







Status der Erdbebenüberwachung für Schleswig-Holstein und Umgebung – erste Ergebnisse des seismischen Netzes bei Bad Segeberg

Bericht zur Kooperation 2018

Dr. Christian Weidle , Dr. Henriette Sudhaus , Felix Eckel ,
Dieter Hoogestraat , Maximilian Lowe , Jill Peikert , Michael Sell,
Dipl.-Ing. Detlef Schulte-Kortnack, Prof. Dr. Thomas Meier
*Institut für Geowissenschaften, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel,
Otto-Hahn-Platz 1, 24118 Kiel*

Dipl.-Geophys. Andreas Omlin
*Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und Ländliche Räume (LLUR)
Abteilung Geologie und Boden - Geologischer Dienst SH (SDG)
Hamburger Chaussee 25, 24220 Flintbek*

Beiträge zur seismologischen Überwachung in Norddeutschland

Nº 01, 2019

Weidle, C. et al.: Status der Erdbebenüberwachung für Schleswig-Holstein und Umgebung - erste Ergebnisse des seismischen Netzes bei Bad Segeberg: Bericht zur Kooperation 2018.

ISSN 3052-7236

DOI 10.38071/2025-00966-1

Herausgegeben von

Institut für Geowissenschaften, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

Veröffentlicht am 28. März 2019,

... online am 11. August 2025



Dieses Dokument ist unter der Creative-Commons-Lizenz CC BY-SA 4.0 veröffentlicht.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Status des Stationsnetzes in Schleswig-Holstein	4
2.1	Installation der GRSN Station GR.KHUS	4
2.1.1	Datenbeispiele und Auswertungen	5
2.2	Erweiterung des lokalen Netzes um Bad Segeberg	10
2.2.1	Station Klein-Rönnau (BSEA4)	10
2.2.2	Station Quaal (BSEA5)	11
2.2.3	Station Wege- und Zweckverband (BSEA3) - neue Bohrlochinstallation	13
2.3	Qualitative Einordnung der Bohrlochseismometer in SH	21
3	Überregionale Seismizität 2017-2018	23
3.1	Ereignisse in Norddeutschland und Nachbarländern	23
3.2	Seismische Ereignisse in Schleswig-Holstein	27
4	Detektion von lokalen seismischen Ereignissen 2017-2018	29
4.1	Detektion von Ereignissen in Schleswig-Holstein	30
4.1.1	... mit einem Netzwerkdetektor	30
4.1.2	... mit dem Wellenformähnlichkeitsdetektor	38
4.2	Gemeinsame Detektionsliste für Ereignisse in Schleswig-Holstein	41
4.3	Das Ereignis vom 30. August 2017	42
4.4	Zwei Ereignisschwärme zwischen Bad Segeberg und Stipsdorf	46
4.5	Zusammenfassung lokale Detektionen in Schleswig-Holstein	53
5	Status der Echtzeitdatenerfassung und -verarbeitung	54
6	Bodenbewegungsuntersuchungen in Schleswig-Holstein und Hamburg	57
6.1	Historische Nivellementdaten	57
6.2	Erste Analyse der PS-InSAR Daten des TerraFirma Projektes	59
6.3	Auswertung der SAPOS GPS Stationsdaten hinsichtlich von Langzeitsignalen	62
6.4	Sentinel-1 PS-InSAR Daten des BBD mit Vergleich zu den SAPOS Stationsergebnissen	66
7	Zusammenfassung	71
	Literatur	75
A	Abbildungsverzeichnis	77
B	Tabellenverzeichnis	80

1 Einleitung

Im Rahmen der Zusammenarbeit zwischen dem Geologischen Dienst SH (SGD) im Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume (LLUR) und dem Institut für Geowissenschaften (IfG), Abteilung Geophysik, der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel lagen die Schwerpunkte im Jahr 2018 auf dem Ausbau des permanenten und temporären seismischen Netzes in Schleswig-Holstein, der Analyse von für Schleswig-Holstein relevanten seismischen Ereignissen sowie erstmalig der Auswertung der Wellenformdaten des temporären Bad Segeberg Netzes.

Um für die Erdbebenüberwachung in Schleswig-Holstein relevante seismische Ereignisse beobachten, detektieren und lokalisieren zu können, ist es notwendig die Überwachung mehrstufig zu dimensionieren. Für die Überwachung von spürbarer und evtl. schadensrelevanter Seismizität in Schleswig-Holstein ist zuvorderst ein flächendeckendes Netz an Stationen in Schleswig-Holstein erforderlich. Die Daten des permanenten Stationsnetzes sind in das Deutsche Seismologische Regionalnetz (GRSN) eingebunden und werden routinemäßig für Ereignisse mit einer Magnitude ab 2,5 durch das Seismologische Zentralobservatorium an der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) ausgewertet. Ereignisse geringerer Magnitude werden allerdings nicht vollständig erfasst. Diese Ereignisse stellen aber für das Verständnis aktiver tektonischer Prozesse und der daraus resultierenden seismischen Gefährdung in Schleswig-Holstein eine wichtige Informationsquelle dar, weshalb eine zusätzliche Analyse der Registrierungen der Regionalnetzstationen in Schleswig-Holstein erforderlich ist. Darüberhinaus können sehr schwache Ereignisse nur in geringer Entfernung zum Hypozentrum registriert werden, so dass auch durch ein gut ausgebautes Regionalnetz unvermeidbar noch Registrierungslücken bestehen bleiben. In tektonisch potentiell aktiven Bereichen ist es daher zielführend, die bestehenden Registrierungs-lücken durch - ggf. zunächst temporäre - lokale Netze zu schließen bzw. einzelne Regionalnetzstationen in ein lokales Stationsnetz zu integrieren. Dies ist umso wichtiger, wenn es sich um Potentialgebiete für eine Nutzung des tieferen Untergrundes handelt.

Im Zuge des seit 2014 angestrebten Stationsausbaus konnten im Sommer 2018 gleich zwei neue Bohrlochstationen in Schleswig-Holstein in Betrieb genommen werden (Abschnitt 2). In Zusammenarbeit mit der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) wurde eine neue Regionalnetzstation in Kellenhusen in Ostholstein installiert, welche zukünftig wichtige Daten zur Überwachung der Seismizität in Norddeutschland und dem südwestlichen Ostseeraum liefern wird. Diese Station sendet ihre Daten in Echtzeit an das Seismologische Zentralobservatorium der BGR, von wo diese wiederum frei verfügbar gemacht werden. Das 2017 mit zunächst drei temporären Stationen um die Regionalnetzstation BSEG (Bad Segeberg) aufgebaute lokale seismische Netz wurde ebenfalls erweitert. Am bereits bestehenden Standort beim Wege- und Zweckverband konnte ein zusätzliches Bohrlochinstrument installiert werden. Die vorhandene Oberflächenstation läuft derzeit

noch parallel mit, so dass die Datenqualität im Bohrloch detailliert mit der Oberflächenaufzeichnung verglichen werden kann. Dies ist v.a. im Vergleich mit anderen Bohrlochinstallationen relevant, um zukünftige Seismometerinstallationen bedarfsgerechter planen und ausführen zu können. Zusätzlich wurde das lokale Netz um zwei weitere Oberflächeninstrumente in Richtung Nordosten erweitert, um das Gebiet der bekannten Erdfälle bei Stipsdorf besser überwachen zu können.

Für die Überwachung überregionaler Seismizität müssen zusätzlich zu den Stationen in Schleswig-Holstein auch Stationen benachbarter (Bundes-)Länder in die Datenauswertung einfließen. Um dafür notwendige Stationen auszuwählen und für unsere Zwecke bewerten zu können, wurde zunächst ein regionaler Erdbeben-Katalog von Behörden der benachbarten (Bundes-)Länder zusammengetragen und die Wellenausbreitung von tektonischen Ereignissen in regionaler Entfernung phänomenologisch analysiert (Abschnitt 3). Zusätzlich zu tektonischen Ereignissen außerhalb von Schleswig-Holstein wurden von der BGR auch 2018 eine Reihe von Sprengungsereignissen in der Eckernförder Bucht detektiert, welche ebenfalls in Bezug auf regionale Wellenausbreitung untersucht wurden. Es zeigen sich ereignisbezogene Charakteristika der seismischen Wellenausbreitung, welche die Klassifizierung von zukünftigen seismischen Ereignissen deutlich erleichtern werden.

Die Daten des lokalen Bad Segeberg Netzes, welches seit Sommer 2017 mögliche tektonische Aktivitäten im Umfeld des Segeberger Salzstocks überwacht, werden nicht an das Seismologische Zentralobservatorium der BGR übermittelt und somit dort auch nicht analysiert. Für die Auswertung dieser Daten wurde erstmalig in Schleswig-Holstein ein eigener Detektionsalgorithmus aufgesetzt und mit ausführlichen Parametertests konfiguriert (Abschnitt 4). Damit liegt nun eine erste Version eines speziell für die typischerweise in Schleswig-Holstein auftretenden seismischen Ereignisse angepassten Detektionsalgorithmus vor. Mit Hilfe des Detektors konnten eine Vielzahl an bisher unbekannten Ereignissen zwischen Sommer 2017 und Sommer 2018 detektiert werden. In der manuellen Auswertung der Detektionen konnten neben bisher unbekannten Sprengungen in der Eckernförder Bucht auch zwei schwarmartige Perioden seismischer Aktivität im Umfeld der Stationen im Segeberger Kalkberg und in Stipsdorf nachgewiesen werden (Abschnitt 4.4). Eine vorläufige Analyse dieser Ereignisse zeigt eine vermutlich sehr lokale Quelle im Untergrund zwischen diesen beiden Standorten mit überwiegend negativen Magnituden.

Um die rein manuelle Auswertung in eine routinemäßige, EDV-unterstützte Auswertung überführen zu können bedarf es der Einrichtung einer Datenerfassung und Ereignisdetektion in (naher) Echtzeit. Hierzu wurden erste Schritte unternommen, ein Echtzeit-Monitoring System zur Erdbebenüberwachung aufgesetzt und für die Erfassung lokaler Seismizität in Schleswig-Holstein und Umgebung vorbereitet (Abschnitt 5).

In den Bodenbewegungsuntersuchungen wurden Daten verschiedener Methoden und über unterschiedliche Zeiträume hinweg hinsichtlich möglicher Bodenbewegungsgeschwindigkeiten untersucht. Dazu gehören Daten historischer Nivellements von 1960 und 1985, Positionen seit 2008 an SAPOS GNSS Stationen sowie historische PS-InSAR Zeitreihenanalysen des TerraFirma Projekts (1992 bis 2001) und die sehr aktuellen PS-InSAR Zeitreihen des Deutschen Bodenbewegungsdienstes (2014 bis 2017). Bad Segeberg stellte auch hier einen Fokus dar.

Aus den betrachteten Nivellementdaten ließen sich Höhenunterschiede zwischen den Jahren 1960 und 1985 ablesen, welche potentiell Rückschlüsse auf Bewegungsgeschwindigkeiten (Kapitel 6.1) erlauben. Während diese Differenzen großräumige vertikale Bewegungen abbilden, wurde insbesondere beobachtet, dass sich starke Bodenbewegungen und Bodenbewegungsgradienten um den Kalkberg in Bad Segeberg andeuten, wenn auch mit unzureichender Punktabdeckung. Aus den Positionen der SAPOS Stationen Geschwindigkeiten abzuleiten, gestaltete sich sehr schwierig (Kapitel 6.3). Die Prozessierung der uns vorliegenden Daten erweist sich als eher ungeeignet zur Bestimmung von langzeitlichen, langsamen Bewegungen. Erfreulicher sind dagegen die Ergebnisse, die sich aus den Analysen der historischen und aktuellen PS-InSAR Zeitreihen ableiten lassen. In den historischen PS-InSAR Zeitreihen des TerraFirma Projektes wurden in den begonnenen, systematischen Auswertungen Bodenbewegungssignale gefunden, die sich durch atmosphärische Störsignale durchpausen (Kapitel 6.2). Gezeigt werden dazu zunächst Statistiken, welche die allgemeine Datenqualität abbilden und eine erste grobe räumliche Verteilung der Bewegungen erlauben. Deutlicher werden Bodenbewegungssignale in den aktuellen PS-InSAR Zeitreihen aus Sentinel-1 SAR Aufnahmen, die vom Deutschen Bodenbewegungsdienst erstmals für Pilotprojekte zu Verfügung standen (Kapitel 6.4). Bei den Auswertungen stößt man im Bad Segeberger Stadtgebiet auf deutliche Hebungen um den Kalkberg, welche im westlichen Teil der Stadt schon nicht mehr auftreten. Die Geschwindigkeitsdifferenz beträgt hier mindestens 1 mm/Jahr. Diese Bewegung ist konsistent mit den Beobachtungen im Nivellementdatensatz und beweist sowie quantifiziert eine langfristig aktive, stark lokale Bodenbewegung, die mit einer Salzstockhochlage in Verbindung zu bringen ist.

2 Status des Stationsnetzes in Schleswig-Holstein

2.1 Installation der GRSN Station GR.KHUS

Im Rahmen der Kooperation zwischen dem SGD und dem IfG wurden in der Region Ost-Holstein und Fehmarn 2016 und 2017 Testmessungen durchgeführt, um einen weiteren Standort für ein Permanentseismometer zu identifizieren ([Meier & Omlin (2017), Meier & Omlin (2018)]). In der abschließenden Bewertung der Teststandorte wurde der Standort Kellenhusen als geeigneter Standort identifiziert ([Meier & Omlin (2018)]).

Am 22. August diesen Jahres konnte nun in Kooperation zwischen SGD, IfG und der BGR ein weiteres permanentes Breitbandseismometer am Standort Kellenhusen realisiert werden. Der Standort liegt nordwestlich des Ortsrandes von Kellenhusen in dem angrenzenden Waldgebiet, in der Nähe eines gelegentlich genutzten Forsthauses (Abb. 1). Im Abstand von ca. 5 m nordwestlich einer Forsthütte, ca. 20 m nordöstlich des Forsthauses, wurde von Mitarbeitern des SGD eine Bohrung bis 10,10 m Tiefe unter Gelände abgeteuft (Abb. 2a). Nach einer Schicht Wald-Humusboden (bis 0,2 m) folgte Feinsand (bis 0,65 m), darunter eine Lehmschicht (bis 3,8 m) und dann Geschiebemergel, welcher sich nach unten weiter verdichtete und in Lagen (8,4 - 12,5 m) mit Steinen durchsetzt war. Das Bohrloch wurde bis 9,20 m Tiefe verrohrt, ist also nach unten "offen". Trotz längeren Abpumpens der Bohrspülung ist das Bohrloch bis 4,60 m über Bohrlochboden mit Wasser gefüllt. Das bedeutet, dass Grund- oder meteorisches Wasser in die Bohrung nachläuft. Von der Bohrung wurde ein horizontales Schutzrohr für das Seismometerkabel unter Gelände in die Forsthütte gelegt, wo sich der Schaltschrank mit der Elektronik befindet (Abb. 2a, 3). Diese umfasst im Wesentlichen die Stromversorgung, die lokale Aufzeichnungseinheit und ein Modul zur Datenübertragung an das Seismologische Zentralobservatorium an der BGR in Hannover via Mobilfunk.

Bei dem Breitband Bohrlochseismometer handelt es sich um ein "Meridian Posthole Digital Recorder Module", Modell MDR-3S von der Firma Nanometrics, im Eigentum der BGR (Abb. 2b). Der Digitalisierer ist direkt in das Druckgehäuse integriert, so dass eine digitale Datenübertragung erfolgt. Das Instrument hat eine Länge von 600 mm und einen Durchmesser von 143 mm. Nachdem das Seismometer beim ersten Einbringversuch und nachfolgender Verfüllung mit Glasperlen eine zu starke Neigung aufwies, welche durch das im Gerät verbaute Gimbal-System nicht ausgeglichen werden konnte, wurde es noch einmal angehoben und erneut eingebracht. Die endgültige Einbautiefe beträgt ca. 9,80 m unter Gelände (Abb. 4). Das Bohrloch-Seismometer wurde mit 25 kg Glasperlen der Körnung 0,2 mm eingesandet.

Parallel dazu wurde von den Kollegen der BGR temporär eine Mobilstation mit einem STS2-Breitbandseismometer an der Oberfläche in der Forsthütte installiert, um zum einen die Verbesserung des Signal/Rausch-Verhältnisses im Bohrloch beurteilen zu können und zum anderen durch Vergleich der horizontalen Wellenformen die Orientierung des Bohr-



Abbildung 1: Umfeld der neuen GRSN Station Kellenhusen (KHUS). Links das Forsthaus, rechts daneben die Forsthütte. In Blickrichtung hinter der Hütte wurde das Bohrloch abgeteuft. (Foto: D. Schulte-Kortnack, CAU Kiel, 2017)

lochinstrumente zu ermitteln.

2.1.1 Datenbeispiele und Auswertungen

Beim Einbringen eines Seismometers in ein Bohrloch ist es nicht möglich, die horizontalen Komponenten in die gewünschte Nord- und Ost-Orientierung auszurichten. Deshalb sollte als einer der ersten Schritte die Orientierung des Seismometers im Bohrloch bestimmt werden. Hierzu nimmt man eine Vergleichsmessung an der Oberfläche mit einem korrekt ausgerichteten Seismometer vor. Durch Vergleich der Komponenten N (Nord) und E (Ost) des Oberflächenseismometers mit den Horizontalkomponenten 1 und 2 des Bohrlochinstrumente kann man mit Hilfe einer Koordinatentransformation den Azimuth der Verdrehung des Bohrlochinstrumente gegen die Nord-Richtung bestimmen (Abb. 5). Die Auswertung zeigt, dass das Seismometer im Bohrloch um 248° gegen Nord, also in südwestliche Richtung, verdreht ist. Im Falle des verbauten Geräts kann diese Verdrehung in dem Aufzeichnungsmodul vor Ort hinterlegt und zusätzlich zu der Vertikal- auch korrekt orientierte Nord- und Ost-Komponenten übermittelt werden. Somit entfällt die nutzerseitige Korrektur der im Archiv der BGR gespeicherten Rohdaten.

Um die Verbesserung der Datenqualität des Bohrlochinstrumente gegenüber einer Installation an der Oberfläche, wie sie bei den Testmessungen in 2016/17 ([Meier & Omlin (2017)]) und auch temporär nach der Bohrlochinstallation realisiert wurden, zu bewerten, können nun die Frequenzspektren beider Instrumente verglichen werden. Abb. 6a zeigt einen Ver-



Abbildung 2: (a) Erdarbeiten zur Bohrlochinstallation. Im Vordergrund der Abschluss des Bohrlochs vor der Verrohrung, hinten die Forsthütte in der die Elektronik untergebracht ist.
(b) Nanometrics Meridian Breitbandseismometer vor der Installation. (Fotos: E. Wetzig, BGR)



Abbildung 3: verschlossenes Bohrloch nach der Installation. Abschließend wurde das Bohrloch mit einem Deckel verschlossen und einer Steinplatte abgedeckt. (Foto: E. Wetzig, BGR)

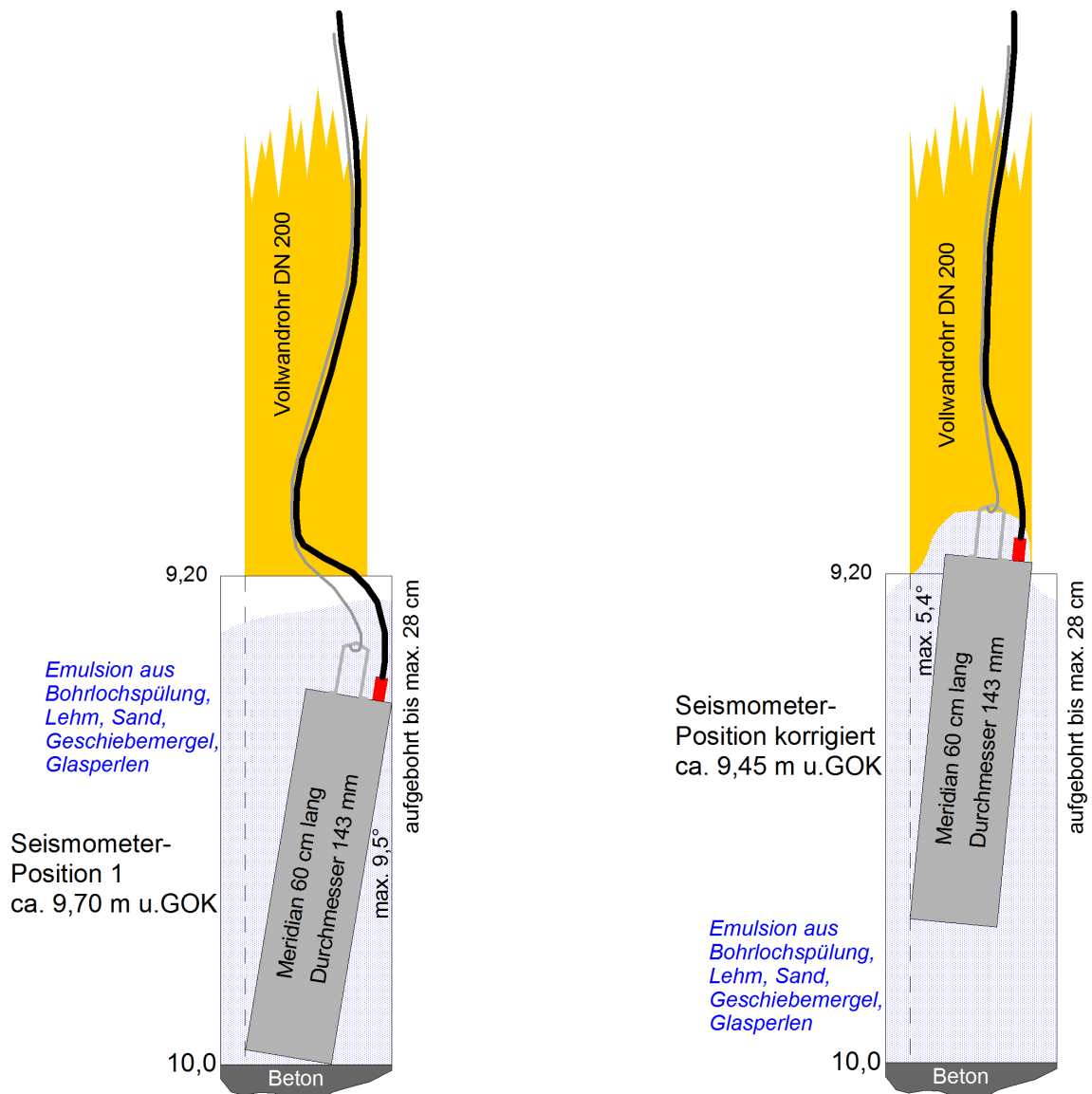


Abbildung 4: Einbau-Skizze des Seismometers im Bohrloch. [links] Lage des Seismometers beim ersten Versuch mit vermuteter Schräglage des Instruments. [rechts] Finale Lage nach erneutem Anheben. Das Instrument steht nun hinreichend aufrecht für volle Funktionsfähigkeit. (Skizze: E. Wetzig, BGR)

Programm **ROTATE** von E. Wetzig
zur Ermittlung der Orientierung eines Bohrlochseismometers
durch Vergleich der H-Komponenten der Mikroseismik

Station KHUS, Meridian Posthole
2 Minuten Fenster, ungefilterte Daten
erforderliche Drehung des Bohrlochseismometers:

248,5° gegen den Uhrzeigersinn (111,5 im Uhrzeiger)

Das Instrument ist im Bohrloch ca. nach SW ausgerichtet.

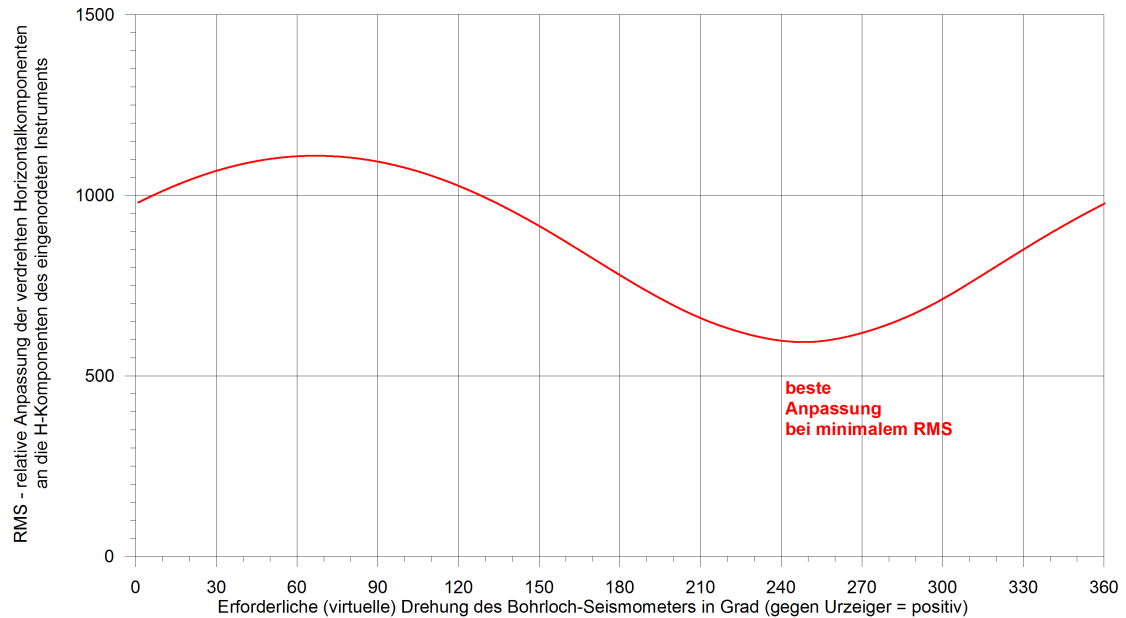


Abbildung 5: Relative Abweichung der numerisch verdrehten Horizontalkomponenten des Bohrlochseismometers gegen das eingeordnete Oberflächeninstrument. (Auswertung: E. Wetzig, BGR)

gleich der spektralen Leistungsdichten (PSD), wobei die blaue Kurve das Bohrlochinstrument (khus), die rote das Oberflächenseismometer (khun) repräsentiert.

Es zeigt sich, dass das Rauschniveau im niederfrequenten Bereich unter etwa 4 Hz bei beiden Instrumenten nahezu identisch ist, sich aber bei Frequenzen oberhalb 4 Hz im Bohrloch deutlich reduziert.

In Abschnitt 2.3 wird ein Vergleich mit anderen Bohrlochseismometern in Schleswig-Holstein gezogen.

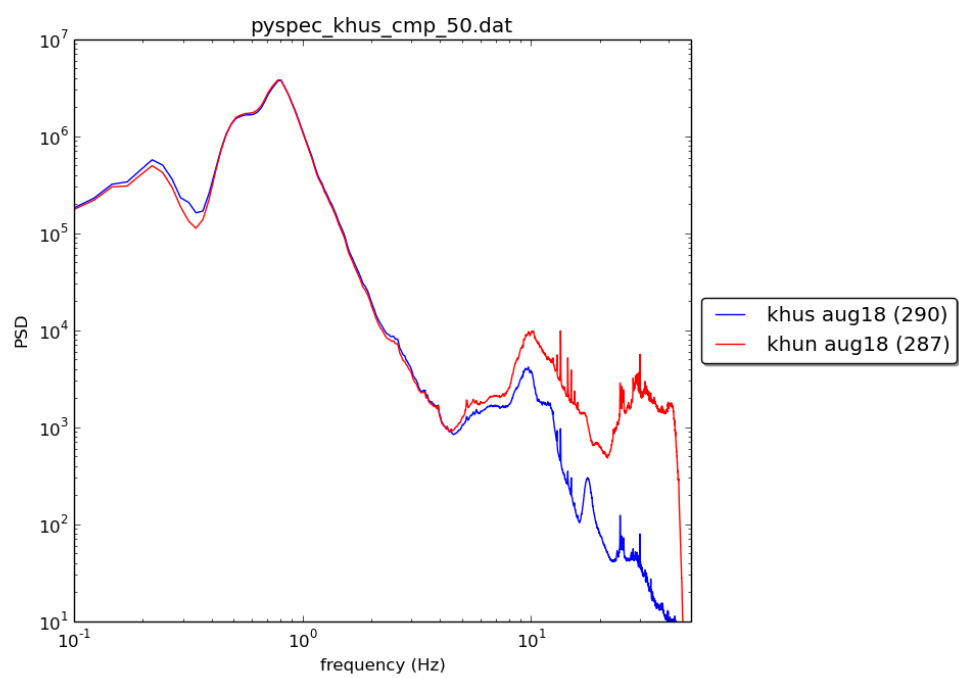


Abbildung 6: Spektrale Leistungsdichte (PSD) des Bohrlochseismometers (blaue Kurve) in Kellenhusen im Vergleich zu einem temporär installierten Oberflächenseismometer (rote Kurve). (Auswertung: K. Stammler, BGR)

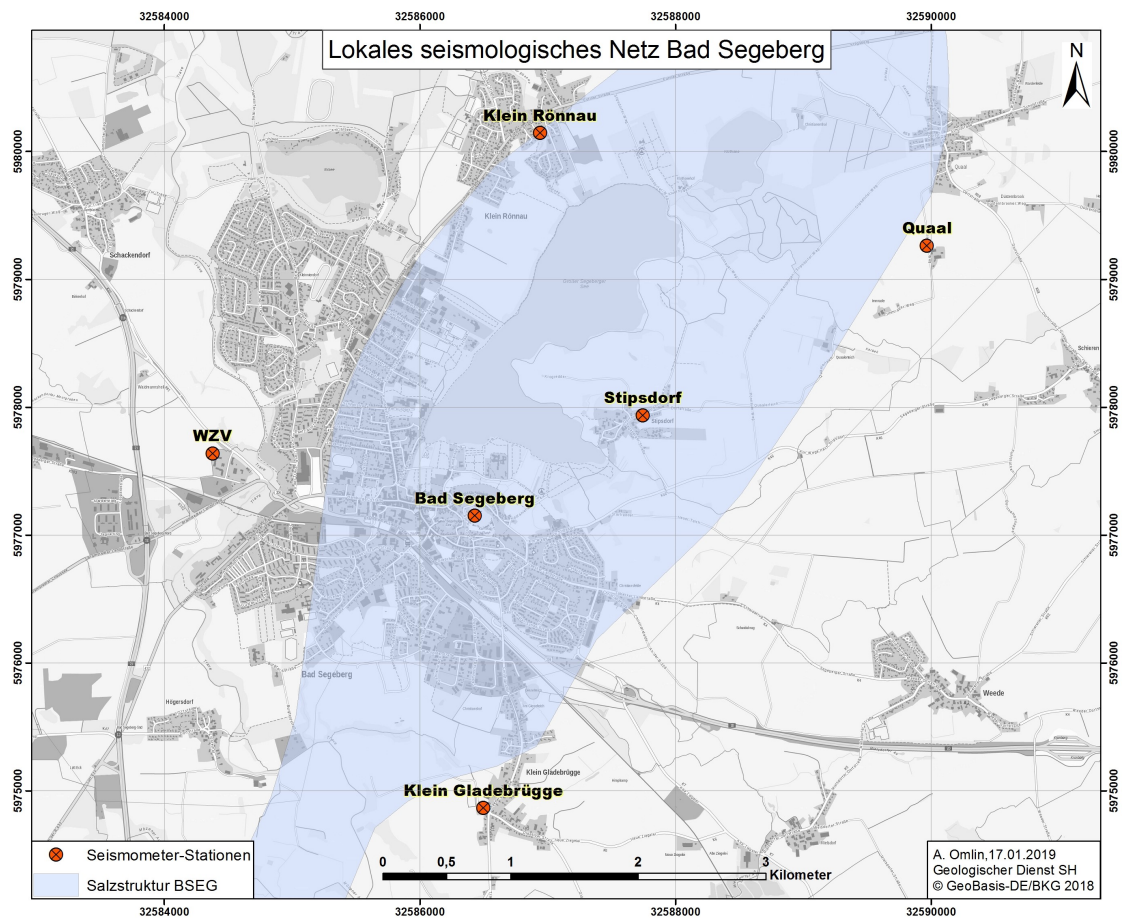


Abbildung 7: Status des Bad Segeberg Netzes mit sechs Seismometern an fünf Standorten (Stand Ende 2018).

2.2 Erweiterung des lokalen Netzes um Bad Segeberg

Im Sommer 2017 wurde ein lokales seismisches Netz um die GRSN Station im Bad Segeberger Kalkberg mit zunächst drei temporären Stationen installiert ([Meier & Omlin (2018)]). Die Stationen wurden 2018 mehrfach gewartet, wobei die Station am Standort des Wege- und Zweckverbandes im Zeitraum 31. Januar - 23. März 2018 wegen Bauarbeiten am Standort kurzzeitig abgebaut werden musste. Anschließend wurde die Station an gleicher Stelle wieder installiert.

Im Jahr 2018 konnte das lokale Netz darüberhinaus mit drei zusätzlichen Stationen im Raum Bad Segeberg signifikant erweitert werden.

