

Seismische Detektion von Steinschlägen im Steinbruch Spitz

Ewald BRÜCKL, María del Puy PAPÍ ISABA, Andreas RONCAT,
Michael BERTAGNOLI, Joachim SCHWEIGL

1. Einleitung

Wie im vorliegenden Tagungsbeitrag von Michael Bertagnoli und Joachim Schweigl bereits berichtet wurde, ereigneten sich im ehemaligen Steinbruch Spitz in der Vergangenheit erhebliche Felsstürze, die eine Gefahr für Personen, Eisenbahn und Straße darstellten. Da mit einer anhaltenden Gefährdung zu rechnen war, wurde Anfang 2007 ein Alarmsystem, bestehend aus drei seismischen Sensoren, drei Fissurometern und einem Alarmzaun in Betrieb genommen. Im Alarmfall wurde eine Straßenampel auf Rot gestellt und zuständige Einsatzzentralen verständigt. Die installierten seismischen Messkomponenten entsprachen dem Stand der Technik auf dem Gebiet der Erschütterungsmessung im Bauwesen. Dennoch war das Verhältnis von Detektionen relevanter Ereignisse zu Nicht- oder Fehlalarmen unbefriedigend.

Im Rahmen eines Forschungsauftrages des Landes Niederösterreich (Analyse und Weiterentwicklung des seismischen Steinschlag / Felssturz Alarmsystems im Bereich des Steinbruches Spitz) haben wir eine detaillierte Analyse der Kenndaten, insbesondere der Signalfrequenzen von insgesamt 9363 Ereignissen, die in der Periode von März 2007 – August 2009 zur Triggerrung des seismischen Warnsystems führten durchgeführt. Nur 65 Ereignisse waren auf seismische Quellen zurückzuführen. 9 Ereignisse standen mit Steinschlägen in Zusammenhang, die bei einem Feldversuch am 23. April 2007 künstlich ausgelöst wurden. Den anderen Ereignissen konnte kein Steinschlag zugeordnet werden. Diese Ereignisse müssen also als Fehlalarme klassifiziert werden. Auffallend ist weiter, dass nur bei einem Ereignis die Trigger-Schwelle an 2 Messstationen überschritten wurde. Alle anderen Ereignisse wurden nur von einer Messstation erfasst.

Im Rahmen des genannten Forschungsprogrammes waren weiter die grundsätzlichen Möglichkeiten und Grenzen eines seismischen Warnsystems auszuloten. Wir haben dieses Ziel durch die Entwicklung einer neuen, gegen Fehlwarnungen robusten Detektionsmethode und deren Test im Rahmen eines Feldversuches mit künstlich ausgelösten Steinschlägen im Steinbruch Spitz verfolgt (PAPÍ ISABA, 2016; PAPÍ ISABA et al., 2016).

Im Folgenden sollen die methodischen Grundlagen, die Instrumentierung, der Feldtest und die dabei gewonnenen Daten, sowie die Anwendung der neuen Methode beschrieben werden. Es folgt eine Abschätzung der Detektionsgrenze von Steinschlägen im Steinbruch Spitz und abschließend eine Diskussion und Schlussfolgerungen.

2. Robuste seismische Detektion und Lokalisierung

Geübte Seismologen können aus dem Schwingungsmuster, das von einem einzelnen seismischen Sensor erfasst wird beurteilen, ob die Quelle in der Nähe oder Ferne liegt, oder z.B. auch die typische Signatur eines Steinschlages erkennen. Für ein seismisches Warnsystem ist jedoch eine interaktive Auswertung der seismischen Signale ungeeignet. Als Eingang für einen real-time Detektionsalgorithmus bietet sich die Amplitude des seismischen Signals an, da diese rasch und sicher bestimmt werden kann. Eine einfache, aber durchaus wirkungsvolle Methode einer Warnung besteht nun darin, einen seismischen Event erst dann zu definieren,

wenn Amplituden eine Detektionsschwelle bei einer Mindestanzahl von Sensoren überschreiten. Als Beispiel sei hier das permanente Netz bei der tiefgreifenden und bedrohlichen Felsgleitung Åknes, Norwegen genannt (ROTH & BLIKRA, 2005; <http://www.norsar.no/seismology/Projects/AKN/Latest-Data/>).

Wir betrachten hier eine Ersatzgröße für die resultierende Schwinggeschwindigkeit VR in aufeinanderfolgenden, bzw. sich überlappenden Zeitfenster nach der folgenden Formel:

$$VR(t, \Delta t) = \text{sqrt}(VX_{pp}^2 + VY_{pp}^2 + VZ_{pp}^2) \quad (1)$$

Die Größen t und Δt definieren den Beginn und die Länge des Zeitfensters, VX_{pp} , VY_{pp} und VZ_{pp} sind die Spitze-Spitze Werte der Amplituden im betrachteten Zeitfenster. Das Frequenzspektrum des betrachteten seismischen Signals sollte vor der Amplitudenbestimmung auf die Bandbreite des zu erwartenden Signals beschränkt werden ($\sim 10 - 100$ Hz). Die Länge des Zeitfensters, Δt soll deutlich über den Laufzeitverzögerungen der unterschiedlichen seismischen Wellen innerhalb des seismischen Netzwerkes liegen. Im vorliegenden Untersuchungsgebiet ist diese Bedingung mit $\Delta t > 2s$ sicher erfüllt.

Wir betrachten nun den Fall, dass in einem bestimmten Zeitfenster ein seismisches Ereignis S (source) stattfindet, und an einer Station R (receiver) die resultierende Schwinggeschwindigkeit VR^R erzeugt. Über den Ort der Quelle kann nichts ausgesagt werden. Es kann jedoch hypothetisch jedem möglichen Quellpunkt (long^S , lat^S) eine Quellstärke Q^R zugeordnet werden, welche an der Station R die beobachtete Amplitude erzeugt (Gl. 2). Wie in der Seismologie üblich, verwenden wir geographische Koordinaten ($\text{long} = \text{longitude} = \text{Länge}$, $\text{lat} = \text{latitude} = \text{Breite}$). Da Steinschläge seismische Oberflächenquellen darstellen, kann die räumliche Verteilung der Quellpunkte auf 2D beschränkt werden.

$$Q^R(\text{long}^S, \text{lat}^S) = VR^R * F^R(\text{long}^S, \text{lat}^S) \quad (2)$$

Die allgemeine Funktion $F^R(\text{long}_s, \text{lat}_s)$ setzt die Quellstärke im Quellpunkt (long^S , lat^S) mit der, an der Station R beobachteten resultierenden Schwinggeschwindigkeit in Beziehung. Wir nennen $F^R(\text{long}^S, \text{lat}^S)$, bzw. dessen \log_{10} als den Ausbreitungsterm. In Anlehnung an die generelle Definition von seismischen Magnituden (z.B.: STEIN & WYSESSION, 2003) wählen wir die logarithmische Form von Gleichung (2) und definieren die Pseudomagnitude einer hypothetischen Quelle am Ort (long^S , lat^S) wie folgt:

$$\text{pseudoM}^R(\text{long}^S, \text{lat}^S) = \log_{10}(Q^R(\text{long}^S, \text{lat}^S)) = \log_{10}(VR^R) + \log_{10}(F^R(\text{long}^S, \text{lat}^S)) \quad (3)$$

Die Einheit von VR^R in Gleichung (3) ist m/s, die von (long^S , lat^S) ist Grad. Wir gehen davon aus, dass der Herdmechanismus eines Steinschlages einer vertikalen Einzelkraft entspricht, was die skalare Form von Gleichung (3) rechtfertigt. Der Ausbreitungsterm kann durch einfache empirische Zusammenhänge oder tabellarisch beschrieben werden. Wir wollen diesen Term für jede seismische Station als Matrix, die sogenannte Backprojection Matrix BPM^R beschreiben.

$$BPM^R(\text{long}_i, \text{lat}_i) = \log_{10}(F^R(\text{long}_i, \text{lat}_i)) \quad (4)$$

Die Koordinaten (long_i , lat_i) definieren ein Gitter, welches das mögliche Quellgebiet in einer, für die Lokalisierung des Steinschlages (oder allgemein des seismischen Ereignisses) ausreichend dichten Weise überdeckt.

