

Entwicklung und Validierung eines neuen Verfahrens zur Kartierung seismisch aktiver Verwerfungen durch Kurzzeit-Kleinstbebenmessungen

Von der Fakultät für Bau- und Umweltingenieurwissenschaften
der Universität Stuttgart zur Erlangung der Würde eines
Doktor-Ingenieurs (Dr.-Ing.) genehmigte Abhandlung

Vorgelegt von
Martin Häge
aus Ulm

Hauptberichter: Prof. Dr. rer. nat. Manfred Joswig
Mitberichter: Prof. Dr. rer. nat. Erhard Wielandt
Mitberichter: Prof. Dr.-Ing. Christian Große

Tag der mündlichen Prüfung: 9. Dezember 2009

Institut für Geophysik der Universität Stuttgart
2009

Danksagung

Ganz herzlich bedanken möchte ich mich bei:

Prof. Manfred Joswig für die wissenschaftliche Betreuung meiner Arbeit und den Freiraum zum selbstständigen Arbeiten.

Prof. Christian Große und Prof. Erhard Wielandt für die Bereitschaft die vorliegende Arbeit zu begutachten.

Prof. Wolfgang Ehlers für die Übernahme des Vorsitzes bei der mündlichen Doktorprüfung.

Georg Auernhammer, Bernadette Heinze, Markus Schmieder und Marco Walter für die Unterstützung bei den Feldmessungen.

Den Mitarbeitern des Instituts für Geophysik für die gute Zusammenarbeit und eine angenehme Arbeitsatmosphäre.

Meinen Eltern für die Unterstützung während meines Studiums.

Kurzfassung

Erdbeben stellen neben Vulkanausbrüchen eine der bedeutendsten und zugleich zerstörerischsten Naturkatastrophen geologischen Ursprungs dar. Dabei sind die Erdbeben meist an Schwächezonen, sogenannten Verwerfungszonen gebunden. Die Kenntnis über den räumlichen Verlauf dieser Verwerfungszonen ist für die Erstellung von seismischen Gefährdungskarten sowie zum besseren Verständnis von seismotektonischen Prozessen von essentieller Bedeutung.

Heutzutage wird die auftretende Seismizität routinemäßig von Erdbebenobservatorien registriert. Jedoch ist aufgrund der Detektionsschwellen dieser Netzwerke von ca. $M_L > 2.0$ ein Beobachtungszeitraum von einigen Jahren bis Jahrhunderten notwendig, um eine Kartierung von Verwerfungszonen durchführen zu können.

Die Herausforderung und das Ziel der vorliegenden Arbeit waren, innerhalb einer wenigen Tage dauernden Messkampagne so viele Kleinstbeben ($M_L < 0.0$) zu detektieren und zu lokalisieren, um daraus Aussagen über die lokale Seismizität und den Verlauf von Verwerfungszonen ableiten zu können. Dies ist jedoch nur dann möglich, wenn zum einen Kleinstbeben überhaupt existieren und zum anderen eine entsprechend hohe Detektions- und Messempfindlichkeit erreicht wird.

Hierfür wurde ein neues Verfahren für Kampagnenplanung und für die Bestimmung des räumlichen Verlaufs einer Verwerfungszone durch eine realitätsnahe Lokalisierung entwickelt und mittels exemplarischen Feldmessungen validiert. Es nutzt die Methode des *Nanoseismic Monitorings*, welche ursprünglich für Zwecke der internationalen Rüstungskontrolle zur Unterstützung der *On-Site-Inspections* der *Preparatory Commission for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization* mit Sitz in Wien entwickelt wurde. Das Ziel dabei ist die Detektion und Lokalisierung von Nachbeben potentieller unterirdischer Kernexplosionen bis zu der politisch vorgegebenen Vollständigkeitsschwelle von $M_L = -2.0$. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde die Methode erstmals bezüglich der Registrierung natürlicher Seismizität mit dem Ziel der Kartierung von seismisch aktiven Verwerfungen eingesetzt.

Die Lokalisierung von Großbeben ist im Allgemeinen unproblematisch, da diese ein hohes Signal-Störverhältnis für eine genaue Phaseneinsatzzeitbestimmung aufweisen sowie von einer großen Anzahl von Stationen registriert werden. Die Herausforderung für die vorliegende Arbeit lag in der Auswertung und der genauen Lokalisierung von Kleinstbeben mit einem Signal-Störverhältnis von nahezu 0 dB. Aus diesem Grund war es notwendig, die in dieser Arbeit gewonnenen Ergebnisse mithilfe von Referenzdaten zu verifizieren. Ferner war zu untersuchen, ob Kleinstbeben an groß angelegte Verwerfungszonen gebunden sind oder z. B. auf Sekundäreffekte wie Setzungserscheinungen

zurückzuführen sind. Deshalb war die Einbindung der gemessenen Seismizität in das jeweilige seismotektonische Regime von großer Bedeutung.

Um diesen Fragestellungen nach zu gehen, wurden in unterschiedlichen geologisch-seismotektonischen Gebieten Messkampagnen durchgeführt. In der vorliegenden Arbeit werden folgende Feldmessungen ausführlich beschrieben:

- zwei mikroseismische Untersuchungen in der Nähe von Bullas und Coy in Südost-Spanien
- Registrierung von Nachbeben des Waldkirchbebens vom 05.12.2004
- Überwachung induzierter Seismizität in Basel (*Deep Heat Mining*-Projekt)
- Mikroseismische Untersuchung der Hintergrundseismizität bei Nový Kostel (Tschechische Republik)

Für die Datenerfassung wurden bis zu drei Kleinarrays, jeweils bestehend aus vier Seismometern, eingesetzt. Die Vorteile der Benutzung von Kleinarrays sind, im Vergleich zu permanenten oder auch anderen temporären Netzwerken, der geringe logistische Messaufwand, die Portabilität, die Flexibilität und der schnelle Aufbau. Dadurch ließen sich Feldmessungen in abgelegenen Gebieten mit geringer Bodenunruhe durchführen.

Um eine Aussage über die räumliche Orientierung der registrierten Erdbeben treffen zu können, wurde ein neues, auf die Ähnlichkeit von Wellenformen basierendes, Verfahren entwickelt. Dies ermöglichte die Bestimmung von einzelnen Clustern. Die Individuen dieser Cluster wurden dann relativ lokalisiert, um die Lokalisierungsgenauigkeit zu erhöhen. Eine Analyse der Magnituden-Häufigkeitsbeziehung zwischen den registrierten Mikrobeben und den lokalen Katalogdaten zeigt bei linearer Näherung eine gute Übereinstimmung in der Anzahl von Ereignissen. Die dabei erreichte Detektionsschwelle liegt, wie den Ergebnissen der Messkampagne im Vogtland bei Nový Kostel zu entnehmen ist, ca. 1 Magnitude unterhalb der des permanenten lokalen Netzwerkes.

Abstract

Earthquakes are, beside volcanic eruptions, one of the most important and at the same time most devastating natural disasters of geological origin. Earthquakes are mostly linked with zones of weaknesses, so-called fault zones. It is of essential importance to have knowledge about the spatial orientation of these fault zones to create seismic hazard maps and for a better understanding of seismotectonic processes.

Nowadays, seismicity is recorded routinely by earthquake observatories. However, due to the detection thresholds of these networks of about $M_L > 2.0$, an observation period of several years to centuries is necessary to carry out a mapping of fault zones.

The challenge and the aim of the present thesis were to detect and locate as many microearthquakes ($M_L < 0.0$) within a measurement campaign lasting a few days to make a statement about the local seismicity and the course of fault zones. However, this is only possible if on the one hand microearthquakes generally exist and on the other hand if a high detection and measurement sensitivity is reached.

For this purpose a new procedure for planning the campaigns and for the determination of the spatial orientation of a fault zone through a realistic location was developed and validated with exemplary field measurements. It uses the method of *Nanoseismic Monitoring*, which was originally developed for the purpose of international arms control to support the On-Site-Inspections of the Preparatory Commission for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization which is based in Vienna. The aim is the detection and location of aftershocks of potential underground nuclear explosions to the politically predetermined detection threshold of $M_L = -2.0$. Within the scope of the present study, the method was applied for the first time to record natural seismicity with the aim of mapping seismically active faults.

The location of large earthquakes is generally unproblematic, as they have a high signal-to-noise ratio for an accurate determination of phase onsets and are recorded by a large number of stations. The challenge of the present thesis was the analysis and the exact location of microearthquakes with a signal-to-noise ratio of almost 0 dB. Therefore it was necessary to verify the results of this study with reference data. Furthermore, it had to be investigated whether microearthquakes are linked to major fault zones or if they are caused for instance by secondary effects like subsidence phenomena. Hence the integration of the recorded seismicity in the particular seismotectonic setting was of great importance.

To address these questions, several field campaigns were carried out in different geological-seismotectonic regions. In this study the following measurement campaigns are described in detail:

- two microseismic studies in the vicinity of Bullas and Coy in southeast Spain
- aftershock study of the 05/12/2004 Waldkirch earthquake
- monitoring induced seismicity in Basel (Deep Heat Mining project)
- microseismic survey of the background seismicity near Nový Kostel (Czech Republic)

Data acquisition was performed using up to three small arrays, each consisting of four seismometers. The advantages of using small arrays compared to stationary or other temporarily installed networks are the low logistical measuring expenditure, portability, flexibility and fast assembly setup. These characteristics allowed field campaigns in remote areas, with low background noise levels.

A new analysis, based on waveform similarities, was developed to draw a conclusion about the spatial orientation of the recorded events. This enabled the identification of individual clusters. Single events within these clusters were then located relatively to increase the location accuracy. An analysis of the frequency-magnitude relation between recorded microseismicity and local catalog data shows good consistency in the amount of events when using linear approximation. The achieved detection threshold is about 1 magnitude below the stationary local network as shown with the results of the measurement campaign in the Vogtland near Nový Kostel.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	13
Tabellenverzeichnis	14
Abkürzungsverzeichnis	15
1 Einleitung	19
1.1 Motivation.....	19
1.2 Aufgabenstellung und Zielsetzung	20
1.3 Gliederung der Arbeit	22
2 <i>Nanoseismic Monitoring</i> und dessen Anwendung auf die Kartierung seismisch aktiver Verwerfungen	25
2.1 Die Methode <i>Nanoseismic Monitoring</i>	25
2.2 Abgrenzung zu anderen Monitoringverfahren.....	27
3 Lokalisierung von Erdbeben und ihre Fehlergrenzen	31
3.1 Lokalisierung einzelner Erdbeben	32
3.1.1 Inversionsmethode	32
3.1.2 Absolutlokalisierung mit der Software <i>HypoLine</i>	38
3.2 Lokalisierung von Erdbebenclustern	45
3.2.1 Clusteranalyse	47
3.2.1.1 Korrelationsmethoden	47
3.2.1.2 Vergleich der Korrelationsmethoden	49
3.2.1.3 Darstellung von Ähnlichkeiten.....	50
3.2.1.4 Arbeitsablauf	53
3.2.2 Relativlokalisierungsmethoden	55
3.2.2.1 <i>Master event</i>	55

3.2.2.2 <i>Double difference</i>	56
3.2.2.3 Relativlokalisierung mit der Software <i>HypoLine</i>	59
3.3 Inversionsmethode bei schlechter azimutaler Stationsüberdeckung	61
3.3.1 Beispiel anhand der <i>Hayward</i> -Verwerfung	62
3.3.2 Methoden <i>LSQR</i> und <i>SVD</i>	66
4 Erdbebenstatistik für die Untersuchung seismischer Katalogdaten	69
4.1 Magnituden-Häufigkeitsbeziehung.....	69
4.2 Vollständigkeitsmagnitude und <i>b</i> -Wert	70
4.3 Konstanz des <i>b</i> -Wertes	72
4.4 Kriterien bei der Untersuchung von Katalogdaten	73
5 Fallbeispiele.....	75
5.1 Mikroseismische Machbarkeitsstudie in der Nähe von Bullas und Coy in Südost-Spanien	79
5.2 Zeitliche und räumliche Ähnlichkeitsuntersuchungen von Nachbeben des Waldkirchbebens vom 05.12.2004	81
5.3 Kartierung der mikroseismischen Aktivität entlang der <i>Crevillente</i> - Verwerfungszone und der angrenzenden Epizentralregion des <i>La Paca</i> - Erdbebens vom 29.01.2005 nahe Coy (Südost-Spanien)	83
5.4 Mikroseismische Überwachung induzierter Seismizität während der Stimulationsphase des <i>Deep Heat Mining</i> -Projektes bei Basel zur Verifizierung der Lokalisierungsgenauigkeit von Kleinarrays	85
5.5 Mikroseismische Untersuchung der Hintergrundseismizität verbunden mit der Kartierung einer seismisch aktiven Verwerfungszone im Schwarmbebengebiet Vogtland/NW-Böhmen (Tschechische Republik)	87
6 Zusammenfassung und Ausblick	91
7 Literaturverzeichnis	95

Anhang

- A1:** Häge, M. & M. Joswig (2009), Microseismic feasibility study: detection of small magnitude events ($M_L < 0.0$) for mapping active faults in the Betic Cordillera (Spain), *Ann. Geophys.*, 52(2), 117-126.
- A2:** Häge, M. & M. Joswig (2009), Spatiotemporal distribution of aftershocks of the 2004 December 5 $M_L = 5.4$ Waldkirch (Germany) earthquake, *Geophys. J. Int.*, 178, 1523-1532.
- A3:** Häge, M. & M. Joswig (2009), Mapping local microseismicity using short-term tripartite small array installations - Case study: Coy region (SE Spain), *Tectonophys.*, 471, 225-231.
- A4:** Das Deep-Heat-Mining Projekt in Basel
(Projektbericht)
- A5:** Häge, M. & M. Joswig (2008), Microseismic study using small arrays in the swarm area of Nový Kostel: increased detectability during an inter-swarm period, *Studia geoph. et geod.*, 52(4), 651-659.
- A6:** Häge, M. & M. Joswig (2009), Spatiotemporal characterisation of interswarm period seismicity in the focal area of Nový Kostel (West Bohemia/Vogtland) by a short-term microseismic study, *Geophys. J. Int.*, 179, 1071-1079.

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2.1: Equipment eines Kleinarrays	26
Abbildung 3.1: Screenshot von HypoLine im Modus der Arrayortung.....	42
Abbildung 3.2: Screenshot von HypoLine im Modus der Netzwerkortung.	44
Abbildung 3.3: Korrelationsmatrix berechnet mit dem Kohärenzspektrum (oberes Dreieck) und der Kreuzkorrelation (unteres Dreieck).....	49
Abbildung 3.4: Zeitlich sortierte Korrelationsmatrix in a) mit den dazugehörigen Kreuzkorrelationskoeffizienten in b).....	51
Abbildung 3.5: a) Dendrogramm, b) nach Dendrogramm sortierte Korrelationsmatrix.....	52
Abbildung 3.6: Abhängigkeit des Kreuzkorrelationskoeffizienten von der Magnitude.....	54
Abbildung 3.7: Flussdiagramm der einzelnen Berechnungsschritte.....	55
Abbildung 3.8: Prinzip der Absolutlokalisierung in a) und der Relativlokalisierung in b).	60
Abbildung 3.9: Relokalisierung mit 94 Stationen.....	63
Abbildung 3.10: Relokalisierung mit sieben Stationen.....	64
Abbildung 3.11: Relokalisierung mit zehn Stationen.	65
Abbildung 3.12: Vergleich der Lokalisierungsergebnisse mittels SVD und LSQR bei variierender azimuthaler Stationsüberdeckung.....	68
Abbildung 5.1: Geografische Lage der Messkampagnen.	75
Abbildung 5.2: Median der spektralen Leistungsdichte für verschiedene Messorte im Vergleich zum NLNM.	77
Abbildung 5.3: Beispiele unterschiedlicher Seismogramm- und Sonogrammformen (Vertikalkomponente).	78

Abbildung 5.4: Magnituden-Häufigkeitskurve für verschiedene Kataloge mit kumulativer Darstellung in schwarz und normaler Verteilung in grau.	80
Abbildung 5.5: Ergebnisse dieser Studie in a) im Vergleich zu den Ergebnissen des permanenten und temporären Netzwerkes in b) (verändert nach BENN (2006)).	82
Abbildung 5.6: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes.	84
Abbildung 5.7: Vergleich der Ergebnisse der Absolutlokalisierung in a) und der Relativlokalisierung in b).	86
Abbildung 5.8: Relativlokalisierung (vergrößerter Ausschnitt) deutet, im Gegensatz zur Absolutlokalisierung, eine Streichrichtung in nordwest-südöstlicher Richtung an.	89