2.2.1 Station Klein-Rönnau (BSEA4)

Am 15. August konnten wir im Keller der alten Wassermühle in Klein-Rönnau, ca. 3 km nördlich des Kalkbergs ein weiteres Breitbandseismometer installieren (Abb. 7). Das Gebäude steht etwa 100 m abseits der Ortsdurchfahrt mit der Bundesstraße B432 (Abb. 8). Im östlichen Gebäudeteil befinden sich in den Obergeschoßen Wohnungen, im Unterge-

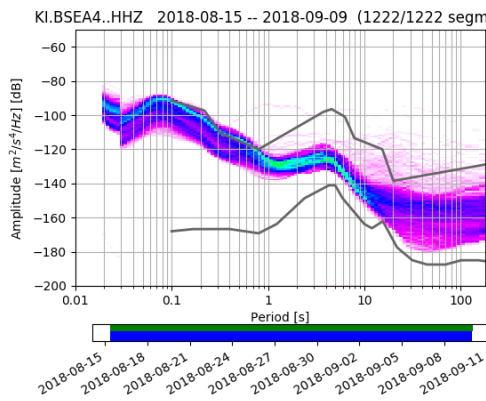


(a) Gebäude der alten Wassermühle, im hinteren Bereich befindet sich der Kellerzugang.

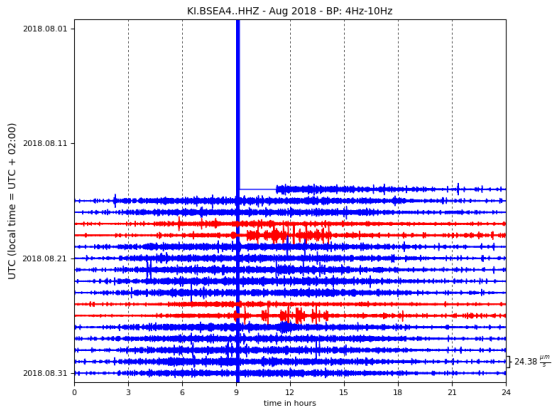


(b) Standort Heizungskeller

Abbildung 8: Umgebung der Station BSEA4 in Klein-Rönnau



(a) spektrale Leistungsdichte der Vertikalkomponente



(b) Monatsdarstellung der Wellenformen, gefiltert zwischen 4 und 10 Hz, in den ersten Wochen nach Installation.

Abbildung 9: Datenqualität der Station in Klein-Rönnau auf Basis der ersten Wochen nach Installation am 15.8.2018

schoß ein Heizungskeller mit gefliesstem Boden in dem das Seismometer installiert wurde. Dabei handelt es sich um ein Güralp CMG-3T des IfG mit einer Eckperiode von 120 s.

Anfang September wurden bei einem Stationservice die ersten Daten der neuen Station ausgelesen und erlauben eine erste Beurteilung der Datenqualität. In den Leistungsspektren (Abb. 9a) ist zu erkennen, dass das Rauschniveau bei Frequenzen oberhalb 1 Hz nahe am *new high-noise model* (NHNM, [Peterson (1993)]) liegt, es aber in diesem Frequenzbereich zwei ausgeprägte Niveaus gibt, welche etwa 5-10 dB getrennt liegen. Der Vergleich mit den Wellenformen (Abb. 9b) in diesem Frequenzbereich zeigt deutlich Variationen des allgemeinen Rauschniveaus im Tag/Nacht-Rhythmus.

2.2.2 Station Quaal (BSEA5)

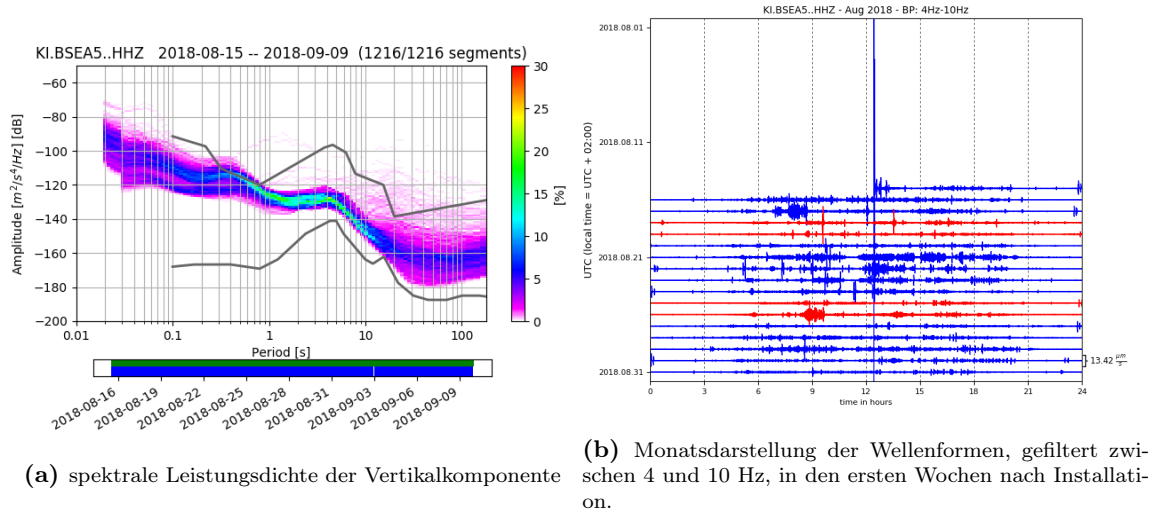
Am 15. August konnten wir in einem ungenutzten Lagerraum auf einem Bauernhof südlich von Rohlsdorf und ca. 4 km nordöstlich des Kalkbergs ein weiteres Breitbandseismometer



(a) Im vorderen Bereich des Gebäudes befindet sich ebenerdig der Lagerraum.

(b) Standort ebenerdig.

Abbildung 10: Umgebung der Station BSEA5 in Quaal.



(a) spektrale Leistungsdichte der Vertikalkomponente

(b) Monatsdarstellung der Wellenformen, gefiltert zwischen 4 und 10 Hz, in den ersten Wochen nach Installation.

Abbildung 11: Datenqualität der Station in Quaal auf Basis der ersten Wochen nach Installation am 15.8.2018

installieren (Abb. 7). Der Raum ist ebenerdig ohne Bodenbelag, und wird nur gelegentlich betreten (Abb. 10). Auch an diesem Standort wurde ein Guralp CMG-3T des IfG mit einer Eckperiode von 120 s installiert.

Auch von diesem Standort liegen bisher nur wenige Wochen an Daten vor, diese zeigen jedoch deutlich ruhigere Rauschbedingungen bei Frequenzen oberhalb 2 Hz als in Klein-Rönnau, was durch den deutlich geringeren motorisierten Verkehr im Nahfeld der Station zu erklären ist (Abb. 11). Die nächste Bundesstraße liegt etwa 1,6 km, die nächste Kreisstraße zumindest 450 m entfernt. In der Monatsübersicht der Wellenformen, wie auch in den Leistungsdichtespektren zeigen sich dennoch deutliche Tag/Nachtvariationen, wobei im Vergleich zu BSEA4 auch deutlich wird, dass der Verkehr im Nahfeld selbst tagsüber nicht kontinuierlich, sondern in kürzeren Zeiträumen auftritt. Starke, transiente Signale stammen vermutlich von zum Teil schweren landwirtschaftlichen Gerät, nachts lassen sich einzelne Vorbeifahrten in den Wellenformen erkennen.

2.2.3 Station Wege- und Zweckverband (BSEA3) - neue Bohrlochinstallation

Am 22. Juni 2018 konnte in Zusammenarbeit zwischen SGD und IfG am Standort der bereits existierenden Station BSEA3 am Wege- und Zweckverband (WZV) Bad Segeberg ein vom SGD beschafftes Nanometrics Trillium20 Seismometer in einem ca. 20 m tiefen Bohrloch installiert werden. Die Lage des Bohrlochs ist etwa 60 m nordwestlich des Oberflächenseismometers, am nordwestlichen Rand der Abstellfläche für die Fahrzeuge des WZV, vornehmlich Kehr- und Müllfahrzeuge (Abb. 12). Das Bohrloch liegt etwa 5 m hinter den letzten Unterstellplätzen. Vom Bohrloch wird das Seismometerkabel in einem Rohr unter Gelände zu dem Fahrzeugunterstand geführt. Dort wurde in ca. 4 m Höhe an der Wand eine Box montiert, welche neben der Stromversorgung auch den Datenlogger beinhaltet. Das eingebrachte Trillium20 Seismometer unterscheidet sich von den anderen bisher im lokalen Bad Segeberg Netz installierten Seismometern durch eine niedrigere Eckperiode von 20 s (gegenüber 120 s bei den anderen Geräten). In dem für die Überwachung lokaler Seismizität relevanten Frequenzbereich von etwa 0,1 - 20 Hz ist das Gerät aber identisch zu den anderen Instrumenten.

Die Bestimmung der Orientierung der horizontalen Komponenten im Bohrloch konnte durch Vergleich der Wellenformen der Kanäle HH1, HH2 im Bohrloch mit den nach Kompass ausgerichteten Komponenten HHN, HHE (Nord, Ost) am Oberflächenseismometer ermittelt werden (s. auch Abschnitt 2.1.1). Das Ergebnis in Abb. 13 zeigt, dass das Gerät im Bohrloch nach Süden ausgerichtet ist, im Detail ermittelt sich der Rotationswinkel zu 177° .

Ein Vergleich der Datenqualität zwischen Oberflächen- und Bohrlochinstrument ist anhand von Daten, welche aktuell bis Mitte August 2018 vorliegen, möglich. In den Leistungsdichtespektren (Abb. 14a,b) wird deutlich, dass sich das Rauschniveau vor allem oberhalb ca 3 Hz deutlich verbessert. Im Bereich unterhalb 3 Hz sind die Leistungsdichtespektren an der Oberfläche und im Bohrloch quasi identisch. Im Vergleich der Wellenformdarstellungen im Frequenzbereich 4-10 Hz für den Monat Juli 2018 zeigen sich diese Unterschiede deutlich sowohl in der Amplitude (beachte Skala unten rechts in Abb. 14c,d), als auch in der relativen Verminderung einzelner transients Wellenformpeaks, v.a. in den frühen Morgenstunden. Hierbei handelt es sich vermutlich um die frühmorgens ausfahrenden Fahrzeuge, wobei der Oberflächenstandort in einer der Fahrzeuggaragen im unmittelbaren Nahbereich einzelner Fahrzeuge ist, wohingegen das Bohrloch einen Mindestabstand von etwa 10 m zum nächstmöglich vorbeifahrenden Fahrzeug hat.

Im langperiodischen Bereich oberhalb 20 s Periode zeigen sich Unterschiede durch Instrumenteigenschaften - das Bohrlochseismometer hat eine Eckperiode von 20 s, das Oberflächeninstrument von 120 s Periode.



(a)



(b)



(c)



(d)

Abbildung 12: Die neue Bohrlochstation am Standort BSEA3, Wege- und Zweckverband Bad Segeberg.

Programm **ROTATE** von E. Wetzig
zur Ermittlung der Orientierung eines Bohrlochseismometers
durch Vergleich der H-Komponenten der Mikroseismik

Station BEA3, Bohrloch-Seismometer
2 Minuten Fenster, ungefilterte Daten
erforderliche Drehung des Bohrlochseismometers:

176,9° gegen den Uhrzeigersinn

Das Instrument ist im Bohrloch ca. nach S.

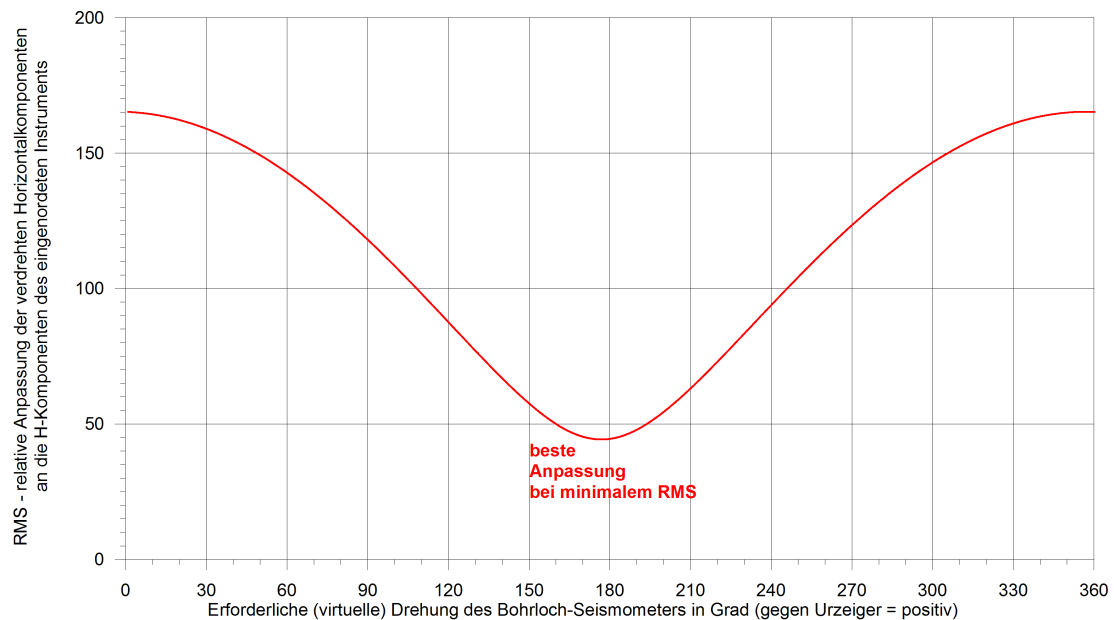
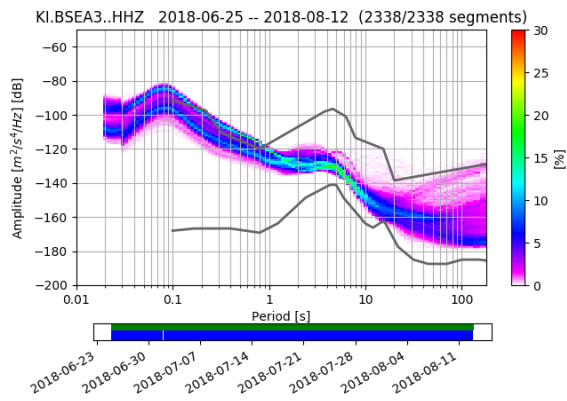
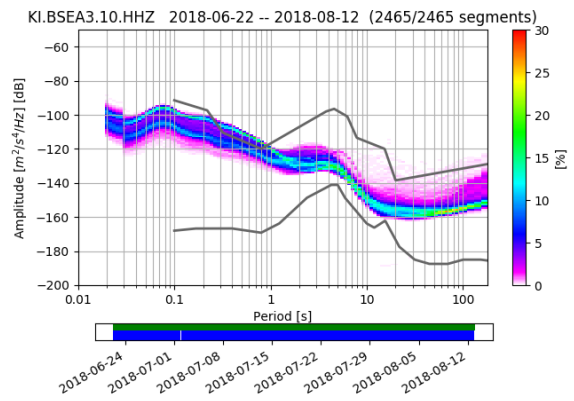


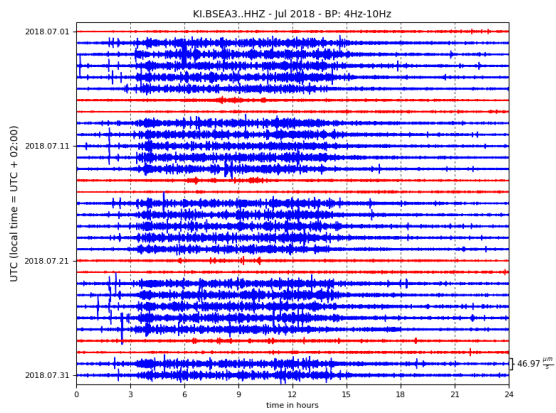
Abbildung 13: Relative Abweichung der numerisch verdrehten Horizontalkomponenten des Bohrlochseismometers gegen das eingeordnete Oberflächeninstrument. (Auswertung: E. Wetzig, BGR)



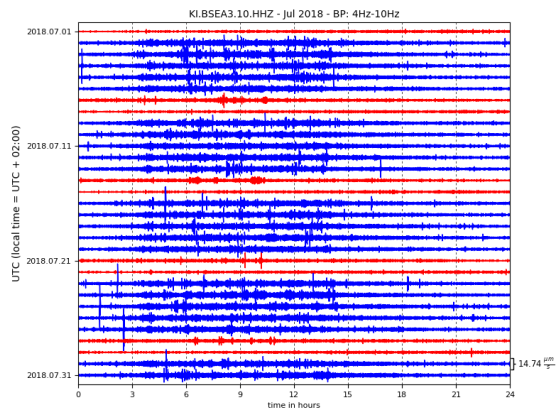
(a) spektrale Leistungsdichte Oberfläche



(b) spektrale Leistungsdichte Bohrloch



(c) Wellenformen im Juli 2018 an der Oberfläche.



(d) Wellenformen im Juli 2018 im Bohrloch

Abbildung 14: Vergleich zwischen Oberflächen- und Bohrlochseismometer am Standort BSEA3

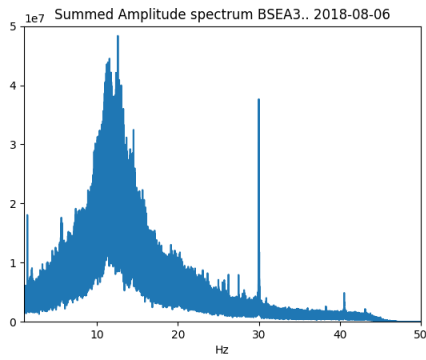
Vergleich des Bohrloch- mit dem Oberflächenseismometer Um die Verbesserungen im Signal-Rausch-Verhältnis im Bohrloch besser zu verstehen, werden im Folgenden Summen der stündlichen bzw. dreistündlichen Amplitudenspektren ausgewertet.

Abbildung 15a zeigt ein typisches Amplitudenspektrum des Oberflächenseismometers während eines Werktages (Montag, 06.08.2018), während Abbildung 15b das Amplitudenspektrum im Bohrloch am gleichen Tag zeigt. Wie gut zu erkennen ist, weist das Amplitudenspektrum des Bohrloch-Seismometers im gesamten Frequenzbereich, v.a. oberhalb ca 3 Hz deutlich geringere Amplituden auf.

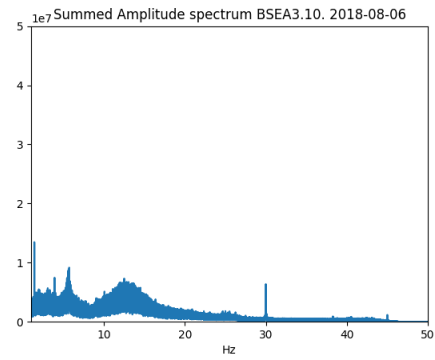
Ferner ist neben dem dominanten Peak im 10-15 Hz Bereich im Amplitudenspektrum des Bohrlochs ein weiterer, deutlicher Peak im Bereich von 5-7 Hz zu erkennen, welcher an der Oberfläche in der Flanke des größeren 10-15 Hz Peaks untergeht. Abbildungen 15c und 15d zeigen zum Vergleich das Amplitudenspektrum an Oberfläche und im Bohrloch am Sonntag, den 05.08.2018. Verglichen mit dem folgenden Montag ist sowohl an der Oberfläche als auch im Bohrloch eine weitere, deutliche Abnahme der Amplituden zu erkennen, was ebenfalls auf ein reduziertes Hintergrundrauschen hindeutet (geringere anthropogene Einflüsse am Wochenende als unter der Woche). Das allgemeine Bild, dass das Bohrloch-Seismometer wieder geringer von Hintergrundrauschen belastet wird, ist auch hier schnell erkennbar. Auch in diesem Amplitudenspektrum ist ein schärferer Peak im Bereich von 5-7 Hz zu erkennen, ein Ergebnis, das sich an allen Tagen durchsetzt.

Die anthropogenen Einflüsse haben also vor allem werktags und im Frequenzbereich 5-20 Hz massiven Einfluss auf das Signal-Rausch-Verhältnis und damit die Datenqualität. Dies zeigen auch mittlere Amplitudenspektren, welche für die Werk- und Wochenend-Tage an der Oberfläche und im Bohrloch berechnet wurden. Diese sind für die 29. Kalenderwoche in Abbildungen 16a und 16b zu sehen. Dabei stellt das blaue Spektrum die Werktage dar, wohingegen das Wochenende in orange abgebildet ist. Im wöchentlichen Mittel zeigt sich das gleiche Bild wie schon in den vorherigen Ergebnissen: deutlich schwächere Amplituden an den Wochenenden, wobei einzelne schmale Resonanzpeaks dafür schärfer abgebildet werden (z.B. bei <5 Hz, 25-30 Hz). Auch ist zu beachten, dass einzelne starke und klar abgetrennte Peaks im Bereich von mehr als 20 Hz im Bohrloch am Wochenende stark abgeschwächt werden oder sogar ganz verschwinden. Hier liegt der Schluss nahe, dass es sich um sehr lokale, evtl. verkehrsbedingte Störsignale handelt. Allgemein sieht das mittlere Spektrum für verschiedene KW sehr ähnlich aus, wie für die Kalenderwochen 27 und 28 im Bohrloch in Abbildungen 16c und 16d zu sehen ist. Größere Unterschiede sind dabei insbesondere im Bereich von 1-5 Hz zu beobachten. Dies deutet auf einen Zusammenhang mit natürlichen Faktoren wie beispielsweise Resonanzen der umstehenden Gebäude durch Windlast hin. Aufgrund des generell niedrigeren Rauschniveaus im Bohrloch erscheinen diese Frequenzpeaks im Bohrloch relativ zum sonstigen Rauschniveau stärker als an der Oberfläche.

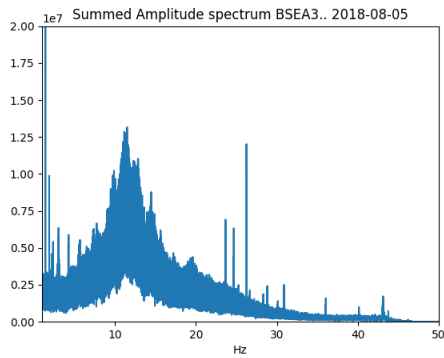
Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass der Rauschpegel am Standort Wege- und Zweckverband in einem breiten Frequenzband von 3-20 Hz von anthropogenen Einflüssen



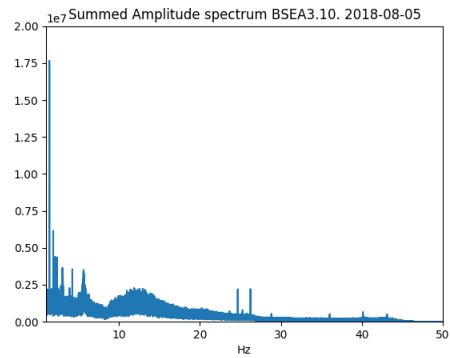
(a) Oberfläche Montag 06.Aug 2018



(b) Bohrloch Montag 06. Aug 2018



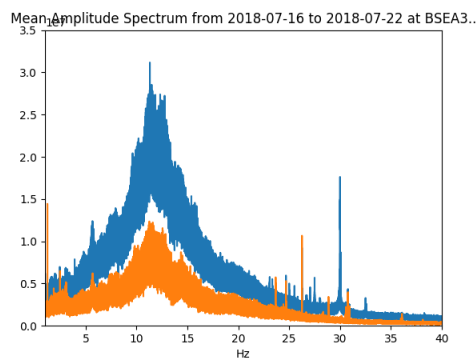
(c) Oberfläche Sonntag 05. Aug 2018



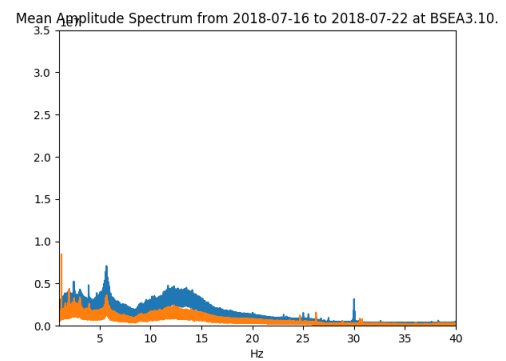
(d) Bohrloch Sonntag 05. Aug 2018

Abbildung 15: Dreistündlich summierte Amplitudenspektren an der Oberfläche (a, c) und im Bohrloch (b, d) am Montag 6. August 2018 (a, b) und Sonntag 5. August 2018 (c, d).

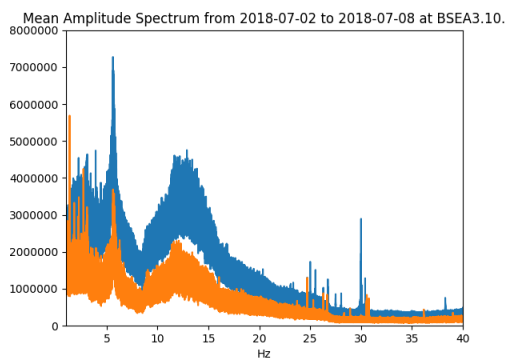
dominiert ist. Während Frequenzen oberhalb etwa 7 Hz im Bohrloch deutlich gedämpft sind liegt das spektrale Maximum des Rauschens an der Oberfläche bei etwa 11-14 Hz. In den Frequenzbereichen 1-4 Hz und 22-32 Hz sind die Amplitudenspektren von Resonanzpeaks dominiert, wobei die niederfrequenten vermutlich in Zusammenhang mit meteorologischen Bedingungen (bspw. Windlast an Gebäuden), die höherfrequenten mit anthropogenen Einflüssen (bspw. Resonanzen in Fahrzeugen und Gebäuden durch Schwerlastverkehr) in Verbindung stehen.



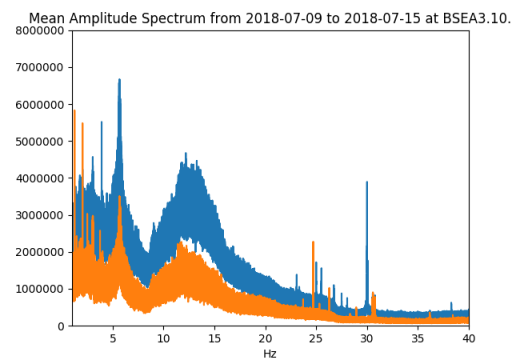
(a) Oberfläche, KW 29



(b) Bohrloch, KW 29



(c) Bohrloch, KW 27



(d) Bohrloch, KW 28

Abbildung 16: Wöchentlich gemitteltes Amplitudenspektrum. Die vertikale Skalierung ist jeweils gleich in (a, b) und (c, d). Blau: werktags, Orange: Wochenende

Qualitative Einordnung der neuen Seismometer im lokalen Bad Segeberg Netz

Insgesamt ist die Datenqualität an BSEA4 (Abb. 9a) sehr ähnlich zu den Beobachtungen am Standort des Wege- und Zweckverbandes (BSEA3-Oberfläche, Abb. 14a, [Meier & Omlin (2018)]). Eine Ursache für den hohen Rauschpegel an beiden Stationen zu den Tagstunden bei Frequenzen oberhalb 1 Hz scheint die Nähe beider Standorte zu vielbefahrenen Bundesstraßen und Autobahnen zu sein. In Klein-Rönnau steht das Seismometer nur rund 100 m neben der B432, am Wege- und Zweckverband liegt der Autobahnzubringer ebenfalls ca 100 m, die B206 ca 300 m und die A21 ca 600 m vom Seismometerstandort entfernt.

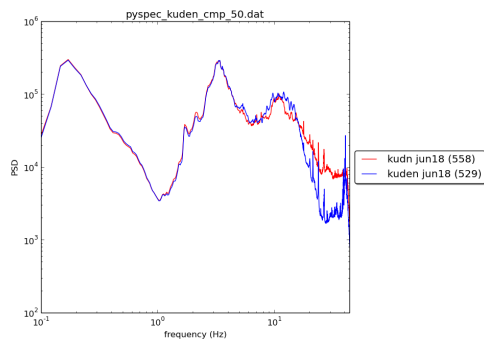
Obwohl die Verkehrsbelastung am Standort BSEA3 (Oberfläche) insgesamt deutlich höher ist als in Klein-Rönnau, ist das Rauschniveau am NHNM offensichtlich saturiert, d.h. das Rauschen scheint durch die 300 und 600 m entfernte Bundesstrasse, respektive Autobahn bei BSEA3, nicht stärker zu werden. Dies gilt unter der Annahme vergleichbarer geologischer Untergrundverhältnisse und vergleichbaren Installationsbedingungen.

2.3 Qualitative Einordnung der Bohrlochseismometer in SH

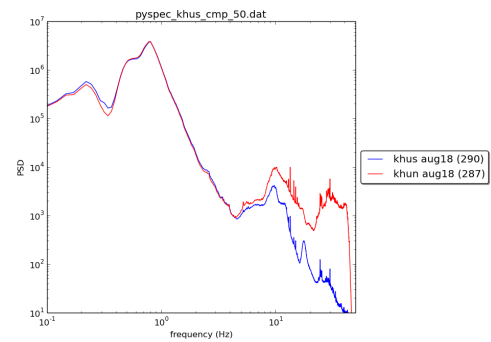
Mittlerweile sind durch die Arbeiten in 2017 und 2018 drei Bohrlochseismometer in Schleswig-Holstein in Betrieb: die GRSN Station Kuden (Dithmarschen) wurde im Sommer 2017 in Betrieb genommen, dazu kommen die GRSN Station Kellenhusen und die Bohrlochstation BSEA3 im lokalen Bad Segeberg Netz, welche im Sommer 2018 in Betrieb genommen wurden. In Abb. 17 werden für diese drei Standorte jeweils Leistungsdichtespektren von einer Oberflächenmessung mit der dazugehörigen Bohrlochmessung verglichen. Dabei ist bemerkenswert, dass eine Verbesserung im Rauschniveau in Kuden erst ab Frequenzen oberhalb von 10 Hz zu beobachten ist, während sich in Kellenhusen und Bad Segeberg eine Verbesserung bereits ab 3-4 Hz einstellt. Die Tiefe des jeweiligen Bohrlochs scheint nicht der Hauptgrund für diesen Unterschied zu sein mit Bohrlochtiefen in Kuden, Kellenhusen und Bad Segeberg von etwa 6, 9 und 20 m. In [Meier & Omlin (2018)] konnte keine finale Einschätzung zu der unerwartet geringen Verbesserung des Rauschniveaus im Bohrloch in Kuden gefunden werden. Dazu wären weitere Erkundungsmessungen vor Ort notwendig, um mögliche lokale Rauschquellen zu identifizieren.

Ein Erklärungsansatz wäre in den lokalen geologischen Gegebenheiten begründet. Während das Seismometer in Kuden in vorwiegend sandig-tonigen glazifluvialen Ablagerungen situiert ist, liegen die Standorte in Bad Segeberg und Kellenhusen im Bereich der glazialen Moränen und weisen, wie im Schichtverzeichnis von Kellenhusen nachgewiesen, signifikante Geschiebemergellagen auf.

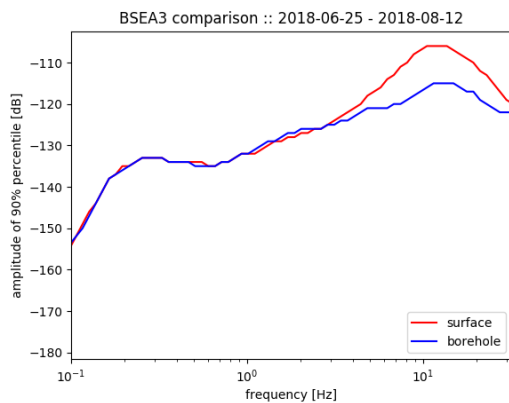
Die detaillierte Auswertung der Spektren am Standort Bad Segeberg (2.2.3) hat zudem gezeigt, dass der Straßenverkehr im Frequenzbereich 5-20 Hz dominant für eine Anhebung des Rauschniveaus zu sein scheint.



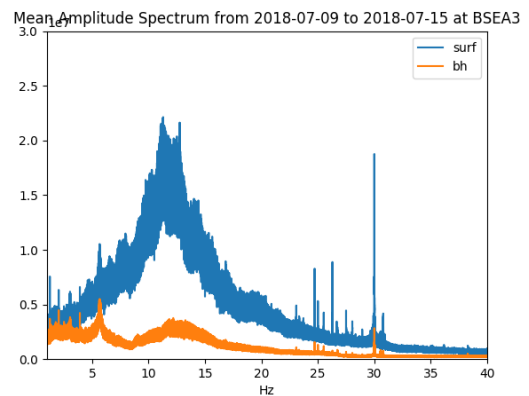
(a) GRSN Station Kuden



(b) GRSN Station Kellenhusen



(c) Lokalnnetzstation BSEA3



(d) wöchentliches Mittel BSEA3

Abbildung 17: (a,b,c) Vergleich mittlerer Leistungsdichtespektren zwischen Oberflächen- und Bohrlochmessung an drei Standorten in Schleswig-Holstein. In c) ist die 90%-Percentile aus Abb. 14a,b gezeigt. In rot jeweils das Oberflächen-, in blau das Bohrlochinstrument. (Abb. (a),(b), (c) K.Stammler (BGR))
(d) wöchentlich gemitteltes Spektrum an der Oberfläche (blau) und im Bohrloch (orange).