Grundsätzlich wäre es möglich, die Backprojection Matrizen für jede seismische Station durch Feldversuche (z.B. Anregung der seismischen Wellen an möglichst vielen Gitterpunkten durch eine reproduzierbare Quelle mit konstanter Pseudomagnitudo) nahezu fehlerfrei zu bestimmen. Im Weiteren wollen wir daher annehmen, dass die Backprojection Matrizen BPM^R für jede seismische Station in einem ersten Schritt mit vernachlässigbarem Fehler vorab bestimmt wurden.

Bei Vorliegen der verschiedenen Backprojection Matrizen $BPM^R (long_i, lat_j)$ können für jedes seismische Ereignis, bzw. jedes Zeitfenster die Pseudomagnituden $pseudoM^R (long_i, lat_j)$ für das gesamte Gitter $(long_i, lat_j)$ und alle Stationen entsprechend den Gleichungen (3) und (4) durch Addition von $\log_{10}(VR^R)$ ermittelt werden. Nach diesem Schritt liegen somit NR (NR = Anzahl der seismischen Stationen) flächenhafte Verteilungen von Pseudomagnituden vor, die mit den jeweiligen resultierenden Schwinggeschwindigkeit VR^R kompatibel sind. Als letzten Schritt definieren wir eine SourceMap entsprechend Gleichung (5).

$$SourceMap(long_i, lat_j) = \text{Minimum}(pseudoM^R(long_i, lat_j)); \quad R = 1 : NR \quad (5)$$

Ein eindeutig erkennbares Maximum in der SourceMap zeigt die Lage und die Pseudomagnitudo der Quelle. Ist ein derartiges Maximum nicht erkennbar, beschränkt die in der SourceMap dargestellte Verteilung der Pseudomagnitudo die Stärke eines in den Störgeräuschen versteckten seismischen Ereignisses, in unserem Fall Steinschlages.

Die Wirkungsweise dieser neuen Detektions- und Lokalisierungsmethode, insbesondere die Bedeutung von Gleichung (5) soll an Hand von Abbildung 1 erklärt werden. Der Anschaulichkeit halber beschränken wir uns auf eine 1-D Anordnung von seismischen Quellen und Stationen. Die Backprojection Matrizen und die SourceMap reduzieren sich dabei auf Vektoren, die entlang eines Profils dargestellt werden können.

Wir betrachten in Abbildung 1 zunächst den Fall „NO NOISE“, bei dem VR an den seismischen Stationen St1 bis St5 ausschließlich durch eine seismische Quelle (z.B. Steinschlag) zwischen den Stationen St2 und St3 hervorgerufen wird und keine Störquellen die Signale verfälschen. Im oberen Diagramm (a) ist die Abnahme von VR mit der Distanz entsprechend den Entfernungstermen in den Gleichungen (2) und (3) dargestellt. Lage (Stern in Abbildung 1) und Pseudomagnitudo (z.B. $pseudoM = 0$) der Quelle sind vorgegeben. Die zu erwartenden resultierenden Schwinggeschwindigkeiten an den Stationen St1 – St5 (in der Abbildung farb-kodiert) können durch eine Modellrechnung direkt bestimmt werden.

Das mittlere Diagramm (b) veranschaulicht die Inversion, also die Ermittlung von Lage und Pseudomagnitudo der Quelle aus den, an den Stationen St1 bis St5 gemessenen VR. Es werden die aus dem oberen Diagramm entnommenen $\log_{10}(VR)$ als gegeben angenommen. Die den 5 Stationen zugeordneten Pseudomagnituden sind als Kurven im entsprechenden Farb-Kode geplottet. Alle 5 Kurven schneiden sich am Ort der Quelle in einem Punkt. Damit sind sowohl die Lage als auch die Pseudomagnitudo der Quelle bestimmt. Die graphische Darstellung in (b) bestätigt auch die Eindeutigkeit der Lösung. Die SourceMap, oder im vorliegenden 1D-Fall besser das „SourceProfile“ ist entsprechend Gleichung (5) durch die Auswahl der jeweils kleinsten Pseudomagnitudo entlang des ganzen Profils bestimmt und in durch Punkte markiert. Das Maximum des SourceProfile stimmt in Lage und Pseudomagnitudo mit den Modelldaten überein. Eine genauere Betrachtung der Distanzen von Profilbeginn bis St1 und von St5 bis Profilende zeigt uns allerdings, dass die Pseudomagnituden mit steigender Distanz vom Quellpunkt stetig steigen würden. Das legt nahe, das SourceProfile nur innerhalb des

Stationsnetzes über die Distanz St1 - St5 zu betrachten. In 2D, also bei Vorliegen einer SourceMap entspricht diese Begrenzung der Konvexen Hülle.

Im unteren Diagramm (c) ist die Standardabweichung der 5 Pseudomagnituden über die Distanz dargestellt. Das Minimum (im vorliegenden Fall STDEV = 0) markiert die Lage der Quelle der Mittelwert an dieser Stelle die Quellstärke. Diese Vorgangsweise zur Bestimmung der Quelle entspricht einer klassischen Vorgangsweise (KANAMORI, 1993). Diese Methode hat den Vorteil, dass sie eine Lokalisierung der Quelle auch noch außerhalb des Messnetzes ermöglicht. Wie in Abbildung 1 „NOISE“ gezeigt wird, ist sie aber empfindlich gegen lokale Störungen („Ausreißer“).

Abb.1 „NOISE“ ist analog „NO NOISE“ aufgebaut. Der Unterschied von „NOISE“ zu „NO NOISE“ liegt lediglich darin, dass wir bei St3 eine lokale Störung annehmen, die VR an dieser Stelle um den Faktor 10 erhöht (Diagramm a). Entsprechend wird auch die St3 zugehörige Pseudomagnitudo erhöht. Wie Diagramm b zeigt wird dadurch das SourceProfile nur geringfügig verändert. Die Aussagen über die Lage und die Pseudomagnitudo der Quelle bleiben jedoch unverändert. Das Minimum der Standardabweichung der 5 Pseudomagnituden (Diagramm c) und somit die daraus abgeleitete Lage der Quelle verschiebt sich jedoch deutlich. Der Vergleich der beiden Methoden für den Fall „NOISE“ sollte das Prädikat „robust“ für die neue, von uns vorgeschlagene Methode rechtfertigen.