Tabellenverzeichnis

Tabelle 2.1: Eigenschaften von mikroseismischen Netzwerken, Nanoseismic Monitoring und Passive Seismic Emission Tomography (verändert nach JOSWIG (2008)).	27
--	----

Abkürzungsverzeichnis

A	Korrelationsmatrix
a	Seismizitätsrate
α	Rückazimut
b	b-Wert, tektonischer Parameter
β	Eigenwert
C_k	Kreuzkorrelation
C_{xx}	Leistungsspektrum
C_{xy}	Kreuzspektrum
Coh	Kohärenzspektrum
\vec{c}	Dislokationsvektor
$d(q,p)$	minimale Distanz zwischen den Clustern q und p
dr_i^{kl}	double difference bezogen auf Ereignisse k und l an Station i
ΔM	Magnitudenintervall
$\Delta \vec{m}$	Korrekturvektor
Δt_{ij}	Laufzeitdifferenz zwischen Station i und j
δ	Zeitdifferenz zweier Phaseneinsatzzeiten an einer Station
E	quadratischer Gesamtfehler des korrigierten Modells
e_1	L_1 -Norm
e_2	L_2 -Norm
F	Operator
Φ_m^2	Varianz-Kovarianzmatrix
φ^2	Varianz
G	Matrix
G^{-1}	Inverse der Matrix G
G^T	Transponierte der Matrix G
H	Anzahl der Hyperbeln
$\vec{\eta}$	Eigenvektor
θ	Dämpfungsfaktor
I	Einheitsmatrix
Λ	Matrix mit den Eigenwerten von G
λ	Wellenlänge
M_C	Vollständigkeitsmagnitude
M_i	einzelne Magnitudenwerte
M_{JMA}	Japan Meteorological Agency Magnitude

M_L	Lokalmagnitude
M_{mean}	Mittelwertmagnitude
M_{min}	kleinste vollständig erfasste Magnitude
M_W	Momentmagnitude
\vec{m}	Modellvektor
\vec{m}_0	geschätzter Startmodellvektor
N	Anzahl der Erdbeben
n	Anzahl der Beobachtungen
r_i	Residuum an i-ter Station
r_c	Rektilinearitätswert
$S(f)$	Fouriertransformierte von $s(t)$
$S(f)^*$	komplex Konjugierte von $S(f)$
s	seismische Station
$s(t)$	diskrete Zeitreihe
σ	Standardabweichung
T	Herdzeit eines Erdbebens
T_R	Anzahl der Tripelpunkte
$t, t^{(\text{beo})}$	beobachtete Ersteinsatzzeit
$t^{(\text{ber})}$	berechnete Ersteinsatzzeit
t_p	Einsatzzeit der P-Phase
t_s	Einsatzzeit der S-Phase
U	Matrix mit den Eigenvektoren von G
V	Matrix mit den Eigenvektoren von G^T
v	Ausbreitungsgeschwindigkeit in einem homogenen Medium
v_a	Scheingeschwindigkeit
v_p	Ausbreitungsgeschwindigkeit der P-Phase
v_s	Ausbreitungsgeschwindigkeit der S-Phase
W	Wichtungsmatrix
w	Anzahl der Ersteinsatzzeiten
x	geografische Länge eines Erdbebens
x_i	geografische Länge einer i-ten Station
y	geografische Breite eines Erdbebens
y_i	geografische Breite einer i-ten Station
z	Herdtiefe eines Erdbebens
z_i	Meter über Normalhöhennull einer i-ten Station
Ψ_k	Kreuzkorrelationskoeffizient
$\psi(f)$	Phasenspektrum

BFO	Black Forest Observatory
CFZ	Crevillente-Verwerfungszone
CTBTO	Preparatory Commission for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization
EMR	Entire Magnitude Range
GPS	Global Positioning System
InSAR	Interferometric Synthetic Aperture Radar
IMS	International Monitoring System
ISC	International Seismological Center
LED	Landeserdbebendienst in Freiburg
LSQR	Verfahren der konjugierten Gradienten
LTA	Long Term Average
MLF	Mariánské-Lázně-Verwerfungszone
NEIC	National Earthquake Information Center
NLNM	New Low Noise Model
OSI	On-Site-Inspection
PPZ	Počatky-Plesná-Verwerfungszone
PSET	Passive Seismic Emission Tomography
RMS	Root Mean Square
SED	Schweizerischer Erdbebendienst
SNS	Seismic Navigating System
STA	Short Term Average
SVD	Singulärwertzerlegung
UTC	Coordinated Universal Time
WEBNET	West Bohemian Seismological Network

1 Einleitung

1.1 Motivation

Die Lithosphäre steht aufgrund der Dynamik der Erde fortwährend unter Spannung. Die Spannung wird dabei so lange aufgebaut, bis bei einer bestimmten Deformationsrate die Bruchfestigkeit des Gesteins erreicht ist. Bei der Überschreitung dieser Bruch- bzw. Scherfestigkeit erfolgt ein abrupter Spannungsabbau, der sich in einem Erdbeben äußert („*elastic rebound theory*“ REID (1910)).

Seit mittlerweile über 100 Jahren werden Erdbebenwellen registriert, um mithilfe der gemessenen Laufzeiten und Wellenformen Informationen über den Erdbebenherd und -ort sowie über die Struktur und den Aufbau der Erde ableiten zu können. Die auftretende Seismizität ist dabei häufig an diskrete Verwerfungsflächen gebunden. Ein Ziel seismologischer Untersuchungen ist es, die räumliche Orientierung dieser Verwerfungsflächen zu erfassen. Die Kenntnis über den genauen Verlauf von tektonischen Verwerfungen gewinnt nicht nur angesichts zunehmender Bevölkerungsdichte bezüglich notwendiger seismischer Risikoabschätzungen zusehends an Bedeutung, sondern ist auch für das Verständnis von geologisch/tektonisch ablaufenden Prozessen bedeutend. Neben der Seismologie können oberflächennahe geologische und/oder hydrologische Kartierungen sowie Luftbildinterpretationen wichtige Zusatzinformationen über den Verlauf einer Verwerfung liefern. Des Weiteren wird versucht, mittels *Global Positioning System*- (GPS) und *Interferometric Synthetic Aperture Radar*- (InSAR) Messungen Rückschlüsse von einer beobachteten Deformation auf lokale Spannungsverhältnisse und auf aktive Verwerfungen zu ziehen (z. B. SHAN & YE 1998, GE et al. 2000). Im Vergleich zu der vorliegenden Arbeit setzen diese Techniken jedoch Langzeitbeobachtungen voraus.

Um seismologisch eine Verwerfungsfläche räumlich erfassen zu können, gibt es prinzipiell zwei Möglichkeiten. Zum einen kann dies mit einem bestehenden Stationsnetz durch die Registrierung zahlreicher Erdbeben bewerkstelligt werden, was jedoch eine hohe Seismizitätsrate oder einen langen Beobachtungszeitraum voraussetzt. Dies ist allerdings in den wenigsten Gebieten der Erde gegeben. Zum anderen können durch die zusätzliche Installation von Seismometern die Detektionsempfindlichkeit sowie die Lokalisierungsgenauigkeit erhöht werden, was aber sehr kosten- und zeitintensiv ist. Die Herausforderung liegt darin, die Kartierung einer seismisch aktiven Verwerfung mit möglichst geringem finanziellem und arbeitstechnischem Aufwand innerhalb kürzester

Zeit durchzuführen. Dies stellt die Ausgangslage und Motivation der vorliegenden Arbeit dar.

1.2 Aufgabenstellung und Zielsetzung

Die Häufigkeit von Erdbeben im Verhältnis zur Magnitude wird empirisch durch das Gutenberg-Richter-Gesetz beschrieben, welches besagt, dass sich pro Abnahme einer Magnitudeneinheit die Anzahl der Erdbeben ungefähr um den Faktor 10 erhöht. Folglich ist bei hinreichender Mess- und Detektionsempfindlichkeit eine hohe Seismizitätsrate innerhalb eines kurzen Zeitraums zu erwarten. Unklar ist jedoch, ob und in welcher Anzahl Erdbeben mit geringer Magnitude entlang einer Verwerfungsfläche generiert werden. Nur wenige Studien (z. B. ABERCROMBIE 1995, VON SEGGERN et al. 2003, RUIZ et al. 2006) beschäftigten sich mit der Detektion von Kleinstbeben ($M_L < 0.0$) und der Validität des Gutenberg-Richter-Gesetzes zu kleinen Magnituden hin. Die meisten Forscher untersuchten dabei Nachbeben oder verwendeten Bohrlochseismometer für die Detektion. Obgleich BUTLER (2003) vorschlägt, Erdbeben mit $M_L < 0.0$ als Nanoerdbeben zu bezeichnen, werden in dieser Arbeit die am häufigsten verwendeten Bezeichnungen Mikrobeben und Kleinstbeben benutzt.

Die Zielsetzung dieser Arbeit besteht in der Erforschung, inwieweit es möglich ist, Mikroseismizität innerhalb einer wenigen Tage dauernden Messkampagne mit an der Oberfläche installierten Seismometern zu detektieren und zu orten, um daraus eine Aussage über den Verlauf einer aktiven Verwerfung treffen zu können. Dabei ist zu beachten, dass aufgrund der möglicherweise fehlenden Korrelation von kurzzeitiger zu langzeitiger seismischer Aktivität einer Verwerfung keine Auskunft über ihr Gefährdungspotenzial gemacht werden kann (BRUNE & ALLEN 1967).

Eine Herausforderung ist die Zuordnung der Kleinstbeben zu tektonischen Verwerfungen. Es ist unklar, ob diese direkt an groß angelegte Hauptverwerfungszonen oder nur an Zweigstörungen gebunden sind. Eine andere Möglichkeit ist, dass diese Beben sekundär induzierte Phänomene, wie z. B. Setzungserscheinungen, darstellen. Deshalb spielt bei der Kartierung einer Verwerfungszone die Lokalisierungsgenauigkeit eine entscheidende Rolle. Im Gegensatz zu der Methode der Absolutlokalisierung, bei der jedes Ereignis individuell lokalisiert wird, kann mittels Relativlokalisierung eine vielfach höhere räumliche Auflösung erreicht werden (SHEARER 1999). Bei diesem Verfahren werden Laufzeitdifferenzen zweier oder mehrerer Ereignisse relativ zueinander betrachtet.

Ferner stellt sich bei der Detektion von Erdbeben unterhalb der Detektionsschwelle lokaler Netzwerke die Frage, wie sich die Anzahl der Kleinstbeben zu den langjährigen Beobachtungen seismischer Netzwerke verhält bzw. ob es möglich ist, anhand von vorhandenen seismischen Katalogdaten eine Abschätzung über die Anzahl der Mikrobeben mit $M_L < 0.0$ machen zu können. Eine weitere Schwierigkeit bei der Detektion von Erdbeben unterhalb der Detektionsschwelle lokaler Netzwerke ist, dass für diese keine Referenzinformationen zur Ergebnisverifikation vorhanden sind.

Um diese offenen Fragen zu untersuchen und zu klären, sollen Verfahren entwickelt sowie bestehende Methoden auf ihre Anwendbarkeit hin getestet werden. Für die dafür notwendigen Feldmessungen soll die Methode des *Nanoseismic Monitorings* (JOSWIG 2008) erstmals auf die Fragestellung der Registrierbarkeit natürlicher Seismizität mit dem Ziel der Kartierung von aktiven Verwerfungen in verschiedenen geologisch-seismotektonischen Gebieten eingesetzt werden. *Nanoseismic Monitoring* hat sich bereits bei der Charakterisierung von Dolinen am Toten Meer (WUST-BLOCH & JOSWIG 2006) sowie bei der Detektion und Lokalisierung von Bruchprozessen, generiert durch die Bewegung eines aus glazialen Sedimenten aufgebauten Kriechhanges (WALTER & JOSWIG 2008), bewährt.

Die Methode des *Nanoseismic Monitorings* umfasst sowohl die Datenaufnahme als auch die Datenauswertung mit der dafür optimierten Software *HypoLine* (JOSWIG 2008), womit sich Ereignisse bis an das Signal-Störverhältnis von 0 dB detektieren und lokalisieren lassen. Die Interpretation von registrierten Signalen und die darauf basierende Ereignisdetektion werden von Sonogrammen (JOSWIG 1990, 1995) unterstützt. Die Datenaufnahme erfolgt mittels eines oder mehreren Kleinarrays, welche sich besonders für die Richtungsbestimmung des einfallenden Signals (RICHTER 1958) eignen. Kleinarrays wurden bereits in zahlreichen Studien erfolgreich eingesetzt (KVAERNA & RINGDAL 1992, LIN & LANGSTON 2006, PIRLI et al. 2007). Bei einer maximalen Apertur von 200 m liegt der Vorteil eines Kleinarrays in der Portabilität und der flexiblen Handhabung im Aufbau. Dadurch lassen sich Messkampagnen selbst im unwegsamen Gelände problemlos durchführen und Messorte mit geringer Bodenunruhe aufsuchen. Der Nachteil jedoch ist die einseitige Stationsüberdeckung aufgrund der meist großen Entfernung zur seismischen Quelle im Vergleich zum Durchmesser des Kleinarrays. Diese Tatsache und das trotz kleiner Hypozentralentfernung häufig geringe Signal-Störverhältnis mit fragwürdigen Einsatzzeiten haben zur Folge, dass sich herkömmliche Inversionsverfahren zur Lokalisierung von Ereignissen nicht eignen.

1.3 Gliederung der Arbeit

Ein integraler Bestandteil der vorliegenden Arbeit stellt die Beschreibung, Durchführung sowie die Interpretation der Messergebnisse dar, welche im zweiten Teil der Arbeit erläutert werden. Der erste Teil beschreibt die für die Auswertung der erhobenen Messdaten relevanten Methoden.

In *Kapitel 2* wird die Methode *Nanoseismic Monitoring* bezogen auf die Anwendung der Kartierung von seismisch aktiven Verwerfungen vorgestellt. Ebenso wird eine Abgrenzung dieser Methode zu anderen Monitoringverfahren vorgenommen.

Entscheidend für eine realitätsnahe Kartierung von aktiven Verwerfungen ist die Lokalisierungsgenauigkeit der registrierten Erdbeben. Die Methoden hierfür werden in *Kapitel 3* ausführlich beschrieben, wobei insbesondere auf die prinzipielle Vorgehensweise der Lokalisierung näher eingegangen wird, da sich die in dieser Arbeit verwendete Lokalisierungsmethode grundsätzlich von den routinemäßig verwendeten Verfahren unterscheidet (*Kapitel 3.1*). Um die meist diffuse Epizentrumsverteilung nach einer Absolutlokalisierung höher aufgelöst darzustellen, werden Ereignisgruppen betrachtet und Relativlokalisierungstechniken angewendet. Diese nutzen relative Laufzeitdifferenzen zweier Erdbebensignale aus und umgehen somit das Problem eines meist nur ungenügend bekannten Geschwindigkeitsmodells. Für die Bestimmung der Laufzeitdifferenzen werden Korrelationstechniken verwendet, aus denen auch Aussagen über die Ähnlichkeit von Wellenformen zueinander gemacht werden können (*Kapitel 3.2*). Ein Problem bei der Lokalisierung mit Kleinarrays ist die schlechte azimutale Stationsüberdeckung. Es ist bekannt, dass dadurch bei der standardmäßig eingesetzten Lokalisierungsmethode, Linearisierung des Lösungsproblems mit anschließender iterativer Näherung, numerische Instabilitäten auftreten. Dies wird anhand eines Beispieldatensatzes grafisch verdeutlicht (*Kapitel 3.3*).

Kapitel 4 beinhaltet die Grundzüge der Erdbebenstatistik für die Untersuchung seismischer Katalogdaten. Da eine detaillierte Beschreibung dieses Gebietes den Rahmen der vorliegenden Arbeit sprengen würde, werden insbesondere die Werkzeuge und Untersuchungsmethoden, welche für die Auswertung der durchgeführten Messkampagnen angewendet wurden, erläutert.

Kapitel 5 stellt die Anwendung der in *Kapitel 2, 3* und *4* beschriebenen Verfahren und Methoden auf Daten eigens durchgeführter Messkampagnen dar. Erhoben wurden die Daten in verschiedenen geologisch-seismotektonischen Regimes. Die Ergebnisse der Feldexperimente liegen als eigenständige Manuskripte vor.