3 Überregionale Seismizität 2017-2018

Durch die Verdichtung des seismologischen Beobachtungsnetzes in Schleswig-Holstein sinkt - zumindest theoretisch - die Beobachtungsschwelle zur Detektion seismischer Ereignisse. Dazu werden im Folgenden von nationalen Agenturen detektierte und lokalisierte Ereignisse im Zeitraum 2017-2018 dargestellt und diskutiert. In diesem, für Schleswig-Holstein überregionalen Kontext werden zuvorderst Aspekte der Wellenausbreitung diskutiert, welche veranschaulichen, dass neben den Stationen in Schleswig-Holstein auch Stationen außerhalb für eine konsistente Überwachung zwingend notwendig sind.

3.1 Ereignisse in Norddeutschland und Nachbarländern

Das *European-Mediterranean Seismological Centre* (EMSC) ist eine internationale, nicht-Regierungs- und nicht-profitorientierte Organisation, welche unter anderem Erdbebenkataloge aller relevanten europäischen seismologischen Organisationen abgleicht und vereinheitlicht. Der EMSC-Katalog ist daher geeignet regionale seismische Aktivität im Umkreis von einigen 100 km um Schleswig-Holstein abzubilden, welche ggf. von unterschiedlichen nationalen Agenturen (v.a. in Deutschland, Dänemark, Schweden, Norwegen, Niederlande) detektiert und lokalisiert wurden.

Abb. 18 zeigt diesen Katalog für den Zeitraum 2017-2018. In Schleswig-Holstein selbst wurden in diesem Zeitraum keine tektonischen Ereignisse detektiert, aber Ereignisse im Norden Jütlands und bei Bornholm in der Ostsee mit Magnituden von 2,9 und 2,7 sind Zeichen von aktiven tektonischen Prozessen in der näheren Umgebung. Die Ereignisse süd(-west)lich von Schleswig-Holstein in Niedersachsen und den Niederlanden sind im Wesentlichen induzierte Ereignisse aus Gasförderung bzw. Bergbauaktivitäten.

Ein Vergleich der Wellenformen der Ereignisse von Jütland und Bornholm (Abb. 20) verdeutlicht die Signifikanz der lokalen Beobachtung und der Standortqualität, vor allem bei Ereignissen im Bereich der Sedimentbecken in Norddeutschland und der Ostsee.

Das Ereignis von Bornholm war an den Stationen in Schleswig-Holstein nicht detektierbar, die Signale kamen selbst an der nächstgelegenen Station BSEG nicht über das Rauschniveau hinaus. Dies gilt gleichermaßen für alle Stationen im norddeutschen Becken (mit Ausnahme der Station RGN auf Rügen, welche sehr quellnah liegt). An Stationen nördlich der Quelle (z.B. VIKU, NRAU in Schweden) ist das Ereignis andererseits noch in Entfernungen von rund 500 km sichtbar. Das Ereignis lag in einer Tiefe von etwa 5 km (Quelle: *Swedish National Seismic Network* (SNSN)).

Im Gegensatz dazu ist das Jütland Ereignis in Schleswig-Holstein sehr deutlich gemessen worden. Die Epizentraldistanz zu den Stationen in SH ist zwar etwas geringer als beim Bornholm-Ereignis, aber der Vergleich mit Stationen im norddeutschen Becken zeigt, dass das Signal-Rausch-Verhältnis auch dort deutlich größer ist. Das Beben in Jütland lag bei etwa 15 km Tiefe (Quelle: *Geological Survey of Denmark and Greenland* (GEUS)), was ein Grund für die verbesserte Abstrahlung der seismischen Energie in die Tiefe sein könnte - und damit größere Epizentraldistanzen erklären könnte. Ein weiterer Grund könnte der

EMSC Katalog 2017 & 2018

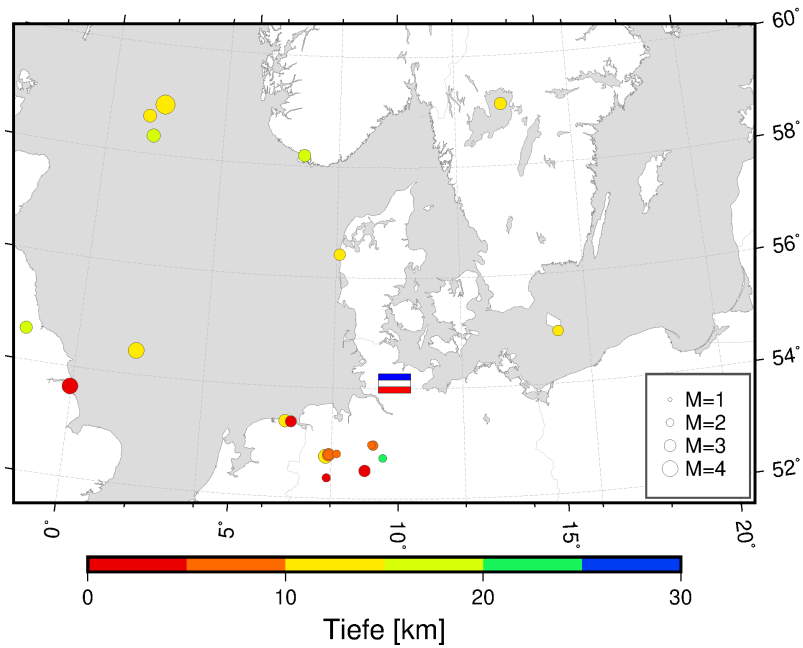


Abbildung 18: Überregionale Seismizität in der Umgebung von Schleswig-Holstein nach EMSC Katalog für die Jahre 2017 und 2018

Regional seismic network

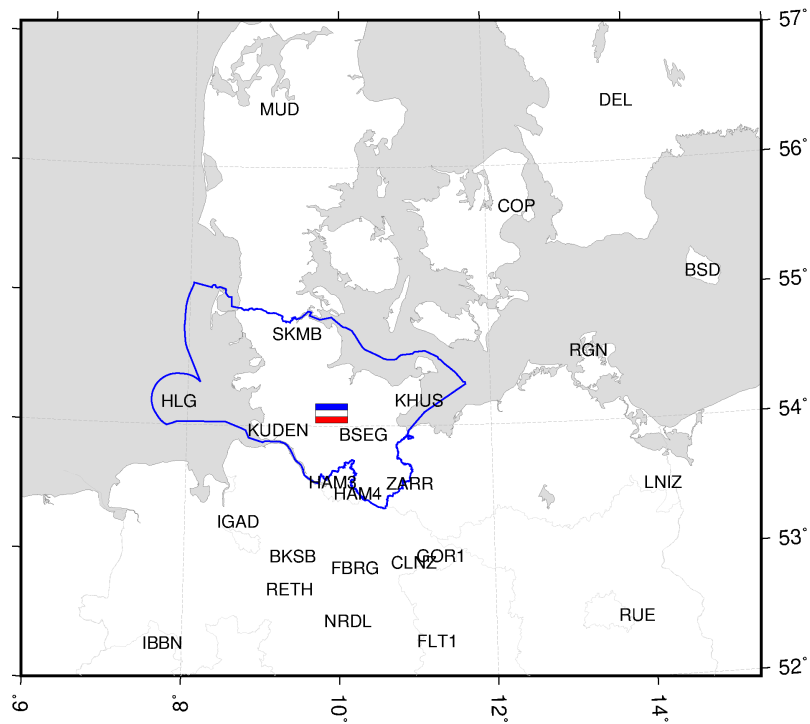


Abbildung 19: Übersichtskarte der Permanent-Seismometer in Schleswig-Holstein und ausgewählter Stationen in der Umgebung.

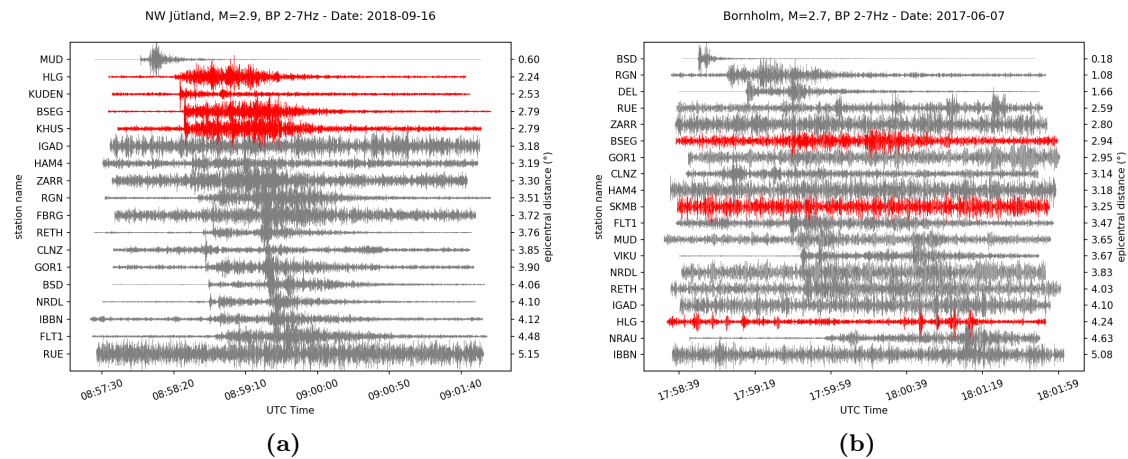


Abbildung 20: Wellenformensektionen der tektonischen Ereignisse im Norden Jütlands (16. Sept 2018) und bei Bornholm in der Ostsee (7. Jun 2017). Die Wellenformen sind nach Epizentralentfernung sortiert. Rote Spuren sind Stationen in Schleswig-Holstein.

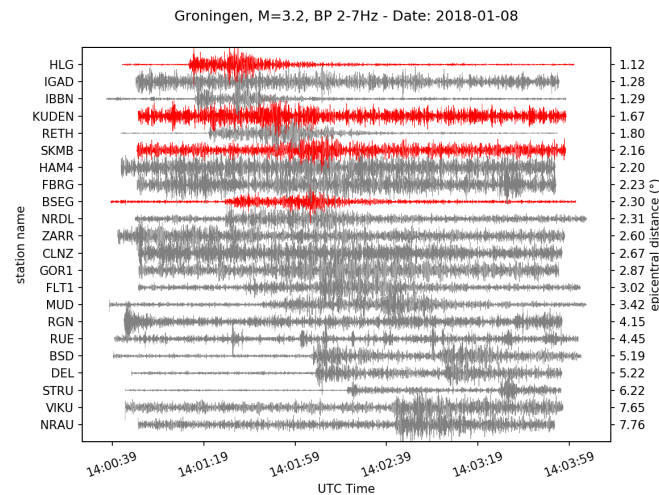


Abbildung 21: Wellenformensektion des Ereignisses bei Groningen (NL) am 8. Jan 2018. Die Wellenformen sind nach Epizentralentfernung sortiert. Rote Spuren sind Stationen in Schleswig-Holstein.

Herdmechanismus sein, über den aber für beide Ereignisse keine Informationen vorliegen. Die Bestimmung eines Herdmechanismus' ist für solch schwache Ereignisse generell nur in Ausnahmefällen möglich.

Desweiteren kam es Anfang 2018 zu einem signifikanten Ereignis mit Magnitude 3,2 in der Gegend um Groningen (Niederlande), welches auch in Schleswig-Holstein messbar war (Abb. 21). Auf der Station BSEG in 2,3° Epizentralentfernung war das Ereignis deutlich zu sehen, wohingegen das Signal-Rausch-Verhältnis in Kuden und Sankelmark (SKMB) nicht ausreichend war. Auch hier zeigen sich die deutlichen Qualitätsunterschiede der seismischen Stationen aufgrund ihrer lokalen geologischen Untergrundstruktur - Stationen in Bereichen mit (tiefen) Sedimenten haben ein deutlich schlechteres Signal-Rausch-Verhältnis als Stationen auf Festgestein. Zu letzterem zählt die Station BSEG, aber auch Stationen in Skandinavien, z.B. STRU wo das Ereignis noch in einer Entfernung von über 650 km messbar war.

Die gezeigten Beispiele unterstreichen die Wichtigkeit eines möglichst dichten seismologischen Überwachungsnetzes vor allem in Gebieten mit stark sedimentärer Geologie wie im norddeutschen Becken und Schleswig-Holstein. Nur durch ein dichtes Netz können schwache lokale seismische Ereignisse mit Magnituden unter 2,5 zuverlässig detektiert und lokalisiert werden.

3.2 Seismische Ereignisse in Schleswig-Holstein

In der Routineauswertung der BGR werden auch Ereignisse in Schleswig-Holstein detektiert, welche aufgrund ihrer geringen Magnitude und vor allem wegen des Verdachts auf ein Sprengungsereignis nicht in den Erdbebenkatalog des EMSC aufgenommen werden. Ursachen der Sprengungsereignisse in Schleswig-Holstein sind in erster Linie Detonationen der Bundeswehr in der Eckernförder, seltener auch Kieler Bucht.

Dabei wurden in den Jahren 2017 bis Ende November 2018 folgende Ereignisse von der BGR detektiert, lokalisiert und als Sprengungsereignisse klassifiziert (Quelle: G. Hartmann, BGR):

Datum	Zeit (UTC)	Breite (°N)	Länge (°E)	Tiefe [km]	Magnitude (ML)
2017-11-15	16:20:14.188	54,631	10,112	0,000	2,300
2018-02-07	10:31:08.652	54,777	10,341	0,300	2,400
2018-06-05	13:27:39.905	54,780	10,318	0,000	2,300
2018-06-06	10:59:38.759	54,548	9,994	0,000	1,900
2018-06-06	14:10:02.432	54,568	10,069	0,000	1,900
2018-08-09	6:41:20.030	54,667	10,114	0,000	2,000
2018-08-28	16:59:20.281	54,664	10,183	0,000	2,190
2018-09-11	20:57:40.318	54,696	10,231	0,000	2,320

Tabelle 1: BGR-Detektionen in Schleswig-Holstein von 2017 bis Ende November 2018, alle Ereignisse wurden als Sprengung klassifiziert und in der Eckernförder Bucht lokalisiert.

Ein Vergleich der Wellenformen zeigt einen erheblich unterschiedlichen Charakter der Wellenform an der nächstgelegenen Station Sankelmark (SKMB) und den anderen Stationen in Schleswig-Holstein (Abb. 22). Während die Wellenformen der Sprengungsereignisse in Bad Segeberg (BSEG), Kellenhusen (KHUS) und oft auch auf Helgoland (HLG) als sehr impulsive Einsätze aufgezeichnet werden, ist die Wellenform bei SKMB deutlich emergenter. Einem meist schwächeren P-Wellen-Ersteinsatz folgen nach etwa 15-20 s sehr amplitudenstarke Wellen. Hierbei handelt es sich möglicherweise um Oberflächenwellen, wobei genauer untersucht werden müsste, weshalb diese Wellen sich von der Quelle aus bevorzugt in (nord)westliche Richtung ausbreiten. Dies kann entweder in der Quelle selbst, wahrscheinlicher aber in strukturellen Effekten der Wellenausbreitung begründet sein. Darüberhinaus zeigen sich auch bei den Sprengungsereignissen die oben beschriebenen Effekte der lokalen Umgebungsbedingungen der einzelnen Stationen. Während das Ereignis nach Norden gut beobachtbar ist (bspw. an den Stationen BSD, MUD oder DEL) sind die Ereignisse im norddeutschen Becken außerhalb Schleswig-Holsteins nur in Einzelfällen detektierbar.

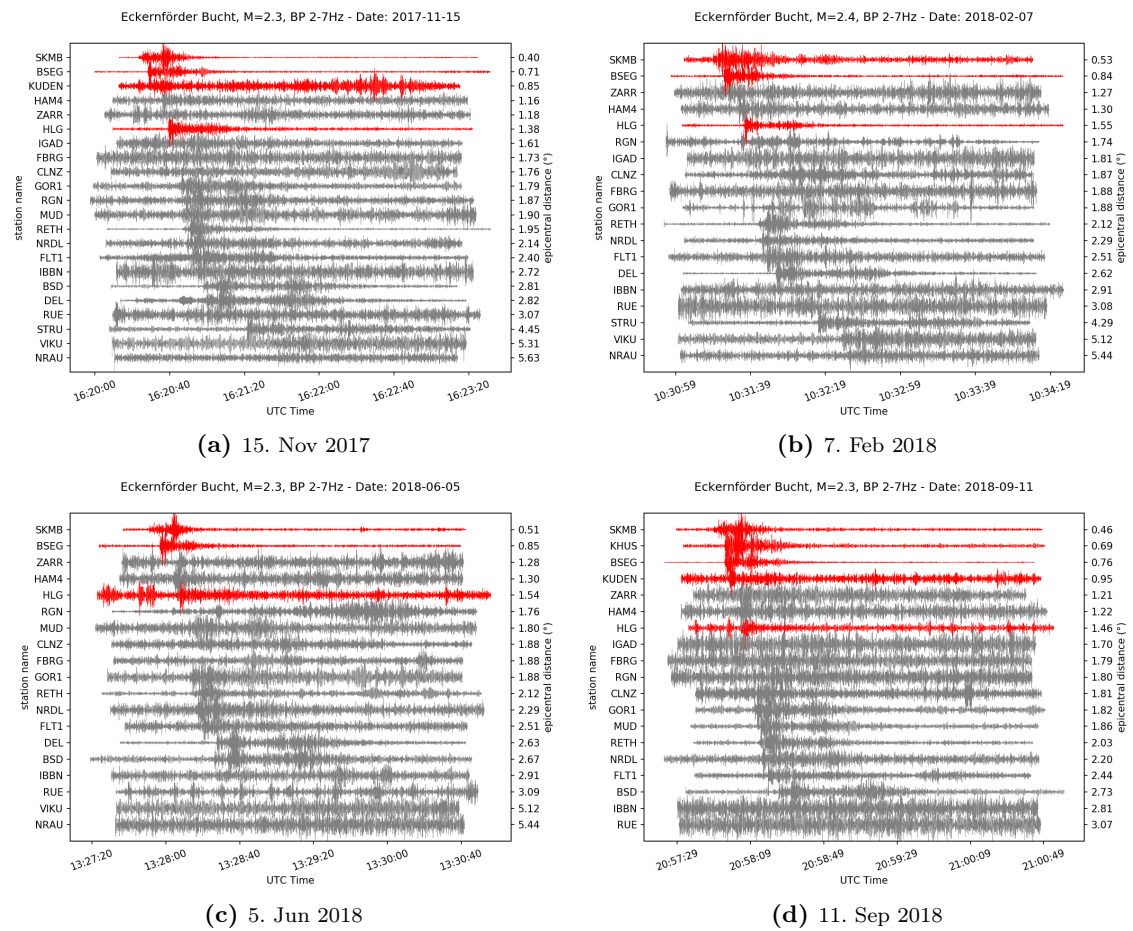


Abbildung 22: Wellenformsektionen von vier Sprengungen in der Eckernförder Bucht. Die Wellenformen sind nach Epizentralentfernung sortiert. Rote Spuren sind Stationen in Schleswig-Holstein.

4 Detektion von lokalen seismischen Ereignissen 2017-2018

Neben der permanenten, flächendeckenden Überwachung der Seismizität in Schleswig-Holstein und Umgebung, welche im vorigen Abschnitt dargelegt wurde und welche eine Detektionsschwelle von etwa Magnitude 2 hat, bietet das lokale temporäre seismische Netz um Bad Segeberg die Möglichkeit, deutlich schwächere Ereignisse im näheren Umfeld des Netzes detektieren und lokalisieren zu können. Diese Daten stehen der Routineauswertung der BGR für die überregionale Überwachung nicht zu Verfügung und werden daher am IfG ausgewertet.

Die Datenbearbeitung von kontinuierlichen seismischen Daten gliedert sich im Wesentlichen in folgende Schritte, kann dabei aber nur partiell mit EDV gestützten Systemen automatisiert werden:

- Detektion, d.h. Bestimmung von Einsatzzeiten potentieller seismischer Ereignisse.
Die kontinuierliche Bestimmung von möglichen Einsatzzeiten kann nach entsprechender Konfiguration in der Routineauswertung EDV basiert erfolgen.
- Lokalisierung des Ereignisses, sofern es von mindestens drei Stationen detektiert wurde.
Eine initiale Lokalisierung kann automatisiert für alle Detektionen mit mindestens drei Beobachtungen erfolgen. Zur Bestätigung ist aber eine manuelle Nachbearbeitung notwendig, mit einer präzisen, manuellen Bestimmung der Einsatzzeiten der Wellen, dem Identifizieren und Picken verschiedener Phasen (P- und S-) und einer Relokalisierung.
- Klassifizierung: Bestimmung der Ursache des Ereignisses, bspw. tektonisch, Sprengung, induziert.
Die finale Klassifizierung eines Ereignisses kann nur von einem qualifizierten Analysten erfolgen.

Der wichtigste Schritt in der kontinuierlichen Überwachung ist die Detektion von seismischen Ereignissen, welche einerseits möglichst vollständig sein soll, andererseits aber ungewünschte Ereignisse und Fehldetektionen möglichst zuverlässig ausblenden soll. Ein üblicher Ansatz hierzu ist der Netzwerkdetektor, die Assoziation von Detektionen an mehreren Stationen in einem vorgegebenen Zeitfenster. Dies wird im folgenden Abschnitt 4.1.1 ausführlich beschrieben. Hierbei werden auch Möglichkeiten der Klassifizierung von nicht-lokalisierten Ereignissen diskutiert. Eine andere Möglichkeit, um speziell wiederkehrende Ereignisse detektieren zu können, ist der Wellenformähnlichkeitsdetektor. Hierbei werden die kontinuierlichen Wellenformdaten mit einem bekannten "Masterereignis" korreliert, und bei hinreichender Korrelation eine Detektion deklariert (siehe Abb. 4.1.2).

4.1 Detektion von Ereignissen in Schleswig-Holstein

4.1.1 ... mit einem Netzwerkdetektor

Ein Netzwerkdetektor ist immer dann sinnvoll und nützlich, wenn ein Ereignis an mehreren Stationen aufgezeichnet wurde und somit zweifelsfrei detektiert und lokalisiert werden kann. Im Folgenden sollen die Funktionsweise des implementierten Detektors dokumentiert und mögliche Ereignistypen vollständig aufsummiert werden.

Trigger und Detektor Die Detektion eines Ereignisses ist im Wesentlichen ein zweistufiges Verfahren, zunächst die Triggerung, dann die Zuweisung einer Detektion. Im ersten Schritt wird jede seismische Spur, üblicherweise drei Spuren pro Station (Vertikal- und zwei Horizontalkomponenten), unabhängig voneinander mit einem sogenannten STA/LTA Trigger prozessiert. Dabei werden zwei Mittelwert-Spuren von den gefilterten Daten eines Kanals berechnet, jeweils über ein kurzes Zeitfenster (*Short Time Average*, STA) und über ein langes Zeitfenster (*Long Time Average*, LTA). Anschließend wird das Verhältnis aus STA zu LTA berechnet und bei Überschreiten eines vorzugebenden Schwellwertes eine Triggerung deklariert. Man erhält also pro Spur zunächst eine Liste mit möglichen Triggerungen.

Im zweiten Schritt müssen diese Listen (drei pro Station) nach zeitlichen Koinzidenzen gefiltert werden. Im *Coincidence Trigger* werden dazu die Triggerlisten aller betrachteter Kanäle an allen Stationen verglichen. Treten eine bestimmte Anzahl an Triggerungen in einem vordefinierten Zeitfenster auf, dann wird eine Detektion deklariert. Ein Minimalwert für die Koinzidenz ist vier Kanäle, d.h. eine Triggerung wurde mindestens an zwei Stationen ausgelöst. Dies soll transiente Störsignale an einzelnen Stationen (bspw. vorbeifahrende Fahrzeuge) von den Detektionen ausschließen. Darüberhinaus wird ein Kriterium zur Koinzidenz von Triggerungen an mindestens drei Stationen eingeführt. Dies soll einerseits zufällige (Fehl-)Triggerungen an zwei Stationen reduzieren, andererseits Ereignisse detektieren, welche prinzipiell auch lokalisierbar wären.

Anhand von Beispielergebnissen (u.a. das tektonische Ereignis von 1997, einige bekannte Sprengungen in der Eckernförder Bucht) wurden die notwendigen Parameter für den Detektor so eingestellt, dass diese Ereignisse einerseits detektiert, andererseits die Anzahl von Fehldetektionen minimiert wurde. Als geeignete Parameter zur Detektion von seismischen Ereignissen haben sich die in Tabelle 2 gelisteten erwiesen.

Lokale seismische Ereignisse mit Magnituden kleiner 2 haben generell dominante Frequenzen der abgestrahlten seismischen Wellen zwischen 1-20 Hz. Eine Betrachtung des tektonischen Ereignisses von 1997 zeigt im Spektrogramm einen Frequenzinhalt von ca. 1-10 Hz (Abbildung 23). Da anthropogen- und auch schallinduzierte Ereignisse häufig bei Frequenzen oberhalb etwa 7 Hz dominant sind, wird der Detektor auf zwei verschiedene Frequenzbänder, 2-7 Hz und 4-15 Hz angewendet. Ersterer soll Fehldetektionen nicht-seismischen Ursprungs minimieren, zweiterer gleichzeitig ein vollständiges Bild aller mit dem gegenwärtigen Netz detektierbaren Ereignisse zeichnen.

Parameter	Wert
Filter 1	2 - 7 Hz
Filter 2	4 - 15 Hz
STA Fensterlänge	0.2 s
LTA Fensterlänge	4 s
Threshold on	8.0
Threshold off	0.5
Coincidence sum	4

Tabelle 2: Parameter für den Coincidence Trigger

	min. 4 Kanäle	min. 3 Stationen
2-7 Hz	385	13
4-15 Hz	3008	73

Tabelle 3: Anzahl an Ergebnissen in den Detektordurchläufen. Bei Triggerung an min. 4 Kanälen ist das Ereignis an mind. zwei Stationen getriggert worden, bei min. 3 Stationen an mind. vier Kanälen von drei unterschiedlichen Stationen.

Der Detektor wurde anschließend auf alle kontinuierlichen Wellenformdaten aus dem Zeitraum vom 01.08.2017 bis zum 01.08.2018 angewandt. Daraus resultieren Detektionslisten mit mehreren hundert bis zu einigen tausend Einträgen (Tabelle 3).

Detektionen und Klassifizierung der Ereignisse Eine stichprobenartige Beurteilung der detektierten Ereignisse zeigt, dass der 4-15 Hz Detektor viele Fehldektionen hervorbringt, welche häufig durch zwei zufällig im gleichen Zeitraum stattfindende Triggerungen an zwei verschiedenen Stationen von beispielsweise vorbeifahrenden Autos ausgelöst werden. Der Fokus der Bewertung der Ergebnisse soll daher auf der Ereignisliste des 2-7 Hz Detektors liegen. Neben 385 Detektionen im Betrachtungszeitraum werden hier 13 Ereignisse an mindestens drei Stationen detektiert. Diese Ereignisse sind in Tabelle 4 gelistet. Im gleichen Zeitraum wurden von der BGR fünf Ereignisse in Schleswig-Holstein detektiert, bei denen es sich ausnahmslos um Sprengungen in der Eckernförder Bucht handelt (Tabelle 1). Der 2-7 Hz Detektor findet jedes dieser fünf Ereignisse. Zusätzlich werden acht weitere Ereignisse gelistet, die im Folgenden genauer betrachtet werden.

Um die mögliche Ursache eines detektierten Ereignisses zu beschreiben, ist es hilfreich den Frequenzgehalt der Wellenform anhand eines Spektrogramms zu betrachten. Im Spektrogramm wird der Frequenzgehalt der Wellenform in Abhängigkeit der Zeit dargestellt. Spektrogramme von bekannten Ereignissen können herangezogen werden um neue, unbekannte Ereignisse einzuordnen und zu klassifizieren.

Sprengungen Ähnlich wie bei der Betrachtung der Wellenformsektionen von Sprengungen in der Eckernförder Bucht (Abb. 22) zeigen sich auch in den Spektrogrammen deutliche Charakteristika der Wellenformen an den Stationen des lokalen Bad Segeberg Netzes (Abb. 24a, 24b). Typisch für Sprengungen in der Eckernförder Bucht

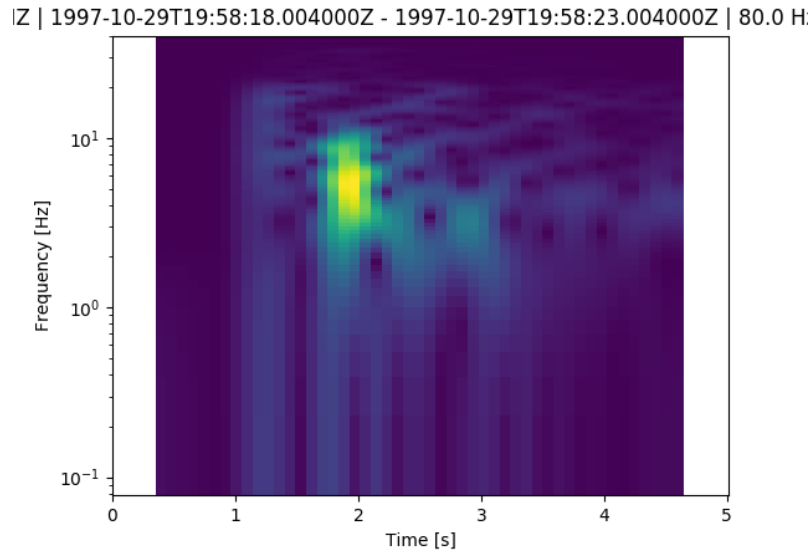


Abbildung 23: Spektrogramm des Bebens von 1997. Das Spektrogramm zeigt den Frequenzgehalt der Wellenform auf der y-Achse mit der Zeit auf der x-Achse (Startzeit in der Abbildungsüberschrift).

Datum	Zeit UTC	Klassifizierung	BGR (Magnitude)
2017-08-30	09:12:39	Sprengrung	(s. Abschnitt 4.3)
2017-09-03	03:41:24	<i>Kernwaffentest</i>	6,3
2017-09-17	14:55:25	Gewitter	
2017-09-21	01:02:18	<i>Teleseismisches Beben</i>	4,4
2017-11-15	16:20:29	Sprengrung	2,3
2018-02-06	09:46:25	Sprengrung	
2018-02-07	10:31:26	Sprengrung	2,4
2018-05-10	14:04:44	Gewitter	
2018-05-21	21:05:43	<i>Regionales Beben</i>	4,2
2018-06-05	13:27:57	Sprengrung	2,3
2018-06-06	10:59:54	Sprengrung	1,9
2018-06-06	14:10:15	Sprengrung	1,9
2018-07-15	09:25:20	Fehldetektion	

Tabelle 4: Detektionen an mindestens drei Stationen des Bad Segeberg Netzes im Frequenzband von 2-7 Hz. Die rechte Spalte gibt die Magnituden der Ereignisse an, sofern sie von der BGR detektiert wurden (Sprengrungen, siehe auch Tabelle 1) bzw. überregionaler tektonischer Ereignisse. Die Klassifizierung der Ereignisse wird im Text weiter erläutert.

sind demnach dominante Frequenzen zwischen 7-9 Hz, eine Signaldauer von rund 10 s und impulsive Einsätze, wobei letztere durch die hohen Amplituden zu Beginn der Wellenform im Spektrogramm sichtbar sind. An der Station BSEG in der Höhle des Kalkbergs sind die hochfrequenten Anteile deutlich gedämpfter und das Signal wird hier von der tieffrequenten Meeresmikroseismik (unterhalb 1 Hz) dominiert.

Neben den bekannten, von der BGR detektierten Sprengrungseignissen am 15.11.2017 und 07.02.2018, zeigt die Detektionstabelle 4 weitere Ereignisse, deren Spektrogramme ganz ähnliche Charakteristika aufweisen, z.B. das Ereignis vom 06.02.2018, wel-

ches aufgrund seiner Ähnlichkeit und zeitlichen Bezugs zur bekannten Sprengung am 07.02.2018 ebenfalls als Sprengung klassifiziert wird (Abb. 24c).