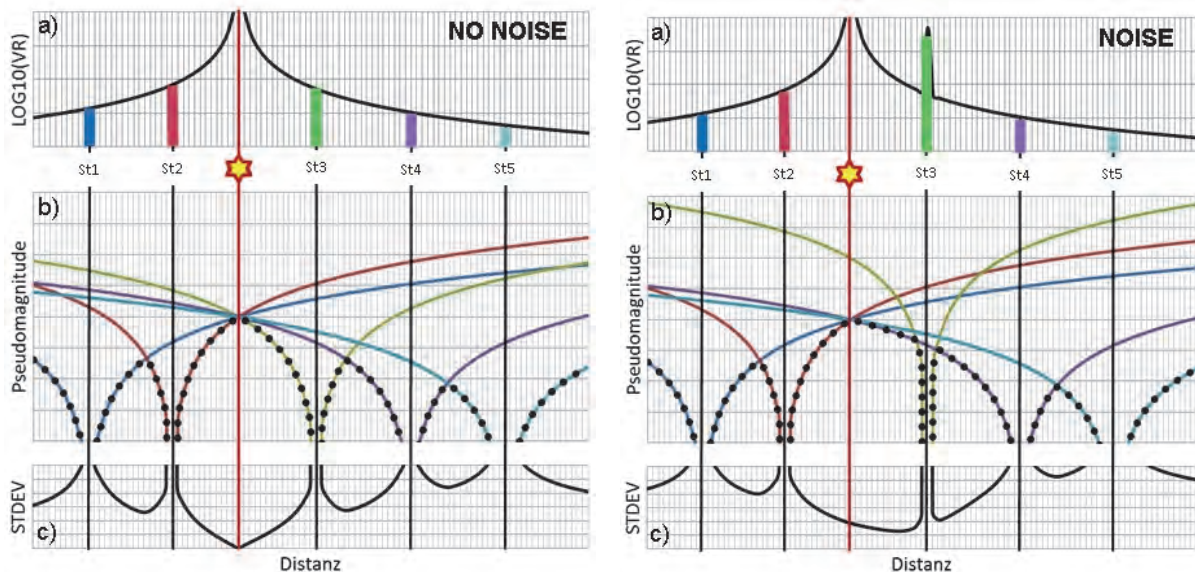


Abb. 1. Prinzip der robusten seismischen Detektion und Vergleich mit herkömmlicher Methode (KANAMORI 1993) für die Fälle „NO NOISE“ und „NOISE“, beschränkt auf einen 1D-Fall (Anordnung von Quelle und seismischen Stationen entlang eines geraden Profils; nähere Beschreibung siehe Text. a) Modellierung der resultierenden Schwinggeschwindigkeiten VR bei den Stationen St1 bis St5; b) Lösung des inversen Problems durch Erzeugung der den beobachteten VR zugeordneten Pseudomagnituden (farb-kodierte Kurven) und Definition des SourceProfile (SourceMap in 2D) durch Auswahl des Minimums (punktierte Teil der Pseudomagnituden); c) Standardabweichung der Pseudomagnituden.

3. Feldtest im Steinbruch Spitz

3.1 Messsystem

Die in Kapitel 2 beschriebene Methode der robusten Detektion und Lokalisierung verwendet auch die Signale von Stationen, die zwar weiter vom Quellgebiet entfernt sind, jedoch von lokalen Störgeräuschen nicht, oder weniger verfälscht sind. Es ergibt sich der scheinbar paradoxe Schluss, dass das Messsystem empfindlicher werden muss, um in seiner Gesamtheit unempfindlicher gegen Fehlwarnungen zu werden. Daher waren folgende Anforderungen an das seismische Messsystem zu stellen:

- Eigenrauschen, bzw. LSB (Least Significant Bit) des Messsystems deutlich unter der Signalstärke der natürlichen Bodenunruhe im Untersuchungsgebiet,
- Hochauflösende A/D Wandlung,
- Bandbreite des erfassten seismischen Signals mindestens 10 – 100 Hz,
- Kontinuierliche Aufzeichnung auf digitalem Datenträger, Abtastrate mindestens 250 Hz,
- Zeitsynchronisierung zwischen den einzelnen seismischen Stationen, bzw. absolute Zeit.

Um den örtlichen Bedingungen gerecht zu werden waren eine autonome Stromversorgung für mindestens 24 h Betrieb und eine unkomplizierte Montage und Demontage der Sensoren im Feld erforderlich. Am Department für Geodäsie und Geoinformation, TU Wien standen 7 seismische Datenerfassungssysteme zur Verfügung, die den genannten Anforderungen hervorragend entsprachen. Wie Abbildung 2 zeigt umfasst das Messsystem folgende Komponenten:

- Sensor: 3-Komponenten Geophon, 4,5 Hz, Dämpfungsfaktor 0.7, Empfindlichkeit 81 V/m/s
- Recorder: RefTek 130, 3- oder 6-Kanal Recorder; maximale Sample Rate 1000 Hz; Datenspeicherung auf flash-disk; Zeitsynchronisierung über GPS Signal; LSB bei „high gain“ 49 nanoV.
- Stromversorgung über 12 – 16 V Batterien.



Abb. 2. Seismisches Messsystem

3.2 Aufbau des Beobachtungsnetzes

Die Auswahl der seismischen Stationen erfolgte im Rahmen einer Vorbegehung am 26. Juni 2015. Hierbei wurde auf folgende Anforderungen der neuen Detektionsmethode Bedacht genommen:

- die konvexe Hülle des Messnetzes muss das mögliche Steinschlaggebiet umfassen;

- an allen Stationen muss GPS Signal empfangen werden;
- Ankopplung an festen Untergrund soll gegeben sein.

Um die Unterscheidbarkeit von Verkehrsgeräuschen zu prüfen, sollte das Messnetz auch in die Nähe der Straße ausgedehnt werden. Abbildung 3 zeigt die 7 ausgewählten und am 1. Oktober 2015 montierten seismischen Stationen. Abbildung 4 zeigt Fotos, die während der Auswahl der Stationen und der Montage der Messsysteme aufgenommen wurden.