2 Nanoseismic Monitoring und dessen Anwendung auf die Kartierung seismisch aktiver Verwerfungen

2.1 Die Methode *Nanoseismic Monitoring*

Nanoseismic Monitoring bezeichnet einen neuen Ansatz zum passiven seismischen Monitoring verbunden mit der Datenanalyse mit einer dafür optimierten Auswertungssoftware. Die Datenaufnahme erfolgt mit einem oder mehreren Kleinarrays. Ein Kleinarray besteht aus einem 3-Komponenten-Seismometer und drei 1-Komponenten-Seismometern. Die 1-Komponenten-Seismometer werden in einem Winkel von ca. 120° zueinander in einer Entfernung von maximal 100 m zu dem zentralen 3-Komponenten-Seismometer entfernt installiert. In den in dieser Arbeit vorgestellten Messkampagnen wurden Seismometer mit einer Eigenfrequenz von 1 Hz sowie als *data logger* die M24 (6-Kanal 24-bit Digitizer, 40 GB Festplatte, Stromversorgung 9 – 16 V Gleichstrom) der Firma Lennartz electronic GmbH verwendet. *Nanoseismic Monitoring* wurde ursprünglich für die geplante *On-Site-Inspection (OSI)* (ZUCCA et al. 1995) der *Preparatory Commission for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization (CTBTO)* mit Sitz in Wien entwickelt und wird im Rahmen dieser seit mehreren Jahren erfolgreich eingesetzt und getestet. Bei einer *OSI* ist es das Ziel, in einem Gebiet von 1000 km^2 Nachbeben bis zu der Magnitude $M_L = -2.0$ zu lokalisieren und dann mithilfe zusätzlicher Verfahren zu untersuchen, ob es sich um Nachbeben einer Nuklearexplosion handelt. Die Entscheidung für den Einsatz von Kleinarrays bei einer *OSI* ist das Ergebnis zahlreicher Vergleichsmessungen mit Einzelstationen. Um ein Ereignis der Magnitude $M_L = -2.0$ in einem Gebiet der Größe 1000 km^2 zu detektieren, sind mehr als 400 Einzelstationen oder ca. 35 Kleinarrays notwendig (LABÁK et al. 2005). Aufgrund der limitierten Anzahl von zur Verfügung stehenden Inspektoren bei einer *OSI* sowie der Notwendigkeit einer schnellstmöglichen Installation der Seismometer ist die Überwachung der Seismizität nur mit Einzelstationen nicht durchführbar. Da hierbei die Kleinarrays zu dem Quellort einer potenziellen nuklearen Explosion führen sollen, wird ein Kleinarray auch als *Seismic Navigating System (SNS)* bezeichnet.

Dieser Sachverhalt verdeutlicht bereits die hohe Detektionsempfindlichkeit, welche mit Kleinarrays erreicht werden kann. Dies ist für die erfolgreiche Realisierung der Aufgabenstellung der vorliegenden Arbeit notwendig, um innerhalb eines kurzen Messzeitraumes Mikrobeben zu erfassen.

Die Registrierung von Kleinstbeben ist jedoch nur dann möglich, wenn eine geringe Bodenunruhe vorliegt. Um den bestmöglichen Messort zu finden, wird vor dem endgültigen Aufbau eines Kleinarrays mit einem temporär installierten Seismometer die lokale Bodenunruhe ermittelt. Dadurch kann innerhalb weniger Minuten entschieden werden, ob der vorliegende Messort geeignet ist, oder ob ein anderer Standort aufgesucht werden muss. Um die erhöhten Reverberationen in Sedimentschichten zu vermeiden, werden nach Möglichkeit Standorte mit geringer Sedimentbedeckung, im besten Fall anstehendes Gestein, für die Installation der Seismometer bevorzugt. Für den Aufbau eines Kleinarrays werden etwa 30 Minuten benötigt. Durch die Portabilität, Flexibilität sowie Mobilität des Systems lässt sich das Equipment eines Kleinarrays, bestehend aus einem *data logger*, *break-out box*, drei Kabeltrommeln, einer Vermessungseinheit sowie vier Seismometer problemlos von zwei Personen transportieren (siehe Abbildung 2.1). Dadurch sind Feldeinsätze im unwegsamen Gelände möglich. Zudem ist für den Einsatz des Messsystems keine Infrastruktur, wie Schutzhütte oder Stromversorgung, notwendig. Dies erlaubt einen Stationsaufbau in unmittelbarer Nähe zur Quellregion, was wiederum eine Erhöhung der Detektionsempfindlichkeit zur Folge hat.

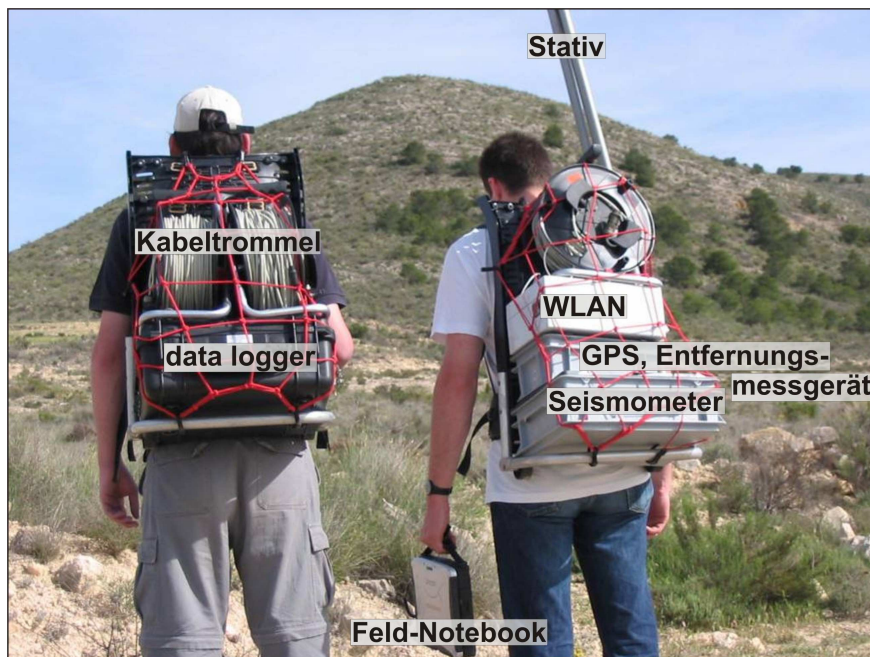


Abbildung 2.1: Equipment eines Kleinarrays (zusätzlich und nicht im Bild: eine Autobatterie).

2.2 Abgrenzung zu anderen Monitoringverfahren

Dieses Kapitel beschreibt die Eigenschaften der Methode *Nanoseismic Monitoring* (JOSWIG 2008). Um diese zu verdeutlichen, werden zum Vergleich zwei andere Monitoringverfahren, mikroseismische Netzwerke (LEE & STEWART 1981) und *Passive Seismic Emission Tomography (PSET)* (DUNCAN 2005, KUGAENKO et al. 2005), herangezogen. Tabelle 2.1 stellt verschiedene Parameter dieser Monitoringverfahren gegenüber.

Tabelle 2.1: Eigenschaften von mikroseismischen Netzwerken, Nanoseismic Monitoring und Passive Seismic Emission Tomography (verändert nach JOSWIG (2008)).

	Mikroseismisches Netzwerk	Nanoseismic Monitoring	Passive Seismic Emission Tomography
Art der Installation	permanentes Netzwerk	temporäres Array/Netzwerk	temporäres Array
Größe des Gebietes	10000 km ²	100 km ²	1-30 km ²
Vollständigkeitsmagnitude	$M_L = 1.0$	$M_L = -1.0$	$-1.0 \leq M_L \leq -3.0$
Anzahl Stationen	~30 x 3c-Einzelstationen	3 Kleinarrays (SNS)	40-100 x 3c- Einzelstationen
Detektion eines Signals	STA/LTA & Koinzidenzwahl	Sonogramme & Mustererkennung	(kontinuierlich)
Forensische Untersuchung der Bodenunruhe	optional	erforderlich	-
Signal-Störverhältnis	> +15 dB (5:1)	> 0 dB (1:1)	> -15 dB (1:5)
Identifizierung von Phaseneinsatzzeiten	deutlich	fragwürdig	nicht erkennbar
Lösungsweg	pick all => batch-Modus	pick => live update	automatischer Stack
Validierung/Verbesserung der Lösung	erneute Lokalisierung notwendig	Veränderung eines Parameters (z. B. Phaseneinsatzzeit) jederzeit möglich	(nicht anwendbar)
Lösungsparameter	Hypozentrum, Herzzeit, M_L , \underline{M}	Hypozentrum, Herzzeit, M_L	statistische Information über die räumliche Energieverteilung
Relativlokalisierung	möglich	möglich	(nicht anwendbar)
Identifizierung des Einflusses einzelner Parameter auf Gesamtlösung	indirekt mithilfe von Residuen	sofort ersichtlich (jackknifing)	(nicht anwendbar)

Klassische mikroseismische Netzwerke werden eingesetzt, um lokale seismotektonische Untersuchungen durchzuführen. Dabei dient ein Stationsnetz aus Einzelstationen zur Ereignisdetektion und -auswertung. Mikroseismische Netzwerke ermöglichen eine umfassende Analyse von Erdbeben, welche sowohl die Lokalisierung der Ereignisse, als auch quellbezogene Informationen beinhaltet. Die Lokalisierung erfolgt hierbei meist mit Standard-Inversionsverfahren (siehe Kapitel 3.1.1). Ein Nachteil dieser Netzwerke ist jedoch, dass einzelne Phasen für die Detektion und Auswertung eindeutige Einsatzzeiten aufweisen müssen. Signale nahe der Bodenunruhe können nicht ausgewertet werden.

Im Gegensatz zu den mikroseismischen Netzwerken steht die Methode der *PSET*. Hierbei werden keine einzelnen Ereignisse betrachtet, sondern statistische Informationen über die räumlich abgestrahlte seismische Energie in einem bestimmten Gebiet ermittelt. Dazu werden für jedes Voxel eines definierten Gitters unterhalb des Arrays die Laufzeit einer seismischen Welle zu sowie der resultierende Zeitversatz an den einzelnen Stationen berechnet. Dabei ist eine Kenntnis über das Geschwindigkeitsmodell notwendig. Die zeitkorrigierten Seismogrammspuren des Arrays werden gestapelt und die Energie berechnet. Für jedes Voxel lässt sich somit die abgestrahlte seismische Energie für einen bestimmten Zeitraum ermitteln und grafisch darstellen. Kartiert werden dabei Gebiete mit erhöhtem seismischem Rauschen, verursacht durch eine erhöhte Konzentration von Brüchen. Die Anzahl der Brüche innerhalb des Beobachtungszeitraumes bleibt dabei unbekannt. Es ist zu beachten, dass mit diesem Verfahren auch nichtseismische Rauschquellen detektiert werden. Die *PSET* eignet sich infolge des Stapelungsprozesses, je nach verwendeter Anzahl von Arrayspuren, für die Detektion von sehr schwachen Signalen unterhalb der Bodenunruhe. Vorzugsweise wird dieses Verfahren für die Überwachung von Hydrothermalfeldern und von *Hydrofrac*-Experimenten eingesetzt. Der Nachteil dieser Methode ist die relativ hohe Anzahl benötigter Stationen sowie der Verlust von einzelereignisbezogenen Informationen.

Nanoseismic Monitoring stellt ein Kompromiss dieser beiden Monitoringverfahren dar. Die im Vergleich zu mikroseismischen Netzwerken hohe Detektionsempfindlichkeit wird durch den Einsatz von Kleinarrays erreicht. Dadurch lassen sich Ereignisse bis an ein Signal-Störverhältnis von nahezu 0 dB detektieren, wobei immer noch einzelne Ereignisse detektiert und ausgewertet werden. Mehrere Kleinarrays zusammen bilden ein Netzwerk, wodurch die Lokalisierungsgenauigkeit erhöht wird. Die Ereignisdetektion wird manuell durchgeführt und von Sonogrammen (JOSWIG 1990, 1995) unterstützt, kann aber auch mittels automatischer Mustererkennung erfolgen. Die Auswertung der Ereignisse geschieht mithilfe der Software *HypoLine* (JOSWIG 2008) (siehe Kapitel 3.1.2 und 3.2.2.3) die es erlaubt, interaktiv Parameter zu ändern und dabei stets die Kontrolle über die Auswirkungen dieser Parameter auf die Gesamtlösung zu behalten. Dies ist notwendig, da bei sehr schwachen Signalen keine eindeutigen Phaseneinsatzzeiten vorliegen. Bis auf quellbezogene Informationen können so sämtliche Lösungsparameter bestimmt werden. Ein wichtiger Aspekt bei der Detektion und Lokalisierung von Kleinstbeben mit geringem Signal-Störverhältnis ist die forensische Untersuchung (THIRLAWAY 1973, DOUGLAS 2007) der registrierten Daten. Bei solch hoher Detektionsempfindlichkeit gibt es zahlreiche Störsignale, sowohl anthropogener als auch natürlicher Herkunft, welche teils schwer von Nutzsignalen zu unterscheiden sind. Hierfür sind die Untersuchung des Frequenzgehaltes der Signale,

der Sonogrammform sowie die Bestimmung der Scheingeschwindigkeit äußerst hilfreich.

3 Lokalisierung von Erdbeben und ihre Fehlergrenzen

Die Lokalisierung von Erdbeben ist eine der ältesten Herausforderungen in der Seismologie. Bereits im Jahr 132 n. Chr. wurde das erste Seismometer namens *Houfeng Didong Yi* von einem chinesischen Wissenschaftler entwickelt (NEEDHAM 1986). Es war zwar keineswegs mit den heutigen vergleichbar, jedoch soll es seinen Erfinder in die Lage versetzt haben, die ungefähre Richtung eines Epizentrums anzugeben. Im Laufe der Zeit hat sich mit der Einführung von Zeitzeichen (SCHICK & WIELANDT 1994), der verbesserten Aufnahmecharakteristik von Seismometern, durch eine erhöhte Stationsdichte sowie durch weiterentwickelte Algorithmen und leistungsfähigere Computer die Lokalisierungsgenauigkeit stark erhöht. Dennoch sind die Angaben der Hypozentren in den veröffentlichten Katalogen seismischer Netzwerke mit einer relativ hohen Lokalisierungsungenauigkeit behaftet. Zum Beispiel untersuchten BONDÁR et al. (2004) die Lokalisierungsgenauigkeit von seismischen Netzwerken und berechneten anhand verschiedener Parameter, wie z. B. der azimuthalen Stationsüberdeckung und der Stationsgeometrie, eine laterale Lokalisierungsgenauigkeit von 5 km innerhalb lokaler ($0^\circ - 2.5^\circ$) Netzwerke, 20 km innerhalb nah-regionaler ($2.5^\circ - 10^\circ$) Netzwerke und 25 km für regionale ($2.5^\circ - 20^\circ$) und teleseismische ($28^\circ - 91^\circ$) Netzwerke. SWEENEY (1996) bestimmte die Lokalisierungsgenauigkeit der Erdbebenkataloge des *International Seismological Center (ISC)* und des *National Earthquake Information Center (NEIC)* anhand von Referenzlokalisierungen, welche aus Nachbarbebenuntersuchungen bestimmt wurden. Es zeigte sich, dass die Lokalisierungsgenauigkeit stark von der Anzahl der verwendeten Stationen und der Lage des Ereignisses innerhalb des Netzwerkes abhängig ist. Sowohl *ISC* als auch *NEIC* weisen eine Lokalisierungsungenauigkeit von ca. 15 km auf.

Wie anhand dieser Beispiele deutlich wird, liegt die Lokalisierungsgenauigkeit seismischer Kataloge im km-Bereich, wobei zu beachten ist, dass diese stark von der jeweiligen Stationsdichte abhängig ist. Die Lokalisierung von Erdbeben ist deshalb ein stets aktuelles Forschungsgebiet. Die Genauigkeit der Lokalisierung hängt unter anderem von mehreren Faktoren ab:

- Stationsgeometrie
- Anzahl der Stationen / Stationsdichte
- Anzahl und Genauigkeit der zur Verfügung stehenden Phaseneinsatzzeiten
- Signal-Störverhältnis
- Komplexität und Kenntnis des Geschwindigkeitsmodells
- Entfernung Quelle - Empfänger

- Verwendete Lokalisierungsmethode
- Abstrakte bei der Datenaufzeichnung

Die am häufigsten verwendete Methode für die Lokalisierung einzelner Erdbeben ist die Absolutlokalisierung. Ein Nachteil der Absolutlokalisierung ist, dass jedes Erdbeben als ein individuelles Ereignis betrachtet und lokalisiert wird. Dabei fließt in jede Lokalisierung der Fehler eines meist nur ungenügend bekannten Geschwindigkeitsmodells mit ein. Um diesen Fehler zu minimieren, werden Ereignisgruppen betrachtet und die einzelnen Ereignisse relativ zueinander lokalisiert, um eine erhöhte Lokalisierungsgenauigkeit zu erreichen. Da sich die in dieser Arbeit verwendeten Lokalisierungsmethoden, sowohl für die Absolut- als auch Relativlokalisierung, grundsätzlich von den routinemäßig verwendeten Verfahren unterscheiden, wird im Folgenden auf beide Techniken näher eingegangen.