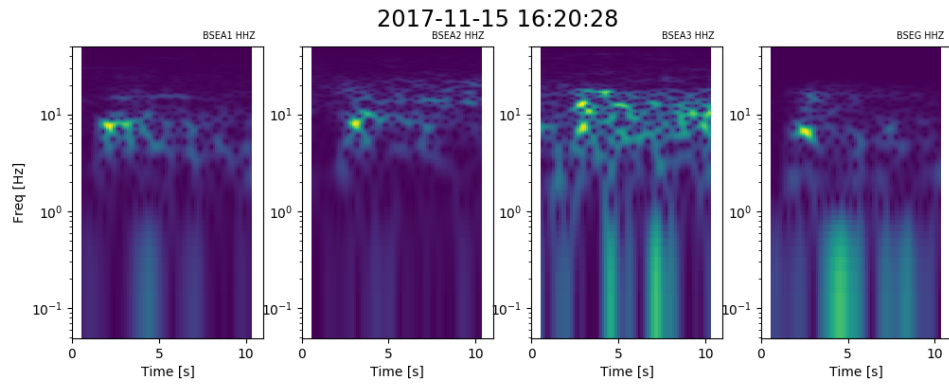
Das am 30.08.2017 detektierte Ereignis (Abb. 24d) zeigt ebenfalls ähnliche Eigenschaften im Spektrogramm zu den vorherigen Sprengungen auf. Der Frequenzgehalt und die Länge ist ähnlich, allerdings zeigt die Wellenform eine deutlich höhere Streuung bei Frequenzen zwischen 3-15 Hz, weshalb eine Klassifizierung als Sprengung zunächst uneindeutig ist. Das Ereignis wurde nicht von der BGR detektiert, wird aber in automatischen Detektionen des NORSAR Arrays in Südnorwegen gelistet. Eine detaillierte Auswertung dieses Ereignisses im folgenden Abschnitt 4.3 zeigt jedoch, dass auch dieses Ereignis als Sprengung in der Eckernförder Bucht einzustufen ist. Unter Berücksichtigung der Erkenntnisse aus dem Abschnitt 3 überrascht es nicht, dass das Ereignis in Norwegen detektiert wurde, in Norddeutschland aber nicht. Mit der neuen GRSN Station Kellenhusen und den Stationen im lokalen Bad Segeberg Netz sind solche Ereignisse aber zukünftig eindeutig detektier- und identifizierbar.

Tektonische Ereignisse Neben den Sprengungseignissen wurden auch regionale und teleseismische Ereignisse detektiert.

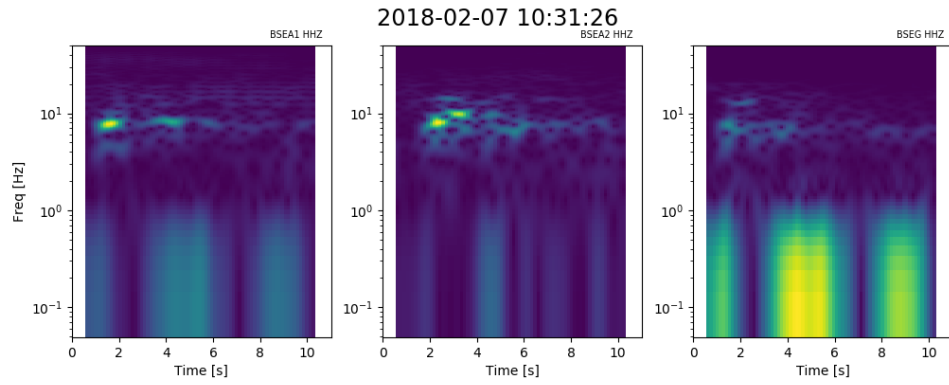
Teleseismische Ereignisse Das Ereignis am 21.09.2017 ist exemplarisch für Ereignisse, welche regelmäßig im Bereich der Fiji-Inseln im West-Pazifik auftreten. Diese Ereignisse sind im globalen Maßstab moderat in der Stärke (Magnituden > 4), liegen aber in einer Tiefe von über 500 km in einer Subduktionszone. Im Spektrogramm in Abb. 25a zeigen sich hochfrequente Einsätze an der Station BSEA3. Das tatsächliche Signal des Detektorergebnisses liegt jedoch tieffrequenter um 1 Hz. Dass solche, verhältnismäßig schwachen teleseismischen Ereignisse aus rund 16.000 km Entfernung detektiert werden können, unterstreicht die generelle Funktionalität und Qualität des installierten seismischen Netzes und der Auswertung.

Typisch für teleseismische Ereignisse ist eine niedrige dominante Frequenz, im Spektrogramm (Abb. 25a) deutlich durch Maxima im Bereich von 0,3-3 Hz zu erkennen. Da die Ereignisse nur sehr schwache Amplituden am Bad Segeberg Netz haben, ist der Übergang zu den noch niederfrequenteren Amplituden der Meeresmikroseismik (Frequenzen unter 1 Hz) fließend.

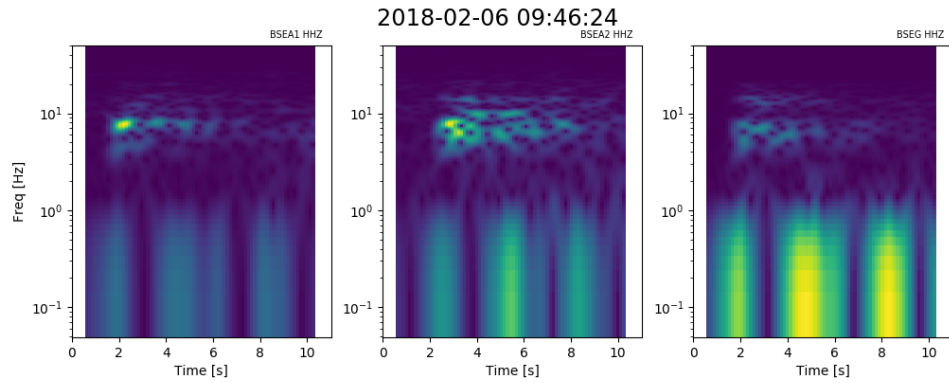
Überregionale Ereignisse Beispielhaft für überregionale Ereignisse, welche vom Bad Segeberg Netz detektiert werden können steht das Ereignis vom 21.05.2018. Es ist auf allen Stationen des Netzwerks zu erkennen (Abb. 25b) und zeigt Einsätze im Frequenzbereich zwischen 1-5 Hz. Hierbei handelt es sich um ein stärkeres Erdbeben der Magnitude 4,2 welches im Vogtland im Zuge eines Erdbebenschwarms im Mai 2018 stattgefunden hat [GEOFON].



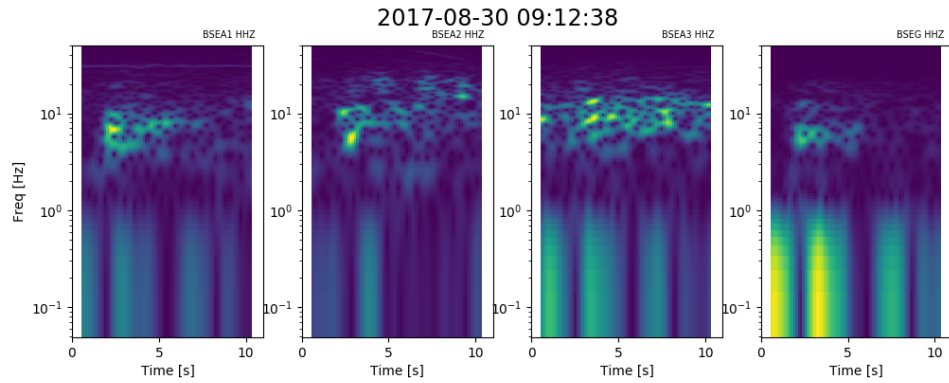
(a) Spektrogramm der Wellenform vom 15.11.2017, von BGR detektiert.



(b) Spektrogramm der Wellenform vom 07.02.2018, von BGR detektiert.

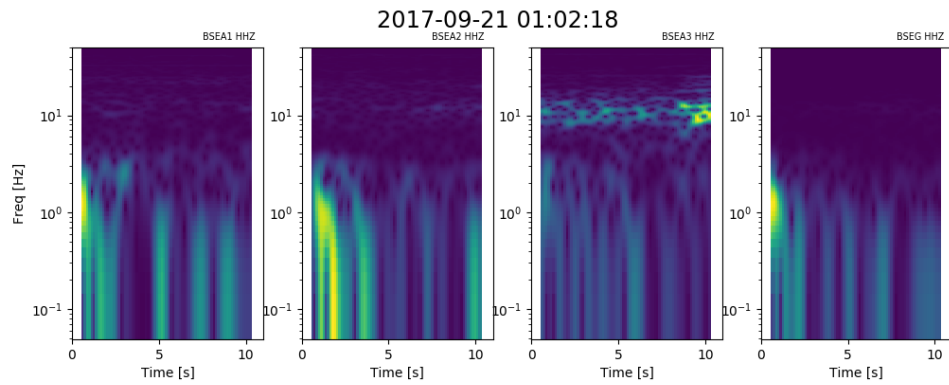


(c) Spektrogramm der Wellenform vom 06.02.2018, bisher unbekannt.

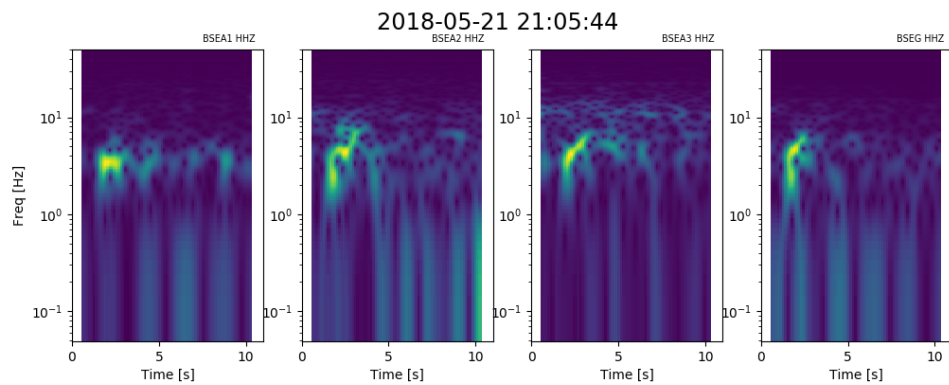


(d) Spektrogramm der Wellenform vom 30.08.2017, bisher unbekannt.

Abbildung 24: Spektrogramme von Sprengungen in der Eckernförder Bucht. Die Unterplots zeigen die einzelnen Spektren der Stationen des lokalen Netzes und der Station BSEG. Es wird nur der Z-Kanal dargestellt. Die Farbskalen sind jeweils auf die einzelnen Stationen normiert.



(a) Teleseismisches Ereignisses am 21.09.2017 im West-Pazifik mit einer Magnitude von 4,4 und Herdtiefe von 529 km.



(b) Regionales Ereignis am 21.05.2018 im Vogtland mit einer Magnitude von 4,2.

Abbildung 25: Spektrogramme von tektonischen Ereignissen. Es wird nur der Z-Kanal dargestellt. Die Farbskalen sind jeweils auf die einzelnen Stationen normiert.

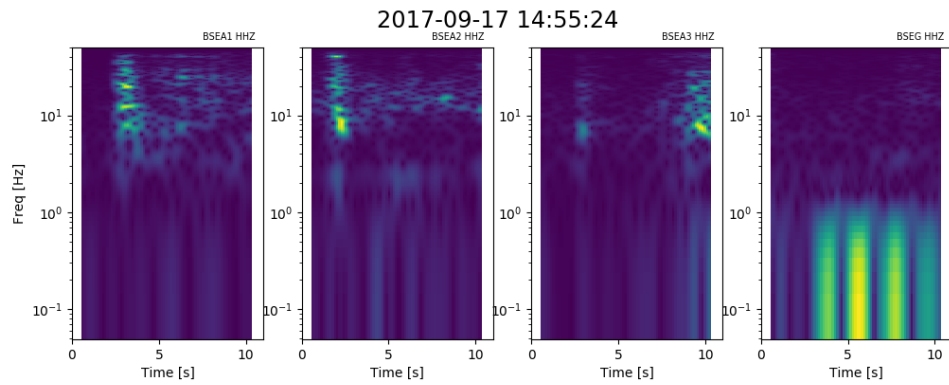
Die Detektion solcher überregionaler bzw. teleseismischer Ereignisse ist in der gegebenen Konfiguration eigentlich unerwünscht. Aufgrund des Frequenzbereiches in dem Wellenformen dieser Ereignisse auftreten, lassen sich Detektionen solcher Ereignisse aber nicht von vornherein ausschließen. Im Umkehrschluss ist es daher folgerichtig und wichtig, für eine zukünftige, flächendeckende und vollständige Überwachung auch Stationen außerhalb Schleswig-Holsteins in den Nachbar(bundes)ländern (zur Detektion und eindeutigen Klassifizierung als überregionales Ereignis) bzw. auf globaler Ebene (für teleseismische Ereignisse) zu berücksichtigen. Dies hilft Fehldetektionen und vor allem Fehllokalisierungen zu vermeiden und wird im Abschnitt 5 ausführlicher diskutiert.

Sonstige Ereignisse Neben der Detektion von Sprengungs- und tektonischen Ereignissen gibt es auch andere natürliche und anthropogene Quellen, welche eine Detektion auslösen können. Diese werden vorwiegend mit dem höherfrequenten Detektionsalgorithmus (Filter 4-15 Hz, siehe Tab. 3) detektiert, liegen aufgrund eines relativ breiten Frequenzgehaltes aber teilweise auch im Bereich von 2-7 Hz und damit im Zielfrequenzbereich für tektonische und Sprengungseignisse.

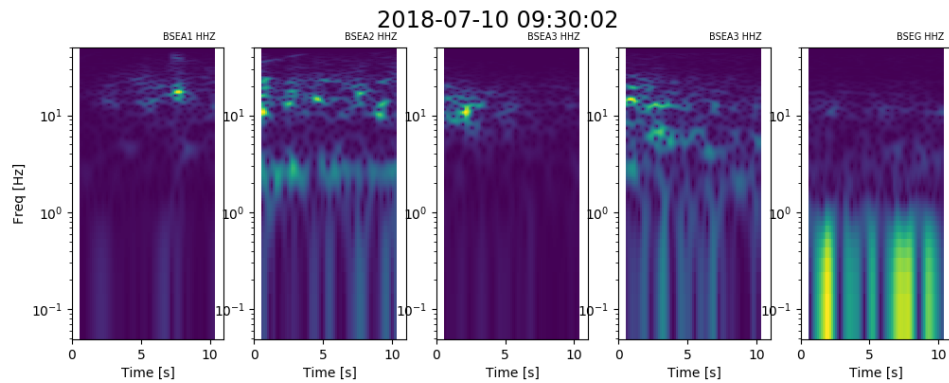
Gewitter Eines dieser Ereignisse, welches unregelmäßig auftreten kann, ist der mit Gewitter verbundene Donner (17.09.2017, Abb. 26a). Das Spektrogramm zeigt ein breitbandiges, im Frequenzbereich oberhalb 5 Hz dominantes Signal. Ein eindeutiges Erkennungsmerkmal dieses, aber generell auch aller anderen durch Luftschall induzierten Signale, ist die Abwesenheit desselben an der Station BSEG, tief im Kalkberg. Dort ist die Meeresmikroseismik unterhalb 1 Hz dominant, hochfrequente Signale fehlen vollständig. Das in Tabelle 4 gelistete Ereignis vom 10.05.2018 zeigt die gleichen Eigenschaften. Auch zu dieser Zeit ist ein Gewitter über Bad Segeberg hinweg gezogen.

Straßenverkehr Die mit Abstand häufigsten Ereignisse werden durch menschengemachte Quellen wie beispielweise vorbeifahrende Fahrzeuge erzeugt. Diese Ereignisse zeigen im Spektrum vor allem hohe Frequenzen oberhalb 10 Hz und sind somit im 2-7 Hz Detektor nur noch in Einzelfällen vorhanden. Diese Ereignisse sind sehr leicht zu erkennen, da sie nur an einer Station aufgezeichnet werden. Alle anderen Stationen zeigen in dem gleichen Zeitraum keine kausalen Gemeinsamkeiten. Das in Abb. 26b gezeigte Beispiel illustriert dies. Während bei Station BSEA1 etwa zur Sekunde 7 (relative Zeitachse) ein Fahrzeug vorbeifährt, sind an den anderen Stationen keine zeitlich korrelierenden Signale zu erkennen.

Fazit zum Netzwerkdetektor Der speziell für Ereignisse in Schleswig-Holstein konfigurierte Netzwerkdetektor erweist sich als zuverlässiges Werkzeug, um in Schleswig-Holstein beobachtete seismische Ereignisse zu detektieren. In der ersten Anwendung konnten somit



(a) Spektrogramm der Wellenform eines Donnerschlages vom 17.09.2017.



(b) Spektrogramm eines vorbeifahrenden Fahrzeugs an der Station BSEA1. Da dieses Ereignis sehr lokal ist, findet sich keine Korrelation an den anderen Stationen.

Abbildung 26: Spektrogramm von sonstigen natürlichen und anthropogenen Quellen welche typischerweise mitdetektiert werden.

bisher unbekannte, nicht-spürbare Ereignisse erfasst und eine Ausweitung des Detektors auf ein in (naher) Echtzeit operierendes System vollzogen werden. Eine Klassifizierung von detektierten Ereignissen lässt sich mit Hilfe von Spektrogrammen - ohne vorherige Lokalisierung - realisieren und die manuelle Auswertung, v.a. die Klassifizierung, somit erleichtern. Eine Einbindung von Stationen außerhalb Schleswig-Holsteins in die routinemäßige Datenauswertung ist empfehlenswert, um (über)regionale und teleseismische Ereignisse zweifelsfrei als solche erkennen und somit Fehllokalisierungen vermeiden zu können.

4.1.2 ... mit dem Wellenformähnlichkeitsdetektor

Eine Alternative zum Netzwerkdetektor bietet der Wellenformähnlichkeitsdetektor. Dieser kann auf eine oder mehrere Stationen angewandt werden.

Dabei sollen schwache Ereignisse mit Hilfe eines bekannten Bebens ("Masterevent") detektiert werden. Die Wellenform des Masterevents wird mit den kontinuierlichen Wellenformdaten desselben Seismometers korreliert und so nach ähnlichen Wellenformen gesucht. Voraussetzung für eine hohe Wellenformähnlichkeit ist eine hohe Ähnlichkeit in der Quelllokation und des Herdmechanismus des gesuchten Ereignisses mit dem Masterevent.

In früheren Arbeiten ([Meier & Omlin (2016)]) wurden mit diesem Verfahren viele schwache Ereignisse in den Daten der Station BSEG zwischen 1997 und 2016 detektiert, deren Ursachen aber durch die geringe Stationsabdeckung unbekannt bleiben. Einige Ereignisse traten in Clustern auf, hatten also eine sehr ähnliche Wellenform und sind somit vermutlich gleichen Ursprungs. Durch das lokale Bad Segeberg Netz können seit Sommer 2017 neue Detektionen des Wellenformähnlichkeitsdetektors an der Station BSEG mit den Daten der anderen Stationen verglichen werden. Dazu wurden hier die Daten von 2017 bis September 2018 prozessiert.

Detektionsprozess Zum Vergleich der Wellenformen mit den neuen Daten wurde wieder das Beben vom 29.10.1997 nahe Bad Segeberg mit einer Magnitude von 1,8 als Masterevent verwendet [Meier & Omlin (2016)]. Die Parametrisierung wurde beibehalten und die Daten mit einem Filter von 4 - 35 Hz gefiltert.

Im ersten Schritt wird die Kreuzkorrelationsfunktion zwischen der Wellenform des Masterevents und den Seismometerdaten berechnet. Ist der Kreuzkorrelationskoeffizient hoch genug, wird im zweiten Schritt manuell geprüft, ob es sich bei der Detektion um ein mögliches Ereignis handelt und Fehldetektionen aussortiert.

Die Anwendung des Ähnlichkeitsdetektors in [Meier & Omlin (2016)] ergab 1478 Detektionen zwischen 1997 und 2016, bei denen es sich möglicherweise um Ereignisse handeln könnte. Diese Detektionen wurden dann untereinander auf ihre Ähnlichkeit überprüft und eine Ähnlichkeitsmatrix erstellt (Abb. 27). Je ähnlicher die Wellenformen zweier Ereignisse, desto höher der Korrelationskoeffizient. Innerhalb der Matrix bilden sich verschieden große Felder mit hohem Korrelationskoeffizient, sogenannte Cluster. Die Ereignisse, die innerhalb dieser Cluster liegen, besitzen also eine besonders ähnliche Wellenform. Es wurden insge-

samt 19 Cluster definiert (in Abb. 27 rot markiert), die aus mindestens fünf Detektionen bestehen, die mit $>0,6$ korrelieren [Meier & Omlin (2017)].

Zwischen dem 1.1.2017 und dem 30.9.2018 wurden weitere 64 Detektionen gefunden, die ohne Berechnung der Kreuzkorrelationsfunktion und Ähnlichkeitsmatrix in die bestehenden Cluster eingeteilt wurden, soweit möglich.

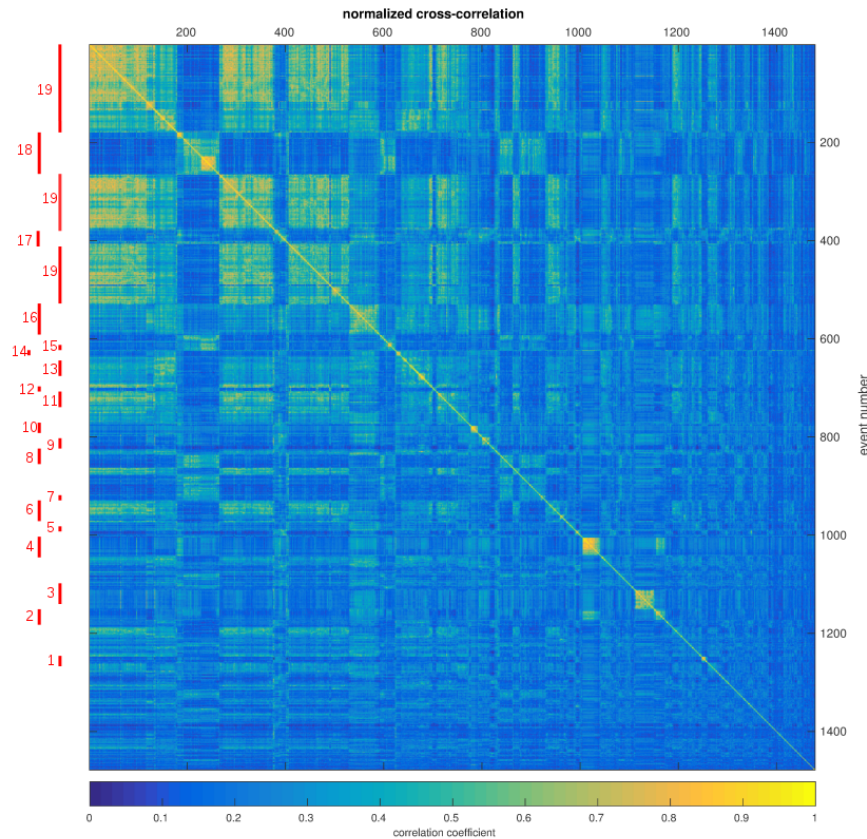
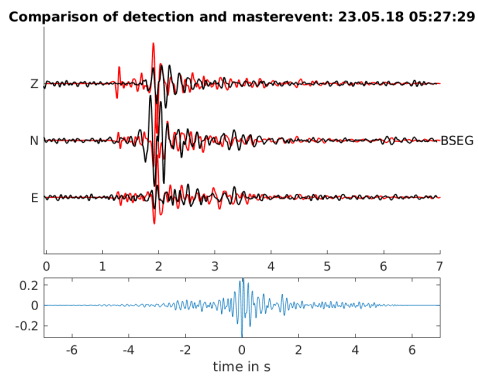


Abbildung 27: Ähnlichkeitsmatrix der Detektionen von 1997 bis 2016 mit Markierungen der definierten Cluster

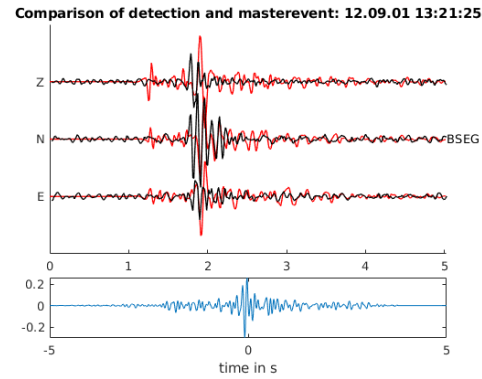
Auswertung Von den 64 Detektionen von 2017 und 2018 liessen sich 14 Detektionen in die zuvor definierten Cluster einteilen. Eine Übersicht über die eingeordneten Detektion in die jeweiligen Cluster ist in Tabelle 5 aufgelistet. Zwei Beispiele dieser Einteilung sind in Abbildung 28 dargestellt.

Detektion	Cluster
15.01.2017 06:03:31	Cluster 19 (0-24 Uhr)
22.01.2017 06:01:36	Cluster 19 (0-24 Uhr)
23.01.2017 05:41:22	Cluster 19 (0-24 Uhr)
06.02.2017 09:38:26	Cluster 19 (0-24 Uhr)
07.02.2017 08:05:22	Cluster 19 (0-24 Uhr)
20.02.2017 09:13:10	Cluster 4 (12-16 Uhr)
09.03.2017 06:30:37	Cluster 19 (0-24 Uhr)
13.03.2017 05:54:10	Cluster 9 (13-17 Uhr)
02.04.2017 04:46:56	Cluster 9 (13-17 Uhr)
31.05.2017 12:22:47	Cluster 3 (7-17 Uhr)
04.06.2018 05:32:44	Cluster 9 (13-17 Uhr)
23.05.2018 05:16:01	Cluster 2 (13-17 Uhr)
06.09.2018 11:09:13	Cluster 2 (13-17 Uhr)
06.09.2018 11:08:45	Cluster 2 (13-17 Uhr)

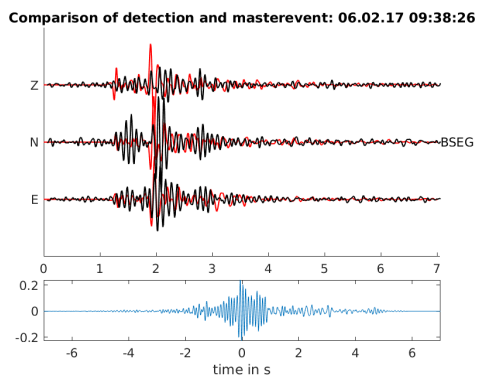
Tabelle 5: Einteilung der neu detektierten Ereignisse in die zuvor definierten Cluster (mit Angabe der Uhrzeit, zu der die Ereignisse innerhalb der Cluster auftraten)



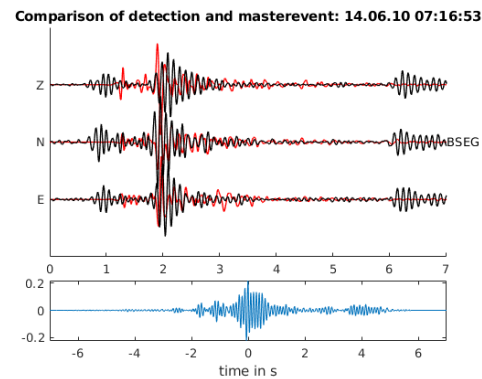
(a) Wellenform der Detektion vom 23.05.2018, eingeordnet in Cluster 2.



(b) Vergleichswellenform aus Cluster 2.



(c) Wellenform der Detektion vom 06.02.2017, eingeordnet in Cluster 19.



(d) Vergleichswellenform aus Cluster 19.

Abbildung 28: Beispiele der manuellen Sortierung der neuen Detektionen in die alten Detektionscluster.

Die Ähnlichkeit zwischen den Wellenformen ist groß genug, um sie in diese Cluster einzuteilen. Beim genaueren Vergleich der neu eingeordneten Detektionen mit den Wellenformen

aus den Clustern fallen einige kleine Unterschiede auf. Die Wellenformen überdecken sich nicht vollständig, wie es innerhalb der Cluster teilweise der Fall war, aber dennoch passen sie relativ gut.

Bei den eingeordneten Detektionen fällt außerdem auf, dass alle Ereignisse morgens oder mittags auftraten (Die 64 Detektionen traten aber zu allen Uhrzeiten auf). Das passt in den meisten Fällen nicht zu den anderen Ereignissen innerhalb der Cluster.

Trotz ähnlicher Wellenform, kann aufgrund der kleinen Unterschiede nicht sicher gesagt werden, ob die eingeordneten Ereignisse mit den Clustern im Zusammenhang stehen und es sich um ein wiederkehrendes Ereignis gleichen Ursprungs handelt. Die immer wiederkehrenden Uhrzeiten der neuen Detektionen und der Ereignisse innerhalb der Cluster könnten auch auf einen anthropogenen Ursprung hindeuten.

4.2 Gemeinsame Detektionsliste für Ereignisse in Schleswig-Holstein

Um die Ergebnisse der beiden eingesetzten Detektoren zu vergleichen und Schlußfolgerungen für die zukünftige Strategie der Datenauswertung abzuleiten, wurden die Detektionslisten manuell abgeglichen und in eine harmonisierte Detektionstabelle mit Ereignissen in Schleswig-Holstein im Zeitraum Sommer 2017 bis Sommer 2018 überführt. Dies zeigt die folgende Tabelle 6, wobei zu beachten ist, daß diese Liste nur Ereignisse enthält welche in mindestens zwei der drei verfügbaren Detektionslisten (einschließlich BGR Detektionen in Schleswig-Holstein) enthalten sind.

Datum	Zeit UTC	1)	2)	3)	4)	Klassifizierung
2017-11-15	16:20	✓*	✓*	X	✓	Sprengung
2017-11-19	01:24	X	✓*	✓	X	Gewitter
2018-02-07	10:31	✓*	✓*	X	✓	Sprengung
2018-02-09	04:22	X	✓	✓	X	Abschnitt 4.4
2018-03-03	02:53	X	✓*	✓	X	Abschnitt 4.4
2018-03-04	01:12	X	✓*	✓	X	Abschnitt 4.4
2018-03-06	00:50	X	✓*	✓	X	Abschnitt 4.4
2018-03-06	02:05	X	✓	✓	X	Abschnitt 4.4
2018-05-22	22:03	X	✓	✓	X	<i>M=3.3 Vogtland</i>
2018-05-23	05:16	X	X*	✓	X	Fehldetektion
2018-06-06	10:59	✓	✓*	X	✓	Sprengung
2018-06-06	14:10	✓*	✓*	X	✓	Sprengung
2018-07-05	19:57	X	✓	✓	X	Fehldetektion

Tabelle 6: Ergebnisse der verschiedenen Methoden. 1): Netzwerkdetektor 2-7 Hz, mind. 3 Stationen. 2): Netzwerkdetektor 2-7 Hz, mind. 2 Stationen. 3): Wellenformähnlichkeitsdetektor. 4) von der BGR in Schleswig-Holstein detektiert.

Mit "✓*" markierte Ereignisse wurden auch mit dem 4-15 Hz Netzwerkdetektor erkannt.

Es wird offensichtlich, dass Sprengungsereignisse in der Eckernförder Bucht vom Netzwerkdetektor zuverlässig erkannt, mit mindestens drei Stationen beobachtet und somit lokalisiert werden können. Durch die neue GRSN Station Kellenhusen wird sich die De-

tektionsfähigkeit von Sprengungen, ggf. auch schwächerer Ereignisse mit geringeren Ladungsstärken nochmals verbessern. Der Wellenformähnlichkeitsdetektor schlägt aufgrund der abweichenden Wellenform nach Sprengungsereignissen zum Masterevent nicht an, das ist das gewünschte Verhalten.

Die anderen Ereignisse wurden im Wellenformähnlichkeitsdetektor und in den meisten Fällen in beiden Frequenzbereichen des Netzwerkdetektors erkannt. Es fällt die zeitliche Clusterung der Ereignisse Anfang März 2018 auf, welche im Abschnitt 4.4 genauer analysiert werden.

Bei dem Ereignis vom 19.11.2017 handelt es sich vermutlich um ein Luftschall induziertes Ereignis. Neben sehr hohen Frequenzen, dominant zwischen 10-25 Hz, lässt die Beobachtung von sehr kleinen Amplituden im Kalkberg und die ungefähren relativen Laufzeiten zwischen den Stationen, welche auf Schallgeschwindigkeit hindeuten, diesen Schluss zu. Auch gab es zu dieser Zeit im Raum Bad Segeberg ein Unwetter.

Das Ereignis vom 22.05.2018 war ein überregionales Erdbeben der Magnitude 3,3 im Vogtland. Es hat sehr kleine Amplituden, ist aber deutlich im Kalkberg zu sehen, während auf den temporären Stationen das Signal nur knapp über dem Rauschpegel liegt.

4.3 Das Ereignis vom 30. August 2017

Das vom lokalen Bad Segeberg Netz detektierte Ereignis am 30.8.2017 wird im Katalog der BGR nicht aufgeführt, wurde aber in den automatischen Detektionen der norwegischen Kollegen bei NORSAR an deren Array detektiert. NORSAR gibt eine Lokalisierung in der Nähe von Rendsburg und eine Magnitude von 1,4 an, wobei sowohl die Magnitude als auch die Lokalisierung aufgrund der Entfernung der Stationen des NORSAR-Arrays in Südnorwegen zum angegebenen Epizentrum zunächst als sehr ungenau angenommen werden müssen.