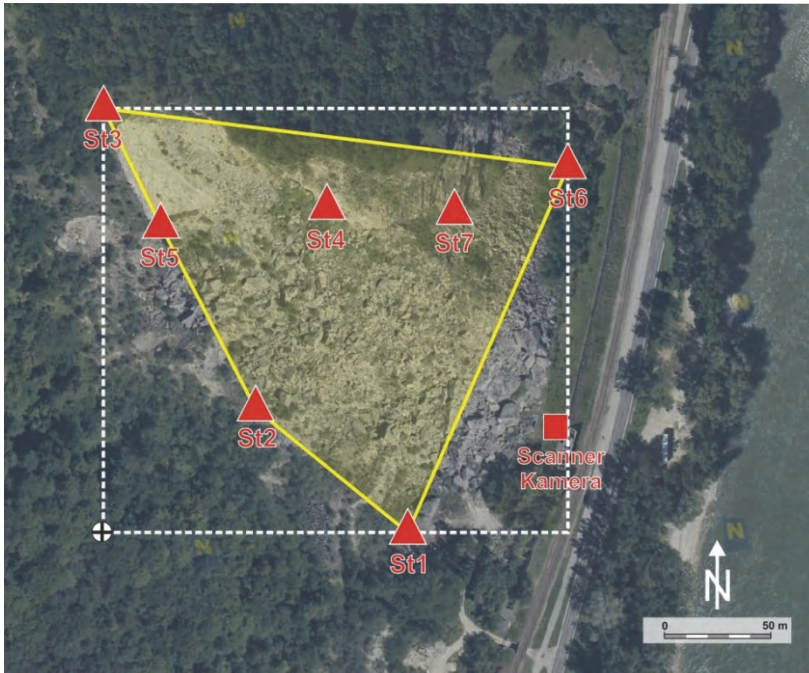


Abb.3. Lage der seismischen Stationen (rote Dreiecke) in einer Google-Map; die Position des Laserscanners und der Filmkamera sind durch ein rotes Rechteck markiert; ein weiß strichliertes Rechteck zeigt die Ausdehnung der Backprojection Matrizen; die konvexe Hülle, innerhalb der das vorgestellte Detektions- und Lokalisierungsverfahren angewendet werden kann, ist gelb ausgewiesen; der Höhenunterschied zwischen der tiefsten und höchsten Station (St1 und St3) beträgt 158 m.



Abb.4. Auswahl der seismischen Stationen 1, 2, 5 und 7; Geophon-Montage und horizontierbare Halterung des Geophons bei Station 4.

3.3 Auslösung der Steinschläge und seismische Daten

Verstärkung und Abtastrate der Recorder wurde auf „high gain“ und 500 Hz eingestellt. An den schwerer zugänglichen Stationen 3, 4, 5 und 7 wurden die Recorder am Abend des 1. Oktober eingeschaltet, die übrigen am Morgen des 2. Oktober 2015.

Die Steinschlagversuche begannen am 2. Oktober 2015, etwa 9h und endeten kurz nach 11h Ortszeit. Sie wurden von einem Trupp der Straßenmeisterei Spitz durchgeführt. Das Auslösegebiet war die Oberkante der Felswand oberhalb der Gleitfläche, knapp unterhalb der seismischen Station 3. Es wurden Blöcke mit bis zu 2 t zum Absturz gebracht (siehe Abbildung 5).



Der Durchführung des Feldversuches war durch schönes, ruhiges Herbstwetter an beiden Tagen begünstigt. Wie aus den Bildern in Abbildung 5 zu erkennen ist, konzentrierten sich die Aufschlagpunkte der Steinschläge auf die Gleitfläche im obersten Bereich des Steinbruches.

Abb. 5: Auslösung von Steinschlägen im obersten Steinbruchbereich (unterhalb von St3) durch den Trupp der örtlichen Straßenmeisterei.

Die Daten wurden in Stunden-Files abgespeichert. Für die weiteren Auswertungen und Analysen konzentrieren wir uns auf die Stunde 09:00 – 10:00 (7:00 -8:00 UTC). Abbildung 6 zeigt die Seismogramme und deren Spektrogramme für die Vertikalkomponenten aller Stationen. Die Stationen sind nach der Höhe sortiert, um die visuelle Zuordnung zur Geometrie des Steinbruchs und den seismischen Quellen (Felsstürze im oberen Bereich, Verkehrserschütterungen im unteren Bereich) zu erleichtern. Sowohl in den Seismogrammen als auch den Spektrogrammen sind die Signale einzelner Steinschläge zu erkennen. Die Bandbreite des seismischen Signals ist, je nach Entfernung von den Quellpunkten nach oben mit 120 – 180 Hz begrenzt.

4. Auswertung und Ergebnisse

4.1 Ermittlung der Backprojection Matrizen

Prinzipiell kann die Bestimmung der der Backprojection Matrizen unabhängig vom eigentlichen Monitoring von Steinschlägen, oder allgemein seismischen Ereignissen und vor der Phase der Detektion erfolgen. Im vorliegenden Fall war dies nicht möglich. Einige Signalabfolgen waren eindeutig als Steinschläge zu identifizieren. Diese sind in Abbildung 6 durch Rechtecke gekennzeichnet. Bei höherer zeitlicher Auflösung sind in diesen Signalen die einzelnen Aufschläge der Steine zu erkennen (Abb.7). Für die näherungsweise Lokalisierung der Aufschläge

(und somit der Quellpunkte) waren eine kontinuierliche Kameraaufnahme von dem in Abbildung 3 gezeigten Punkt aus sehr hilfreich.

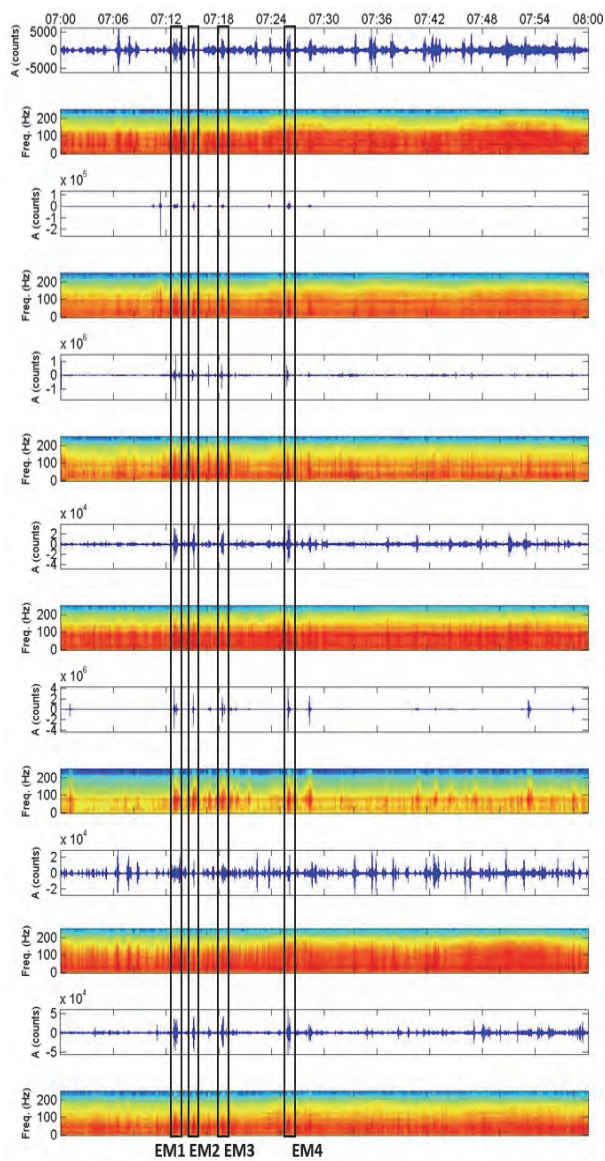


Abb.6. Seismogramme und Spektrogramme für die Zeit 2. Oktober 2015, 7:00 – 8:00 UTC für die Vertikal-komponenten aller Stationen. Die Reihenfolge der Stationen in der Abbildung von oben nach unten ist St3 (Höhe $Z = 420$ m), St5 ($Z = 311$ m), St4 ($Z = 280$ m), St2 ($Z = 295$ m), St7 ($Z = 283$ m), St1 ($Z = 262$ m) und St6 ($Z = 263$ m). Rechtecke markieren jene eindeutig als Steinschläge identifizierbaren Signale, die für die Ermittlung der Backprojection Matrizen herangezogen wurden.