3.1 Lokalisierung einzelner Erdbeben

3.1.1 Inversionsmethode

Bei der Absolutlokalisierung wird jedes Erdbeben einzeln lokalisiert, unabhängig der räumlichen Lage zu anderen Erdbeben, d. h. es werden keine Informationen benachbarter Ereignisse berücksichtigt. Mittels seismischer Netzwerke, Arrays oder Einzelstationen werden die Ankunftszeiten verschiedener Phasen bestimmt und damit die Hypozentrumsparameter berechnet. Die zu ermittelnde Hypozentrumsparameter sind: geografische Länge, geografische Breite, Tiefe und Herdzeit (x, y, z, T) . Zur Vereinfachung wird der Erdbebenherd als eine Punktquelle betrachtet, wodurch der Nukleationspunkt von Bruchflächen lokalisiert wird. Mathematisch handelt es sich hierbei um ein Inversionsproblem. Im Folgenden sollen die Grundzüge der iterativen Lokalisierung, die auf GEIGER (1910) zurückzuführen sind, beschrieben werden. Die vier Herdparameter definieren den Modellvektor \bar{m} (SHEARER 1999):

$$\bar{m} = (x, y, z, T). \quad (3.1)$$

Mit diesem Modellvektor \bar{m} ist es mit einem bekannten Geschwindigkeitsmodell möglich, zu einer beliebigen i -ten Station (x_i, y_i, z_i) die Laufzeit $t_i^{(ber)}$ mittels Operator F zu berechnen:

$$t_i^{ber} = F_i(\bar{m}). \quad (3.2)$$

Da die Koordinaten des wahren Hypozentrums unbekannt sind, die Bestimmung der Einsatzzeiten mit einer gewissen Ungenauigkeit behaftet ist und das Geschwindigkeitsmodell meist nur ungenügend bekannt ist, wird die beobachtete Laufzeit $t_i^{(beo)}$ stets von $t_i^{(ber)}$ abweichen. Das Ziel ist die Minimierung der Residuen r_i :

$$r_i = t_i^{beo} - t_i^{ber} = t_i^{beo} - F_i(\bar{m}). \quad (3.3)$$

Dabei ist zu beachten, dass F eine nichtlineare Funktion der Modellparameter ist (bis auf die Herdzeit T). Dies wird mit folgender Gleichung zur Berechnung der Laufzeit in einem homogenen dreidimensionalen Halbraum mit einer bekannten Ausbreitungsgeschwindigkeit v deutlich:

$$t_i^{ber} = T + \frac{\sqrt{(x_i - x)^2 + (y_i - y)^2 + (z_i - z)^2}}{v}. \quad (3.4)$$

Somit können keine Standardverfahren zur Lösung linearer Systeme verwendet werden. Eine sehr einfache Methode zur Minimierung des Residuums ist das Gittersuchverfahren (HAVSKOV et al. 2002, SCARFI et al. 2003). Da bei diesem Verfahren der Raum diskretisiert und alle Möglichkeiten des Modellvektors berechnet werden, wird eine hohe Rechenkapazität benötigt. Der Vorteil dieser Methode ist, dass die später diskutierte Linearisierung (und somit die Berechnung der partiellen Ableitungen) wegfällt. Bei dem Verfahren gilt es, die minimale Summe e_2 der quadrierten Residuen r_i von n Beobachtungen zu finden:

$$e_2 = \sum_{i=1}^n (r_i)^2. \quad (3.5)$$

Der in seismischen Katalogen vielfach angegebene *RMS*-Wert (*Root Mean Square*) für den mittleren numerischen Fehler der Lokalisierung ist definiert als:

$$RMS = \sqrt{\frac{e_2}{n}}. \quad (3.6)$$

Dieser Wert stellt in erster Linie ein Maß für die Anpassung der Modellparameter dar und gibt nicht zwangsläufig die Genauigkeit der Lokalisierung wieder. Ausreißer, wie ungenaue Phaseneinsatzzeitbestimmungen, erzeugen große Residuen und haben aufgrund des quadratischen Einflusses eine starke Verschiebung der Lösung zur Folge.

Deshalb findet neben der L_2 -Norm (Gleichung 3.5) auch die L_1 -Norm ihre Anwendung, welche robuster gegen Ausreißer ist:

$$e_1 = \sum_{i=1}^n |r_i|. \quad (3.7)$$

Die weitaus häufigere und routinemäßig verwendete Methode neben dem Gittersuchverfahren ist die Linearisierung des Problems. Bei einer guten Netzwerkkonfiguration werden damit vergleichbare Resultate wie mit einem nichtlinearen Algorithmus bezüglich der Hypozentralparameter erreicht. Die Fehlerabschätzung hingegen unterscheidet sich je nach verwendeter Methode signifikant (LOMAX et al. 1998, PRESTI et al. 2008). Bei der Linearisierung wird zuerst ein Modellvektor \bar{m}_0 geschätzt. Dieser darf jedoch nicht weit von dem tatsächlichen Hypozentrum entfernt liegen, sodass die Laufzeitresiduen mit dem geschätzten Hypozentrum eine lineare Funktion des Korrekturvektors $\Delta\bar{m}$ sind (HAVSKOV et al. 2002). \bar{m}_0 wird dann mit $\Delta\bar{m}$ so lange iterativ aufaddiert, bis ein Abbruchkriterium erreicht ist. Dies kann entweder ein maximales Residuum, eine maximale Veränderung des Hypozentrums (pro Iteration) oder eine Beschränkung der Iterationsanzahl sein:

$$\bar{m} = \bar{m}_0 + \Delta\bar{m}. \quad (3.8)$$

Durch eine nach dem ersten Glied abgebrochene *Taylor*-Entwicklung kann die Laufzeitfunktion wie folgt angenähert werden:

$$t_i^{ber}(\bar{m}) = t_i^{ber}(\bar{m}_0) + \sum_j \frac{\partial t_i^{ber}}{\partial m_j} \Delta m_j. \quad (3.9)$$

Durch Einsetzen von Gleichung 3.3 für $\bar{m} = \bar{m}_0$ folgt:

$$\sum_j \frac{\partial t_i^{ber}}{\partial m_j} \Delta m_j = r_i(\bar{m}_0). \quad (3.10)$$

In Matrix Form lautet Gleichung 3.10:

$$\bar{r} = G\bar{m}, \quad (3.11)$$

wobei G die Matrix der partiellen Ableitungen der Gleichung 3.4 ist. Die letzte Spalte in G ist gleich 1, da sie sich auf die Herdzeit bezieht. Die partielle Ableitung von Gleichung 3.4 nach der Koordinate x lautet:

$$\frac{\partial t_i}{\partial x} = \frac{(x - x_i)}{v} \left[(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + (z - z_i)^2 \right]^{-\frac{1}{2}}. \quad (3.12)$$

Der Datenvektor in Gleichung 3.11 hat die Dimension n (Anzahl der Beobachtungen) und der Modellvektor hat die Dimension p (Anzahl der Modellparameter). Das inverse Problem lässt sich bei $n = p$ relativ leicht lösen, da G dann quadratisch ist. Gleichung 3.11 multipliziert mit der Inversen von G ergibt:

$$G^{-1} \bar{r} = \bar{m}. \quad (3.13)$$

In der Seismologie stehen für die Ortung von Erdbeben meist mehr als vier Stationen zur Verfügung, d. h. es sind mehr Laufzeitbeobachtungen als Modellparameter vorhanden ($n > p$). Das System ist somit überbestimmt. Die Anzahl der Zeilen in G ist nun größer als die Anzahl der Spalten. Folglich besitzt G keine Inverse und Gleichung 3.13 ist nicht anwendbar. Ähnlich wie bei dem beschriebenen Gittersuchverfahren ist auch hier das Ziel, die bestmögliche Anpassung der Modellparameter an die überbestimmten Gleichungen mit der Methode der kleinsten Fehlerquadrate zu finden. Dies geschieht durch die Minimierung von E , das den quadratischen Gesamtfehler des korrigierten Modells beschreibt (LAY & WALLACE 1995):

$$E^2 = \sum_{i=1}^n \left(r_i - \sum_{j=1}^m G_{ij} m_j \right)^2. \quad (3.14)$$

Berechnung des Minimums von Gleichung 3.14:

$$\bar{m} = [G^T G]^{-1} G^T \bar{r}, \quad (3.15)$$

wobei $[G^T G]^{-1} G^T$, wenn $G^T G$ nicht singulär ist, als *generalized inverse* oder als *Moore-Penrose Inverse* (PENROSE 1955) bezeichnet wird. Wenn keine Normalverteilung der Residuen vorliegt, haben die Beobachtungen mit den größten Fehlern einen unproportionalen hohen Einfluss auf das Ergebnis. Um das Lösungsverfahren nume-

risch zu stabilisieren, werden mithilfe von Wichtungsmatrizen W die zur Verfügung stehenden Informationen gewichtet (THURBER & ENGDAHL 2000):

$$\bar{m} = [G^T W^{-1} G]^{-1} G^T W^{-1} \bar{r}. \quad (3.16)$$

Diese iterative Methode, auch als *iterative reweighted least squares* bezeichnet (GUBBINS 2004), liefert jedoch nicht immer ein robustes Ergebnis und neigt bei einer zu geringen Anzahl von Einsatzzeitbestimmungen zu numerischen Instabilitäten. D. h., dass die Lösung nicht zwangsweise zu dem globalen Minimum konvergiert.

Lokalisierungsgenauigkeit

Das Prinzip der vorgestellten iterativen Inversionsmethode nach GEIGER (1910) fand in zahlreichen Lokalisierungsprogrammen ihren Einsatz (BOLT 1960, FLINN 1960, EATON 1969, KLEIN 1985, ONCESCU & GROSSE 1996) und stellt das gängigste Lokalisierungsverfahren dar.

Die numerische Stabilität und die Genauigkeit der Lösung sind stark von den Eingangsparametern, wie z. B. der Genauigkeit der bestimmten Phaseneinsatzzeiten, abhängig. Die iterative Näherung ist nur erfolgreich, wenn ein gutes Startmodell der Hypozentrumskoordinaten und/oder ein nicht sehr heterogenes Geschwindigkeitsmodell vorliegen. Möglichkeiten ein gutes Startmodell zu erlangen sind z. B. die ungefähre Berechnung der Koordinaten mit wenigen Stationen (ENGDAHL & GUNST 1966) oder mittels Schätzung des Hypozentrums, basierend auf der hyperbolischen Beziehung von Laufzeiten (PUJOL & SMALLEY 1990).

Ferner ist zu beachten, dass ein scheinbar überbestimmtes Gleichungssystem ein unterbestimmtes Gleichungssystem darstellen kann. Dies ist dann der Fall, wenn das zu lokalisierende Ereignis weit außerhalb des Netzwerkes liegt, da die einzelnen P-Einsatzzeiten keine neuen Informationen enthalten.

Wenn für die Lokalisierung nur ein eindimensionales (1-D-) Geschwindigkeitsmodell verwendet wird, jedoch 2-D- oder 3-D-Geschwindigkeitsinhomogenitäten vorliegen, so konvergiert die Lösung zwangsläufig in Richtung der erhöhten Geschwindigkeit (HAVSKOV et al. 2002). Der Effekt eines ungenau bekannten Geschwindigkeitsmodells auf die Lokalisierungsgenauigkeit ist weitaus größer als der Effekt von Unsicherheiten in den Phaseneinsatzzeiten (BILLINGS et al. 1994). Bei der Anwesenheit eines starken Geschwindigkeitsgradienten ist E in Gleichung 3.14 oftmals durch mehrere Minima charakterisiert, was die Konvergenz zu einem lokalen Minimum zur Folge

haben kann. Dies lässt sich entweder durch die genaue Betrachtung der Residuen oder durch Tests mit verschiedenen Startmodellen herausfinden.

Eine andere Alternative ist, den Modellraum abzusuchen, ohne auf lokale Gradienteninformation angewiesen zu sein. Möglichkeiten sind z. B. das beschriebene Gittersuchverfahren (SAMBRIDGE & KENNETT 1986) oder die Anwendung nichtlinearer/globaler Optimierungstechniken wie genetische Algorithmen (SAMBRIDGE & GALLAGHER 1993) oder *simulated annealing* (KIRKPATRICK et al. 1983, BILLINGS 1994).

Um den Fehlerbereich einer Lokalisierung anzugeben, werden Fehlerellipsen berechnet (FLINN 1965). Eine Einschätzung über die Lokalisierungsgenauigkeit erhält man mittels Betrachtung der Modellparameter der symmetrischen Varianz-Kovarianzmatrix Φ_m^2 , welche sich mithilfe der Varianz der Ankunftszeiten φ^2 berechnen lässt (STEIN & WYSESSION 2003):

$$\Phi_m^2 = \varphi^2 (G^T G)^{-1}$$

$$= \begin{pmatrix} \varphi_{xx}^2 & \varphi_{xy}^2 & \varphi_{xz}^2 & \varphi_{xt}^2 \\ \varphi_{yx}^2 & \varphi_{yy}^2 & \varphi_{yz}^2 & \varphi_{yt}^2 \\ \varphi_{zx}^2 & \varphi_{zy}^2 & \varphi_{zz}^2 & \varphi_{zt}^2 \\ \varphi_{tx}^2 & \varphi_{ty}^2 & \varphi_{tz}^2 & \varphi_{tt}^2 \end{pmatrix}. \quad (3.17)$$

Dabei wird eine Normalverteilung der Fehler vorausgesetzt. Mithilfe von Gleichung 3.17 kann man direkt eine Aussage über die Lokalisierungsgenauigkeit der einzelnen Raumrichtungen machen. Die Hauptdiagonalelemente sind die Varianzen der Lokalisierungsparameter x , y , z und T . Da meist ein an der Oberfläche installiertes Stationsnetz für die Lokalisierung verwendet wird, ist die Genauigkeit der Tiefe geringer als die der Horizontalen. Sofern keine herdnahen Stationen verfügbar sind, ändern sich die partiellen Ableitungen der Laufzeiten nach der Tiefe bei einer Veränderung der Tiefe nur gering. Dies drückt sich dadurch aus, dass φ_{zz}^2 größer ist als φ_{xx}^2 und φ_{yy}^2 . Da die Nebendiagonalelemente ungleich Null sind, sind diese miteinander korreliert. Wenn das Erdbeben tiefer und gleichzeitig die Herdzeit früher war, so wird die gleiche Ankunftszeit an den Stationen registriert (Korrelation von φ_{zt}^2).

Die horizontale Fehlerellipse kann mithilfe der Eigenwerte ($\beta^{(1)}, \beta^{(2)}$) und den dazugehörigen Eigenvektoren ($\eta_1^{(1)}, \eta_1^{(2)}$) und ($\eta_2^{(1)}, \eta_2^{(2)}$) aus der 2×2 Matrix mit den Hauptdiagonalelementen φ_{xx}^2 und φ_{yy}^2 berechnet werden. Die kleine Halbachse ist dann $\beta^{(1)1/2}$, die große Halbachse $\beta^{(2)1/2}$, wobei die Orientierung der Ellipse durch $\tan^{-1}(\eta_1^{(1)}/\eta_2^{(2)})$ gege-

ben ist. Die Form und Orientierung wird durch $G^T G$, die Größe der Ellipse durch die Standardabweichung der Beobachtungen charakterisiert.

Verschiedene Untersuchungen deuten jedoch darauf hin, dass die häufig verwendete Fehlerabschätzung mit der beschriebenen Methode nach STEIN & WYSESSION (2003) zu kleine Fehlerellipsen liefert. Zum Beispiel untersuchten DI GIOVAMBATTISTA & BARBA (1997) den Einfluss von Ableseungenauigkeiten der verschiedenen Phasen, einer schlechten Stationsverteilung und beschränkter Informationen über das Geschwindigkeitsmodell auf das Lokalisierungsergebnis mittels einer *Monte-Carlo*-Simulation. Sie zeigten, dass die reale Mislokation der Ereignisse nicht in Einklang mit der herkömmlichen Methode war.