Neben der Detektion des Ereignisses am Bad Segeberg Netz ist das Ereignis aber auch an weiter entfernten Stationen, zum Teil sehr deutlich, sichtbar, wie die Wellenformsektion in Abb. 29 zeigt. Die Abbildung verdeutlicht die Notwendigkeit, bei der Überwachung der Seismizität in Schleswig-Holstein nicht nur Daten von den Stationen im Bundesland, sondern auch umliegende Stationen zu berücksichtigen. Neben der Nähe der Stationen zur Quelle ist bei entfernteren Stationen vor allem die Datenqualität entscheidend. In Abb. 29 ist das Signal des Ereignisses bis etwa 1° Epizentraldistanz an allen Stationen sichtbar, zudem auf Helgoland und dann sehr deutlich wieder an den Stationen Flechtingen (FLT1) und Clausthal-Zellerfeld (CLZ) in über 250 km Entfernung. Im Epizentralbereich dazwischen liegen vor allem Stationen im norddeutschen Becken. Mit zunehmender Epizentralentfernung fällt auf, dass das Ereignis vor allem Stationen in Skandinavien (BSD, DEL) noch sehr gut detektierbar ist. Dies ist vorwiegend mit den geologischen Bedingungen zu erklären, im Gegensatz zum norddeutschen Becken ist Südschweden und -norwegen nur mit sehr geringen Sedimentmächtigkeiten bedeckt, was das Signal-Rausch-Verhältnis generell verbessert. Die Stationen des NORSAR-Arrays, mit denen das Ereignis von den

Eckernförder Bucht, M=1.4, BP 2-7Hz - Date: 2017-08-30

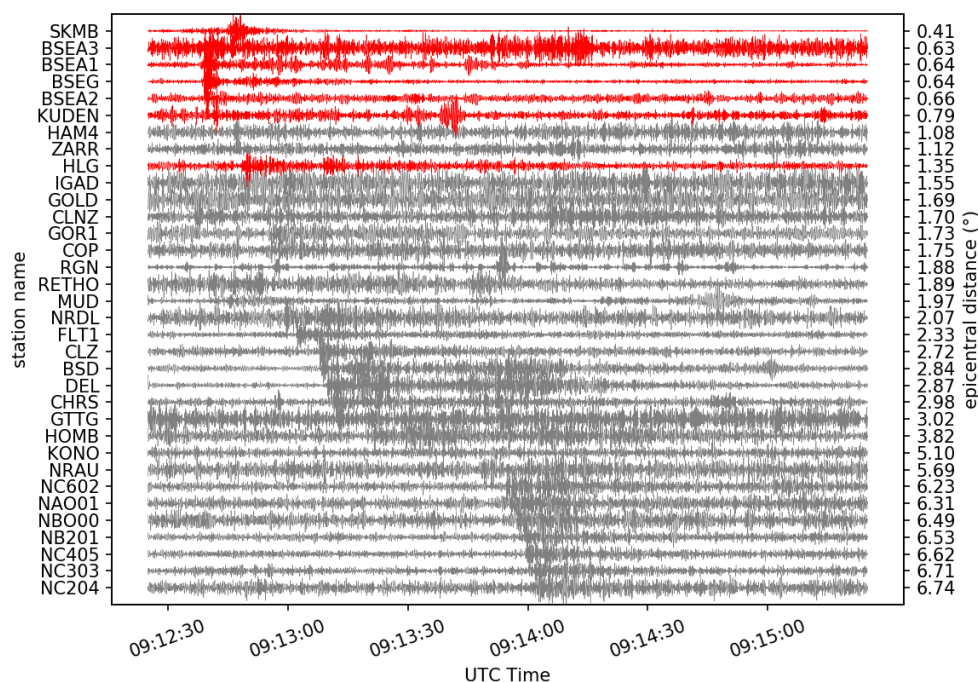


Abbildung 29: Wellenformsektion des Ereignisses am 30. Aug 2017. Die Magnitude ist nicht mit den Magnituden der Ereignisse in Abb. 22 vergleichbar. Die Wellenformen sind nach Epizentralentfernung sortiert. Rote Spuren sind Stationen in Schleswig-Holstein. Zur Lage der Stationen siehe Abb. 19.

norwegischen Kollegen ebenfalls detektiert wurde, sind die sieben untersten Spuren in Abb. 29, in einer Epizentraldistanz von über 600 km.

Für die verfügbaren Wellenformen wurden daraufhin Ersteinsätze der P-Welle bestimmt und eine Lokalisierung des Ereignisses mit dem probabilistischen Ansatz des Programms NonLinLoc (<http://alomax.free.fr/nlloc/index.html>) durchgeführt. Das Ergebnis zeigt ein Hypozentrum im Bereich der Eckernförder Bucht, der gleichen Region in der auch die bislang betrachteten Sprengungen durchgeführt wurden (Abbildung 30).

Die relativ große Unsicherheit in der Lokalisierung ergibt sich aus der Tatsache, dass ein Großteil der Stationen, an denen das Ereignis ausgewertet werden konnte, in großer Epizentraldistanz liegt. Zudem konnten keine Ersteinsätze einer S-Welle bestimmt werden, was Einfluss auf die Tiefe der Lokalisierung hat.

In Abb. 29 fällt noch auf, dass das Signal an der nächstgelegenen Station Sankelmark (SKMB) verspätet scheint. Ein Vergleich mit Abb. 22 zeigt jedoch, dass eine solche Signalform an der Station SKMB für Sprengungen in der Eckernförder Bucht nicht untypisch ist. Im Gegensatz zu den anderen Stationen, wo das Maximum der Amplitude zu Anfang der Wellenform auftritt, ist das Signal an SKMB deutlich variabler und das Maximum der Amplitude tritt oftmals deutlich später auf. In einigen Fällen, z.B. Abb. 22a und c, scheint das Maximum gar in einem zweiten Wellenzug zu liegen - möglicherweise einer

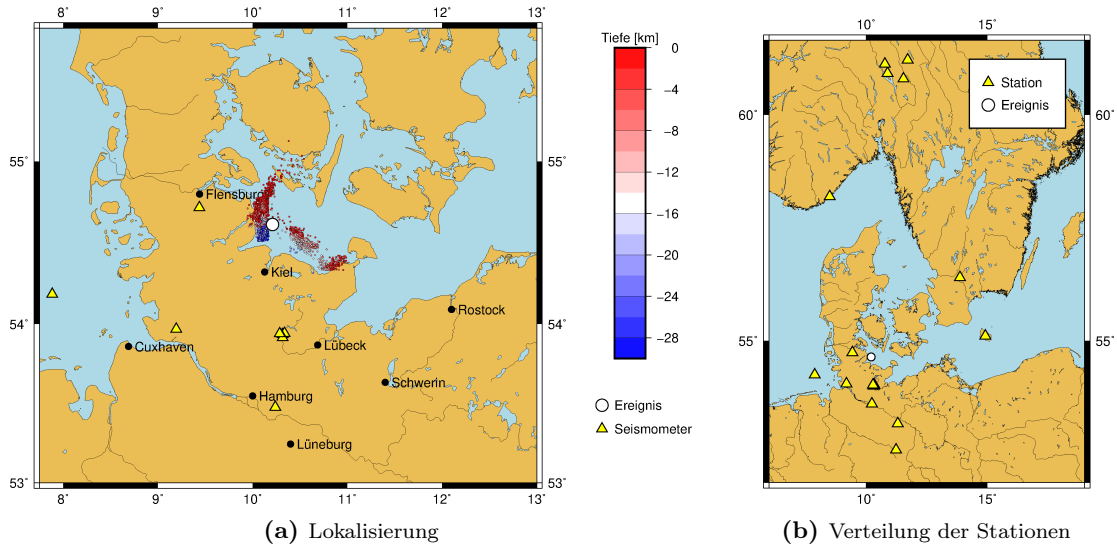


Abbildung 30: Lokalisierung des Ereignisses vom 30.08.2017 mit der Verteilung der verwendeten Stationen. Die Punktwolke beschreibt die Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung der Lokalisation. Die Tiefe ist farbcodiert. Neben den Stationen des Bad Segeberg Netzes wurden auch Daten von den Stationen in Schleswig-Holstein sowie von Stationen in Dänemark, Schweden und Norwegen verwendet.

Oberflächenwelle - während in Abb. 22b und d eine solche Separation nicht zu sehen ist. Erklären lässt sich diese Beobachtung durch eine deutlich komplexere Wellenausbreitung vom Quellort in Richtung SKMB als beispielsweise in Richtung BSEG. Eventuell könnten auch Quelleffekte (azimuthal variable Abstrahlcharakteristik) eine Ursache sein, allerdings wird Sprengungen im Allgemeinen eine azimuthal isotrope Abstrahlung unterstellt. Ohne detailliertere Kenntnis zu den Sprengungsmodalitäten ist eine genauere Beschreibung der Wellenausbreitung in Schleswig-Holstein mit der gegenwärtigen Datenlage kaum möglich.

Im Untersuchungszeitraum wurden insgesamt 7 Sprengungen beobachtet. Davon sind 5 vorher durch Detektionen der BGR bekannt gewesen. Ein Vergleich der Amplituden an der Station BSEG (die auch von der BGR zur Detektion verwendet wird) zeigt keine großen Abweichungen der Ereignisse voneinander (Tabelle 7). Dass zwei dieser Ereignisse nicht im BGR Katalog auftauchen liegt daher möglicherweise daran, dass die Ereignisse auf anderen, von der BGR routinemäßig verwendeten Stationen nicht detektiert wurden. Für die Magnitude des Ereignisses vom 30.8.2017 impliziert die Ähnlichkeit der Amplitude mit den Vergleichseignissen, dass der Bereich 1,9 - 2,4 realistischer erscheint, als die aus der Ferne bestimmte Magnitude von 1,4.

Ereignis	Amplitude [$\mu m/s$]	Detektiert von BGR (ML)
2017-08-30 09:12:39	1.2	nein
2017-11-15 16:20:29	1.3	2.3
2018-02-06 09:46:25	1.3	nein
2018-02-07 10:31:26	1.6	2.4
2018-06-05 13:27:57	0.74	2.3
2018-06-06 10:59:54	0.85	1.9
2018-06-06 14:10:15	1.3	1.9

Tabelle 7: Maximale Amplituden der Sprengungen in Schleswig-Holstein, aufgezeichnet an der Station BSEG.

4.4 Zwei Ereignisschwärme zwischen Bad Segeberg und Stipsdorf

Eine manuelle Auswertung und Zuordnung aller Detektionen mit dem Netzwerk-Detektor ohne das 3-Stations-Kriterium (Tab. 3) ist aufgrund der Vielzahl der Ereignisse nur mit erheblichem zeitlichen Aufwand möglich. Daher wird die Detektionsliste zunächst statistisch ausgewertet, um eventuelle zeitliche Muster in der Detektionsliste zu identifizieren. Dies ist in Abb. 31 gezeigt.

Dabei treten sehr deutlich zwei Perioden mit erhöhten Detektionsraten hervor, etwa Anfang Februar und Ende Februar / Anfang März 2018. Interessant ist, dass der Detektor nur in den Nachtstunden, ca. 19 - 6 Uhr (UTC, 20 - 7 Uhr MEZ) potentielle Ereignisse markiert. Der singuläre Punkt am 10. Mai 2018 gegen 14 Uhr (UTC) ist das bereits oben identifizierte Gewitter (Tab. 4) mit vier Detektionen innerhalb von 10 Minuten.

In Abb. 32 wird deutlich, dass es sich bei den beiden Perioden um die Zeiträume 6. bis 10. Februar und 27. Februar bis 4. März 2018 handelt, mit kumulativ rund 50 bzw. 100 Ereignissen innerhalb weniger Tage.

Interessant an beiden Perioden ist, dass die Detektionen ausschließlich an den Stationen BSEG im Kalkberg und BSEA1 in Stipsdorf getriggert wurden. Die Signale an diesen beiden Stationen sind zumeist deutlich über dem Rauschpegel (Abb. 33), wobei bei stichprobenartiger, manueller Durchsicht der Wellenformen in den betroffenen Zeiträumen noch zusätzliche Ereignisse erkennbar sind, welche vom Netzwerkdetektor nicht erkannt wurden. Hier besteht also in kommenden Arbeiten noch Potential zur Anpassung des Detektors an den hier vorgestellten Ereignistyp. Ebenso könnte der Wellenformähnlichkeitsdetektor mit

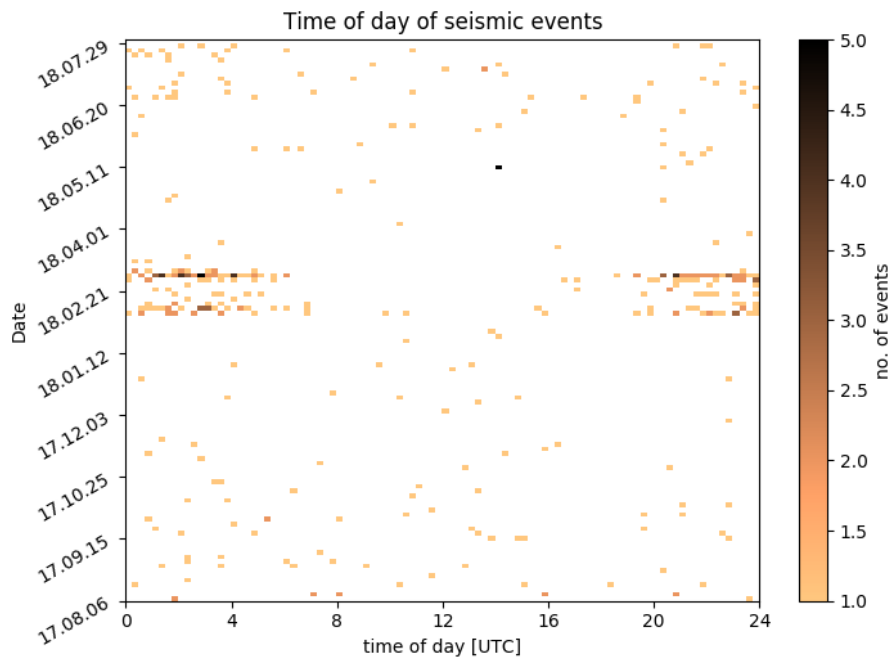


Abbildung 31: Häufigkeit der Detektionen (min. 4 Kanäle, entspricht min. 2 Stationen) im Betrachtungszeitraum als Funktion der Tageszeit (in UTC). Die Bins haben eine Größe von 15min (x) mal 3 Tage (y).

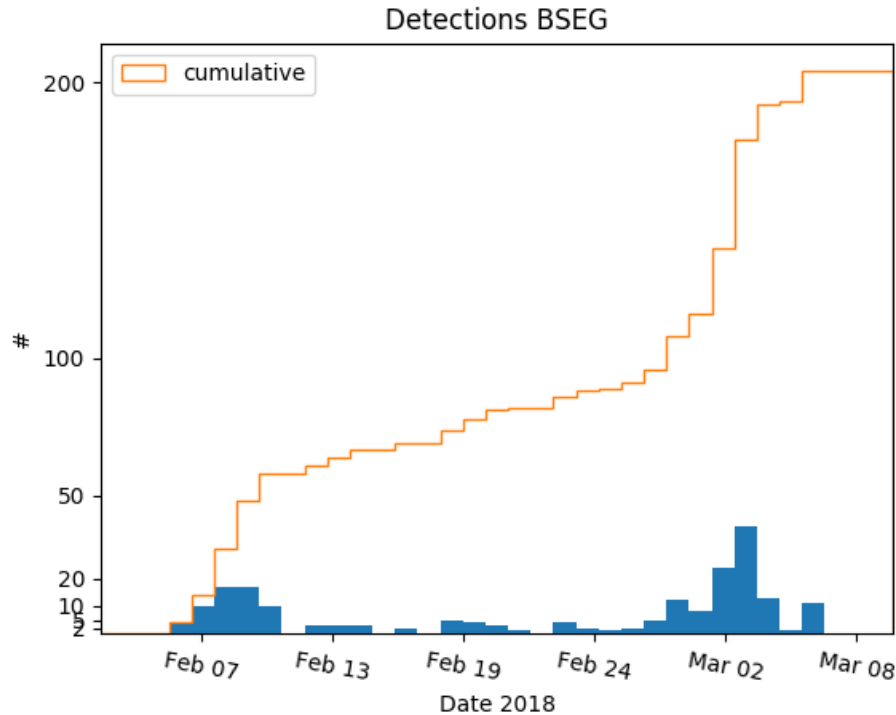


Abbildung 32: Histogramm der Detektionen pro Tag im Zeitraum 1. Februar - 10. März 2018. Die orangefarbene Linie ist der kumulative Wert.

einem Masterereignis aus diesem Schwarm helfen, weitere solcher Ereignisse zu identifizieren. An den anderen Stationen des Bad Segeberg Netzes sind diese Ereignisse nicht sichtbar, woraus folgt, dass es sich um sehr lokale Ereignisse im Bereich des Kalkbergs bzw. nordöstlich davon handeln muss.

Zudem unterscheidet sich das spektrale Verhalten der Ereignisse deutlich von den in den vorherigen Abschnitten diskutierten Ereignistypen (Abb. 34). Der Frequenzgehalt der Wellenformen ist relativ schmalbandig zwischen 2 und 4 Hz und die Wellenform nur 5-10 Sekunden lang. Dadurch lassen sich diese Ergebnisse eindeutig von anderen bekannten Quellen abgrenzen. Die Spektrogramme zeigen auch, dass die Ereignisse in Stipsdorf deutlich über dem Rauschniveau der Meeresmikroseismik (Frequenzen unterhalb 1 Hz) liegen als im Kalkberg. An der Station BSEA2 sind die Ereignisse nicht zu sehen, die Station BSEA3 war im Februar 2018 wegen Bauarbeiten am Standort temporär außer Betrieb.

Die Ursache für das Auftreten der Ereignisse in den Nachtstunden ist derzeit unklar, ein höherer Rauschpegel in den Tagesstunden kann ausgeschlossen werden, wie Abb. 35 verdeutlicht. An der Station BSEG im Kalkberg steigt das Rauschniveau tagsüber zwar leicht an, verbleibt aber im Allgemeinen unter dem Niveau der Amplitudenspitzen der Wellenform in den Morgen- und Abendstunden, welche in der Mehrzahl den detektierten Ereignissen zuzuordnen sind. An der Station BSEA1 in Stipsdorf ist der Rauschpegel tagsüber durch starke Amplitudenspitzen geprägt, welche vorwiegend vorbeifahrenden Fahrzeugen

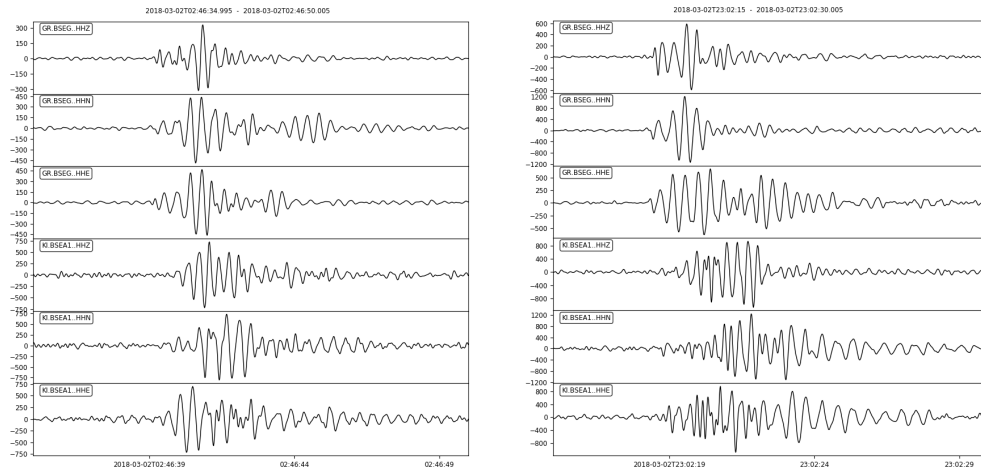


Abbildung 33: Repräsentative Wellenformbeispiele für die detektierten Events in den Zeiträumen 6.-10.2.2018 und 27.2.-4.3.2018. Gezeigt sind alle drei Komponenten der Station BSEG im Kalkberg und BSEA1 in Stipsdorf.

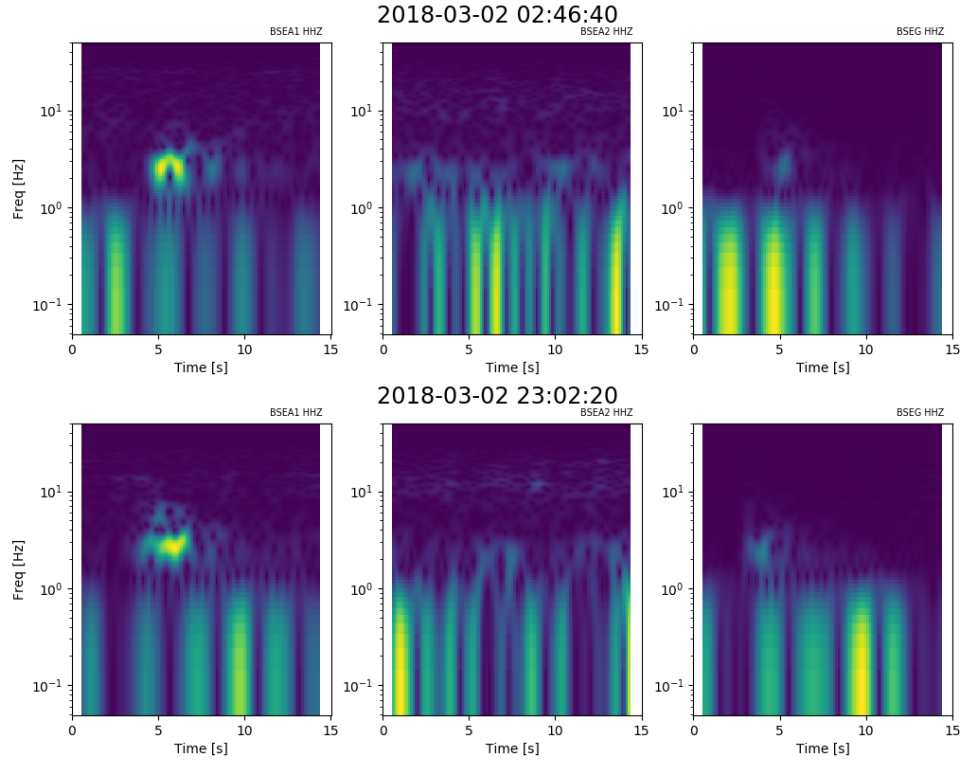


Abbildung 34: Spektrogramme der Z-Komponente der Ereignisse in Abb. 33.

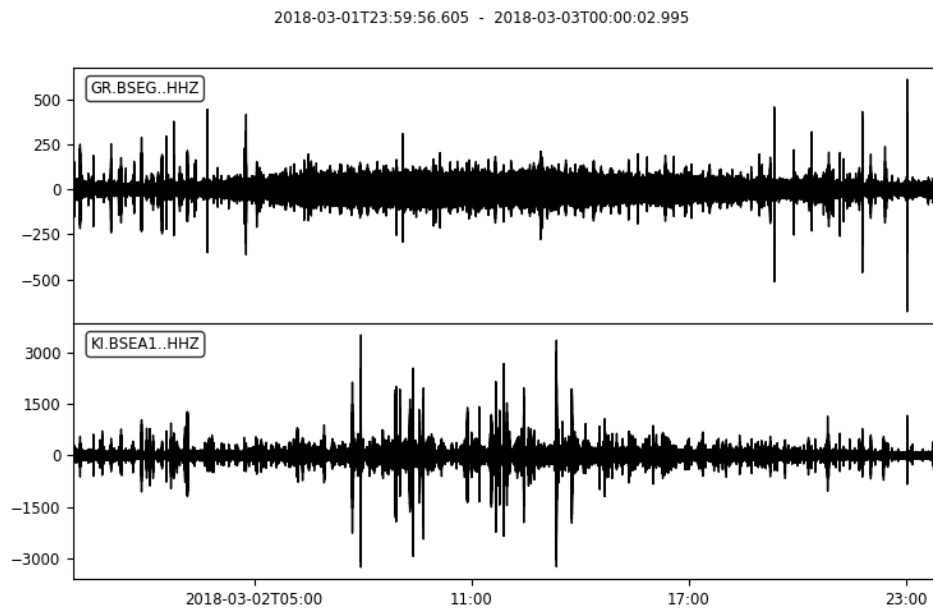


Abbildung 35: 24h Wellenform am 2. März 2018 an den Stationen BSEG im Kalkberg und BSEA1 in Stipsdorf (Vertikalkomponente), gefiltert zwischen 2 und 7 Hz.

und den im selben Gebäude befindlichen Wasserpumpen geschuldet ist.

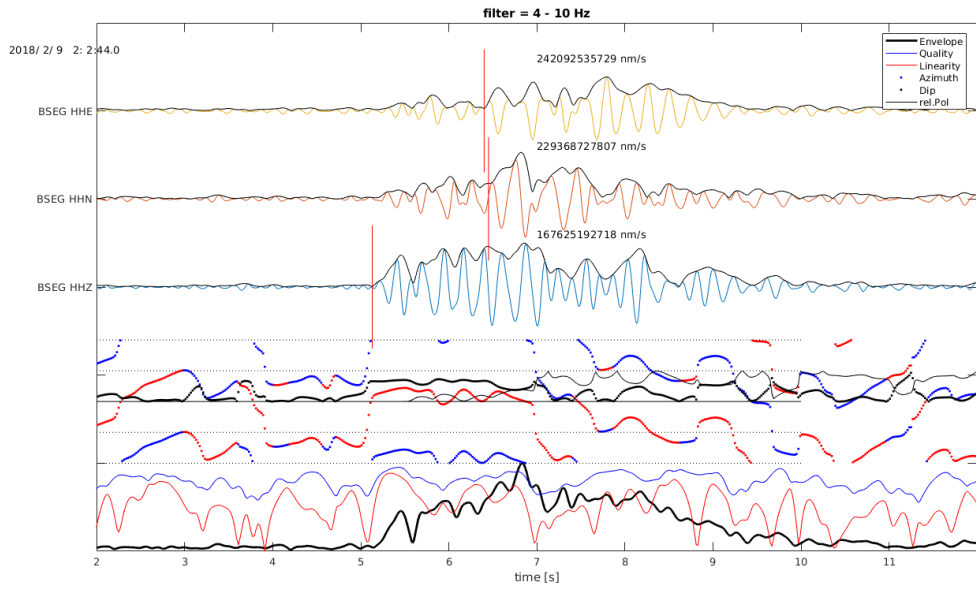
Polarisationsanalyse Aus den Schwarmereignissen von Februar und März wurden drei Ereignisse an der Station BSEG und BSEA1 ausgewählt und eine Polarisationsanalyse berechnet. Mit Hilfe der Polarisationsanalyse können anhand der Ersteinsätze die Einfallsrichtung und der Einfallswinkel der P-Welle bestimmt werden. Dabei wird der Azimut, Backazimut und der Dip gegen die Horizontale berechnet. Der Azimut beschreibt die Richtung der Welle von der Quelle zur Station gegenüber der Nordrichtung. Der Backazimut liegt 180° dazu und beschreibt somit die Richtung von Station zur Quelle. Diese Methode wurde auch schon in vorherigen Arbeiten genutzt ([Meier & Omlin (2016)] und [Meier & Omlin (2017)]).

Die Abbildung 36 zeigt die Polarisationsanalysen des Ereignisses vom 09.02.2018 02:02:50 an den zwei Stationen. An der Station BSEG liegt der Dip bei etwa 60° . Der Backazimut hat einen Winkel von etwa 30° , der Azimut beträgt circa -150° . Die Welle trifft also schräg von unten aus nordöstlicher Richtung ein.

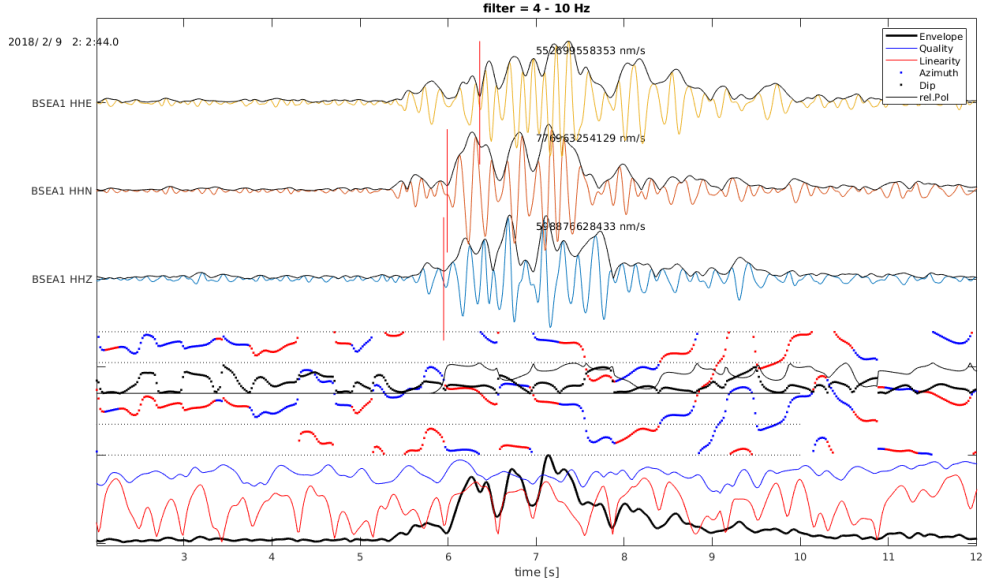
An der Station BSEA1 (Stipsdorf) ist der Einfallswinkel der Welle etwa 25° . Der Azimut lässt sich mit einem Winkel von 85° ablesen, der Backazimut zeigt einen Winkel von -95° . Die Welle kommt relativ flach von unten aus WSW.

Daraus lässt sich schließen, dass dieses Ereignisses irgendwo zwischen Bad Segeberg und Stipsdorf lokalisiert werden kann. An der Station BSEG trifft das Signal 0,5 Sekunden früher ein, außerdem ist der Einfallswinkel hier steiler, die Quelle befindet sich also näher an Bad Segeberg.

In einem weiteren Beispiel vom 02.03.2018 ist ein ähnliches Ergebnis zu sehen. Die Po-



(a) Station BSEG im Kalkberg.



(b) Station BSEA1 in Stipsdorf.

Abbildung 36: Polarisationsanalyse des Schwarmereignisses am 09.02.2018 mit einer Filterung von 4-10 Hz

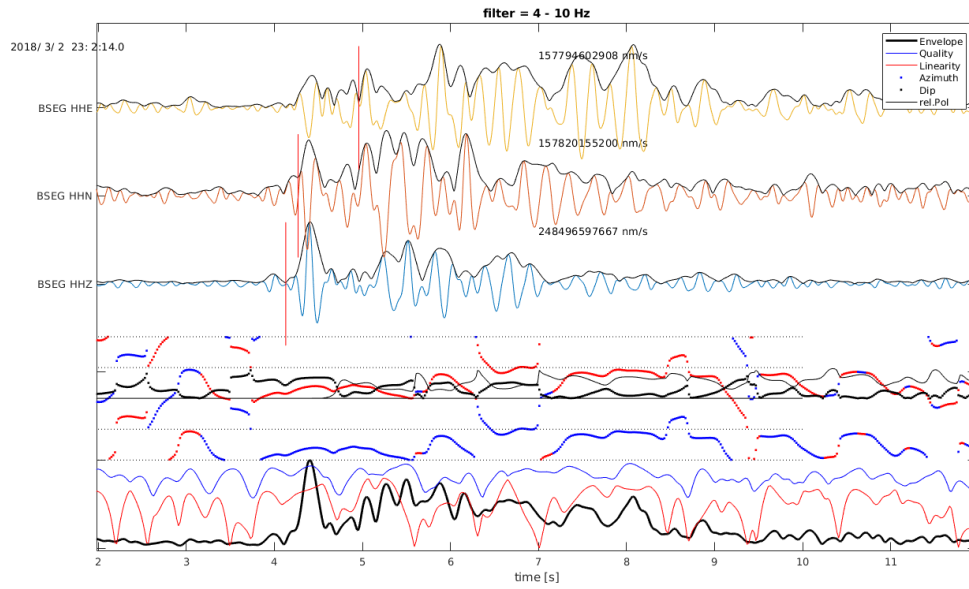
larisationsanalyse an der Station BSEG in Abbildung 37a zeigt einen Dip von 50° , einen Backazimuth von 30° , also einem ähnlichen Einfallen der Welle wie im Beispiel zuvor, ebenfalls aus NE.

An der Station BESA1 (Abbildung 37b) liegt das Einfallen bei 30° . Der Backazimuth beträgt -85° , die Welle kommt in diesem Beispiel also aus WNW. Die Quelle des Ereignisses kann hier also im selben Gebiet zwischen Bad Segeberg und Stipsdorf, aber etwas nördlicher als das Ereignis am 09.02. lokalisiert werden. Das Signal trifft ebenfalls ein wenig früher an der Station BSEG ein.