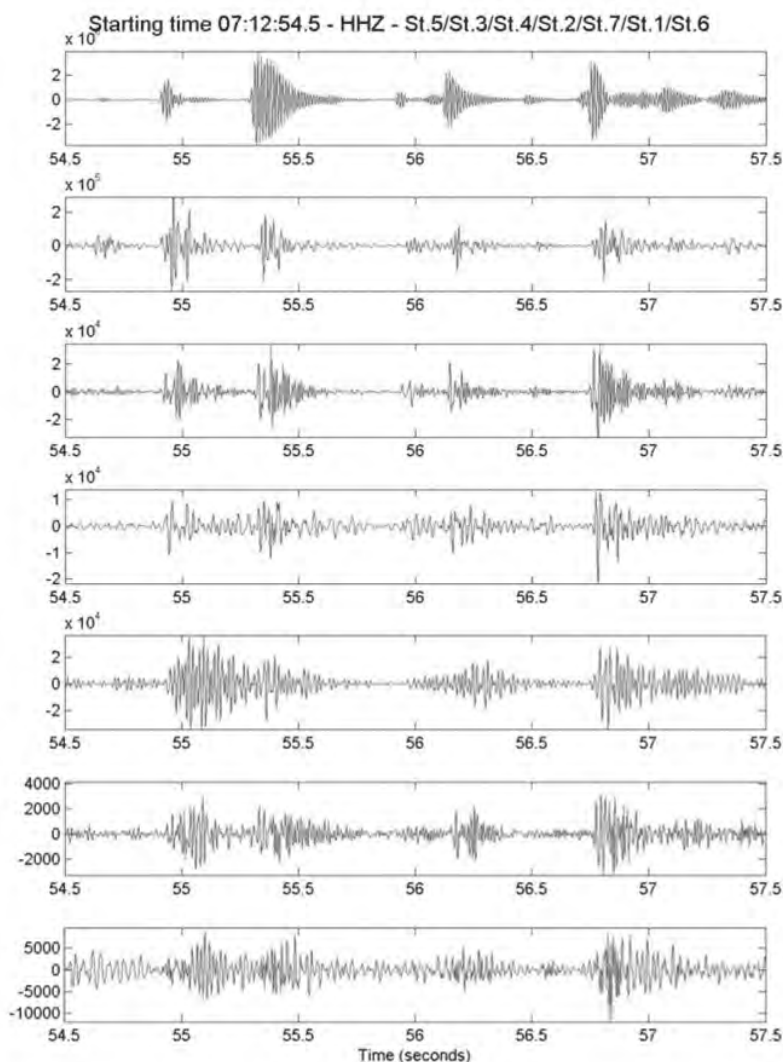


Abb.7. Zoom in seismische Daten eines einzelnen Steinschlages mit mehreren Aufschlägen. Die Daten entsprechen dem ersten, in Abbildung 6 mit einem Rechteck markierten Zeitintervall

Für insgesamt 15 einzelne Aufschläge (Quellpunkte S) von Steinschlägen wurden die Lagen der Quellpunkte ($long^S$, lat^S) und nach Gleichung 1 die resultierenden Schwinggeschwindigkeiten $VR^{R,S}$ an den 7 seismischen Stationen (R) ermittelt. Wir wählen für den Ausbreitungsterm folgende, die in der Seismologie häufig verwendete Form (z.B.: STEIN & WYSESSION, 2003):

$$FR(long^S, lat^S) = C^R \cdot \Delta(long^R, lat^R, long^S, lat^S)^n \quad (6)$$

C^R (bzw. $\log_{10}(C^R)$) entspricht einer Stationskorrektur, der zweite Faktor der Kompensation des Abfalls der Amplituden mit der Entfernung $\Delta(long^R, lat^R, long^S, lat^S)$ von der Quelle S zur seismischen Station R nach einem Potenzgesetz mit dem Exponenten $-n$. Gleichung 6 kann in Gleichung 3 eingesetzt werden und wie folgt geschrieben werden:

$$pseudoM^S - \log_{10}(C^R) - n \cdot \log_{10}(\Delta(long^R, lat^R, long^S, lat^S)) = \log_{10}(VR^{R,S}) \quad (7)$$

Den 15 unbekanntem Pseudomagnituden $pseudoM^S$ der einzelnen Steinschläge, den 7 unbekanntem Stationskorrekturen $\log_{10}(C^R)$ und dem unbekanntem Exponenten n stehen insgesamt $7 \times 15 = 105$ Beobachtungen von $VR^{R,S}$ entgegen. Die Auflösung dieses Gleichungssystems nach dem Prinzip der kleinsten Fehlerquadrate ergab $-8.37 \leq pseudoM^S \leq -7.55$, $-0.49 \leq \log_{10}(C^R) \leq 0.55$ und $n = 1.387$. Als Nebenbedingung wurde die Summe aller $\log_{10}(C^R)$ gleich Null gesetzt.

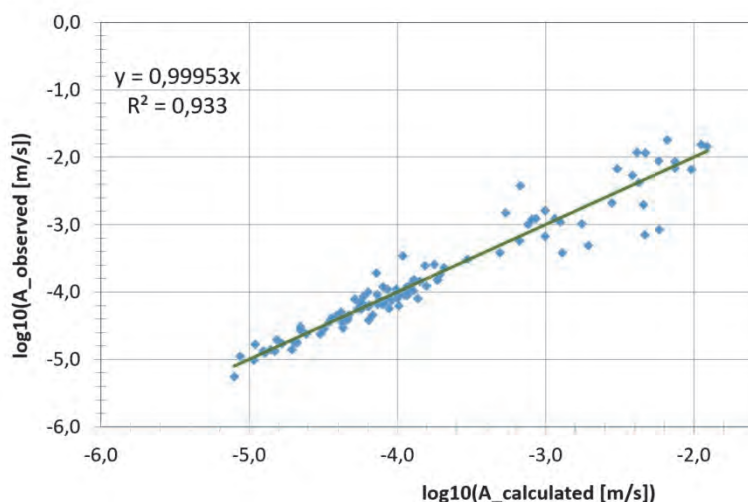


Abb. 8. Vergleich von berechneten mit beobachteten resultierenden Schwinggeschwindigkeiten.