Eine Möglichkeit, die Lokalisierungsgenauigkeit der Absolutlokalisierung zu erhöhen, ist der Vergleich und Kalibrierung der Ergebnisse mit Referenzereignissen (*ground truth events* (BONDÁR et al. 2001)). Die Katalogisierung und detaillierte Zusammenstellung von Referenzereignissen wurde insbesondere im Rahmen der *CTBTO* für die Kalibrierung des *International Monitoring Systems (IMS)* entwickelt. Durch den Vergleich lassen sich systematische Abweichungen identifizieren und mithilfe von Stationskorrekturfaktoren minimieren (*slowness-azimuth station correction* (BONDÁR et al. 1999), *source specific station corrections* (YANG et al. 2001)). Häufig werden jedoch nicht nur die Residuen einzelner Ereignisse, sondern die von Ereignisgruppen betrachtet und minimiert (siehe Kapitel 3.2).

3.1.2 Absolutlokalisierung mit der Software *HypoLine*

Die in Kapitel 3.1.1 vorgestellte Methode der Lokalisierung liefert bei einem bekannten Untergrundmodell, genauen Phaseneinsatzzeitbestimmungen und einem dichten Stationsnetz zufrieden stellende Ergebnisse.

Alle drei Bedingungen sind bei den Messkampagnen und Auswertungen, welche im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt wurden, nicht gegeben. Aufgrund des teils sehr geringen Signal-Störverhältnisses von Ereignissen ist die Interpretation von Phaseneinsatzzeiten mehrdeutig. Um die plausibelste Lösung zu finden ist es deshalb wichtig, die Auswirkung einer jeglichen Parameteränderung möglichst sofort im Lösungsraum zu erfassen, um den Fehler bzw. das Residuum dieses Parameters einschätzen zu können. Dies ist in der Software *HypoLine* (Joswig 2008) realisiert, die in dieser Arbeit zur Auswertung der registrierten Ereignisse verwendet wurde.

Die Lokalisierung in *HypoLine* basiert auf einer direkten algebraischen Lösung und nicht auf der Linearisierung des Lokalisierungsproblems. Im Gegensatz zur Inversions-

methode, bei der die Berechnung der Hypozentralparameter als „*black box*“ durchgeführt wird und der Observator trotz Wichtung von Phaseneinsatzzeiten keine direkte Kontrolle über den Einfluss einzelner Parameter hat, wird in *HypoLine* die Auswirkung einer Parameteränderung sofort ersichtlich. Dabei werden alle zur Verfügung stehenden Informationen in einem Lösungsraum grafisch dargestellt. Es bleibt dem Observator überlassen, die einzelnen Informationen gegeneinander abzuwägen und zu gewichten, um das Hypozentrum zu bestimmen. Es lassen sich somit in kürzester Zeit zahlreiche Lösungsvariationen auf Plausibilität überprüfen. Bei einem gewählten Hypozentrum werden die theoretischen Phaseneinsatzzeiten in den Seismogrammen ersichtlich. Dies erlaubt eine visuelle Wichtung der Phaseneinsatzzeiten, was eine Minimierung der Residuen zur Folge hat. Der Observator hat stets die Kontrolle über die Güte der Lösung, lokale Minima werden als mögliche Lösungen ausgeschlossen, der Einfluss von Ausreißern wird minimiert.

Prinzipiell kann die gleiche Anordnung von Seismometern, je nach Entfernung von Quelle zu Empfänger, zwei Konfigurationen beschreiben. Liegt das Ereignis innerhalb der Stationsauslage stellt es ein Netzwerk dar, liegt es weit außerhalb der Stationsauslage, mehr als zehn Wellenlängen λ (SCHWEITZER et al. 2002), definiert es ein Array. In dieser Arbeit wurden für die Registrierung der Seismizität bis zu drei Kleinarrays benutzt, welche für sich genommen Arrays, kombiniert jedoch ein Netzwerk darstellen können. Zudem befinden sich die meisten Erdbebenherde im Übergangsbereich von Array- zur Netzwerkkonfiguration. Somit können sowohl Netzwerk- als auch Arrayverfahren für die Lokalisierung angewendet werden. Die Techniken der Signalanalyse beider Verfahren unterscheiden sich grundsätzlich. Beide Methoden werden im Folgenden kurz erläutert.

Array-Ortung

Die Techniken der Array-Ortung wurden im Bereich der Radioastronomie und der Funkmesstechnik entwickelt. Seit ihrem Einzug in die Seismologie in den 1960er-Jahren wurden weltweit zahlreiche seismische Arrays, wie z. B. NORSAR in Norwegen, LASA in Montana (USA) oder GERESS und Gräfenberg in Deutschland, mit dem Ziel der Strukturerkundung der Erde und der Unterscheidung von Nuklearexplosionen von Erdbeben installiert. Mittlerweile gibt es eine Vielzahl von Auswertetechniken und -modifikationen, von denen die Richtstrahlbildung (*beamforming*) und die Frequenzwellenzahlanalyse (CAPON 1969, HARJES & HENGER 1973, ROST & THOMAS 2002) die Methoden darstellen, die am häufigsten routinemäßig angewendet werden.

Eine notwendige Bedingung für die Anwendung von Array-Techniken ist, dass die eintreffenden Wellenfronten an den Beobachtungsstationen ebene Wellen sind. Dies ist dann gegeben, wenn die Entfernung zwischen Quelle und Empfänger groß genug ist, wobei mit „groß genug“ die Anzahl der dazwischen liegenden Wellenlängen gemeint ist (AKI & RICHARDS 2002) und nur ein kleiner Ausschnitt der Wellenfront betrachtet wird (TIPLER 1994).

Für die Auswertung der Messergebnisse wurde in dieser Arbeit nicht die Standardmethode der Richtstrahlbildung verwendet, weshalb nur auf das hier benutzte Verfahren näher eingegangen wird. Bei der eigentlichen Richtstrahlbildung werden, bei vorheriger zeitlicher Justierung bezüglich einer gemeinsamen Phase, die einzelnen Arrayspuren aufsummiert. Unter der Annahme eines unkorrelierten Störsignals wird durch diese konstruktive Überlagerung des Nutzsignals eine Verbesserung des Signal-Störverhältnisses von $(\text{Anzahl Stationen})^{1/2}$ erreicht. In der Software *HypoLine* werden die Arrayspuren zwar visuell so überlagert, dass eine bestmögliche Kohärenz einer Phase vorliegt, eine Summation hingegen wird nicht durchgeführt. Aus den so bestimmten Differenzzeiten werden dann der Rückazimut sowie die Scheingeschwindigkeit mit mindestens drei Stationen wie folgt berechnet (PIGNATELLI et al. 2008):

Gegeben sei ein homogenes Medium mit der Geschwindigkeit v sowie den drei Stationen s_1 , s_2 und s_3 . Angenommen Station s_1 sei Referenzstation, dann beträgt der Zeitversatz zwischen Station s_1 und s_2 :

$$\Delta t_{12} = t_2 - t_1 = \frac{\overline{s'_1 s'_2}}{v_a}, \quad (3.18)$$

wobei v_a die Scheingeschwindigkeit und s'_1 und s'_2 die Projektion der Stationen s_1 und s_2 auf den Richtstrahl darstellen. Mittels geometrischen Beziehungen lässt sich

Gleichung 3.18 durch die Sensorkoordinaten $s_1(x_1, y_1)$ und $s_2(x_2, y_2)$ sowie dem Rückazimut α ausdrücken:

$$\Delta t_{12} = \frac{(y_2 - y_1) \cos \alpha + (x_2 - x_1) \sin \alpha}{v_a}. \quad (3.19)$$

Entsprechend gilt für den beobachteten Zeitversatz zwischen Station s_1 und s_3 :

$$\Delta t_{13} = \frac{(y_3 - y_1) \cos \alpha + (x_3 - x_1) \sin \alpha}{v_a}. \quad (3.20)$$

Aus dem Verhältnis von Gleichung 3.19 und Gleichung 3.20 lässt sich der Rückazimut berechnen:

$$\tan \alpha = \frac{\Delta t_{12} (y_3 - y_1) - \Delta t_{13} (y_2 - y_1)}{\Delta t_{12} (x_3 - x_1) - \Delta t_{13} (x_2 - x_1)}, \quad (3.21)$$

womit sich die Scheingeschwindigkeit aus Gleichung 3.19 bestimmen lässt:

$$v_a = \frac{(y_2 - y_1) \cos \alpha + (x_2 - x_1) \sin \alpha}{\Delta t_{12}}. \quad (3.22)$$

Der Vorteil dieser Methode ist, dass die Ersteinsatzzeiten von Phasen nicht exakt bestimmt werden müssen, d. h. es sind keine Absolutzeiten notwendig. Es ist ausreichend, die gleiche Phase auf den vier Vertikalspuren eines Kleinarrays so zu bestimmen, dass eine möglichst hohe Signalkohärenz vorliegt. Dies ist insbesondere bei sehr schwachen Ereignissen mit fragwürdigen Einsatzzeiten von Bedeutung.

Für die exakte Berechnung der Scheingeschwindigkeit und des Rückazimuts sind zwei Differenzzeiten erforderlich. Bei einem Kleinarray hingegen stehen vier Einsatzzeiten zur Verfügung. Durch die Permutation aller möglichen Lösungen (Reduzierung des überbestimmten Gleichungssystems auf ein eindeutig bestimmtes Gleichungssystem) ergeben sich vier Richtstrahlen, die grafisch dargestellt werden (Abbildung 3.1). Dieser statistische Ansatz der Fehlerabschätzung, auch *jackknifing* genannt (EFRON 1979), gewinnt in der Seismologie zusehends an Bedeutung (IVERSEN & LEES 1996, LEES 1998) und liefert, im Gegensatz zu der herkömmlichen Fehlerangabe des *RMS*-Wertes (siehe Gleichung 3.6), ein direktes Fehlermaß jeder Einsatzzeit, welcher visuell erfasst werden kann. Der sonst große Einfluss von ungenauen Phaseneinsatzzeitbestimmungen bei der Anwendung der L_2 -Norm wird vermieden. Dies ist besonders bei einer geringen Anzahl an Informationen von Bedeutung. Die Streuung der Richtstrahlen gibt ein Maß für die Stabilität der Lösung an und ist aufgrund der geringen Apertur empfindlich

gegen Ausreißer. Der Observator bestimmt dann anhand den Informationen die Einfallsrichtung, welche in der Epizentrumskarte dargestellt wird.

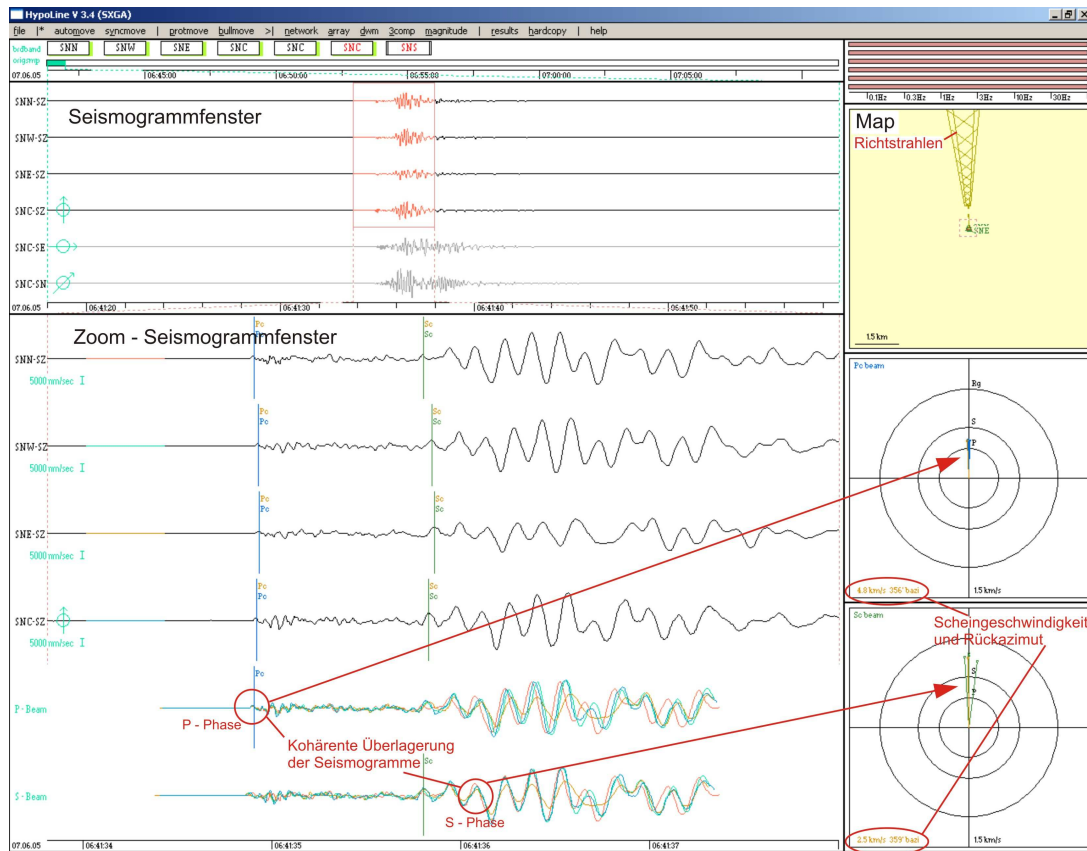


Abbildung 3.1: Screenshot von HypoLine im Modus der Arrayortung. Bestimmung des Rückazimuts und der Scheingeschwindigkeit durch die kohärente Überlagerung der P- und S-Phase.

Netzwerk-Ortung

Die Lokalisierung im Modus der Netzwerkortung erfolgt mithilfe der Hyperbel-Methode (BÁTH 1973, RUFF 2001, PUJOL 2004, EAGAR et al. 2006) und der Differenzlaufzeit $t_s - t_p$ mit dem Kreisradius $(t_s - t_p)(v_p v_s / (v_p - v_s))$.

Bei einer Ebene mit einer konstanten Geschwindigkeit v , drei Stationen s_1, s_2 und s_3 mit den Ankunftszeiten $t_1 < t_2 < t_3$ erzeugen t_1 und t_2 der Stationen s_1 und s_2 eine Hyperbel, wobei $t_2 - t_1$ konstant ist und die Herdzeit als freier Parameter betrachtet wird (bei dreidimensionaler Betrachtung handelt es sich um ein Hyperboloid). Dabei sind s_1 und s_2 die Brennpunkte dieser Hyperbel. Bei drei Ankunftszeiten gibt es drei Hyperbeln, die sich, je nach Stationskonfiguration und Einsatzzeiten, in bis zu zwei Punkten (Tripelpunkte) schneiden. Die Anzahl der maximal möglichen Hyperbeln H und der Tripelpunkte T_R berechnen sich aus w Ersteinsatzzeiten wie folgt:

$$H = \frac{1}{2}(w^2 - w), \quad (3.23)$$

$$T_R = \frac{1}{3}(w^3 - 3w^2 + 2w). \quad (3.24)$$

Bei einem Kleinarray mit vier Seismometern stehen vier P-Einsätze zur Verfügung. Durch die Anwendung des *jackknifings* ergeben sich sechs Hyperbeln mit bis zu acht Tripelpunkten, wobei aufgrund der Stationsgeometrie eines Kleinarrays und dem meist großen Hypozentralabstand nur vier Tripelpunkte erzeugt werden (Abbildung 3.2). Mit einer geeigneten Tiefen- und Geschwindigkeitswahl, beide Parameter lassen sich interaktiv verändern, stellt der Bereich der höchsten Hyperbel- bzw. Liniendichte unter Berücksichtigung der Differenzlaufzeit $t_s - t_p$ und den Richtstrahlen das Hypozentrum mit dem kleinsten Fehler zwischen beobachteten und theoretischen Einsatzzeiten dar (Abbildung 3.2).

Ein Maß für die Lokalisierungsgenauigkeit gibt die Streuung der Tripelpunkte an. Je größer der räumliche Abstand der Tripelpunkte, desto höher ist die Lokalisierungsungenauigkeit. Es ist jedoch zu beachten, dass die Hyperbeln nur bei einem homogenen Geschwindigkeitsmodell eine genaue Lösung repräsentieren. Bei einem geschichteten Medium haben die Hyperbeln an den Grenzschichten oberhalb der *cross-over*-Entfernung Sprungstellen.

Nachdem das Hypozentrum bestimmt wurde, kann die Lokalmagnitude berechnet werden. Dies geschieht durch die manuelle Bestimmung der maximalen S-Phasenamplitude auf einer der beiden Horizontalkomponenten des 3-Komponenten-Seismometers

(Wood-Anderson-Simulation). WUST-BLOCH & JOSWIG (2006) kalibrierten die Magnituden-Entfernungskurve für Epizentraldistanzen <10 km.