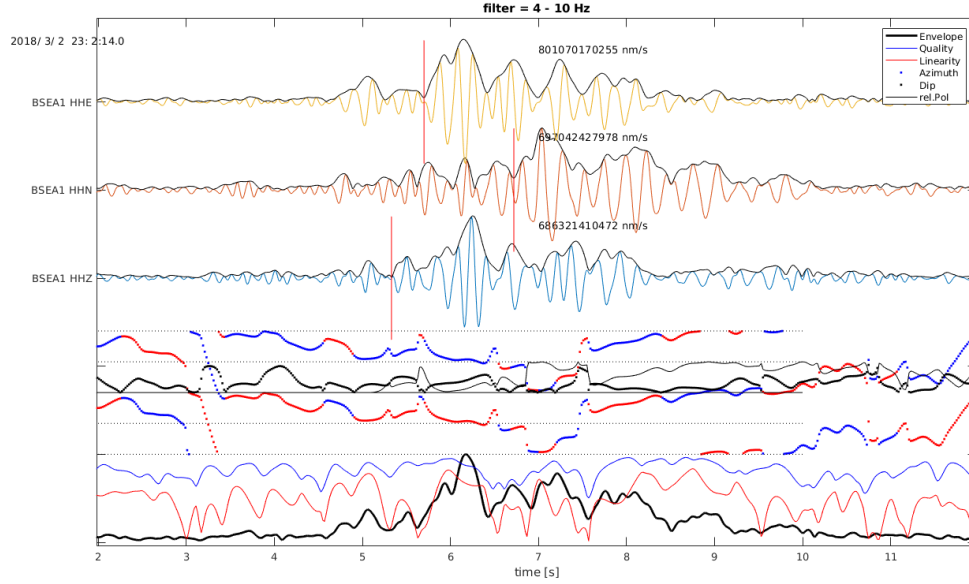
Auch das dritte untersuchte Ereignis zeigt ein ähnliches Verhalten und muss laut berechneter Polarisationsanalyse in dem Gebiet zwischen Kalkberg und Stipsdorf liegen.

Magnituden Eine initiale manuelle Durchsicht der Wellenformen in den betroffenen Zeiträumen zeigt eine hohe Variabilität in den beobachteten Amplituden der einzelnen Ereignisse. Systematisch scheint zu sein, dass die Amplituden in Stipsdorf tendenziell höher sind als im Kalkberg. Dies ist zum einen auf die lokalen geologischen Untergrundbedingungen zurückzuführen, ein Vergleich von Amplituden bekannter regionaler Ereignisse zeigt, dass die Amplituden in Stipsdorf im Mittel 2-4 mal höher sind, als im Kalkberg. Bei den Schwarmereignissen liegen die Amplituden in Stipsdorf sehr variabel bis zu 20mal höher als im Kalkberg, was durch die lokale Untergrundstruktur allein nicht erklärt werden kann. Da die oben beschriebene Differenzeinsatzzeit der Ereignisse eine Lage etwas näher am Kalkberg suggeriert, muss eine variable Abstrahlung der seismischen Energie der einzelnen Ereignisse in Betracht gezogen werden.

Um eine Magnitude aus den Beobachtungen zu bestimmen, müsste zunächst die Quelle lokalisiert werden und dann über eine empirische Entfernung-Amplituden-Relation die Magnitude berechnet werden. Da weder das Hypozentrum, noch eine empirische Formel für das Untersuchungsgebiet existieren, kann die Magnitude hier nur grob abgeschätzt werden. Als Vergleich dient das tektonische Ereignis von 1997, welches in ca. 3,5 km Entfernung zur Station BSEG verortet und mit Magnitude 1,8 deklariert wurde. Die Amplituden dieses Referenzereignisses waren etwa 25-100 mal größer als die Amplituden der aktuellen Schwarmereignisse. Das bedeutet auf der logarithmischen Magnitudenskala eine um mindestens eine Größenordnung kleinere Magnitude. Unter Berücksichtigung der Unsicherheit der Lokalisierung kann für die Ereignisse des Schwarms eine Magnitude im Bereich -1 bis 0 angenommen werden.



(a) Station BSEG.



(b) Station BSEA1.

Abbildung 37: Polarisationsanalyse des Schwarmereignisses am 02.03.2018 mit einer Filterung von 4-10 Hz

4.5 Zusammenfassung lokale Detektionen in Schleswig-Holstein

Erstmals wurden in Schleswig-Holstein seismische Ereignisse in einem lokalen Netzwerk erfasst und ausgewertet. Mit Hilfe von zwei unterschiedlichen Detektionsverfahren konnten zusätzlich zu den regional (von der BGR) detektierten Sprengungen in der Eckernförder Bucht weitere Sprengungsereignisse detektiert und lokalisiert werden.

Darüberhinaus wurden von beiden Verfahren bisher unbekannte Ereignisse im Bereich zwischen Kalkberg und Stipsdorf identifiziert. Allerdings sind diese Ereignisse so schwach, dass sie an nur zwei Stationen registriert wurden und eine exakte Lokalisierung der Ereignisse deshalb nicht möglich ist. Bemerkenswert ist vor allem, dass die Ereignisse in zwei diskreten Zeiträumen von jeweils 4-7 Tagen auftraten und somit einen Schwarmcharakter aufweisen. Eine vorläufige Analyse einzelner Ereignisse suggeriert ein Hypozentrum im Bereich zwischen Kalkberg und Stipsdorf und Magnituden im Bereich -1 bis 0. Über die Ursachen der Ereignisse, u.a. weshalb die Ereignisse fast ausschließlich in den Nachtstunden auftreten, kann ohne eine detailliertere Auswertung nur spekuliert werden. Ebenso ist unklar, wie häufig solche Ereignisse auftreten, welche Magnituden von diesen zu erwarten sind oder ob es einen ursächlichen Zusammenhang zu dem tektonischen Ereignis von 1997 gibt.

Im Netzwerkdetektor konnte bereits ein Großteil dieser Ereignisse detektiert werden, während der Wellenformähnlichkeitsdetektor nur einzelne dieser insgesamt über 200 Ereignisse detektiert hat. Hier kann in weiteren Arbeiten angesetzt und mit dem Wellenformähnlichkeitsdetektor und einem neuen "Masterereignis" aus den Schwarmereignissen vergangene Zeiträume nach ähnlichen Episoden untersucht werden. Ebenso wurde durch die Erweiterung des Bad Segeberg Netzes nach Nordosten im Sommer 2018 bereits ein wichtiger Schritt getan und die Überwachung der Region nordöstlich von Bad Segeberg gestärkt. Dies wird dazu beitragen, solche oder ähnliche Ereignisse in dieser Region besser charakterisieren zu können.

Ein weiteres wesentliches Ergebnis der Konfiguration des Netzwerkdetektors ist, dass der Frequenzbereich zwischen 2-7 Hz und die gewählten STA/LTA Parameter gut geeignet sind, um die Seismizität in Schleswig-Holstein mit dem Bad Segeberg Netz zu überwachen. Diese Parameter können zukünftig als Basis für ein permanentes Monitoring-System mit allen Stationen in Schleswig-Holstein und ausgewählten aus benachbarten (Bundes-)Ländern übernommen werden, wie im folgenden Abschnitt dargelegt.

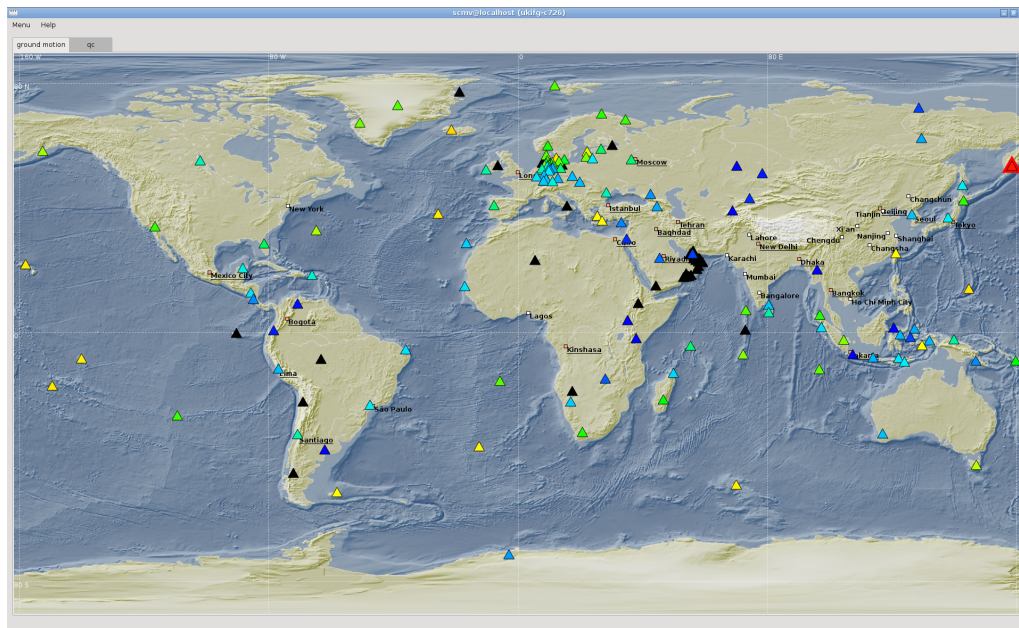
5 Status der Echtzeitdatenerfassung und -verarbeitung

Um die Überwachung der Seismizität in Schleswig-Holstein perspektivisch zu einem Echtzeitsystem zu entwickeln, wurde im Jahr 2018 ein Seiscomp3 System an der CAU Kiel installiert und konfiguriert ([Seiscomp3]). Seiscomp3 ist ein Echtzeit-Monitoring System zur Erdbebenüberwachung, welches vorwiegend am GFZ Potsdam entwickelt wurde, mittlerweile aber an vielen Datenzentren routinemäßig zur Datenerfassung und Detektion von seismischen Ereignissen zum Einsatz kommt.

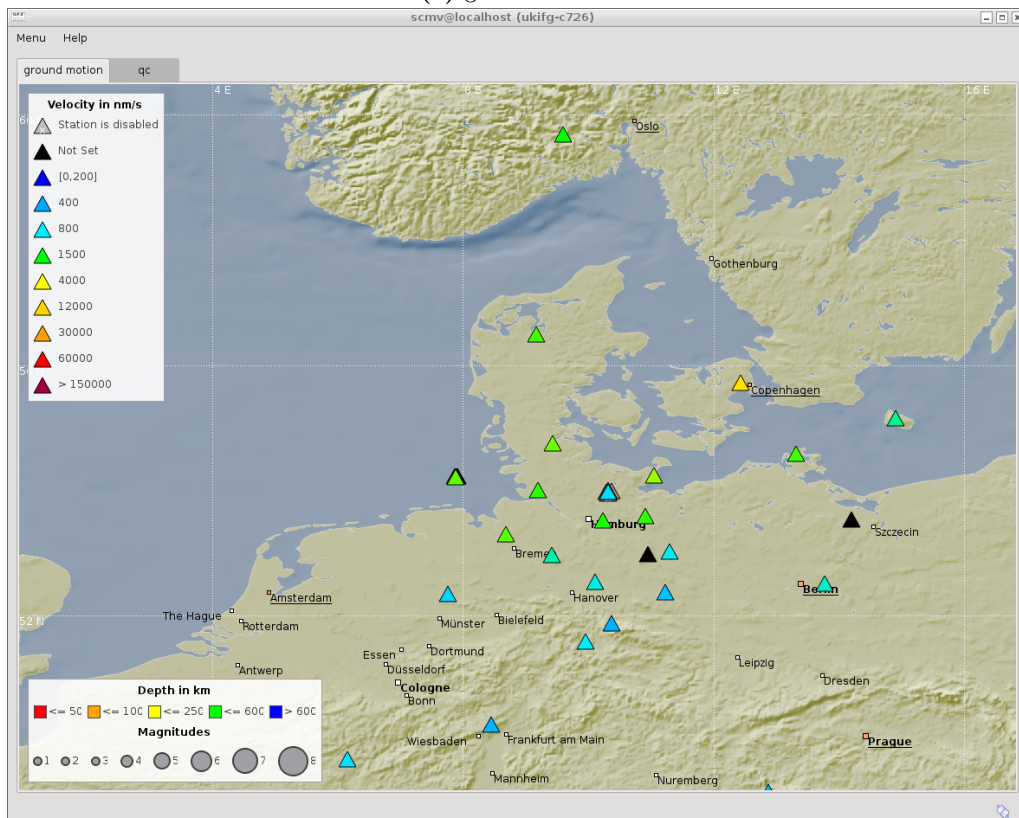
In der derzeitigen Konfiguration an der CAU Kiel werden Daten von rund 150 Stationen weltweit in Echtzeit erfasst und alle Wellenformen automatisch nach möglichen Ersteinsätzen von seismischen Ereignissen kontinuierlich prozessiert. Den aktuellen Status visualisiert der integrierte Datenmonitor (Abb. 38). Die Dreiecke markieren die konfigurierten Stationen wobei Wellenformdaten der farbigen Stationen in Echtzeit erfasst werden, bei schwarzen Dreiecken liegen aktuell keine Echtzeitdaten vor. Die Farbe gibt dabei den aktuellen Pegel des Rauschens (mittlere Amplitude der Wellenform) an der jeweiligen Station an und ist somit zugleich ein Hilfsmittel zur Qualitätskontrolle der eingehenden Daten (Legende in Abb. 38b).

In der globalen Ansicht (Abb. 38a) ist die weitgehend gleichmäßige Verteilung von Stationen auf allen Kontinenten zu sehen, wobei an der Station in Kamtschatka (am rechten Rand der Abbildung) eben eine Detektion getriggert wurde (markiert durch die rote Einfassung des Dreiecks und der hohen Amplitude). Abb. 38b zeigt den Kartenausschnitt, welcher für die Überwachung von Schleswig-Holstein und Umgebung relevant ist. Hierbei werden neben den Stationen in Schleswig-Holstein auch Daten von den Nachbar(bundes)ländern erfasst und verarbeitet. Wie in Abschnitt 3 diskutiert, können auch weiter entfernte Stationen dabei helfen, seismische Ereignisse in Schleswig-Holstein zu detektieren und lokalisieren. Eine Erfassung der global verteilten Daten ist darüberhinaus wichtig, um teleseismische Ereignisse, welche regional in Schleswig-Holstein detektierbar sind, zu identifizieren und näherungsweise ein Hypozentrum zu bestimmen. Mit einem rein regionalen Netz wie in Abb. 38b könnten solche Ereignisse fehlerhafterweise innerhalb des Netzes lokalisiert werden.

Neben der Kartenansicht steht auch ein Wellenformmonitor zur Verfügung in dem die in Echtzeit eingehenden Wellenformen aller konfigurierten Stationen visualisiert werden (Abb. 39). Dort lassen sich zum einen aktuelle Datenlücken leicht erkennen (leere Spuren) als auch ggf. Detektionen an den einzelnen Stationen nachvollziehen. Hierbei wurden für teleseismische und mögliche lokale/regionale Ereignisse in und um Schleswig-Holstein zwei verschiedene Parameter-Sets (sog. *pipelines*) erstellt. Wie im Abschnitt 4.1.1 beschrieben, wurden mit Hilfe des Bad Segeberg Netzes Detektionsparameter für lokale Ereignisse bestimmt, welche hier im Seiscomp3 System übernommen wurden. Die teleseismische *pipeline* analysiert die Wellenformen in einem deutlich niedrigeren Frequenzbereich und mit längeren STA und LTA Fenstern.



(a) globale Ansicht



(b) regionale Ansicht

Abbildung 38: Screenshot des Stationsmonitors im implementierten Seiscomp3 System. Wellenformdaten der farbigen Stationen werden in Echtzeit erfasst, die Farbe zeigt die aktuelle Rauschamplitude (Legende in b))

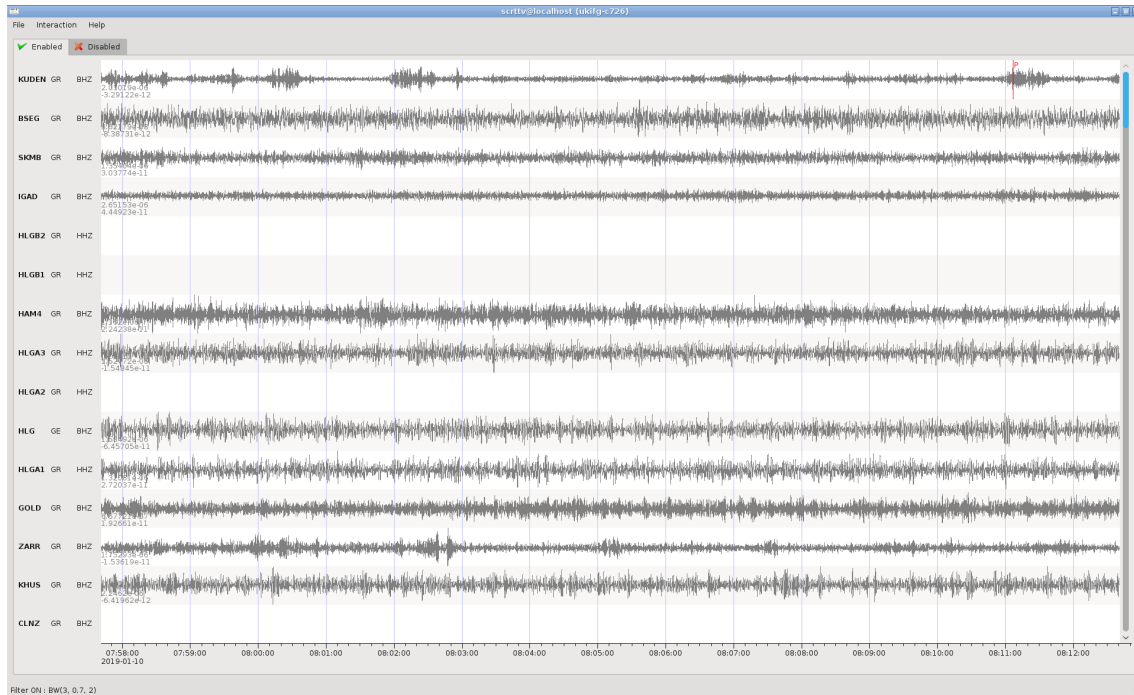


Abbildung 39: Echtzeit-Wellenformübersicht für Stationen in und um Schleswig-Holstein. Leere Spuren zeigen fehlende Echtzeitdaten an, an der Station KUDEN wurde um 08:11 Uhr eine Detektion getriggert. Zur Lage der Stationen siehe Abb. 19.

Während global verteilte Stationen nur mit der teleseismischen *pipeline* prozessiert werden, um teleseismische Ereignisse (im Mittel Magnituden > 5) zu erkennen, werden auf die regionalen Stationen (Abb. 38b) beide *pipelines* angewandt, um sowohl teleseismische, als auch regionale/lokale Ereignisse detektieren zu können. Der Ablauf des Prozessings entspricht im Wesentlichen dem in Abschnitt 4 beschriebenen.

Werden an verschiedenen Stationen innerhalb eines gewissen Zeitfensters Detektionen getriggert, werden diese zu einem möglichen Ereignis zusammengefasst und das Ereignis automatisch lokalisiert. Im Nachgang kann das Ereignis von einem Analysten manuell reanalysiert werden, bspw. die Einsatzzeiten genauer bestimmt oder verschiedene Phasen gepickt und damit die Lokalisierung verbessert werden.

Zukünftig sollen die Detektionsparameter für die lokale Überwachung mit archivierten Daten (*offline-Modus*) getestet und ggf. angepasst werden, um Ereignisse, wie sie mit dem Bad Segeberg Netz zuverlässig detektiert werden können (Abschnitt 4.1.1), auch mit dem Seiscomp3 System zu erfassen. Darüber hinaus soll eine automatische Archivierung von Wellenformdaten aufgesetzt werden, um somit auch Daten von temporären, derzeit offline operierenden Netzen wie dem Bad Segeberg Netz in das System einzubinden und in die Auswertung einbeziehen zu können. Idealerweise würden die bisher offline operierenden Stationen mit Echtzeitdatenübertragung nachgerüstet, was aber mit Investitionen in Infrastruktur (einmalige Anschaffung und regelmäßige Kosten für Datenübertragung) verbunden wäre.

6 Bodenbewegungsuntersuchungen in Schleswig-Holstein und Hamburg

Die in den Bodenbewegungsuntersuchungen verwendeten Daten verschiedener Methoden geben relative Positionen und Höhen aus Wiederholungsmessungen an. Die Orte dieser Messungen überdecken unterschiedliche Bereiche, hauptsächlich im südlichen Schleswig-Holstein und Hamburg gelegen (Abb. 40), und überdecken unterschiedliche Zeiträume.

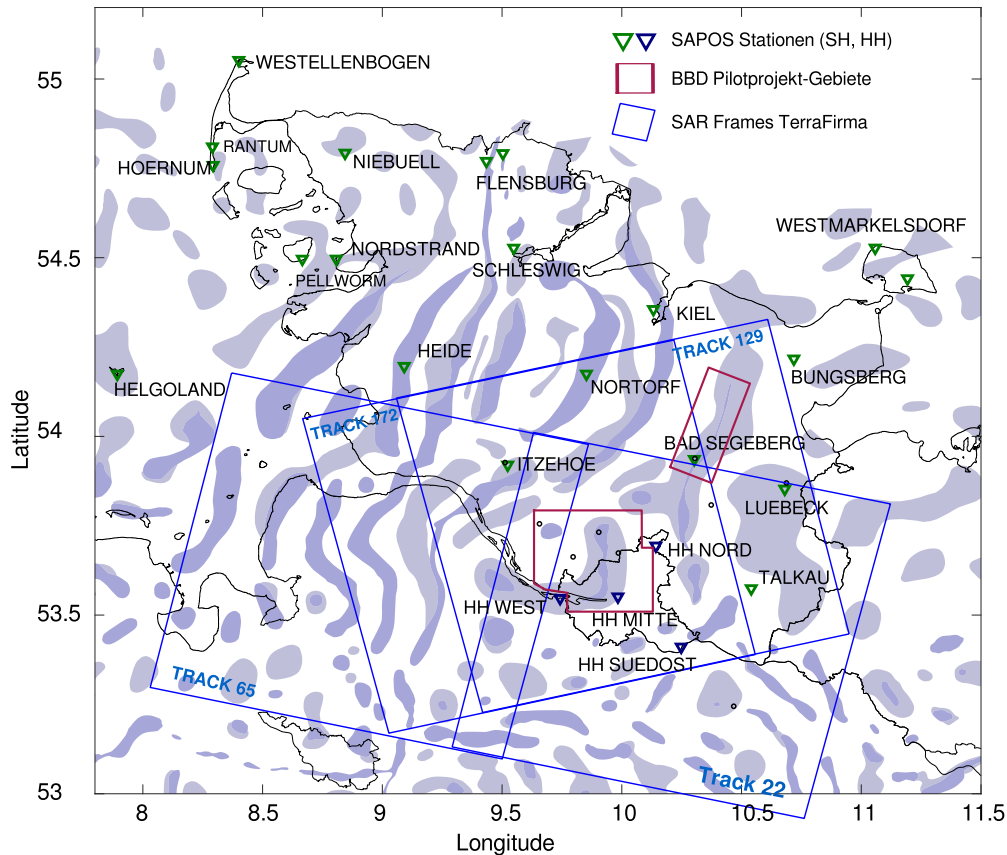


Abbildung 40: Überblickskarte der verwendeten Bodenbewegungsdaten mit Salzstrukturen. Dreiecke geben die Positionen der SAPOS Stationen an und die Rechtecke die Bereiche der PS-InSAR Zeitreihendaten des TerraFirma-Projektes (blau) und der PS-InSAR Zeitreihendaten des Pilotprojekts mit dem BBD 2018 (rot). Die hellblauen Felder geben die Position von Salzkissen (blasses hellblau) und aufgestiegenen Salzstöcken (hellblau) im Untergrund an.

6.1 Historische Nivellementdaten

Nivellementdaten des Deutschen Haupthöhennetzwerkes (DHHN) basieren auf Messungen von zunächst relativen Höhenunterschieden an installierten geodätischen Punkte, die sich in Sichtweite zueinander befinden. Viele einzelne Punkte bilden entlang von Straßen ein Netzwerk mit mindestens einem Bezugspunkt [AdV et al. (1992)]. Dem Bezugspunkt oder den Bezugspunkten sind absolute Höhen zugeordnet, so dass alle relativen Messungen auch eine absolute Höhe zugeordnet werden kann. Die Vermessung der Punkte des Deutschen Haupthöhennetzes wird in Abständen von mehr als 20 Jahren wiederholt und eventuell

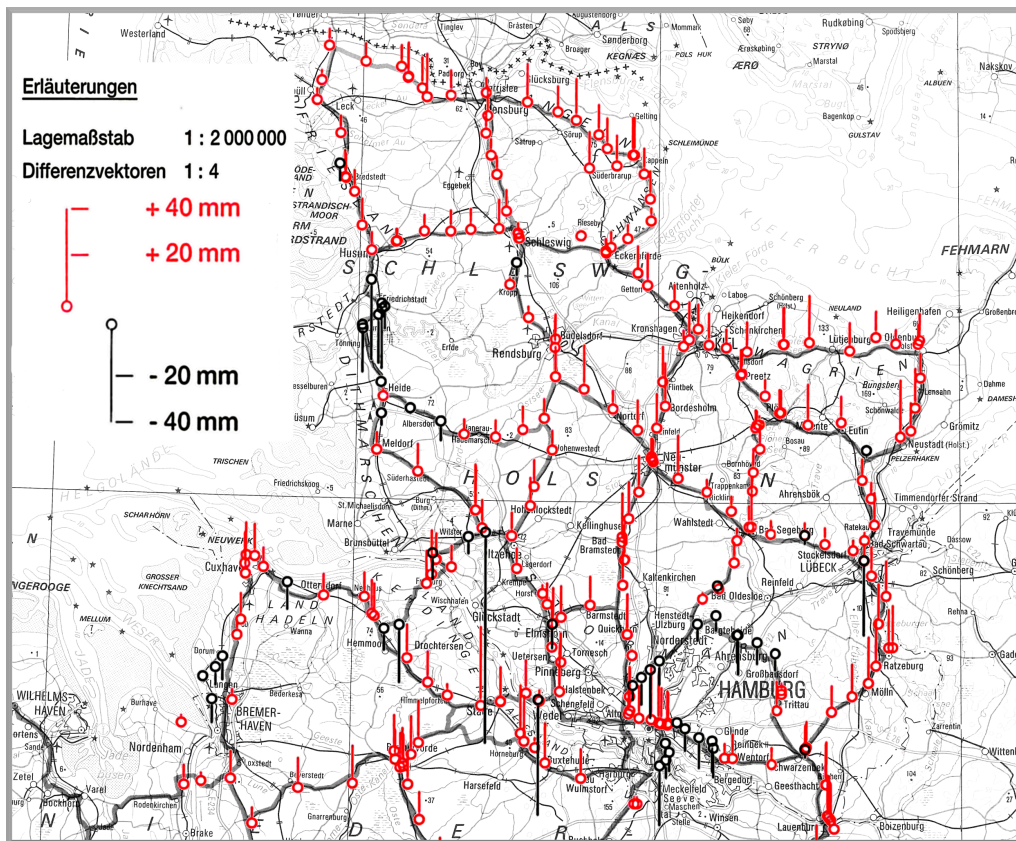


Abbildung 41: Gemessene Höhendifferenzen (rote und schwarze Marker mit Balken) zwischen 1960 und 1985 an relevanten Punkten entlang des DHHN (dick nachgezeichnete Straßen) im Raum Schleswig-Holstein und Hamburg vor dem Hintergrund einer Straßenkarte. Die Abbildung ist neu zusammengesetzt aus Abbildungen nach [AdV et al. (1992)].

auftretende Höhenänderungen können dann punktweise bestimmt werden. Durch die langen Beobachtungszeiträume birgt die Betrachtung von Nivellementdaten die große Chance, Signale sehr langsamer vertikaler Bewegungen zu entdecken und/oder anderer Verfahren durch diese Daten zu bestätigen.

Nivellementdaten existieren für Schleswig-Holstein, wie im Rest von Deutschland, prinzipiell seit den Anfängen der einheitlichen Vermessung im Jahre 1912. Allerdings flossen die anfänglichen Messungen, wenn überhaupt, erst nach den zwei Weltkriegen im Jahre 1960 in das erste einheitliche Haupthöhennetz ein [AdV et al. (1992)]. Wiederholungsmessungen wurden im Jahre 1985 in der Bundesrepublik Deutschland zu einem neuen Haupthöhennetz zusammengeführt, welches dann mit Messdaten aus den neuen ostdeutschen Bundesländern 1992 für das gesamte wiedervereinigte Deutschland berechnet und ausgegeben wurde [AdV et al. (1992)]. Eine erneute Messkampagne, welche die zur Zeit neuesten Nivellementdaten vereinigt, ist im DHHN 2012 zusammengefasst. Die Höhendaten dieser Haupthöhennetze wurden uns vom Landesamt für Vermessung und Geoinformatik digital zur Verfügung gestellt. Die Bestimmung von Höhendifferenzen ist jedoch nicht trivial. Die zugrundeliegenden Referenzsysteme sind verschieden und die Daten sind nicht leicht dahingehend zu korrigieren. Wir haben von einer eigenhändigen Auswertung dieser Daten deshalb abgesehen.

Differenzen vergleichbarer Höhen des DHHN 1985 und des DHHN 1960 sind jedoch veröffentlicht [AdV et al. (1992)] und grafisch dargestellt (Abb. 41). Sich darin abzeichnende, großräumige Bewegungen können, so vorhanden, sinnvoll mit GNSS- oder InSAR-gemessenen Bodenbewegungen verglichen werden. Großräumig, auf den ersten Blick, scheinen in Schleswig-Holstein die Hebungen zu überwiegen. Wenn man jedoch die relativen Bewegungen betrachtet, dann gibt es neben sich relativ stark hebenden und stark senkenden Gebieten (etwa nördlich von Heide) einige sich nur schwach bewegende Bereiche.

Diese Daten enthalten auch kleinräumige Änderungen der Bodenbewegung und können so auf sehr lokale Effekte Hinweise geben. Ein Beispiel dafür ist Bad Segeberg. Zwei relevante Messpunkte zeigen bei sehr kleinem Abstand zueinander von nur 700 m deutliche Differenzen bei den jeweiligen Höhenunterschieden zwischen 1960 und 1985. In diesem Zeitraum von 25 Jahren wurden etwa 9 mm vertikale Bewegung am westlichen Messpunkt an der Marienkirche (Kirchplatz, Bad Segeberg, Höhe 45 m) gemessen und 21 mm am östlicheren Messpunkt beim Amtsgericht Bad Segeberg (Am Kalkberg, Höhe 60 m). Daraus ergibt sich eine relative Verschiebung der Punkte zueinander von 12 mm im Zeitraum von 25 Jahren. Das entspricht einer relativen vertikalen Bodenbewegungsgeschwindigkeit von etwa 0,5 mm/Jahr. Die beiden Messpunkte liegen in jeweils 400 m und 300 m Abstand westlich und östlich zur Kuppe des Kalkberges.

Die deutschlandweite Berechnung der Höhenunterschiede zwischen den Messkampagnen 1992 und 2012 (gezeigt in [Meier & Omlin (2017)]) sind noch nicht final ausgewertet. Die dargestellten Differenzen scheinen signifikante großräumige Effekte zu enthalten, die nicht auf Bodenbewegungen zurückzuführen sind (persönliche Kommunikation Jahn, Landesamt für Geoinformation und Landesvermessung Niedersachsen).

6.2 Erste Analyse der PS-InSAR Daten des TerraFirma Projektes

Im Jahr 2018 begann die Analyse der PS-InSAR (Persistent Scatterer InSAR) Daten des TerraFirma Projektes [TerraFirma Weblink] im Rahmen einer Bachelorarbeit. Die SAR Daten dieses Projekts wurden durch die historischen SAR Satelliten Missionen ERS-1 und ERS-2 akquiriert. Die Daten überdecken einen Zeitraum vom Beginn der ERS-1 Mission im Jahr 1992 an bis zum Auftreten eines mittelschweren Defekts am ERS-2 Satelliten im Jahr 2001.

Die Persistent Scatterer Methode basiert auf der zeitlichen Analyse von Rückstreuungen von Objekten am Boden, die satellitengestützte Radarstrahlung besonders gut zurückstreuen. Diese Objekte, sogenannte *persistent scatterer*, zeigen über den Beobachtungszeitraum hinweg eine stabil hohe Rückstreuamplitude. Im Gegensatz zur differentiellen Interferometrie und einer Zeitreihenanalyse von differentiellen Interferogrammen (siehe [Meier & Omlin (2017)]), liegen bei PS-InSAR keine flächigen, aus Pixeln aufgebauten, Daten vor, sondern Punktdaten. Analog zur Zeitreihenanalyse von Interferogrammen geben die PS-InSAR Punktdaten relative Positionen in Bezug zu einer sogenannten *Master*-Aufnahme an. Die Masteraufnahme liegt zeitlich meist im mittleren Bereich des Untersu-

chungszeitraumes. Aus diesen relativen Positionsdaten können Bewegungen und Geschwindigkeiten in Blickrichtung des Satelliten (line-of-sight, LOS) abgeleitet werden.