Abbildung 8 zeigt die Gegenüberstellung der berechneten und beobachteten Amplituden. Es besteht ein klarer 1:1 Zusammenhang mit einer tolerierbaren Streuung. Mit den ermittelten Parametern $\log_{10}(C^R)$ und n wurden die Backprojection Matrizen für die Stationen St1 bis St7 an den jeweiligen Gitterpunkten ($\text{long}_i, \text{lat}_j$) berechnet (Gleichung 8).

$$\text{BPM}^R(\text{long}_i, \text{lat}_j) = \log_{10}(C^R) + n \cdot \log_{10}(\Delta(\text{long}^R, \text{lat}^R, \text{long}_i, \text{lat}_j)) \quad (8)$$

Hierbei wurde ein Gitter ($\text{long}_i, \text{lat}_j$) von 100 x 100 Punkten und einer Ausdehnung in 1845 m X-Richtung (Ost) und 2306 m in Y-Richtung (Nord) gewählt. Die Ausdehnung der Backprojection Matrizen ist in Abbildung 3 durch einen weißen Rahmen gekennzeichnet.

4.2 SourceMaps und Detektionsgrenzen

Aus den seismischen Daten 07:00 – 08:00 UTC wurden die maximalen resultierenden Schwinggeschwindigkeiten VR nach Gleichung (1) innerhalb von aufeinanderfolgenden Zeitfenstern von 10s Länge und einem Zeitschritt von 2.5s für jede Station berechnet. Abbildung 9 zeigt diese Daten links in logarithmischer, rechts in linearer Darstellung. Die allgemeine Bodenunruhe liegt im Bereich $10^{-5.5} \text{ m/s} < VR < 10^{-4.5} \text{ m/s}$, bzw. um $VR \sim 0.01 \text{ mm/s}$. Die stärksten, vermutlich von Steinschlägen verursachten resultierenden Schwinggeschwindigkeiten liegen im unteren Steinbruchbereich bei $VR \sim 0.1 \text{ mm/s}$. Im oberen Steinbruchbereich, nahe den Aufschlagstellen der Steinschläge überschreiten sie teilweise $VR = 10 \text{ mm/s}$.

Aus den vorliegenden, in insgesamt 1437 Zeitfenstern für 7 Stationen vorliegenden VR-Daten wurden die SourceMaps für alle Zeitschritte nach den Gleichungen (3), (4) und (5) berechnet. Weiter wurden die Pseudomagnituden nur innerhalb der Konvexen Hüllkurve des seismischen Netzwerkes ausgegeben. Das von der Konvexen Hüllkurve begrenzte Gebiet ist in Abbildung 3 ausgewiesen.

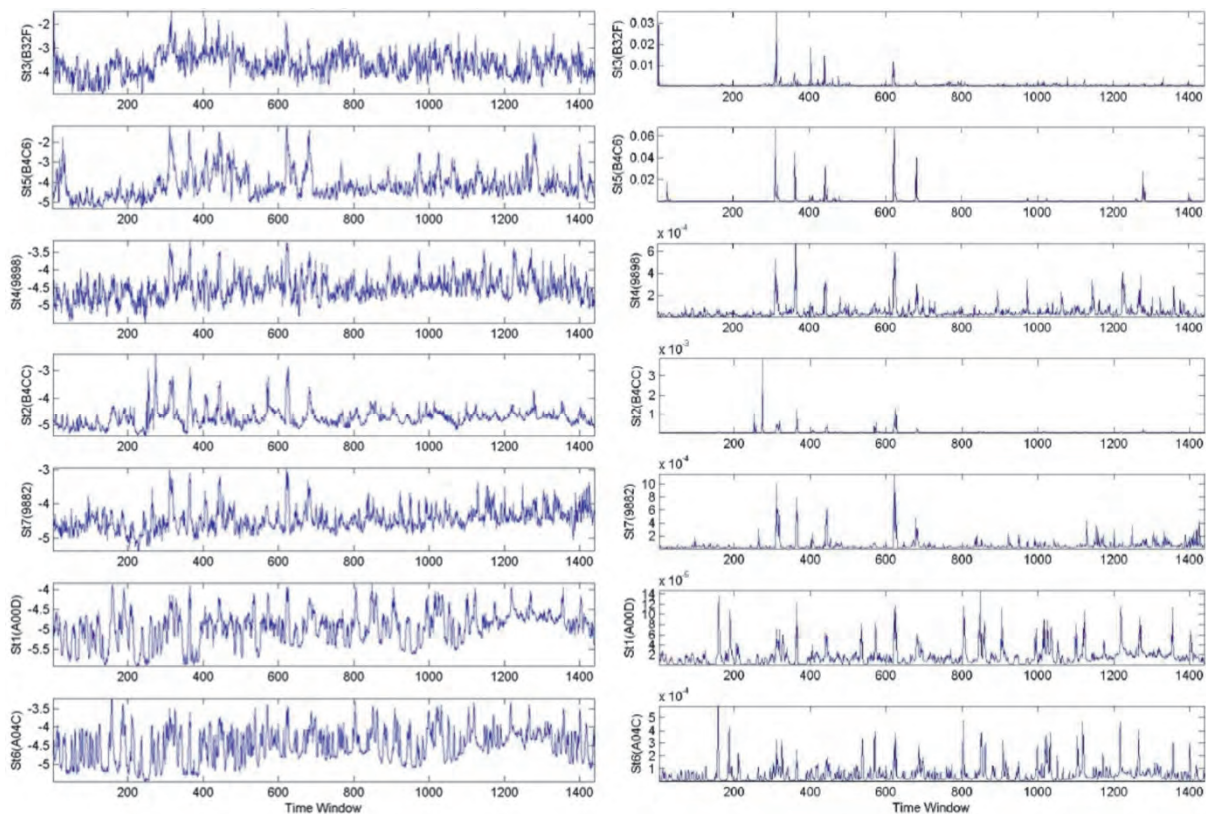


Abb.9. Maximale resultierende Schwinggeschwindigkeiten [m/s] innerhalb von aufeinanderfolgenden 10 s – Zeitfenstern, Zeitschritt 2.5 s; links in logarithmischer, rechts in linearer Darstellung.

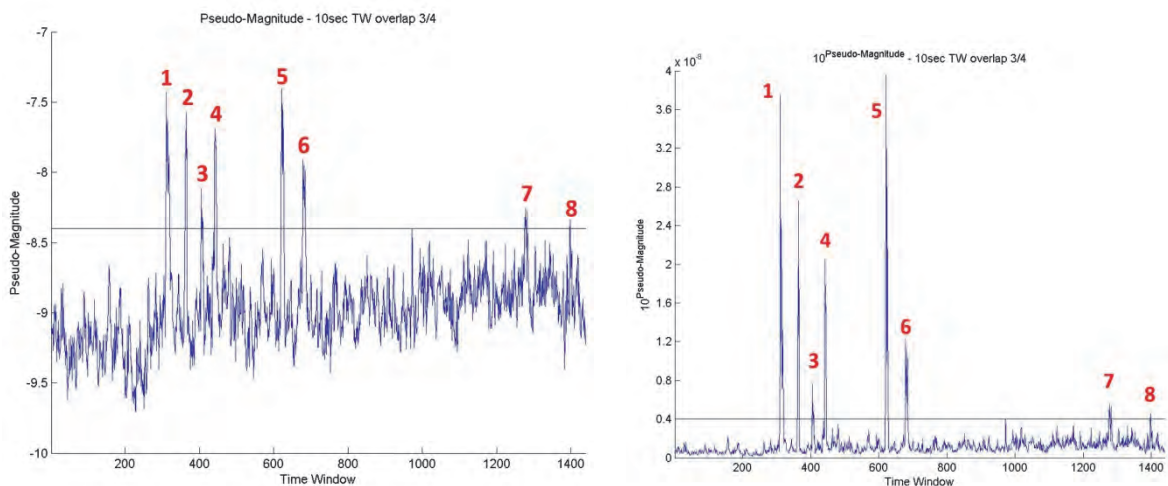


Abb.10. Maximale Pseudoamplituden, abgelesen aus den SourceMaps für alle Zeitfenster; die horizontale Linie entspricht einer Trigger-Schwelle von $\text{pseudoM} = -8.4$; links in logarithmischer Darstellung entsprechend der Definition der Pseudomagnitudo, rechts in linearer Darstellung.