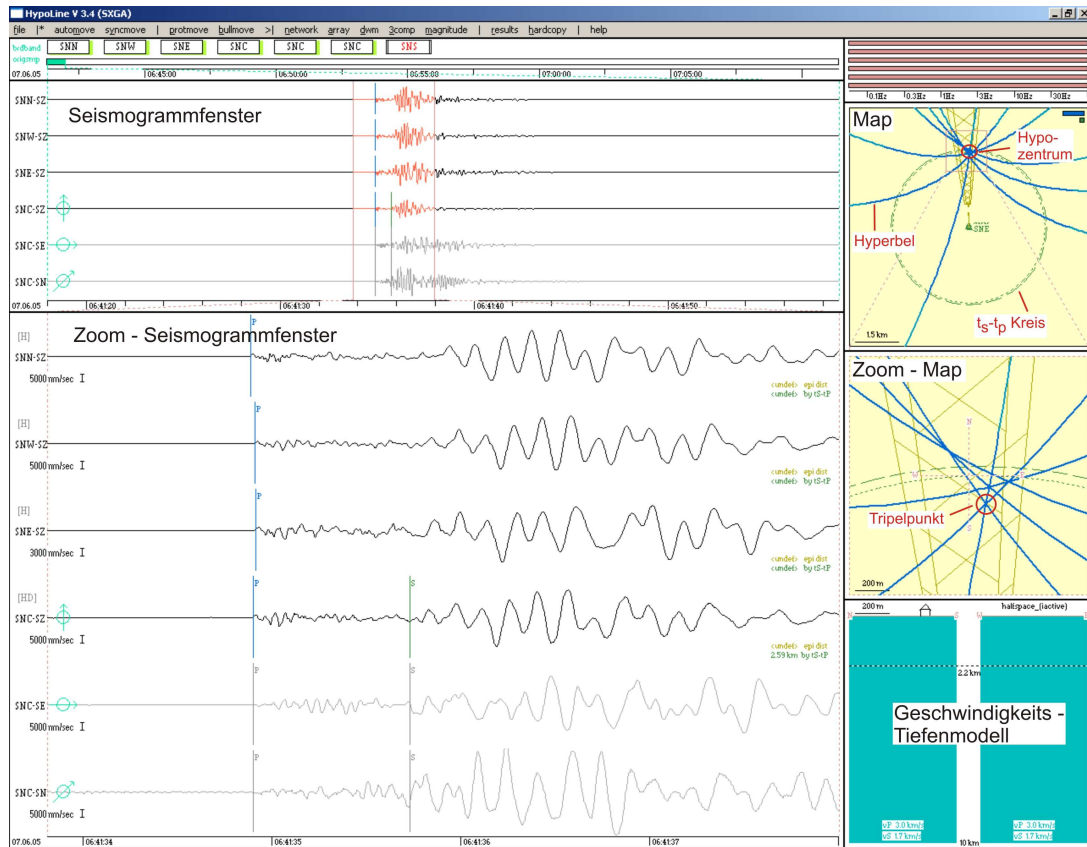


Abbildung 3.2: Screenshot von HypoLine im Modus der Netzwerkortung.

3.2 Lokalisierung von Erdbebenclustern

Mit der in Kapitel 3.1 beschriebenen Methode der Erdbebenlokalisierung werden alle Erdbeben als Individuen betrachtet. In jede Lokalisierung fließt somit das meist nur ungenügend bekannte Geschwindigkeitsmodell und die Ungenauigkeit in den Phaseneinsatzzeitbestimmungen mit ein. Das Ergebnis dieser Absolutlokalisierung sind häufig Seismizitätsmuster ohne Erkennen einzelner tektonischer Strukturen.

Erdbeben hingegen treten zum Teil räumlich und zeitlich (sogenannte Schwarmbeben) oder nur räumlich konzentriert auf. Solch eine Konzentration von Erdbebenherden bezeichnet man als Erdbebencluster. Cluster sind oftmals an diskrete Verwerfungszonen gebunden. Wenn dabei die Hypozentralentfernung zwischen den Erdbeben innerhalb eines Clusters im Vergleich zum Abstand zur Station klein ist, können unter der Voraussetzung, dass die Geschwindigkeitsheterogenität zwischen den Ereignissen gering ist, diese Erdbeben relativ zueinander lokalisiert werden. Die relative Laufzeitdifferenz eines Erdbebenpaares an einer Station entspricht mit hoher Genauigkeit dem räumlichen Offset der beiden Erdbeben. Dadurch wird der Fehler eines meist nur unzureichend bekannten Geschwindigkeitsmodells minimiert und im Gegensatz zur Absolutlokalisierung eine Lokalisierungsgenauigkeit von wenigen Metern erreicht (DEICHMANN & GARCIA-FERNANDEZ 1992, GILLARD et al. 1996, MORIYA et al. 2003). Seismotektonische Strukturen können so hochaufgelöst dargestellt werden.

Einen Hinweis über die räumliche Distanz zweier Erdbeben geben dabei ihre Wellenformen. Wenn der Abstand zweier Hypozentren im Vergleich zu dem Laufweg zur Station klein ist, durchlaufen die Erdbebenwellen annähernd dasselbe Medium. Die Folge sind zwei ähnliche Wellenformen (GELLER & MUELLER 1980). Diese Ähnlichkeit von Wellenformen wird in vielfältiger Weise ausgenutzt, um etwa die Rissausbreitung während eines hydraulischen Bruchs zu erforschen, sodass es möglich ist, während der Stimulation durch die Änderung von Parametern diese zu optimieren (EISNER et al. 2006). Ferner können Ähnlichkeitsuntersuchungen verwendet werden, um die Bruchdichte in einem Geothermiefeld abzuschätzen (LEES 1998). Aus dem Vergleich von Wellenformen lassen sich somit Rückschlüsse auf die räumliche Distanz der Hypozentren zueinander machen und diese bei hoher Ähnlichkeit der gleichen Quellregion zuordnen. Das heißt jedoch nicht, dass die Wellenformen von Erdbeben einer Verwerfungszone zwangsläufig einander ähnlich sein müssen. Es ist dabei immer die räumliche Ausdehnung der Verwerfungszone bzw. der zwei zu betrachtenden Ereignisse in Relation zur Hypozentraldistanz zu berücksichtigen. Zudem spielen auch andere Faktoren, z. B. unterschiedliche Herdmechanismen oder unterschiedliche Eigenschaften des Mediums, eine Rolle.

GELLER & MUELLER (1980) postulierten, dass Ereignisse mit einer hohen Ähnlichkeit nicht weiter als $1/4$ der kürzesten beobachteten Wellenlänge auseinander liegen. Somit ist die Ähnlichkeit zweier Ereignisse frequenzabhängig. Das $\lambda/4$ -Kriterium wurde durch mehrere Studien belegt (FRANKEL 1982, FRÉMONT & MALONE 1987, THORBJARNARDOTTIR & PECHMANN 1987), wobei neuere Studien zeigen, dass dies nicht immer zutrifft (z. B. HARRIS 1991). HUTCHINGS & WU (1990) zeigten, dass die Ähnlichkeit von Wellenformen viel stärker durch die geologischen Inhomogenitäten in der Registrierumgebung als vom räumlichen Abstand der Ereignisse zueinander abhängig ist, wodurch das $\lambda/4$ -Kriterium keine Gültigkeit mehr besitzt.

Im Folgenden werden zwei einander ähnliche Ereignisse als Dublett, drei einander ähnliche Ereignisse als Triplett und mehr als drei einander ähnliche Ereignisse als Multipllett bzw. Cluster bezeichnet, wobei innerhalb eines Multipletts jedes Ereignis mit mindestens einem anderen Ereignis ein Dublett bildet.

Für die Berechnung der relativen Laufzeitdifferenz einer gemeinsamen Phase eines Erdbebenpaares für die Relativlokalisierung sowie für die Bestimmung der Ähnlichkeit von Wellenformen werden Korrelationsmethoden angewendet, welche in Kapitel 3.2.1 erläutert werden. Wie bei der Absolutlokalisierung wurde die Relativlokalisierung der Ereignisse mit *HypoLine* durchgeführt. Dabei werden die Laufzeitdifferenzen nicht standardmäßig mit den Korrelationstechniken mathematisch, sondern visuell bestimmt. Da sich auch die Relativlokalisierungsmethode in *HypoLine* (*master event*) von den gängigen *master event* und *double difference* Verfahren unterscheidet, wird in Kapitel 3.2.2 auf alle drei Techniken näher eingegangen.

Neben den vorgestellten Relativlokalisierungsmethoden gibt es noch zahlreiche Varianten und Modifikationen dieser Verfahren mit dem Ziel, eine erhöhte Lokalisierungsgenauigkeit zu erreichen. Dazu gehören z. B. die Absolutlokalisierung mittels Laufzeitdifferenzen (MENKE & SCHAFF 2004) oder die Methode der *joint epicenter/hypocenter determination* (DOUGLAS 1967, PUJOL 1988) und die *hypocentroid decomposition* von JORDAN & SVERDRUP (1981), welche versuchen, mittels Stationskorrekturterme Auswirkungen des meist ungenügend bekannten Geschwindigkeitsmodells zu minimieren.

Wenn laterale Geschwindigkeitsinhomogenitäten vorliegen, liefert eine Relativlokalisierung mit statischen Korrekturen unzureichende Ergebnisse. In diesem Fall kann die Lokalisierungsgenauigkeit durch die Anwendung von quellbezogenen Stationsthermen (*source-specific station terms*) (RICHARDS-DINGER & SHEARER 2000), eine generalisierte Form der statischen Korrektur, erhöht werden. Dabei werden keine statischen Korrekturen für jede Station, sondern Stationskorrekturfunktionen, abhängig

von der jeweiligen Quellposition, verwendet. Einen Vergleich einer Auswahl an verschiedenen Relokalisierungsmethoden geben LIN & SHEARER (2005).

3.2.1 Clusteranalyse

3.2.1.1 Korrelationsmethoden

Die Berechnung von Laufzeitdifferenzen wird standardmäßig mithilfe der Korrelation, entweder im Zeitbereich (z. B. PECHMANN & KANAMORI 1982, DEICHMANN & GARCIA-FERNANDEZ 1992) oder im Frequenzbereich (z. B. POUPINET et al. 1984, FRÉMONT & MALONE 1987) durchgeführt, welche im Folgenden kurz erläutert werden.

Die Korrelationsberechnung dient vornehmlich dazu, die relative Zeitdifferenz δ zweier Phaseneinsätze, meist P- und/oder S-Einsätze, welche an einer Station registriert wurden, genau zu bestimmen. Aus diesen Korrelationen lassen sich dann Aussagen über die Ähnlichkeit von Wellenformen treffen. Neben den in dieser Arbeit vorgestellten Verfahren gibt es in der Seismologie noch Variationen dieser bzw. andere Methoden, um Signalähnlichkeiten darzustellen. Hierzu gehören z. B. die Mustererkennung basierend auf Sonogrammen (JOSWIG 1995), fraktales Verhalten von Clustern (SMALLEY et al. 1987), syntaktische Mustererkennung von Seismogrammen (ZHIZHIN et al. 1994) oder nichtlineare Korrelationsverfahren (SCHULTE-THEIS & JOSWIG 1993).

Korrelation im Frequenzbereich (Kreuz-Spektralanalyse)

$s_1(t)$ und $s_2(t)$ seien zwei Signale im Zeitbereich, gemessen an einer Station und $S_1(f)$ und $S_2(f)$ die Fouriertransformierten. Dann gilt für die Leistungsspektren:

$$C_{11}(f) = S_1(f)S_1(f)^*, \quad C_{22}(f) = S_2(f)S_2(f)^*, \quad (3.25)$$

und für das Kreuzspektrum:

$$C_{12}(f) = S_1(f)S_2(f)^*, \quad (3.26)$$

wobei * die konjugiert komplexe Zahl darstellt. Mittels Gleichung 3.25 und 3.26 berechnet sich das Kohärenzspektrum (normalisierte Kreuzspektrum) und das Phasenspektrum zu:

$$Coh(f)^2 = \frac{|C_{12}(f)|^2}{C_{11}(f)C_{22}(f)}, \quad (3.27)$$

$$\psi(f) = \tan^{-1} \left(\frac{Q_{12}(f)}{K_{12}(f)} \right). \quad (3.28)$$

Aus dem Gradienten des Phasenspektrums mit der Wichtung $Coh(f)^2/(1-Coh(f)^2)$ lässt sich δ berechnen:

$$\delta = \frac{\psi(f)}{2\pi f}. \quad (3.29)$$

Die Genauigkeit von δ hängt dabei von der Wahl des Frequenzbereiches im Kohärenzspektrum ab, welches für die Anpassung der Gerade im Phasenspektrum verwendet wird.

Korrelation im Zeitbereich (Kreuzkorrelation)

Die Kreuzkorrelation von zwei Zeitreihen $s_1(t)$ und $s_2(t)$ ist nach GUBBINS (2004) definiert als:

$$C_k = \frac{1}{Z_1 + Z_2 - 1} \sum_p s_1(t)_p s_2(t)_{p+\delta}, \quad (3.30)$$

wobei Z_1 und Z_2 die Längen der Zeitreihen $s_1(t)$ bzw. $s_2(t)$ sind. Durch die normierte Kreuzkorrelation erhält man den Kreuzkorrelationskoeffizienten, der ein Maß für die Ähnlichkeit zweier Signale darstellt:

$$\Psi_k = \frac{\sum_p s_1(t)_p s_2(t)_{p+\delta}}{\sqrt{\sum_p s_1(t)_p s_1(t)_p \sum_p s_2(t)_p s_2(t)_p}}. \quad (3.31)$$

Ψ_k liegt zwischen $-1 \leq \Psi_k \leq 1$. Bei identischen Signalen ist $\Psi_k = 1$. Die gesuchte Zeitdifferenz entspricht δ für $\Psi_k = \max$.

3.2.1.2 Vergleich der Korrelationsmethoden

Die relative Zeitdifferenz δ lässt sich mithilfe der Kreuz-Spektralanalyse durch die Annahme eines linearen Phasenspektrums im Vergleich zur Kreuzkorrelation mit einer höheren Genauigkeit bestimmen. Bei der Kreuzkorrelation ist das Inkrement und somit die Genauigkeit von δ , ohne Anwendung von Interpolationsverfahren, wie z. B. von DEICHMAN & GARCIA-FERNANDEZ (1992) gezeigt, durch die Abtaste gegeben. Im Rahmen dieser Arbeit wurde mithilfe einiger Tests ermittelt, ob sich für die Bestimmung der Ähnlichkeit zweier Signale eine Berechnung im Zeit- oder im Frequenzbereich besser eignet. Im Zeitbereich ergibt sich mit den Kreuzkorrelationskoeffizienten für jedes Signalpaar ein diskreter Wert, welcher die Ähnlichkeit angibt. Bei der Kreuz-Spektralanalyse hingegen zeigt das Kohärenzspektrum die Ähnlichkeit der Signale abhängig vom Frequenzbereich. Es hat sich gezeigt, dass bezüglich einer Ähnlichkeitsanalyse beide Methoden annähernd das gleiche Ergebnis liefern, siehe Abbildung 3.3.

Um Korrelations- bzw. Ähnlichkeitsmatrizen visuell darzustellen, gibt es verschiedene Methoden. PECHMANN & KANAMORI (1982) und THORBJARNARDOTTIR & PECHMANN (1987) verwendeten die Darstellung von Kreisen, wobei der Radius durch den Korrelationswert gegeben ist. In dieser Arbeit wurde ausschließlich eine Darstellung mittels Grau- bzw. Farbabstufungen gewählt.

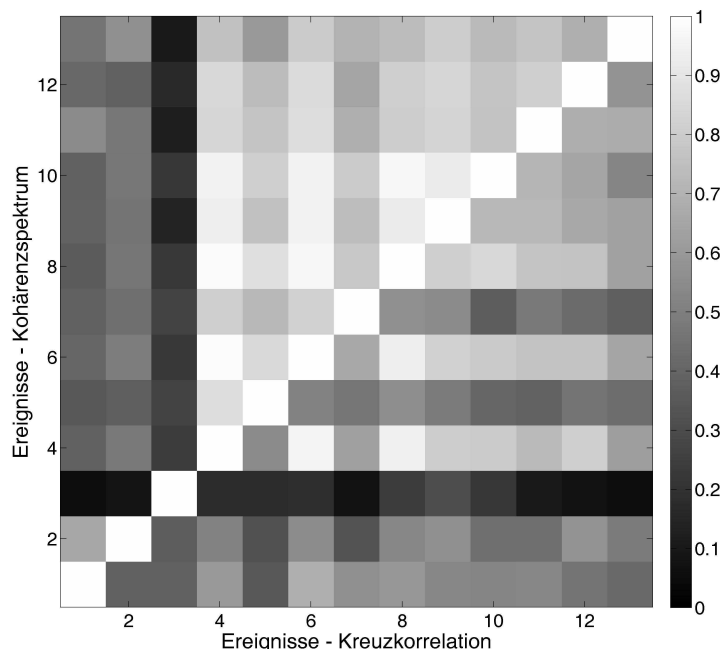


Abbildung 3.3: Korrelationsmatrix berechnet mit dem Kohärenzspektrum (oberes Dreieck) und der Kreuzkorrelation (unteres Dreieck).