Es gibt zwei Grundvoraussetzungen für die erfolgreiche Anwendung der PS-InSAR Methode. Zum einen müssen (lang-)zeitlich stabile starke Rückstreuer vorhanden sein. Bei diesen starken Rückstreuern handelt es sich zum Beispiel um größere Objekte im Meterbereich mit senkrechten bzw. steilen Kanten auf festem, glatten Untergrund. Solche Rückstreuer sind generell selten in ländlichen Räumen und häufig auf bebauten Flächen. Weiterhin müssen diese Objekte in sich möglichst unverändert bleiben, wie bei der differentiellen Interferometrie. Auf von Vegetation geprägten Flächen, insbesondere solche, die stark oberflächenverändernd landwirtschaftlich genutzt werden, finden sich wenige stabile Rückstreuer.

Eine weitere Grundvoraussetzung für die Anwendung der PS-InSAR Methode ist, dass etwaige Bewegungen in LOS-Richtung der Punkte zwischen den einzelnen Aufnahmen klein sind. Genau gesagt müssen diese Bewegungen kleiner als ein Viertel der Wellenlänge sein, also weniger als 1,4 cm bei diesen im Radar C-band sendenden Satelliten. Daraus folgt, dass die maximal zu beobachtende Bodenbewegungsgeschwindigkeit sich aus dem maximalen Zeitraum zwischen den Aufnahmen ergibt. Nun beträgt die Wiederholrate bei den verwendeten Satelliten ERS-1/2 und Envisat jeweils maximal 35 Tage, aber oft auch weniger. Zwar war es möglich die Daten der baugleichen ERS-1 und ERS-2 Satelliten zu verknüpfen, aber es gibt nur wenige Zeiträume in denen diese beiden Satelliten in einer Orbitkonstellation mit einem Abstand von etwa der halben Wiederholrate flogen und auch SAR-Bilder aufnahmen. Ein Grund hierfür ist die geringe Aufnahmekapazität der verwendeten Satelliten von nur 10% der Orbitzeit, weshalb es häufig trotz Überflug aufgrund von Energiemangel keine Aufnahme gibt. Weitere Lücken im Datennetzwerk entstehen, weil auch bei der PS-InSAR Methode nicht immer alle Aufnahmen für die Interferometrie geeignet sind. Zu große senkrechte Basislinien zweier Aufnahmen von mehr als 500 m führen zu einer zu starken Dekorrelation des Phasensignals. Weil die historischen Satelliten noch nicht über die sehr gute Orbitkontrolle der jetzt operierenden Sentinel-1 Satelliten verfügten, bei welchen die Basislinien selten grösser als 250 m sind, gibt es Aufnahmen, die ungeeignet sind und weitere Lücken im Netzwerk verursachen.

Datenlücken können sich stark negativ auswirken, denn sie führen automatisch zu größeren temporalen Basislinien im Netzwerk. Dies bedeutet, dass die relative Stabilität der Objekte abnimmt. Auch die maximal zu beobachtende Bodenbewegungsgeschwindigkeit nimmt ab, wobei diese jedoch auch bei mehreren Monaten ohne Aufnahme noch in der Größenordnung von 1 cm/Jahr liegt. Ein weiterer Nachteil von durch Lücken ausgedünnter Zeitreihen ist, dass die geringere Gesamtzahl an Aufnahmen die Unterdrückung von räumlich korreliertem atmosphärischen Rauschen verringert. Für das Messen besonders von kleinen und räumlich ausgedehnten Bodenbewegungsgeschwindigkeiten sind Restsignale der Atmosphäre kritisch, da diese sie maskieren können.

In der Abbildung 42 sind die verwendeten Aufnahmezeitpunkte der uns vorliegenden TerraFirma-Daten für jeden Track abgebildet. Es handelt sich um relative Tage vor oder nach

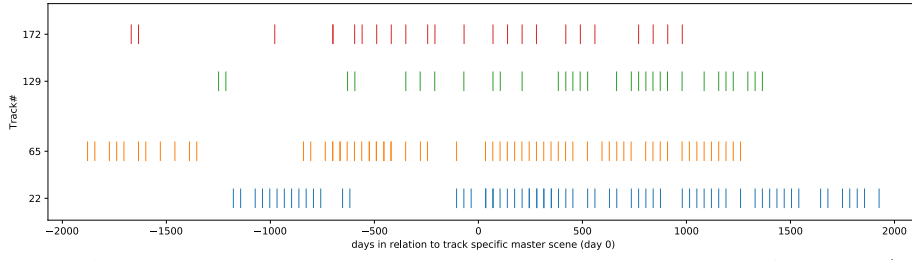


Abbildung 42: Aufnahmezeitpunkte aller Tracks relativ zur jeweiligen Master-Aufnahme (Trackpositionen siehe Abb. 40). Das Datum der Master-Aufnahme ist nicht in den Meta-Daten enthalten.

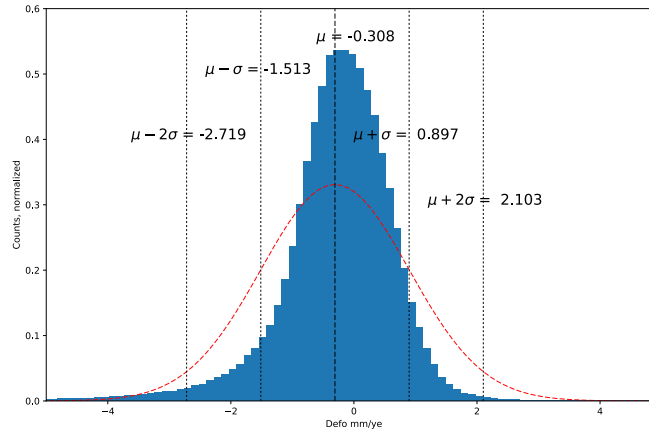


Abbildung 43: Histogramm der Geschwindigkeitsverteilungen aller Daten aller Tracks mit den Mittelwert μ und den Standardabweichungen σ . Die rot-gestrichelte Kurve zeigt die für diesen Mittelwert und Standardabweichung zugehörige Gaußverteilung an.

der Master-Aufnahme. Der Zeitpunkt der jeweiligen Masteraufnahme ist uns noch nicht bekannt, wird uns aber baldmöglichst mitgeteilt (persönliche Kommunikation mit Nico Adam, DLR). Zwei Sachverhalte werden in Abbildung 42 deutlich. Zum Einen ist die Datengrundlage mit nur wenigen, die Zeitreihe aufbauenden Aufnahmen sehr schwach bei den aufsteigenden Tracks 129 und 172 (Abb. 40), wobei Track 129 im späteren Teil der Zeitreihe deutlich dichtere Aufnahmezeitpunkte hat als Track 179. Zum Zweiten ist in Abbildung 42 zu erkennen, dass es eine sehr große Lücke von etwa 500 Tagen gibt. Große Lücken bedeuten immer, dass die Phasenkorrelation abnimmt und dass die maximale bestimmbare Geschwindigkeit an einem Punkt sich verringert. In einer Zeitreihe erhöhen sich damit die Fehler. In den Tracks 129 und Track 172 führt die geringe Aufnahmedichte zu sehr wenigen PS Punkten.

In den TerraFirma PS-InSAR Zeitreihen-Produkten sind abgeleitete Geschwindigkeiten aus den relativen Positionen über die Zeitreihen und deren relativer Quadratwurzelfehler (auch als Kohärenz bezeichnet) mitgeliefert. Die bestimmten Bodenbewegungsgeschwindigkeiten im gesamten Datensatz zeigen im Mittel eine leichte Absenkung von 0,3 mm/Jahr, streuen jedoch mit Standardabweichungen von etwa 1,5 mm/Jahr (Abb. 43). Deutlich erkennbar ist eine leicht schiefe Verteilung mit einem schwächeren Abfall der Häufigkeit bei

negativen Geschwindigkeiten. Im Vergleich zu einer Normalverteilung zeigt diese, dass die PS-InSAR gemessenen Geschwindigkeiten deutlich schmaler verteilt sind (Abb. 43). Die relativ wenigen stark abweichenden Werte deuten somit auf systematische Fehler hin. Dabei könnte es sich um verbleibende atmosphärische Effekte handeln und/oder auch um relativ starke lokale Geschwindigkeitsabweichungen.

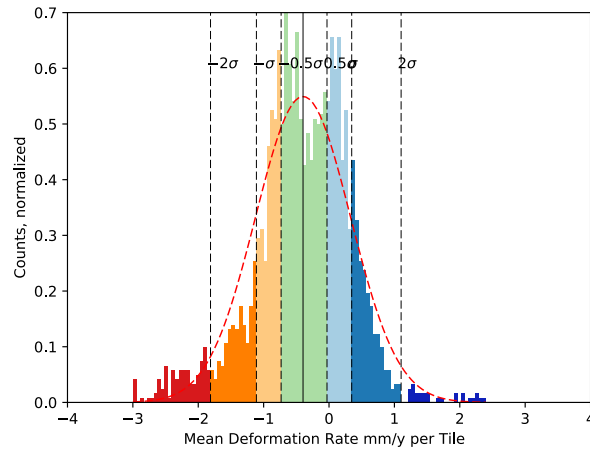
Für eine räumliche Darstellung der Geschwindigkeiten wurden die Geschwindigkeiten in Kacheln einer Größe von 2,5 km x 2,5 km trackweise gemittelt (Abb. 44b & c). In der räumlichen Verteilung dieser Mittelwerte zeigt sich, dass sich die Besonderheiten in der Gesamtverteilung (Abb. 43) in der Tat wenigstens zum Teil durch einen hohen Anteil an systematischen, räumlich veränderlichen Geschwindigkeiten erklären lässt. So zeichnen sich bekannte Absenkungsgebiete der Marsch deutlich ab. Des weiteren sind die Mittelwerte räumlich stark korreliert. Im Vergleich der gemittelten Daten von den absteigenden Tracks 22 und 65 werden systematische Unterschiede im überlappenden Bereich deutlich. Bei diesen ist es unwahrscheinlich, dass sie wegen der leicht unterschiedlichen Blickwinkel auf echte Bodenbewegungen zurückzuführen sind. Sie scheinen eher Hinweise darauf zu sein, dass atmosphärische Effekte auch in den TerraFirma PS-InSAR Zeitreihen eine signifikante Rolle spielen können. Das heißt leider auch, dass sich unbekannte Bodenbewegungen nicht ohne Weiteres, nicht ohne unabhängige Daten, aus den PS-InSAR Zeitreihen des TerraFirma Projektes ableiten lassen. Die Auswertung dieser Daten wird in 2019 fortgesetzt.

6.3 Auswertung der SAPOS GPS Stationsdaten hinsichtlich von Langzeitsignalen

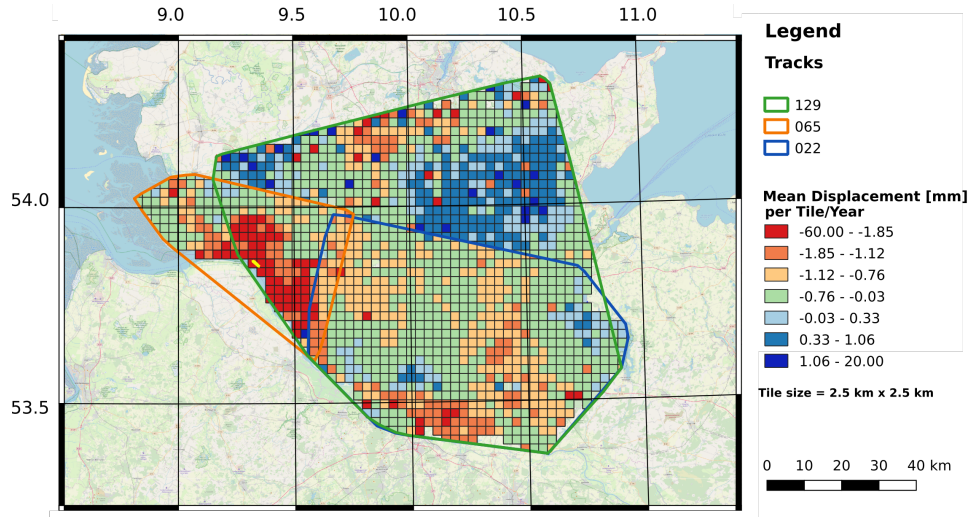
Um Bodenbewegungen an den SAPOS Stationen messen zu können, liegen Wochenlösungen der einzelnen SAPOS Stationen vor, die für jede Richtung, Ost-West, Nord-Süd und die Vertikale, die relative Verschiebung zur amtlichen Position der Station (Abb. 40) im erdzentrierten Europäischen Terrestrischen Referenzsystems ETRF angeben. Die relativen Positionen werden nur mit einer Millimetergenauigkeit angegeben. Zusätzlich zu den Positionen enthalten die Daten Informationen zu technischen Eingriffen, die die Daten beeinträchtigen könnten. Solche technischen Eingriffe umfassen Antennenwechsel oder ähnliches sowie Änderungen in den Positionsrechnungen, welche meist Änderungen im Bezugssystem sind. Die Wochenlösungen werden zeitlich in *GPS Wochen* angegeben. Das ist eine relative Zeitangabe, welche die Wochen seit dem 1. Januar 1980 zählt. Die GPS Woche 1500 zum Beispiel beginnt am 6. Oktober 2007 wie man im GPS-Kalender des National Geodetic Survey der USA nachlesen kann (<https://www.ngs.noaa.gov/CORS/Gpscal.shtml>).

Es gibt viele erkennbare Einflüsse auf die SAPOS Stationspositionen, wie man in Abbildung 45 sehen kann. So ist am Beispiel der Station Bad Segeberg zu erkennen, dass es Sprünge in der Position gibt, sinusförmige Schwankungen, zufälliges Rauschen und scheinbar lineare Trends.

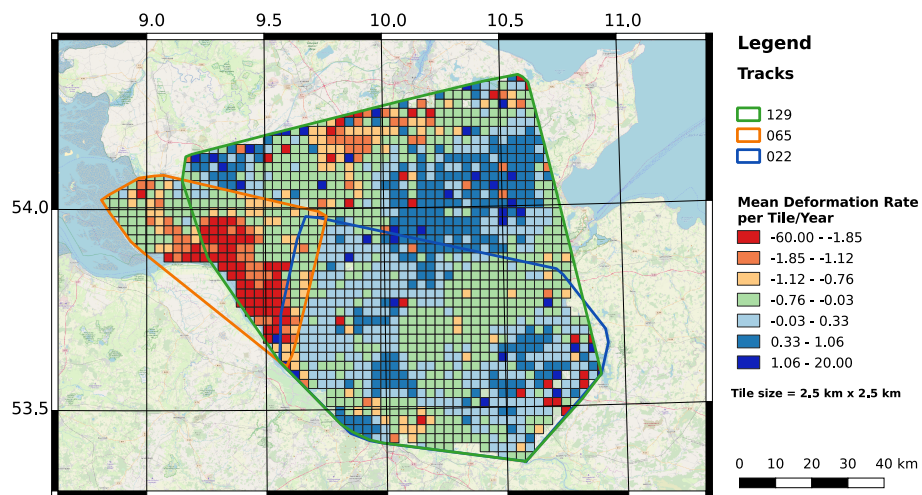
Die Sprünge in den Positionsdaten werden verursacht durch Antennenwechsel oder durch Änderungen des Bezugssystems bei der Positionsrechnung. Die Zeitpunkte dieser Ein-



(a) Verteilung der Mittelwerte



(b) Track 22 ist im Vordergrund vor Track 65 und Track 129.



(c) Track 65 liegt im Vordergrund vor Track 129. Track 22 wird komplett überdeckt.

Abbildung 44: Gemittelte (trackweise) Geschwindigkeiten der TerraFirma PS-InSAR Punkte über quadratische Gebiete einer Größe von 2,5 km x 2,5 km. b & c: dargestellt über der openstreetmap.org Straßenkarte.

griffe sind mit den Daten abgespeichert und bekannt, nicht aber die genauen Positionsänderungen, die dadurch hervorgerufen wurden.

Sinusförmige Schwankungen der Positionen können saisonbedingt sein, zum Beispiel durch thermische Ausdehnung der Gebäude, welche die Antennen tragen. Oder aber sie werden hervorgerufen durch saisonale Prozesse im Untergrund. Das zufällige Rauschen der Positionswerte kann durch Wettereinflüsse (Wind, Luftdruck) entstehen und zeigt die Auflösungsgrenzen der GNSS Positionierungsmethode an.

Die linearen Anteile der Positionsverläufe können translatorische und kontinuierliche Bewegungen darstellen. Diese linearen Signale wurden von anderen Signalen und Störungen isoliert und dann ausgewertet.

Um die linearen Anteile der Positionsänderungen zu isolieren, werden Methoden der Zeitreihenanalyse verwendet. Das Signal für jede Station und Raumrichtung wird zerlegt in die erkennbaren und oben beschriebenen Signalanteile: Sprünge $h(t, t_e)$ zur Zeit t_e mit Versatz S , sinusförmige Schwankungen $s(t, \phi)$ der Periode ϕ und Amplitude A und Geraden $g(t)$ mit der Steigung V :

$$\begin{aligned} g(t) &= V \cdot t, \\ h(t, t_e) &= S \cdot H(t_e, t) \text{ und} \\ s(t, \phi) &= A \cdot \sin(2\pi t - \phi). \end{aligned} \tag{1}$$

Unsere Auswertemethoden wurden etwas verbessert. Es fließen, wenn bekannt, präzise Angaben zur Höhe der Sprünge in der Zeitreihe ein. Damit verringert sich die Anzahl der wirklichen Parameterschätzungen leicht.

Die bestimmten Geschwindigkeiten V sind mit beträchtlichen Fehlern behaftet. So geht jede Unsicherheit in der Abschätzung eines Sprunges $h(t, t_e)$ als Summand in die Fehlerbilanz der Bodenbewegungsgeschwindigkeit mit ein. Auch die Bestimmung der saisonalen Effekte liefert einen Fehlerbeitrag, der hier jedoch vernachlässigt wird.

Die Fehler werden abgeleitet aus den Fehlern der Positionsbestimmung in der Wochenlösung σ_{pos} vor der Korrektur der unerwünschten Beiträge. Dieses σ_{pos} kann jedoch nur abgeschätzt werden. Wir berechnen es aus dem kurzzeitigem Streuen der Positionen in den unbearbeiteten Zeitreihen. Die Positionsungenauigkeiten der um Sprünge und saisonalen Effekten korrigierten Zeitreihen $\sigma_{pos,corr}$, ergeben sich somit aus:

$$\sigma_{pos,corr} = \sqrt{N_{Stufen} \cdot \sigma_{pos}^2},$$

$$\sigma_v = \sqrt{\left(\frac{\sigma_{pos,corr}}{\Delta h}\right)^2} \cdot |v|, \text{ mit } \Delta h \text{ als kumulative Verschiebung.}$$

Die bestimmten Geschwindigkeiten ergeben eine augenscheinliche Senkbewegung an allen Stationen im Gebiet von Schleswig-Holstein und Hamburg. Dieses Verhalten war uns lange ein Rätsel. Es konnte sich hierbei nicht um natürliche Bewegungen handeln. Im persönlichen Gespräch mit Herrn Brockmeyer vom Landesvermessungsamt in Niedersachsen im Dezember 2018 wurde erst klar, dass es sich dabei um ein Artefakt handelt, hervorgerufen durch eine defekte Niederländische GNSS Referenzstation Kootwijk. Langsames Eindrin-

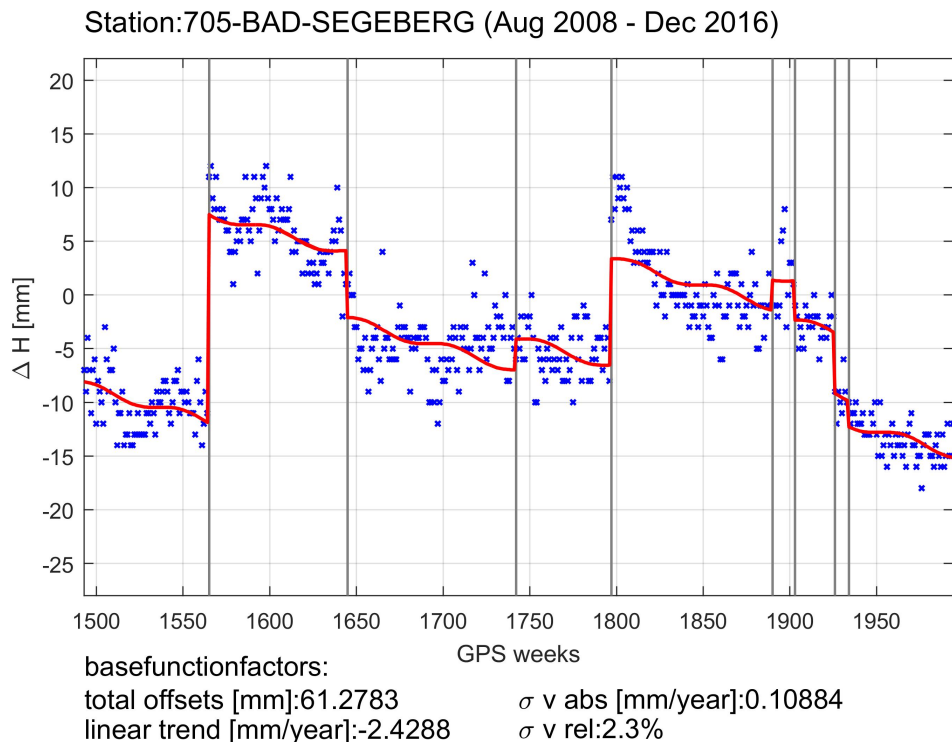


Abbildung 45: Vertikale Positionsänderungen als Funktion der Zeit an der SAPOS Station Bad Segeberg.

gen von Wasser in die Antenne verursachte einen Drift, der in der Netzwerklösung nicht korrigiert wurde.

Die Bestimmung von absoluten Bewegungen war also etwas unerwartet mit den SAPOS Wochenlösungen nicht möglich. Stattdessen wurden relative vertikale Bodenbewegungen im Vergleich zur Geschwindigkeit in Schleswig ermittelt. Dazu wurde die in an der Schleswiger Station ermittelten Bewegungen von den anderen Stationen abgezogen (Abb. 46).

Die vertikalen Bewegungen, relativ zu Schleswig, sind alle kleiner als 2 mm/Jahr und ergeben ein sehr heterogenes Bild. Die propagierten Fehler liegen jedoch auch zum überwiegenden Teil zwischen 1 mm/Jahr und 2 mm/Jahr, und sind zudem mit einer Ausnahme (Station Heide) größer als die bestimmten relativen Geschwindigkeiten. Damit wird leider gezeigt, dass aus den Ausgangszeitreihen mit den vielen Sprüngen meist keine belastbaren absoluten und auch keine belastbaren relativen Aussagen zu Bodenbewegungsgeschwindigkeitsvariationen von kleiner als 1,5 mm/Jahr gemacht werden können.

Eine unabhängige Auswertung der SAPOS Stationsdaten wurde durch das Landesamt für Geoinformation und Landesvermessung Niedersachsen durchgeführt

[Brockmeyer et al. (2018)]. Sie bezieht sich auf leicht anders berechnete Wochenlösungen der Stationspositionen und enthält keine Einflüsse der fehlerhaften Station Kootwijk. Auch in der Zeitreihenanalyse gibt es zwischen der dort durchgeführten Analyse und unseren Berechnungen leichte Unterschiede. So wurde beispielsweise die Abschätzung der saisonalen Effekte in der niedersächsischen Studie im Frequenzbereich durchgeführt und nicht wie hier im Zeitbereich. Die berechneten vertikalen Geschwindigkeiten der Studie von

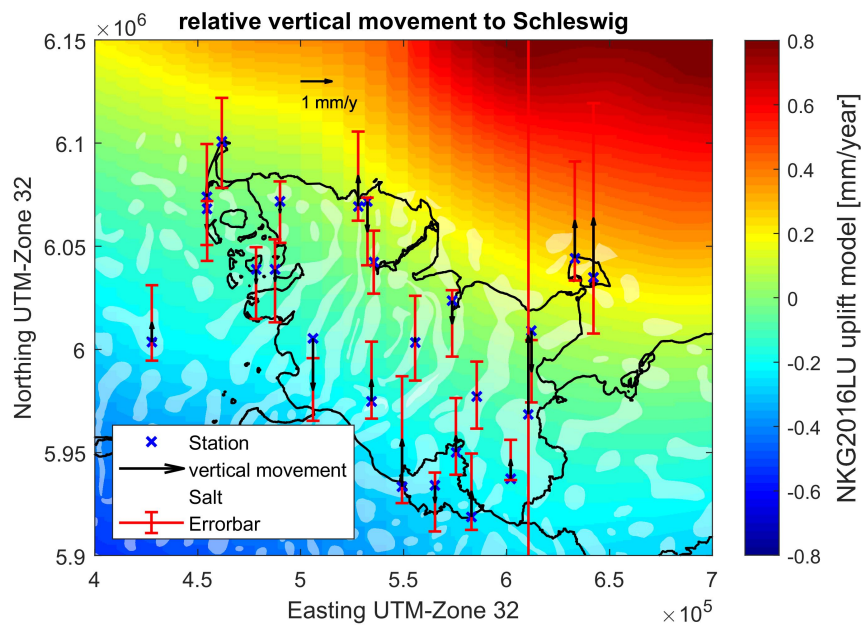


Abbildung 46: Geschätzte vertikale Geschwindigkeiten an SAPOS Stationen relativ zur Station Schleswig auf den Hintergrund des Landhebungsmodells der Nordic Geodetic Commission (2016). Die hellen Felder geben die Position von aufgestiegenen Salzstrukturen im Untergrund an.

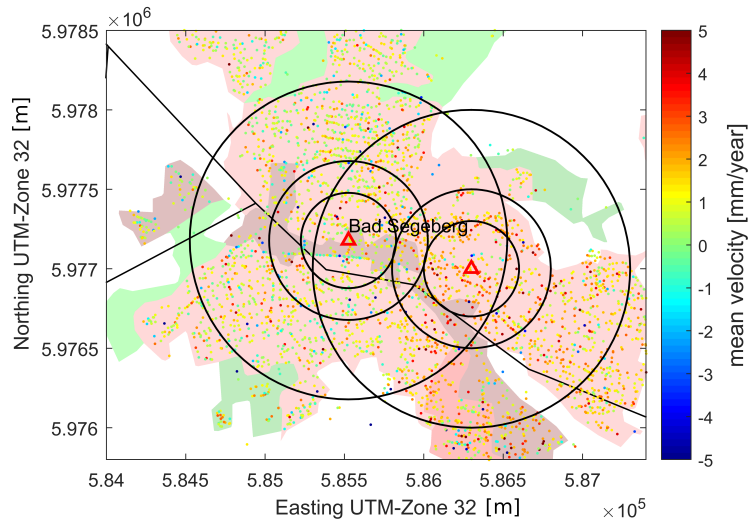
[Brockmeyer et al. (2018)], relativiert mit der Geschwindigkeit an der Station Schleswig, unterscheiden sich von den hier bestimmten vertikalen Geschwindigkeiten deutlich. Zudem sind die angegebenen Fehler der Studie von [Brockmeyer et al. (2018)] kleiner als die hier errechneten.

Im Jahr 2018 haben sich die Landesvermessungsämter und SAPOS Verantwortlichen auf neue und bundesweit einheitlich Prozessierungsstandards geeinigt, welche Sprünge und andere Fehler in den Zeitreihen weitgehend vermeiden sollen (persönliche Kommunikation Brockmeyer) - unter anderem dadurch, dass ein einheitlicher Referenzrahmen benutzt wird. Diese neuen Daten lagen für Schleswig-Holstein bis zum Ende des Jahres jedoch noch nicht vor (persönliche Kommunikation Gerschwitz, Landesamt für Vermessung und Geoinformation Schleswig-Holstein).

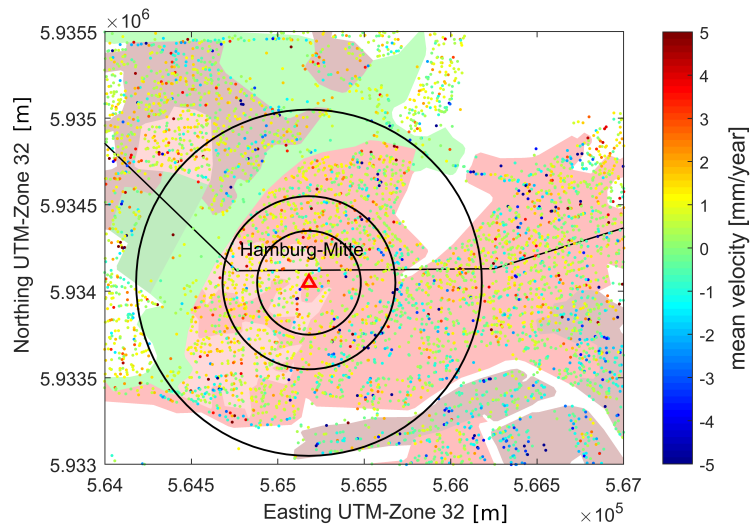
6.4 Sentinel-1 PS-InSAR Daten des BBD mit Vergleich zu den SAPOS Stationsergebnissen

Im Rahmen unserer Kooperation dieses Jahres haben wir uns an dem Pilotprojekt zur Analyse der ersten Sentinel-1 PS-InSAR Zeitreihen des Deutschen Bodenbewegungsdiens-tes (BBD) beteiligt. Im Rahmen dieses Pilotprojektes haben wir die PS-InSAR Bodenbe-wegungsgeschwindigkeiten mit den Werten an den SAPOS Stationen verglichen.

Die Methode zur Berechnung der Sentinel-1 PS-InSAR Zeitreihen ist vergleichbar mit den TerraFirma PS-InSAR Zeitreihen. Dabei überdecken die Sentinel-1 Zeitreihen einen ande-ren, jüngeren Zeitraum von 2014 an und die im Projekt verfügbaren Sentinel-1 Zeitreihen



(a) Bad Segeberg. Linkes Zentrum ist die SAPOS Station, rechtes Zentrum ist der Kalkberg.



(b) Hamburg Mitte

Abbildung 47: Lage und Geschwindigkeit der PS Punkte um die SAPOS Stationen vor dem Hintergrund des CORINE Landnutzungsmodells. Die Radien um die SAPOS Station sind von klein nach groß 300 m, 500 m und 1000 m.

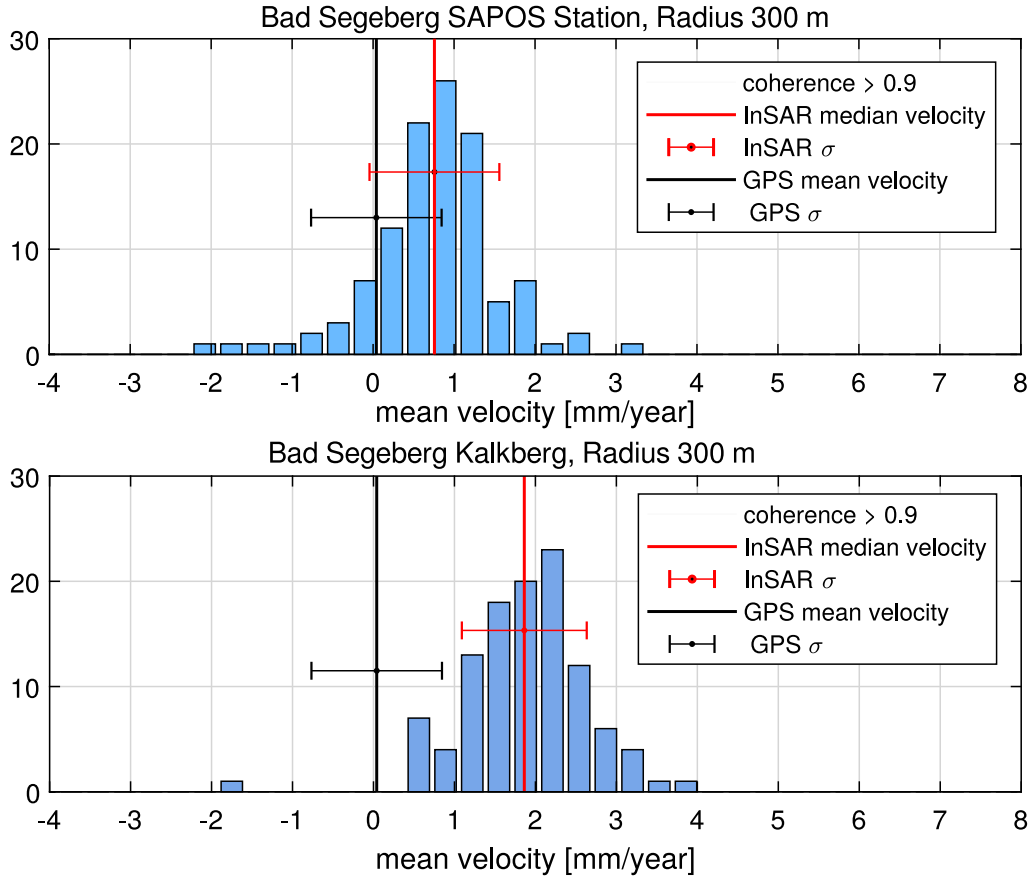


Abbildung 48: Geschwindigkeitsverteilung an PS-InSAR Punkten für Bad Segeberg im Umkreis von 300 m (oben) um die SAPOS Station und (unten) um den Kalkberg.