Abbildung 10 zeigt die Maximalwerte der Sourcemaps in logarithmischer und linearer Darstellung. Insgesamt 8 Ausschläge liegen über einer (möglichen) Trigger-Schwelle von $\text{pseudoM} = -8.4$. Vier Ereignisse (1, 2, 4, 5) entsprechen den Daten, die in Kapitel 4.1 bereits zur Bestimmung des Entfernungsterms, bzw. die Berechnung der Bachprojection Matrizen herangezogen wurden. Zu diesen Ereignissen kamen noch 4 weitere (3, 6, 7, 8), mit geringeren Pseudomagnituden hinzu. Abbildung 11 zeigt die SourceMaps für die 8 Ereignisse. Alle SourceMaps zeigen ein sehr ähnliches Muster, mit einem Quellgebiet im Bereich der beobachteten und

durch die Kameraaufnahme bestätigten Aufschläge der größeren Steinschläge. Es kann mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit davon ausgegangen werden, dass die 8 Ereignisse künstlich ausgelösten Steinschlägen entsprechen. Es ist allerdings noch geplant, die Ereignisse 1 bis 8 durch Synchronisierung der Kameraaufnahmen mit den seismischen Daten eindeutig als Steinschläge zu verifizieren.

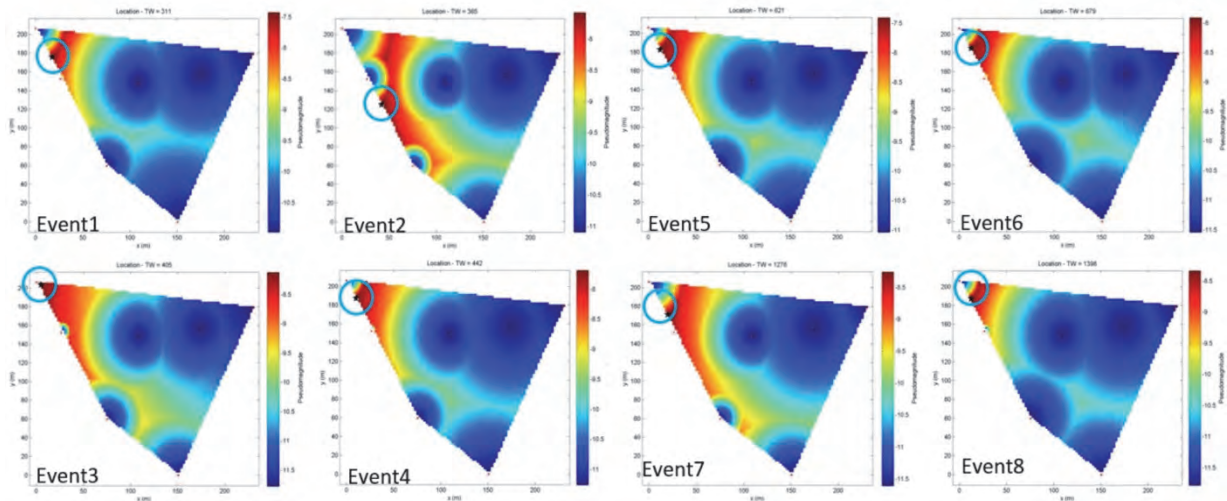


Abb. 11. SourceMaps für die 8, über der Trigger Schwelle liegenden seismischen Ereignisse; die Verteilungen der Pseudomagnituden möglicher seismischer Quellen sind durch einen Farb-Code visualisiert, die höchsten Pseudomagnituden (rot), bzw. deren Maxima (Kreise) markieren annähernd die Bereiche der Steinschläge.

4.3 Pseudomagnitudo und Steinschlaggröße

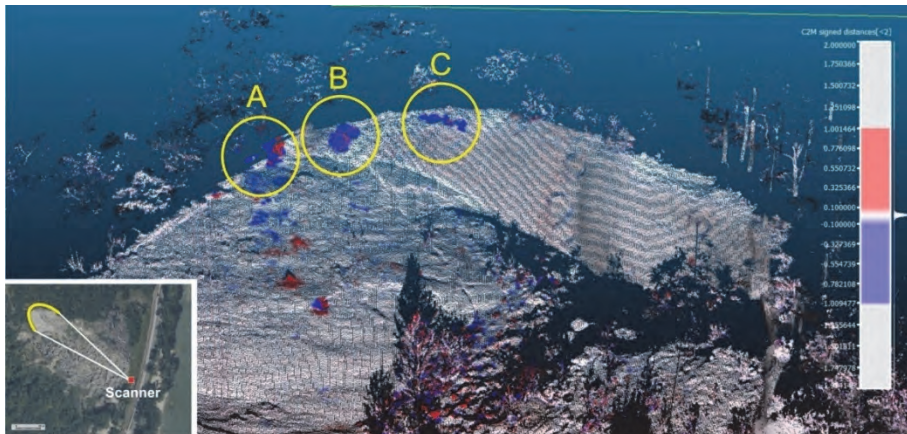


Abb. 12. Laserscan Differenzmessung zur Bestimmung des zum Absturz gebrachten Felsvolumens; das Insert zeigt die Lage des Laserscan – Ausschnittes; gelbe Umrandungen (A, B, C) zeigen die Ausbruchgebiete der Steinschläge.

Im Zeitraum von 9:00 – 10:00 wurden in den beiden Bereichen A und B nach den Ergebnissen der Lasermessung etwa 2.4 m³ oder 6.5 t Gestein (angenommene Dichte 2700 kg/m³) gelöst. Unter der plausiblen Annahme, dass das Gewicht der einzelnen Steinschläge der resultierenden Schwinggeschwindigkeit VR und damit 10⁶pseudoM proportional ist, ergeben sich mit Gleichung (9) die in Tabelle 1 angegebenen Massen. Die Konstante wurde so bestimmt, dass die Summe der errechneten Massen 6.5 t ergibt.

$$\text{Steinschlagmasse} = C \cdot 10^6 \text{pseudoM}; \quad C = 42 \cdot 10^6 \text{ [t]} \quad (9)$$

Event	pseudoM	Volumen [m ³]	Gewicht [t]
1	-7,4	0,6	1,7
2	-7,6	0,4	1,1
3	-8,1	0,1	0,3
4	-7,7	0,3	0,8
5	-7,4	0,6	1,7
6	-7,9	0,2	0,5
7	-8,3	0,1	0,2
8	-8,4	0,1	0,2
SUMME		2,4	6,5

Tab. 1. Detektierte künstliche Felsstürze und nach Gleichung (9) zugeordnete Volumina und Massen.