Abbildung 3.3 zeigt anhand eines realen Datensatzes, aufgenommen bei Nový Kostel (Tschechische Republik), die Ähnlichkeitsmatrix für Ereignisse, die zum einen mittels Kreuz-Spektralanalyse (oberes Dreieck) und zum anderen mittels Kreuzkorrelation (unteres Dreieck) berechnet wurden. Getrennt werden beide durch die Diagonale der Autokorrelierten. Bei der Kreuz-Spektralanalyse, welche zur Bestimmung von gemeinsamen Frequenzgehalten zweier unterschiedlicher Signale dient, wurden die Kohärenzwerte nach Gleichung 3.27 berechnet und der Mittelwert dieser im Frequenzbereich von 20 bis 50 Hz aufgetragen. Bei der Kreuzkorrelation wurden die Kreuzkorrelationskoeffizienten entsprechend Gleichung 3.31 berechnet. Unter Berücksichtigung des unterschiedlichen Normierungsfaktors ist die relative Ähnlichkeit der beiden Dreiecke zueinander deutlich. Für die Betrachtung der Ähnlichkeit und der Bildung von Multipletts spielt es eine untergeordnete Rolle, ob die Berechnung mittels Kohärenzspektrum oder Korrelationskoeffizienten durchgeführt wird. Aufgrund der bei in dieser Arbeit vorgestellten Messkampagnen verwendeten hohen Abtastrate von 400 Hz und der damit verbundenen hohen zeitlichen Auflösung wurde die Berechnung der Ähnlichkeitsmatrizen im Zeitbereich bevorzugt.

3.2.1.3 Darstellung von Ähnlichkeiten

Wie Abbildung 3.3 zeigt, kann die Ähnlichkeit von seismischen Signalen mittels einer Korrelationsmatrix visualisiert werden. Abbildung 3.4a zeigt eine symmetrische Korrelationsmatrix mit $A(i,j) = A(j,i)$ ($i, \dots, N; j, \dots, N; N = \text{Anzahl der Ereignisse}$), Abbildung 3.4b die dazugehörigen Kreuzkorrelationskoeffizienten. Rot markiert ist der höchste Korrelationswert, d. h. das Ereignispaar mit der höchsten Ähnlichkeit (Ereignisnummer 4 und 6), gefolgt von dem nächst niedrigeren Kreuzkorrelationskoeffizienten in blau (Ereignisnummer 4 und 8).

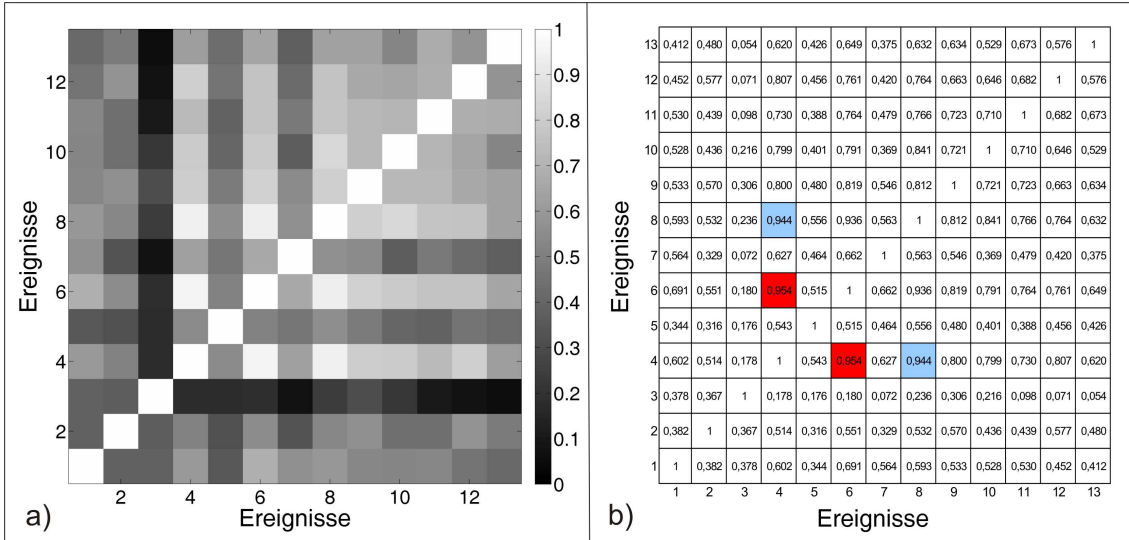


Abbildung 3.4: Zeitlich sortierte Korrelationsmatrix in a) mit den dazugehörigen Kreuzkorrelationskoeffizienten in b).

Um aus dieser zeitlich sortierten Matrix verschiedene räumliche Cluster zu bilden, muss sie neu gruppiert werden. Zudem ist die visuelle Clusterbildung bei einer großen Datenmenge nur schwer möglich, weshalb eine automatische Sortierung unerlässlich ist. Für die Gruppierung gibt es mehrere Möglichkeiten, wie z. B. die Bildung von Äquivalenzklassen (ASTER & SCOTT 1993) oder die Benutzung von Dendrogrammen (RIVIÈRE-BARBIER & GRANT 1993, SCHULTE-THEIS 1996, ROWE et al. 2002). In der vorliegenden Arbeit wurde die Berechnung und Darstellung mittels Dendrogrammen favorisiert, welche eine allgemeine Methode ist, Beziehungen zwischen Objekten darzustellen und auch in anderen Forschungsgebieten, wie z. B. in der Neurologie (BEGGS & PLENZ 2004), häufig angewendet wird.

Für die Berechnung der Abstandsfunktion zwischen verschiedenen Clustern gibt es zahlreiche Verfahren, etwa den *Complete-Linkage*- oder *Furthest Neighbor*-Algorithmus (maximaler Abstand von Objekten zweier Cluster), die *Centroid*-Methode (Abstand der Mittelwerte zweier Cluster) oder den *Average-Linkage*-Algorithmus (durchschnittlicher Abstand aller Objektpaare aus den beiden Clustern). In dieser Arbeit wurde die *Single-Linkage*-Methode verwendet, eine Art, die kürzeste Entfernung zwischen den Clustern q und p mit der Anzahl an Objekten n_q von Cluster q und der Anzahl n_p von Cluster p zu berechnen:

$$d(q, p) = \min(\text{dist}(u_{q_i}, u_{p_j})), i \in (1, \dots, n_q), j \in (1, \dots, n_p), \quad (3.32)$$

wobei $dist(u_{qi}, u_{pj})$ die Entfernung zwischen u_{qi} (das i -te Objekt von Cluster q) und u_{pj} (das j -te Objekt von Cluster p) ist. Anschaulich werden dabei die Nebendiagonalelemente einer symmetrischen Matrix absteigend mit dem *Single-Linkage*-Algorithmus sortiert, beginnend mit dem globalen Maximum von $A(j,i)$, solange, bis kein nächster Nachbar mehr vorhanden ist. Das darauffolgende Nebendiagonalelement bildet dann ein neues Cluster.

Die Visualisierung erfolgt mithilfe des Dendrogramms, das die Clusteranalyse als hierarchische Struktur wiedergibt. Abbildung 3.5 verdeutlicht die Bildung einer solchen Baumstruktur und der Neugruppierung der Korrelationsmatrix anhand des Beispiels von Abbildung 3.4.

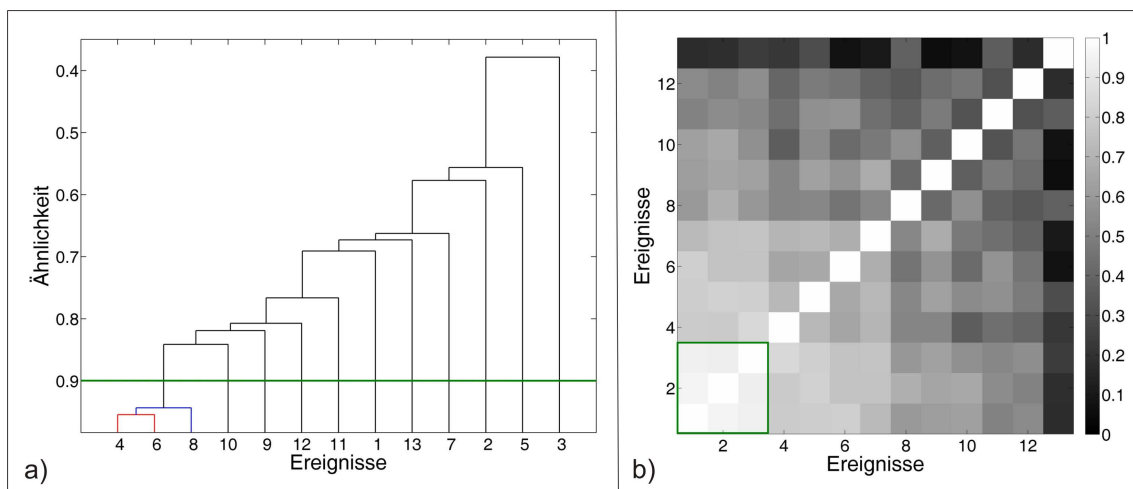


Abbildung 3.5: a) Dendrogramm, b) nach Dendrogramm sortierte Korrelationsmatrix.

Abbildung 3.5a zeigt das Resultat der Clusteranalyse mit dem erstellten Dendrogramm und den sortierten Ereignissen mit abnehmender Ähnlichkeit von links nach rechts, beginnend mit dem Ereignispaar mit der höchsten Ähnlichkeit (rot), gefolgt von dem nächstniedrigeren Kreuzkorrelationskoeffizienten (blau). Als Schwellwert wurde ein Kreuzkorrelationskoeffizient von 0.9 gewählt (grüne Linie). Der entstandene Cluster besteht demnach aus den drei Ereignissen 4, 6 und 8. Je niedriger der Schwellwert gesetzt wird, desto mehr Cluster bzw. mehr Objekte innerhalb eines Clusters entstehen. Abbildung 3.5b zeigt die nach Dendrogramm sortierte Korrelationsmatrix. Zu erkennen ist die abnehmende Ähnlichkeit von links nach rechts, wobei zu beachten ist, dass die Ereignisnummern nicht mehr denen in Abbildung 3.4a entsprechen. Das grüne Quadrat markiert den Cluster.

3.2.1.4 Arbeitsablauf

Im Folgenden wird der Programmablauf der Ähnlichkeitsuntersuchung, wie sie in dieser Arbeit durchgeführt wurde, beschrieben.

Eine direkte Berechnung einer Korrelation erfordert eine Vorauswahl des Korrelationsfensters mit der zu korrelierenden Phase. Dies geschieht entweder durch eine visuelle Auswahl der Phaseneinsatzzeiten oder durch einen automatischen Detektor (z. B. *STA/LTA (Short Term Average/Long Term Average)*). Dabei ist zu beachten, dass ein großer Fehler bei der Bestimmung der einzelnen Phaseneinsatzzeiten eine ungünstige Fensterauswahl zur Folge hat, was sich wiederum in der Ungenauigkeit bei der Bestimmung von δ , abhängig von der verwendeten Methode, ob Kreuzkorrelation oder Kreuz-Spektralanalyse, niederschlägt (SCHAFF et al. 2004). Die Wahl des zu korrelierenden Zeitfensters ist nicht trivial und muss meist durch zahlreiche Tests gefunden bzw. optimiert werden. Einerseits sollte der tieffrequente Signalanteil enthalten sein, andererseits jedoch wird das Resultat durch die Wahl eines zu langen Fensters durch die Kontamination des Signals mit späteren Phasen beeinflusst.

Prinzipiell gilt, je länger das Zeitfenster, je hochfrequenter das Signal (THORB-JARNARDOTTIR & PECHMANN 1987, HARRIS 1991) und je höher die Bodenunruhe (ARROWSMITH & EISNER 2006) bzw. je schlechter das Signal-Störverhältnis, desto geringer die Korrelation. Da die Erdkruste als Tiefpassfilter fungiert (SCHAFF & WALDHAUSER 2005), erfolgt bei steigender Hypozentraldistanz zu einem Ereignispaar eine zunehmende Ähnlichkeit.

Den Effekt einer verminderten Korrelation bei abnehmendem Signal-Störverhältnis bzw. abnehmender Magnitude zeigt Abbildung 3.6a anhand eines Teils der registrierten Nachbeben des Waldkirchbebens vom 05.12.2004. Dargestellt sind die Magnituden der Ereignisse gegenüber den mittleren Kreuzkorrelationskoeffizienten, berechnet aus der Kreuzkorrelation eines Ereignisses mit allen anderen Ereignissen. Das Zeitfenster der Korrelation beinhaltete die P-Coda. Für die Veranschaulichung des Zusammenhanges zwischen Korrelation und Magnitude wurden die mittleren Kreuzkorrelationskoeffizienten aufsteigend von links nach rechts sortiert sowie eine Ausgleichsgerade der Magnituden bestimmt. Um den Einfluss größerer Magnituden zu minimieren, wurde eine Kreuzkorrelation mit *one-bit* Signalen durchgeführt (CAMPILLO & PAUL 2003). Hierzu wurde den diskreten Zeitwerten der Seismogramme entweder der Wert +1 für Werte >0 oder -1 für Werte <0 zugeordnet. Trotz dieser Beseitigung des Einflusses von großen Amplituden auf das Korrelationsergebnis ist eine Abhängigkeit des Kreuzkorrelationskoeffizienten von der Magnitude zu beobachten (Abbildung 3.6b). Der Grund hierfür liegt in dem besseren Signal-Störverhältnis größerer Erdbeben.

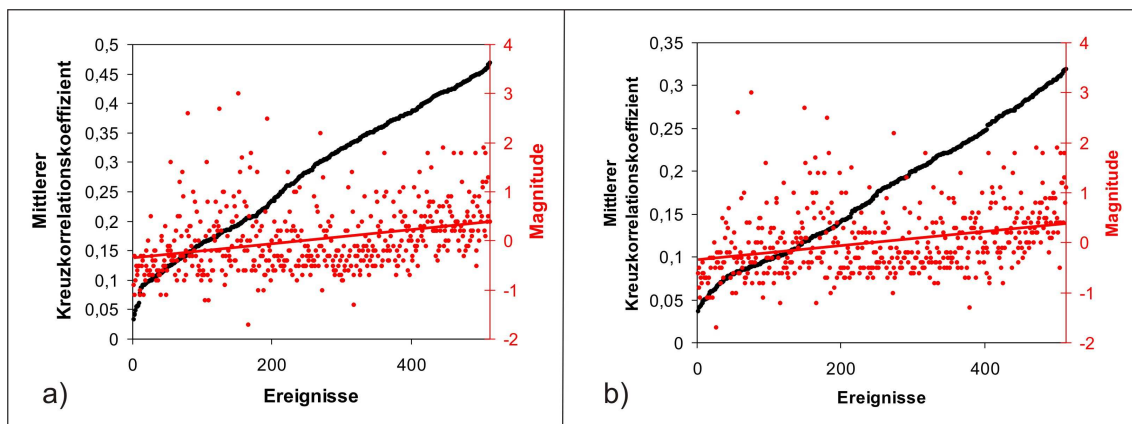


Abbildung 3.6: Abhängigkeit des Kreuzkorrelationskoeffizienten von der Magnitude. Berechnet mit Originalseismogrammen in a) und mit one-bit Signalen in b).

In dieser Arbeit wurden alle Phaseneinsatzzeiten manuell in *HypoLine* bestimmt, sodass keine weitere Vorauswahl wie z. B. durch einen Korrelationsdetektor verwendet werden musste. Dies äußerte sich darin, dass δ für die meisten Ereignispaare sehr klein ist, ca. ± 1 Abtastintervall.

Da die weitere Berechnung mit dem mathematischen Softwareprogramm *Matlab* Version 7.1 durchgeführt wurde, war es notwendig, die Seismogramme und Einsatzzeiten von *HypoLine* zu exportieren bzw. auszuschneiden. Diese wurden dann als zwei Matrizen in *Matlab* eingelesen. Die Länge der exportierten Seismogramme wurde so gewählt, dass sie lang genug waren, um verschiedene Tests bezüglich dem Einfluss der Fensterlänge auf die Korrelation durchzuführen. Die weitere Verarbeitung der Daten erfolgte je nach Untersuchungsziel wie in Abschnitt 3.2.1.1 beschrieben. Abbildung 3.7 zeigt das Flussdiagramm mit der prinzipiellen Vorgehensweise. Die genaue Parameterwahl ist bei den jeweiligen Messkampagnen erläutert.