überspannen noch einen kürzeren Zeitraum von nur 2 1/2 Jahren. Wesentliche Unterschiede ergeben sich weiterhin aus den sehr viel größeren Wiederholraten der Sentinel-1 Aufnahmen, woraus sich eine höhere Qualität der Messungen ergibt (siehe Abschnitt 6.2). Die Wiederholperioden waren von April 2014 bis Oktober 2016 mit Sentinel-1A im besten Fall 12 Tage und wurden ab Oktober 2016, mit der Einsatzbereitschaft von Sentinel-1B, im Mittel verkürzt auf 6 Tage. Diese Raten gelten für jeweils eine Aufnahmegeometrie (aufsteigend oder absteigend), wurden jedoch nicht immer realisiert. Im betrachteten Zeitraum gab es auch ein unerwartet große, 7-monatige Lücke von November 2015 bis einschließlich Mai 2016.

Generell verbessert hat sich die räumliche Überdeckung. Sentinel-1 Satelliten können durch den neuen Aufnahmemodus *TOPS Mode* (Terrain Observation with Progressive Scans Mode) mit einer Streifenbreite von 250 km Schleswig-Holstein in einem Überflug erfassen. Die Daten der Pilotstudie 2018 umfassten jedoch zunächst nur einen kleinen Teil von Schleswig-Holstein (Abb. 40).

Das nördliche Fokusgebiet des Pilotprojekts ist die Region Bad Segeberg. Hier ist eine bis an die Oberfläche aufgestiegene Salzstruktur sowie eine tief reichende Hauptstörung mit Schichtversätzen von über 1000 Meter bekannt. In den PS-InSAR Daten ist ein deutliches Hebungssignal am Kalkberg in Bad Segeberg zu erkennen (Abb. 47a), trotz starker Streu-

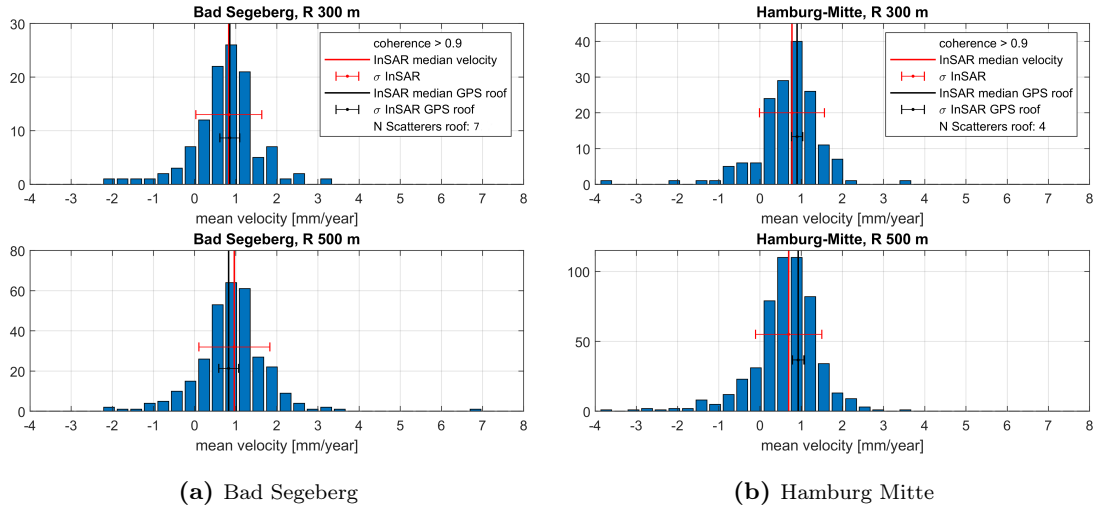


Abbildung 49: Histogramme der PS-InSAR Geschwindigkeiten. Medianwerte (vertikale Linien) und die Streuung (horizontale Fehlerbalken) sind gezeigt für Punkte in unmittelbarer Nähe (selbes Hausdach, schwarze Linien) sowie im Radius von 300 m (jeweils oberes Histogramm) und 500 m (jeweils unteres Histogramm) um SAPOS Stationen.

ung der Werte. In einer statistischen Betrachtung von Punktwolken in einem Kreis mit 300 m Radius, welche einmal im östlichen Bad Segeberg zentriert um die SAPOS Station liegen, und einmal westlich davon mit dem Kalkberg im Zentrum, ergibt sich eine mittlere Abweichung der Bodenbewegungsgeschwindigkeit von 1 mm/Jahr. Die Untersuchungen dieses Hebungssignals in der Fläche werden in 2019 vertieft.

Aufgrund der Flächenbegrenzung der PS-InSAR Daten in der Pilotstudie lagen nur zwei SAPOS Stationen, Bad Segeberg und Hamburg Mitte, im Untersuchungsgebiet (Abb. 40). Um die gemessenen Geschwindigkeiten an Sentinel-1 PS-INSAR Punkten und SAPOS Stationen zu vergleichen, wurden zum einen PS-InSAR Punkte in unmittelbarer Nähe der GNSS-Antennen auf den zugehörigen Hausdächern betrachtet (7 Rückstreuer in Bad Segeberg, 4 Rückstreuer in Hamburg Mitte) und zum anderen PS-InSAR Punkte, die sich in Radien von 300 m bzw. 500 m um die GNSS-Antennen herum befinden, analysiert (Abb. 47). Die Geschwindigkeiten und deren Streuung wurden mit Medianwerten und der Standardabweichung in Histogrammen dargestellt (Abb. 49).

In Bad Segeberg sind die Geschwindigkeits-Mediane naher Punkte, die der Hausdächer PS Punkte und der PS Punkte innerhalb einer Distanz von maximal 300 m fast identisch (Abb. 49a), während in Hamburg Mitte bereits bei kurzen Distanzen zueinander geringfügige Unterschiede bestehen. Die Streuung der Geschwindigkeiten nimmt – wenig überraschend – mit zunehmendem Radius zu, so dass der Unterschied zwischen den Geschwindigkeits-Medianen sich bei den 500 m Radien vergrößert (Abb. 49b).

Ein direkter Vergleich der Geschwindigkeiten an PS-InSAR Punkten und an SAPOS Stationen ist nicht möglich, weil zum einen unterschiedliche Referenzsysteme den jeweiligen Lösungen zugrunde liegen. Zum anderen wurden bundesweit interpolierte Bewegungsraten basierend auf GNSS-Zeitreihen des GREF-Netzwerks bereits bei der Prozessierung der BBD-Daten als Referenz genutzt. Es können daher nur referenzunabhängige Differenzen

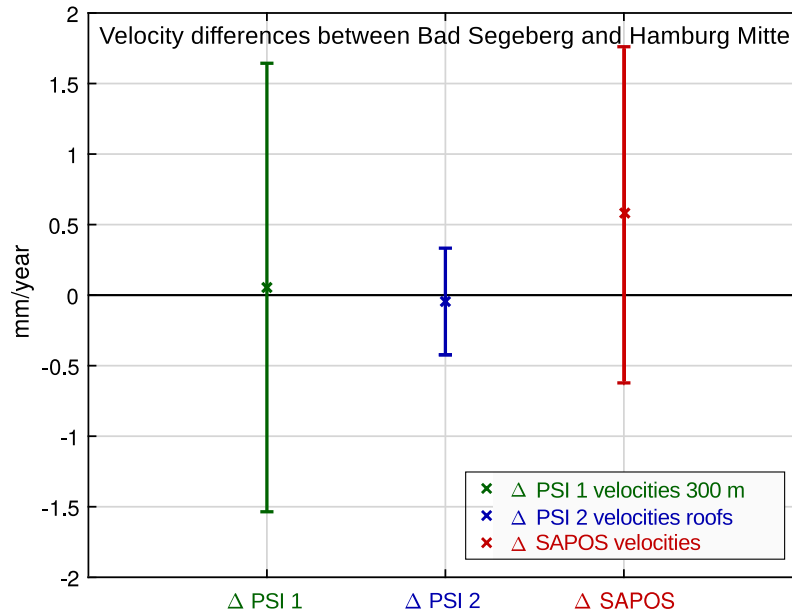


Abbildung 50: Geschwindigkeitsdifferenzen zwischen Bad Segeberg und Hamburg Mitte gemessen mit den verschiedenen Methoden.

der vertikalen Bodenbewegungsgeschwindigkeiten zwischen Bad Segeberg und Hamburg Mitte betrachtet werden, also einerseits Differenzen der beiden SAPOS Stationen und andererseits Differenzen der PS Daten von Bad Segeberg und Hamburg Mitte.

Bei den PS Differenzen handelt es sich um Differenzen von Medianwerten der beiden Punktgruppen „Häuserdächer“ und „300 m Radius“. Die GNSS Geschwindigkeitsdifferenzen zwischen den SAPOS Stationen Bad Segeberg und Hamburg Mitte beträgt ca. 0,6 mm/Jahr, während die Geschwindigkeitsdifferenzen der PS von den Hausdächern knapp unter 0 mm/Jahr liegen (Abb. 50). Hier besteht demnach ein signifikanter Unterschied, wobei dieser noch deutlich unter 1 mm/Jahr und damit auch innerhalb der Genauigkeit der BBD Daten von ± 2 mm/Jahr liegt. Die Median-Differenz der Punkte des 300 m Radius liegt sehr nahe an derjenigen der Hausdächer, streut allerdings stark und schließt die Differenzen der SAPOS Messungen in ihren Fehlerbereich mit ein.

7 Zusammenfassung

Im Rahmen der Zusammenarbeit zwischen dem Geologischen Dienst SH (SGD) im Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume (LLUR) und dem Institut für Geowissenschaften (IfG), Abteilung Geophysik, der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel wurden auch im Jahr 2018 wichtige Schritte unternommen, um die Ursachen der natürlichen Seismizität in Schleswig-Holstein tiefgründiger zu verstehen und ihre Überwachung weiter auszubauen.

Im Zuge der Verdichtung des seismischen Überwachungsnetzes konnten gleich zwei neue Bohrlochstationen in Schleswig-Holstein in Betrieb genommen werden, in Kellenhusen und Bad Segeberg; dazu kommen zwei neue Oberflächen-Standorte im lokalen Bad Segeberg Netz. Inklusive des vom IfG mit Partnern auf Helgoland betriebenen seismischen Arrays sind somit Stand Ende 2018 15 Seismometer in Schleswig-Holstein im Betrieb, fünf davon als Teil des permanenten Überwachungsnetzes mit Echtzeitdatenübertragung.

Mit insgesamt drei Bohrlochseismometern in Schleswig-Holstein wurden nun erste wichtige Erfahrungen in Bezug auf die Verbesserung der Datenqualität im Bohrloch unter Berücksichtigung lokaler Standortbedingungen gewonnen.

In der Routineauswertung des Seismologischen Zentralobservatoriums der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) und von Erdbebendiensten der Nachbarländern wurden im Betrachtungszeitraum eine Vielzahl von regionalen tektonischen, aber auch von Sprengungsereignissen detektiert und lokalisiert. Durch die erstmalige Einrichtung eines eigenen Detektionsalgorithmus konnten neben den von der BGR detektierten Ereignissen in Schleswig-Holstein weitere, bisher undetektierte Sprengungsereignisse in der Eckernförder Bucht identifiziert werden. Zusätzlich hat sich durch die neue GRSN Station in Kellenhusen die Detektionsfähigkeit des permanenten seismologischen Netzes in Schleswig-Holstein und damit auch die Vollständigkeit der Erfassung seismischer Ereignisse weiter erhöht.

Für eine konsequente Abdeckung Schleswig-Holsteins mit seismischen Stationen mit einem maximalen Stationsabstand von 50 km wird ein weiterer Standort nordwestlich von Kiel auf dem Dänischen Wohld vorgeschlagen. Dies würde die derzeitige "Überwachungslücke" im Bereich der Kieler Bucht schließen und eine zuverlässige Detektion und Verortung der Sprengungsereignisse in der Eckernförder Bucht stärken. Eine weitere Implikation wäre, dass mögliche tektonische Ereignisse in Schleswig-Holstein eindeutig von diesen Ereignissen abgegrenzt werden könnten.

Eine erste Auswertung der Daten des lokalen Bad Segeberg Netzes mit dem eigenen Detektor ergab die Detektion von zwei schwarmartigen Perioden seismischer Aktivität, welche an den Stationen im Kalkberg und in Stipsdorf sehr deutlich nachgewiesen werden können.

Um mögliche Ursachen für diese schwarmartigen Ereignisse diskutieren zu können, bedarf es zunächst einer tiefgründigen Analyse der über 200, in einem Zeitraum von gesamt rund 10 Tagen aufgetretenen Ereignisse. Nach der vorläufigen Auswertung und wegen der Beobachtung dieser Ereignisse an nur zwei Stationen, sind die Angaben zur Lage der Quelle und deren Magnituden noch mit großen Unsicherheiten behaftet. Zudem ist unklar, ob solche Episoden häufiger auftreten, falls ja in welchen zeitlichen Abständen und unter welchen Randbedingungen, oder ob es einen ursächlichen Zusammenhang mit dem lokalen, von der Bevölkerung gespürten Ereignis im Herbst 1997 gibt. Um diese Fragen zu adressieren, können die neuen Ereignisse als neue "Masterereignisse" im Wellenformdetektor dabei helfen, vergangene Episoden ähnlichen Musters aufzudecken. Insgesamt zeigt die Detektion dieser Ereignisse aber sehr deutlich, dass die Einrichtung des Bad Segeberg Netzes sinnvoll war und der Weiterbetrieb und weitere Ausbau sinnvoll ist, um die tektonische Aktivität in der Region besser zu verstehen.

Neben der rein manuellen Auswertung und Konfiguration eines Detektors wurden auch erste Schritte unternommen, um eine routinemäßige, EDV-unterstützte Auswertung in (nahe) Echtzeit zu etablieren. Das installierte *Seiscomp3*-System läuft bereits kontinuierlich am Institut für Geowissenschaften und soll nun mit den Erkenntnissen der hier vorgestellten Detektoren und anhand archivierter Ereignisse für die Detektion von Seismizität in Schleswig-Holstein optimiert werden. Im Ablaufschema zur seismischen Überwachung (Detektion, Lokalisierung, Klassifizierung) kann das System den manuell nicht zu bewerkstellenden Teil der Detektion von Ereignissen in kontinuierlichen Wellenformdaten einer Vielzahl seismischer Stationen übernehmen, eine zuverlässige finale Auswertung der detektierten Ereignisse, mit einer detaillierten Lokalisierung und v.a. deren Klassifizierung kann aber nur manuell erfolgen.

Die Arbeiten der letzten Jahre, sowohl der stetige Ausbau des permanenten seismologischen Netzes, als auch die Einrichtung des lokalen Netzes um Bad Segeberg, bilden die Basis für die hier vorgestellten Ergebnisse. Diese dokumentieren die bisherige Unvollständigkeit in der Detektion seismischer Ereignisse und unterstreichen die Notwendigkeit einer Fortführung und Ausweitung der flächendeckenden, kontinuierlichen seismischen Überwachung Schleswig-Holsteins.

Der Fokus der Arbeiten zu Bodenbewegungen lag auf der bestmöglichen Auswertung der SAPOS Positionsdaten hinsichtlich eine robusten Abschätzung von Geschwindigkeiten. Leider erlauben die vorliegenden SAPOS Daten wegen mangelnder Qualität zur Zeit keine weitergehenden Analysen. Die Fehler der bestimmten relativen Geschwindigkeiten zur Station Schleswig liegen mit 1-2 mm/Jahr überwiegend über den abgeleiteten Geschwindigkeiten. Für die Betrachtung der PS-InSAR TerraFirma Daten konnten sinnvolle Strategien der Auswertung und der Visualisierung gefunden werden. In diesen Auswertungen zeigte sich, dass die PS-InSAR Daten von TerraFirma zwar signifikant durch atmosphärische Einflüsse belastet sind, jedoch werden einige bekannte Phänomene sehr gut abgebildet (Marschen-

absenkung). Die Fehler liegen bei diesen Daten konservativ geschätzt bei 1,2 mm/Jahr und sind damit überraschenderweise besser als die SAPOS Lösungen. Daraus schließen wir, dass sich vergleichende Untersuchungen dieser Daten lohnen werden, insbesondere weil sie 10 Jahre Bodenbewegung der Vergangenheit, zwischen 1992 und 2001, abbilden. Die Untersuchungen an den aktuellen PS-InSAR Zeitreihen aus den Sentinel-1 Daten lassen auf ein großes Potential dieser Daten schließen. Die Hebung des Kalkberges in Bad Segeberg zeichnet sich darin deutlich ab. Neuere, dichtere und längere Zeitreihen dieser Daten sollten hier noch wesentlich aussagekräftigere Messungen ermöglichen. Eine räumliche und zeitliche Betrachtung der PS-INSAR Daten aus dem TerraFirma Projekt und dem BBD ist dabei anzustreben, sowie eine Verknüpfung mit den Bewegungen die sich in den zeitlich noch weiter zurückliegenden Nivellements (1960 bis 1985) abzeichnen.

Literatur

- [AdV et al. (1992)] Arbeitsgemeinschaft der Vermessungsverwaltungen der Länder der Bundesrepublik Deutschland (AdV), Arbeitskreis Höhenfestpunktfeld und Schwerefestpunktfeld (AK Niv) & Bayerisches Landesvermessungsamt München: Deutsches Haupthöhennetz 1992 : (DHHN 92), Bayerisches Landesvermessungsamt München, 1995
- [Brockmeyer et al. (2018)] Brockmeyer, M., Pape, W. & Jahn, C.-H.: Prozessierung von GNSS-Stationsgeschwindigkeiten und Zeitreihen basierend auf RINEX-Daten permanenter SAPOS®-Referenzstationen, Bericht des Landesamtes für Geoinformation und Landesvermessung Niedersachsen, 2018.
- [Feldmann-Westendorff et al. (2016)] Feldmann-Westendorff, U., Liebsch, G., Sacher, M., Müller, J., Jahn, C.-H., Klein, W., Liebig, A. und Westphal K, 2016. Das Projekt zur Erneuerung des DHHN: Ein Meilenstein zur Realisierung des integrierten Raumbezugs in Deutschland, Zeitschrift für Geodäsie, Geoinformation und Landmanagement, <http://doi.org/10.12902/zfv-0140-2016>.
- [GEOFON] Erdbebeninformationen des GEOFON Programms des GeoForschungsZentrums Potsdam: <https://geofon.gfz-potsdam.de>.
- [Meier & Omlin (2015)] Meier, T. und Omlin, A.; Standortsuche für eine seismologische Breitbandstation im südwestlichen Schleswig-Holstein; 2014
- [Meier & Omlin (2015)] Meier, T. und Omlin, A.; Wellenformkatalog für seismische Ereignisse in Schleswig-Holstein und Umgebung; 2014
- [Meier & Omlin (2016)] Meier, T. und Omlin, A.; Ortungsgenauigkeit und Detektion von seismischen Ereignissen in Schleswig-Holstein und Umgebung; Bericht zur Forschungskooperation 2015
- [Meier & Omlin (2017)] Meier, T. und Omlin, A.; Bericht über die Kooperation 2016 zur Seismizität in Schleswig-Holstein
- [Meier & Omlin (2018)] Meier, T. und Omlin, A.; Bericht zur Kooperation 2017 - Verdichtung und Qualitätskontrolle des Stationsnetzes in Schleswig-Holstein
- [Nordic Geodetic Commission (2016)] Nordic Geodetic Commission (NGK): working group of geoid and height systems, 2016, NKG2016LU, an improved postglacial land uplift model over the Nordic-Baltic region. <https://www.lantmateriet.se/contentassets/58490c18f7b042e5aa4c38075c9d3af5/presentation-av-nkg2016lu.pdf>, abgerufen am 28.3.2019
- [Obspy] The Obspy Development Team, Obspy 1.1.0. <http://doi.org/10.5281/zenodo.599698>

[Peterson (1993)] Peterson, J.: Observations and Modeling of Seismic Background Noise, U.S. Geological Survey open-file report 93-322, Albuquerque, N.M., 1993, <https://doi.org/10.3133/ofr93322>

[Seiscomp3] SeisComP is a seismological software for data acquisition, processing, distribution and interactive analysis that has been developed by [GEOFON] and gempa GmbH. <https://www.seiscomp3.org>

[Terraforma Weblink] Terraforma Weblinks:
https://www.bgr.bund.de/EN/Themen/GG_Fernerkundung/Projekte/abgeschlossen/terrafirma-phasen1-3_en.html und
<http://esamultimedia.esa.int/multimedia/publications/TerraformaAtlas>,
abgerufen am 28.3.2019

Abbildungsverzeichnis

1	Umfeld der neuen GRSN Station Kellenhusen (KHUS). Links das Forsthaus, rechts daneben die Forsthütte. In Blickrichtung hinter der Hütte wurde das Bohrloch abgeteuft. (Foto: D. Schulte-Kortnack, CAU Kiel, 2017)	5
2	(a) Erdarbeiten zur Bohrlochinstallation. Im Vordergrund der Abschluss des Bohrlochs vor der Verrohrung, hinten die Forsthütte in der die Elektronik untergebracht ist. (b) Nanometrics Meridian Breitbandseismometer vor der Installation.(Fotos: E. Wetzig, BGR)	6
3	verschlossenes Bohrloch nach der Installation. Abschließend wurde das Bohrloch mit einem Deckel verschlossen und einer Steinplatte abgedeckt. (Foto: E. Wetzig, BGR)	6
4	Einbau-Skizze des Seismometers im Bohrloch. [links] Lage des Seismometers beim ersten Versuch mit vermuteter Schräglage des Instruments. [rechts] Finale Lage nach erneutem Anheben. Das Instrument steht nun hinreichend aufrecht für volle Funktionsfähigkeit. (Skizze: E. Wetzig, BGR)	7
5	Relative Abweichung der numerisch verdrehten Horizontalkomponenten des Bohrlochseismometers gegen das eingenordete Oberflächeninstrument. (Auswertung: E. Wetzig, BGR)	8
6	Spektrale Leistungsdichte (PSD) des Bohrlochseismometers (blaue Kurve) in Kellenhusen im Vergleich zu einem temporär installierten Oberflächenseismometer (rote Kurve). (Auswertung: K. Stammler, BGR)	9
7	Status des Bad Segeberg Netzes mit sechs Seismometern an fünf Standorten (Stand Ende 2018).	10
8	Umgebung der Station BSEA4 in Klein-Rönnau	11
9	Datenqualität der Station in Klein-Rönnau auf Basis der ersten Wochen nach Installation am 15.8.2018	11
10	Umgebung der Station BSEA5 in Quaal.	12
11	Datenqualität der Station in Quaal auf Basis der ersten Wochen nach Installation am 15.8.2018	12
12	Die neue Bohrlochstation am Standort BSEA3, Wege- und Zweckverband Bad Segeberg.	14
13	Relative Abweichung der numerisch verdrehten Horizontalkomponenten des Bohrlochseismometers gegen das eingenordete Oberflächeninstrument. (Auswertung: E. Wetzig, BGR)	15
14	Vergleich zwischen Oberflächen- und Bohrlochseismometer am Standort BSEA3	16
15	Dreistündlich summierte Amplitudenspektren an der Oberfläche (a, c) und im Bohrloch (b, d) am Montag 6. August 2018 (a, b) und Sonntag 5. August 2018 (c, d).	18
16	Wöchentlich gemittelttes Amplitudenspektrum. Die vertikale Skalierung ist jeweils gleich in (a, b) und (c, d). Blau: werktags, Orange: Wochenende . . .	19

17	(a,b,c) Vergleich mittlerer Leistungsdichtespektren zwischen Oberflächen- und Bohrlochmessung an drei Standorten in Schleswig-Holstein. In c) ist die 90%-Percentile aus Abb. 14a,b gezeigt. In rot jeweils das Oberflächen-, in blau das Bohrlochinstrument. (Abb. (a),(b), (c) K.Stammmler (BGR)) (d) wöchentlich gemitteltes Spektrum an der Oberfläche (blau) und im Bohrloch (orange).	22
18	Überregionale Seismizität in der Umgebung von Schleswig-Holstein nach EMSC Katalog für die Jahre 2017 und 2018	24
19	Übersichtskarte der Permanent-Seismometer in Schleswig-Holstein und ausgewählter Stationen in der Umgebung.	24
20	Wellenformsektionen der tektonischen Ereignisse im Norden Jütlands (16. Sept 2018) und bei Bornholm in der Ostsee (7. Jun 2017). Die Wellenformen sind nach Epizentralentfernung sortiert. Rote Spuren sind Stationen in Schleswig-Holstein.	25
21	Wellenformsektion des Ereignisses bei Groningen (NL) am 8. Jan 2018. Die Wellenformen sind nach Epizentralentfernung sortiert. Rote Spuren sind Stationen in Schleswig-Holstein.	25
22	Wellenformsektionen von vier Sprengungen in der Eckernförder Bucht. Die Wellenformen sind nach Epizentralentfernung sortiert. Rote Spuren sind Stationen in Schleswig-Holstein.	28
23	Spektrogramm des Bebens von 1997. Das Spektrogramm zeigt den Frequenzgehalt der Wellenform auf der y-Achse mit der Zeit auf der x-Achse (Startzeit in der Abbildungsüberschrift).	32
24	Spektrogramme von Sprengungen in der Eckernförder Bucht. Die Unterplots zeigen die einzelnen Spektren der Stationen des lokalen Netzes und der Station BSEG. Es wird nur der Z-Kanal dargestellt. Die Farbskalen sind jeweils auf die einzelnen Stationen normiert.	34
25	Spektrogramme von tektonischen Ereignissen. Es wird nur der Z-Kanal dargestellt. Die Farbskalen sind jeweils auf die einzelnen Stationen normiert. . .	35
26	Spektrogramm von sonstigen natürlichen und anthropogenen Quellen welche typischerweise mitdetektiert werden.	37
27	Ähnlichkeitsmatrix der Detektionen von 1997 bis 2016 mit Markierungen der definierten Cluster	39
28	Beispiele der manuellen Sortierung der neuen Detektionen in die alten Detektionscluster.	40
29	Wellenformsektion des Ereignisses am 30. Aug 2017. Die Magnitude ist nicht mit den Magnituden der Ereignisse in Abb. 22 vergleichbar. Die Wellenformen sind nach Epizentralentfernung sortiert. Rote Spuren sind Stationen in Schleswig-Holstein. Zur Lage der Stationen siehe Abb. 19.	43

30	Lokalisierung des Ereignisses vom 30.08.2017 mit der Verteilung der verwendeten Stationen. Die Punktwolke beschreibt die Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung der Lokalisation. Die Tiefe ist farbcodiert. Neben den Stationen des Bad Segeberg Netzes wurden auch Daten von den Stationen in Schleswig-Holstein sowie von Stationen in Dänemark, Schweden und Norwegen verwendet.	44
31	Häufigkeit der Detektionen (min. 4 Kanäle, entspricht min. 2 Stationen) im Betrachtungszeitraum als Funktion der Tageszeit (in UTC). Die Bins haben eine Größe von 15min (x) mal 3 Tage (y).	46
32	Histogramm der Detektionen pro Tag im Zeitraum 1. Februar - 10. März 2018. Die orangefarbene Linie ist der kumulative Wert.	47
33	Repräsentative Wellenformbeispiele für die detektierten Events in den Zeiträumen 6.-10.2.2018 und 27.2.-4.3.2018. Gezeigt sind alle drei Komponenten der Station BSEG im Kalkberg und BSEA1 in Stipsdorf.	48
34	Spektrogramme der Z-Komponente der Ereignisse in Abb. 33.	48
35	24h Wellenform am 2. März 2018 an den Stationen BSEG im Kalkberg und BSEA1 in Stipsdorf (Vertikalkomponente), gefiltert zwischen 2 und 7 Hz. . .	49
36	Polarisationsanalyse des Schwarmereignisses am 09.02.2018 mit einer Filterung von 4-10 Hz	50
37	Polarisationsanalyse des Schwarmereignisses am 02.03.2018 mit einer Filterung von 4-10 Hz	52
38	Screenshot des Stationsmonitors im implementierten Seiscomp3 System. Wellenformdaten der farbigen Stationen werden in Echtzeit erfasst, die Farbe zeigt die aktuelle Rauschamplitude (Legende in b))	55
39	Echtzeit-Wellenformübersicht für Stationen in und um Schleswig-Holstein. Leere Spuren zeigen fehlende Echtzeitdaten an, an der Station KUDEN wurde um 08:11 Uhr eine Detektion getriggert. Zur Lage der Stationen siehe Abb. 19.	56
40	Überblickskarte der verwendeten Bodenbewegungsdaten mit Salzstrukturen. Dreiecke geben die Positionen der SAPOS Stationen an und die Rechtecke die Bereiche der PS-InSAR Zeitreihendaten des TerraFirma-Projektes (blau) und der PS-InSAR Zeitreihendaten des Pilotprojekts mit dem BBD 2018 (rot). Die hellblauen Felder geben die Position von Salzkissen (blasses hellblau) und aufgestiegenen Salzstöcken (hellblau) im Untergrund an. . . .	57
41	Gemessene Höhendifferenzen (rote und schwarze Marker mit Balken) zwischen 1960 und 1985 an relevanten Punkten entlang des DHHN (dick nachgezeichnete Straßen) im Raum Schleswig-Holstein und Hamburg vor dem Hintergrund einer Straßenkarte. Die Abbildung ist neu zusammengesetzt aus Abbildungen nach [AdV et al. (1992)].	58

42	Aufnahmezeitpunkte aller Tracks relativ zur jeweiligen Master-Aufnahme (Trackpositionen siehe Abb. 40). Das Datum der Master-Aufnahme ist nicht in den Meta-Daten enthalten.	61
43	Histogramm der Geschwindigkeitsverteilungen aller Daten aller Tracks mit den Mittelwert μ und den Standardabweichungen σ . Die rot-gestrichelte Kurve zeigt die für diesen Mittelwert und Standardabweichung zugehörige Gaußverteilung an.	61
44	Gemittelte (trackweise) Geschwindigkeiten der TerraFirma PS-InSAR Punkte über quadratische Gebiete einer Größe von 2,5 km x 2,5 km. b & c: dargestellt über der openstreetmap.org Straßenkarte.	63
45	Vertikale Positionsänderungen als Funktion der Zeit an der SAPOS Station Bad Segeberg.	65
46	Geschätzte vertikale Geschwindigkeiten an SAPOS Stationen relativ zur Station Schleswig auf den Hintergrund des Landhebungsmodells der Nordic Geodetic Commission (2016). Die hellen Felder geben die Position von aufgestiegenen Salzstrukturen im Untergrund an.	66
47	Lage und Geschwindigkeit der PS Punkte um die SAPOS Stationen vor dem Hintergrund des CORINE Landnutzungsmodells. Die Radien um die SAPOS Station sind von klein nach groß 300 m, 500 m und 1000 m.	67
48	Geschwindigkeitsverteilung an PS-InSAR Punkten für Bad Segeberg im Umkreis von 300 m (oben) um die SAPOS Station und (unten) um den Kalkberg. 68	
49	Histogramme der PS-InSAR Geschwindigkeiten. Medianwerte (vertikale Linien) und die Streuung (horizontale Fehlerbalken) sind gezeigt für Punkte in unmittelbarer Nähe (selbes Hausdach, schwarze Linien) sowie im Radius von 300 m (jeweils oberes Histogramm) und 500 m (jeweils unteres Histogramm) um SAPOS Stationen.	69
50	Geschwindigkeitsdifferenzen zwischen Bad Segeberg und Hamburg Mitte gemessen mit den verschiedenen Methoden.	70

Tabellenverzeichnis

1	BGR-Detektionen in Schleswig-Holstein von 2017 bis Ende November 2018, alle Ereignisse wurden als Sprengung klassifiziert und in der Eckernförder Bucht lokalisiert.	27
2	Parameter für den Coincidence Trigger	31
3	Anzahl an Ergebnissen in den Detektordurchläufen. Bei Triggerung an min. 4 Kanälen ist das Ereignis an mind. zwei Stationen getriggert worden, bei min. 3 Stationen an mind. vier Kanälen von drei unterschiedlichen Stationen. 31	

4	Detektionen an mindestens drei Stationen des Bad Segeberg Netzes im Frequenzband von 2-7 Hz. Die rechte Spalte gibt die Magnituden der Ereignisse an, sofern sie von der BGR detektiert wurden (Sprengungen, siehe auch Tabelle 1) bzw. überregionaler tektonischer Ereignisse. Die Klassifizierung der Ereignisse wird im Text weiter erläutert.	32
5	Einteilung der neu detektierten Ereignisse in die zuvor definierten Cluster (mit Angabe der Uhrzeit, zu der die Ereignisse innerhalb der Cluster auftraten)	40
6	Ergebnisse der verschiedenen Methoden. 1): Netzwerkdetektor 2-7 Hz, mind. 3 Stationen. 2): Netzwerkdetektor 2-7 Hz, mind. 2 Stationen. 3): Wellenformähnlichkeitsdetektor. 4) von der BGR in Schleswig-Holstein detektiert. Mit ”*” markierte Ereignisse wurden auch mit dem 4-15 Hz Netzwerkdetektor erkannt.	41
7	Maximale Amplituden der Sprengungen in Schleswig-Holstein, aufgezeichnet an der Station BSEG.	45