Die maximale Steinschlagmasse im Zeitintervall 9:00 – 10:00 betrug demnach 1.7 t. Dies entspricht etwa dem vor Ort eingeschätzten Wert. Ereignisse mit Felssturzmassen ≥ 0.2 t können sicher automatisch detektiert werden. Die, allerdings nicht in real-time mögliche Analyse der seismischen Daten durch einen Experten würde die Detektionsschwelle wesentlich senken.

5. Diskussion und Schlussfolgerungen

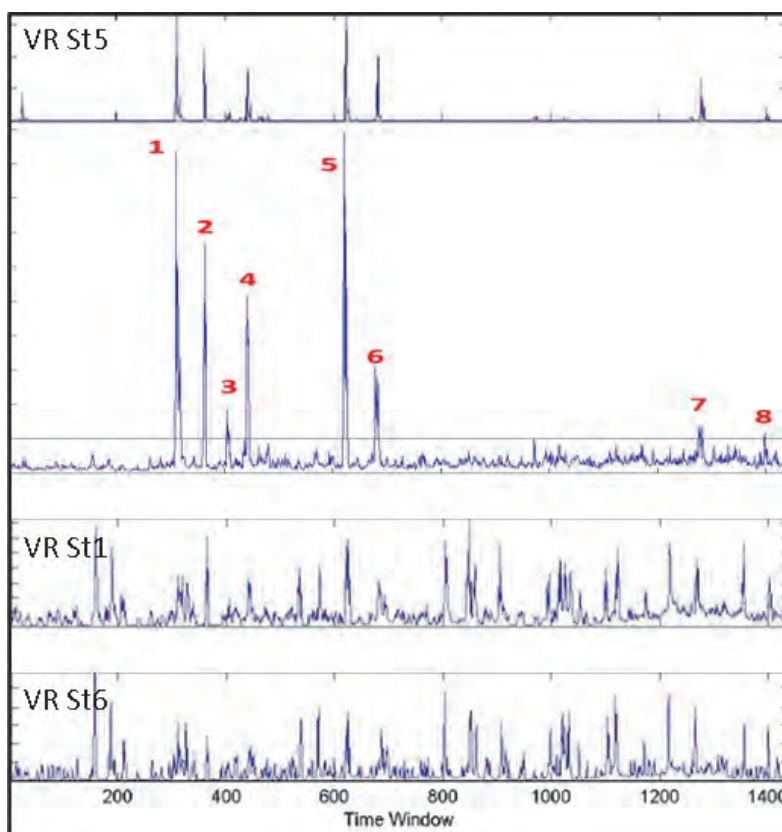


Abb.13. Vergleich der maximalen Pseudomagnituden der SourceMaps mit den resultierenden Schwinggeschwindigkeiten VR an den Stationen 5, 1 und 6.

Die vorgestellte Methode der seismischen Detektion von Steinschlägen stellt neben einer niederen Detektionsschwelle auch den Anspruch, robust gegen Fehlalarme zu sein. Dass dieses Ziel erreicht wurde, kann an Hand von Abbildung 13 demonstriert werden. In Abbildung 13 sind die maximalen Pseudomagnituden der SourceMaps (siehe Abb. 10) den resultierenden Schwinggeschwindigkeiten VR an den Stationen St5, St1 und St6 (siehe Abb. 9) in linearer Skala gegenübergestellt. Die resultierenden Schwinggeschwindigkeiten VR an der nahe den Aufschlagpunkten der Steinschläge gelegenen Station St5 zeigen klar die detektierten Steinschläge. Lediglich ein Signal zu Beginn der Zeitreihe hätte zu einem Fehlalarm führen können.

Die Stationen St1 und St6 liegen im untersten Bereich des Steinbruchs, nahe der Straße und enthalten eine Vielzahl einzelner seismischer Ereignisse. Die hohe Korrelation der VR - Zeitreihen beider Stationen legt nahe, dass es sich dabei um Störungen durch den Verkehr handelt. Die detektierten Steinschläge sind zwar erkennbar, jedoch nicht unterscheidbar von den Störungen. In den maximalen Pseudomagnituden der SourceMaps sind die Störgeräusche zumeist noch erkennbar, sie liegen jedoch deutlich unter der Trigger-Schwelle. Die erheblichen Störungen an den Stationen 1 und 6 hatten somit keinen negativen Einfluss auf die Detektion der Steinschläge.

Eine wesentliche Voraussetzung für die Wirksamkeit der vorgestellten Detektionsmethode ist jedoch die folgende: es muss sichergestellt werden, dass alle, in die Auswertung aufgenommenen Stationen tatsächlich Daten liefern, also nicht „tot“ sind. Derartige „Daten“ würden ansonsten immer das Minimum der Pseudomagnituden in Gleichung (5) darstellen, die SourceMaps vollkommen verfälschen und eine Detektion unmöglich machen.

Fehlalarme könnten möglicherweise auch durch Gewitter ausgelöst werden. Vermutlich am effektivsten könnte die zusätzliche Ausrüstung des seismischen Netzes mit einem Induktionssensor und einem Schallsensor Daten liefern, die Blitze und Donner in den seismischen Daten identifizieren, aus der Detektion ausschließen und dadurch Fehlalarme vermeiden. Ein weiteres Unterscheidungskriterium zwischen Steinschlägen und auf Blitz und Donner zurückzuführenden Signalen ist die Form der SourceMaps. Während bei Steinschlägen die Quellegebiete klar in den SourceMaps erkennbar sind, sollten Blitz, Donner, aber auch Erdbeben die Pseudomagnituden im gesamten Netzwerk anheben. 2D Korrelationen einer Muster-SourceMap für Steinschläge mit laufend ermittelten SourceMaps könnten diese Unterschiede quantifizieren.

6. Literatur

KANAMORI, H.: Locating earthquakes with amplitude: application to real-time seismology. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 83, No. 1, pp. 264-268 (1993).

PAPÍ ISABA, M. P.: Robust model to determine the epicenter of a seismic event by means of amplitude measurements. Diplomarbeit an der Technischen Universität, Wien, p.106. (2016).

PAPÍ ISABA, M. P., Brückl, E., Roncat, A. & Schweigl, J.: Seismic monitoring of rockfalls at Spitz quarry (NÖ, Austria). European Geosciences Union, General Assembly 2016, Geophysical Research Abstracts. Vol. 18, EGU 2016-9815, ISSN:1607-7962 (2016).

ROTH, M. & BLIKRA, L.H.: Seismic monitoring of the unstable rock slope at Åknes, Norway. Ber. Geol. B.-A., 82, pp. 67-68, ISSN:1017-8880 (2005).

STEIN, S. & WYSESSION, M.: An introduction to seismology, earthquakes, and Earth structure. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, p. 498 (2003).

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Berichte der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 2016

Band/Volume: [117](#)

Autor(en)/Author(s): Brückl Ewald, Papi Isaba Maria del Puy, Roncat Andreas, Bertagnoli Michael, Schweigl Joachim

Artikel/Article: [Seismische Detektion von Steinschlägen im Steinbruch Spitz 61-74](#)