13.
- Hiller, A., Schuppan, W., (2007), "Geologie und Uranbergbau im Revier Schlema-Alberoda", (Herausg. Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Freiberg)

- Konietzky, H. (1989), „Geomechanische Interpretation seismischer Signale im Rahmen der seismischen Überwachung eines Bergwerks“, (Dissertation, Fakultät für Technische Wissenschaften, TU Bergakademie Freiberg)
- Konietzky, H.; Stoll, R. (1992), „Locating of seismic sources in rock masses and the determination of source parameters“, in ‘Induced Seismicity’, Ed. Knoll, P., A.A. Balkema, Rotterdam, 131-140
- Konietzky, H. (1999), „Simulation von Injektions- und Fracprozessen“, (1st International Congress for Grouting Techniques in Mining and Civil Engineering, Fachtagung Injecta’99, Glückauf Verlag, Essen, 151-159)
- Konietzky, H.; Rummel, F., (2004) „In situ stress field measurements and stress field modelling“, In: Mitteilungen für Ingenieurgeologie und Geomechanik der TU Wien, 46-54.
- Konietzky, H., (2005), “Numerical stress field modelling for underground structures., In: Rock mechanics with emphasis on stress”, Oxford & IBH Publishing Co. Pvt. Ltd, New Dehli, 55-80.
- Kraft, T. et al., (2009), “Enhanced geothermal systems: Mitigating risk in urban areas”, (EOS Transactions, 9, 32, 271-280)
- Leydecker, G., (2009), „Erdbebenkatalog für Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800 – 2007“, (Geologisches Jahrbuch, Reihe E; BGR Hannover)
- Künzel, U., (2013), “ Seismizität im Umfeld der Uranerzlagerstätte Schlema-Alberoda und modifizierte Auswertemethoden für eine präzise Lage- und Stärkeermittlung der im Nahfeld instrumentell registrierten Beben.“, (Veröffentlichungen des Institutes für Geotechnik der TU Bergakademie Freiberg, Heft 2013-1, 141 S)
- Kwiatek, G., Plenkers, K., Dresen, G., and JAGUARS Research Group, (2010), “Scaling relations of induced seismicity in picoscale: A case study from Mponeng deep gold mine, South Africa”, (FKPE-Workshop 2010)
- LfULG, (2010), “Forschungsbericht Tiefengeothermie Sachsen”, (Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Freiberg, 115 S, 16 Anlagen)
- Lomax, A., (2011), „Probabilistic, Non-Linear, Global-Search Earthquake Location in 3D Media“, (ALomax Scientific, Mouans-Sartoux, France, Version 6.00, 2011)
- Madariaga, R., (1976), “Dynamics of an expanding circular fault.”, (*Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 163-182)
- Schön, J, (1983), „Petrophysik“, (Akademie-Verlag Berlin, 405 S)
- SXWEB, (2013), Internet: <http://linap6.geo.uni-leipzig.de/sxweb/> , (Institut für Geophysik, Universität Leipzig)
- Sieberg, A., (1940), „Beiträge zum Erdbebenkatalog Deutschlands und angrenzender Gebiete für die Jahre 58 bis 1799“, (Mitt. Deutsch. Reichs-Erdbebendienst)
- Sponheuer, W., (1952), „Erdbebenkatalog Deutschlands und der angrenzenden Gebiete für die Jahre 1800-1899“, (Mitt. Deutsch. Erdbebendienst, Akademie-Verlag Berlin)
- Tester, J.W., et al., (2006), “The future of geothermal energy: Impact of enhanced geothermal systems (EGS) on the United States in the 21st century”, (Mass. Inst. Of Technol. ,Boston, 395 S.)

- Waldhauser, F., (2001), "HypoDD - A Program to Compute Double-Difference Hypocenter Locations", (U.S. Geological Survey Open-File Report 01-113 Version 1.0)
- Wallner, O., (2007), „Analyse und Bewertung seismischer Ereignisse bei der Flutung der Lagerstätte Schlema-Alberoda“, (Bericht zum 23. Treffen des Seismologieverbundes, Aue)
- Wallner, O., (2009), "Analyse bergbauinduzierter Bodenbewegungen und Seismizität während der Gewinnungs- und Flutungsphase einer komplexen Gangerzlagerstätte", (Dissertation, Institut für Markscheidewesen und Geodäsie, TU Bergakademie Freiberg)