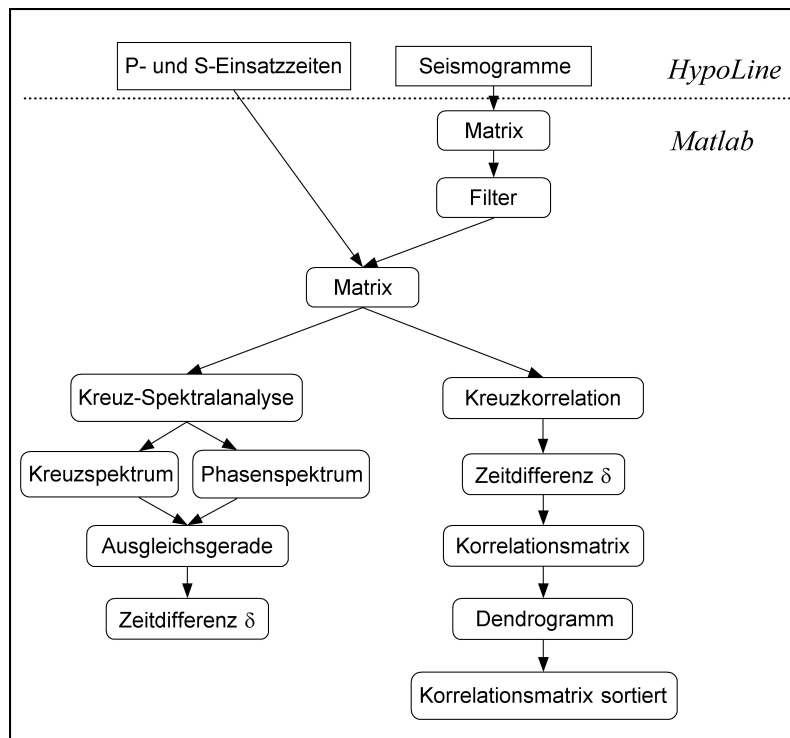


Abbildung 3.7: Flussdiagramm der einzelnen Berechnungsschritte.

3.2.2 Relativlokalisierungsmethoden

3.2.2.1 Master event

Bei dieser Methode wird ein Ereignis eines Erdbebenclusters als *master event* definiert und alle anderen Ereignisse des Clusters (*slave events*) werden relativ zu diesem lokalisiert (z. B. ITO 1985, LEES 1998). Das Ziel ist die Minimierung der Laufzeitresiduen zwischen *master* und *slave event* an den jeweiligen Stationen. Die Wahl des *master events* ist dabei nicht trivial. Die Lokalisierungsgenauigkeit hängt von der Entfernung des *master events* zu dem jeweiligen *slave event* ab (SCHERBAUM & WENDLER 1986). Das *master event* sollte demnach möglichst in der Mitte des Clusters liegen, um eine hohe Kohärenz mit den *slave events* zu gewährleisten (FRÉMONT & MALONE 1987). Es werden die Ankunftszeiten der *slave events* relativ zu dem *master event* bestimmt (SHEARER 1999):

$$r_i^{rel} = t_i^{beo} - t_i^{master} . \quad (3.33)$$

Gleichung 3.11 ergibt dann mit \bar{m}_0 als das Hypozentrum des *master events* für den relativen Ort $\Delta\bar{m}$ (für kleine $\Delta\bar{m}$):

$$\bar{r}^{rel} = G\Delta\bar{m}. \quad (3.34)$$

Der Nachteil dieser Methode ist, dass sie nur auf ein räumlich begrenztes Cluster angewendet werden kann, da alle *slave events* mit dem *master event* korreliert sein müssen. Ein weiterer Nachteil ist, dass die einzelnen *slave events* zwar relativ zu dem *master event* eine hohe Lokalisierungsgenauigkeit aufweisen, die Ungenauigkeit der Absolutlokalisierung des *master events* setzt sich jedoch auf alle *slave events* fort.

Zahlreiche Arbeiten wendeten diese Methode an, um zum einen seismisch aktive Bereiche besser zu charakterisieren und zum anderen die Absolutlokalisierungen zu verifizieren (z. B. STODDARD & WOODS 1990, STICH et al. 2001, YANG et al. 2002).

3.2.2.2 Double difference

Um den in Kapitel 3.2.2.1 beschriebenen Nachteil der *master event* Methode zu umgehen ist es notwendig, die Relativlokalisierung ohne ein Bezugsereignis durchzuführen. Bei GOT et al. (1994) werden für alle möglichen Erdbebenpaare mithilfe der Kreuz-Spektralanalyse die Zeitversätze der einzelnen Phasen bestimmt und dann mittels Methode der kleinsten Fehlerquadrate die Hypozentrumsabweichungen berechnet. Da bei diesem Verfahren nur Informationen der Kreuz-Spektralanalyse verwendet werden, ist lediglich die Relokalisierung von Multipletts möglich und nicht die von unkorrelierten Ereignissen. Es wird ausgenutzt, dass, sofern der hypozentrale Abstand zweier räumlich dicht beieinander liegenden Erdbeben im Vergleich zum Abstand der Hypozentren zum Empfänger klein ist, die Laufwege von den Hypozentren zur Station annähernd dieselben sind (bei vernachlässigbarer Geschwindigkeitsheterogenität zwischen den Hypozentren). Laufzeitunterschiede können so mit hoher Genauigkeit direkt dem räumlichen Offset der beiden Hypozentren zugeordnet werden (POUPINET et al. 1984).

WALDHAUSER & ELLSWORTH (2000) entwickelten einen Algorithmus, mit dem es möglich ist, sich über große Distanzen erstreckende Seismizitätscluster zu relokalisieren. Dieser Algorithmus ist in dem Lokalisierungsprogramm *HypoDD* (WALDHAUSER 2001) implementiert. Dabei können sowohl Laufzeitdifferenzen von Korrelationsberechnungen als auch absolute Laufzeiten aus Katalogdaten berücksichtigt werden.

Minimiert werden Laufzeitresiduen eines Erdbebenpaares an einer Station (*double differences*). Das Prinzip des Algorithmus entspricht dem in Kapitel 3.1.1 gezeigten Verfahren zur Lokalisierung. Gleichung 3.10 ist jedoch nicht mehr gültig, da bei dieser Methode Laufzeitunterschiede zwischen zwei Ereignissen verwendet werden. Die Gleichung für den relativen Hypozentralabstand zwischen zwei Ereignissen k und l zur Station i lautet demnach:

$$\sum_j \frac{\partial t_i^{kl}}{\partial m_j} \Delta m_j^{kl} = dr_i^{kl}, \quad (3.35)$$

mit:

$$dr_i^{kl} = (t_i^k - t_i^l)^{beo} - (t_i^k - t_i^l)^{ber}, \quad (3.36)$$

wobei dr_i^{kl} als *double difference* bezeichnet wird. Δm_j^{kl} stellt die relative Änderung der Hypozentralparameter zwischen den beiden Ereignissen k und l dar. Dabei wird für beide Ereignisse ein konstanter Langsamkeitsvektor angenommen. Diese Annahme ist jedoch nur für dicht beieinander liegende Hypozentren gültig. Für eine nicht konstante Langsamkeit gilt:

$$\begin{aligned} dr_i^{kl} &= \frac{\partial t_i^k}{\partial x} \Delta x^k + \frac{\partial t_i^k}{\partial y} \Delta y^k + \frac{\partial t_i^k}{\partial z} \Delta z^k + \Delta T^k - \frac{\partial t_i^l}{\partial x} \Delta x^l - \frac{\partial t_i^l}{\partial y} \Delta y^l - \frac{\partial t_i^l}{\partial z} \Delta z^l - \Delta T^l \\ &= \sum_j \frac{\partial t_i^k}{\partial m_j} \Delta m_j^k - \sum_j \frac{\partial t_i^l}{\partial m_j} \Delta m_j^l. \end{aligned} \quad (3.37)$$

Die Laufzeitresiduen werden somit durch die Unterschiede in der Veränderung aller vier Parameter für jedes der beiden Ereignisse bestimmt.

Gleichung 3.37 kann, entsprechend Gleichung 3.11, für alle Ereignispaare einer Station sowie für alle Stationen zu einem System linearer Gleichungen kombiniert werden:

$$W\bar{r} = WG\bar{m}. \quad (3.38)$$

G ist eine Matrix der Größe $B \times 4P$, wobei B die Anzahl der *double difference* Beobachtungen und P die Anzahl der Ereignisse ist. Der Datenvektor \bar{r} beinhaltet die *double differences* und \bar{m} der Länge $4P$ stellt die Veränderung der Lokation und Herdzeit dar. W ist eine Diagonalmatrix um jede Gleichung zu gewichten. Wenn ein Ereignis zu allen anderen Ereignissen ungünstig verbunden ist, so ist G schlecht konditioniert, was eine numerische Instabilität zur Folge hat. Vermieden werden kann dies durch die Verwen-

dung von nur gut verbundenen Ereignissen oder mithilfe eines Dämpfungsfaktors, damit eine Konvergenz erzwungen wird.

In dem Lokalisierungsprogramm *HypoDD* stehen zwei Methoden zur Verfügung, um Gleichung 3.38 zu lösen: die Singulärwertzerlegung (*SVD*) oder das Verfahren der konjugierten Gradienten (*LSQR*).

Mithilfe der Singulärwertzerlegung lässt sich jede quadratische Matrix als Produkt dreier Matrizen ausdrücken und stellt somit einen Ansatz für die Lösung des Eigenwertproblems dar (MENKE 1989):

$$G = UA V^T. \quad (3.39)$$

U ist eine Matrix mit den Eigenvektoren von G . A ist eine Diagonalmatrix mit den Eigenwerten von G , wobei die Diagonalelemente als Singulärwerte bezeichnet werden, da sie positiv sind. V stellt eine Matrix der Eigenvektoren von G^T dar. Diese Methode ist jedoch nur für gut konditionierte Systeme effizient. Die numerische Stabilität der Lösung ist abhängig von der Anzahl der zur Verfügung stehenden Beobachtungen und der azimutalen Stationsüberdeckung. Wenn z. B. nur P-Einsätze desselben Refraktors eines geschichteten Mediums vorliegen, so haben die partiellen Ableitungen in G nach der Tiefe den gleichen Wert und sind proportional zu der Spalte mit der Herdzeit in G . Der gleiche Effekt tritt auf, wenn das zu lokalisierende Erdbeben außerhalb des Netzwerkes liegt. Die Ableitungen nach x und y sind dann annähernd proportional zueinander. Die Folge der Proportionalität zweier Spalten in G ist eine schlecht konditionierte Matrix, was die Lösung erschwert (LEE & STEWART 1981). Der Vorteil dieser Methode ist, dass die drei Matrizen U , A und V wichtige Informationen über die Lösbarkeit der unbekannt Parameter von \bar{m} enthalten.

Die Methode der *SVD* ist besonders für kleine Cluster und gut konditionierte Systeme effizient (SHEARER 1999, WALDHAUSER & ELLSWORTH 2000). Bei der gleichzeitigen Relokalisierung eines großen Clusters oder mehrerer Cluster sowie falls G schlecht konditioniert ist, ist das *LSQR*-Verfahren von PAGE & SAUNDERS (1982a, 1982b) von Vorteil. Diese Methode wendet das Verfahren der kleinsten Fehlerquadrate mit einem Dämpfungsfaktor θ an, der eine numerische Stabilisierung zur Folge hat und Singularitäten in der Matrix $G^T G$ vermeidet:

$$\bar{m} = [G^T G + \theta^2 I]^{-1} G^T \bar{r}, \quad (3.40)$$

wobei I eine Einheitsmatrix ist. Mit dem Dämpfungsfaktor wird eine Konvergenz erreicht, ohne den eine Lösung nicht zwangsläufig erreicht wird, da eine schlecht konditionierte Matrix zu oszillatorischen Verschiebungen von \bar{m} führen kann (SAMBRIDGE & KENNETT 1986). Die Herausforderung liegt darin, mit dem Dämpfungsfaktor einen Kompromiss zwischen der Rauigkeit des Modells und dem Fehler der Datenanpassung zu finden.

Die *double difference* Methode wurde in zahlreichen Forschungsarbeiten angewendet. Einerseits, um aus Nachbebenmessungen Rückschlüsse auf die Orientierung der Bruchfläche zu ziehen (YANG & CHEN 2004, BULUT & AKTAR 2007, EBEL et al. 2008) und andererseits, um seismisch aktive Strukturen hochauflösender darzustellen (WALDHAUSER & ELLSWORTH 2002, WALDHAUSER et al. 2004, LIPPITSCH et al. 2005, DUNN & CHAPMAN 2006).

3.2.2.3 Relativlokalisierung mit der Software *HypoLine*

In *HypoLine* gibt es die Möglichkeit, Ereignisse mit der *master event* Methode relativ zu lokalisieren. Wie bei der Absolutlokalisierung wird auch hierbei das Konzept der stetigen Überwachung des Einflusses einzelner Parameter auf die Gesamtlösung beibehalten.

Nach Festlegung von bis zu neun *master events* können die Seismogrammspuren eines dieser *master events* über die Seismogramme des zu relokalisierenden Ereignisses (*slave event*) visuell dargestellt werden. Die Seismogrammspuren des *slave events* können dann interaktiv bis zur bestmöglichen P- bzw. S-Phasenkohärenz mit dem *master event* verschoben werden. Die zeitliche Auflösung und somit die Genauigkeit ist durch die Abtastrate gegeben, wobei mittels Interpolation eine fünffache Überabtastung möglich ist. Die Laufzeitdifferenzen werden folglich nicht mittels Korrelationsmethoden, sondern visuell bestimmt.

Das Prinzip der Relokalisierung soll anhand eines Beispiels erläutert werden. Gegeben sei eine Ebene mit einer konstanten Geschwindigkeit v und den vier Stationen s_1, s_2, s_3 und s_4 mit den Ankunftszeiten $t_{P1}^{master}, t_{P2}^{master}, t_{P3}^{master}$ und t_{P4}^{master} . Dadurch werden insgesamt sechs Hyperbeln gebildet, die in Abbildung 3.8a (schwarze Linien) dargestellt sind. Die Absolutlokalisierung des *master events* erfolgt, wie in Kapitel 3.1.2 erläutert, anhand der höchsten Hyperbeldichte. Aufgrund der vorliegenden Stationskonfiguration und den gewählten P-Einsatzzeiten ergeben sich fünf Tripelpunkte. Der nordöstlichste Tripelpunkt kann aufgrund des hohen Gesamtresiduums als mögliches Epizentrum ausgeschlossen werden. Demnach wurde einer der vier anderen Tripelpunkte als Ort des *master events* ausgewählt (schwarzes Kreuz). Durch die Ankunftszeiten

des *slave events* t_{P1}^{slave} , t_{P2}^{slave} , t_{P3}^{slave} und t_{P4}^{slave} werden nun wieder sechs Hyperbeln gebildet, siehe Abbildung 3.8b (rote Linien). Gezeigt sind die Dislokationsvektoren, welche die senkrechten Abstände der korrespondierenden Hyperbeln, ausgehend von dem *master event*, darstellen (gestrichelte rote Linien). Berechnet werden diese z. B. für die Stationen s_1 und s_3 aus $\Delta t_{13} = (t_{P1}^{slave} - t_{P3}^{slave}) - t_{P13}^{master}$. Die Streuung der Dislokationsvektoren ist ein Maß für die Güte und wird mithilfe des Rektilinearitätswertes r_c angegeben. Dieser berechnet sich aus:

$$r_c = \frac{|\bar{c}|}{lin} * 100 \quad [\%], \quad (3.41)$$

mit:

$$\bar{c} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \bar{c}_i, \quad lin = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |\bar{c}_i|, \quad (3.42)$$

wobei \bar{c}_i die einzelnen Dislokationsvektoren sind. Die normalisierte Vektorsumme (rote Linie) markiert den Ort des relokatisierten Ereignisses (rotes Kreuz) und stellt eine Näherungslösung aus den zur Verfügung stehenden Informationen dar. Bei zwei entgegengesetzten Dislokationsvektoren mit gleichem Betrag ist der Mittelwertvektor 0 und der Rektilinearitätswert beträgt 0%. Das gleiche Prinzip wird auch für den S-Einsatz angewendet, wobei sich der Dislokationsvektor aus $(t_{S_{master}} - t_{P_{master}}) - (t_{S_{slave}} - t_{P_{slave}})$ berechnet.

In der aktuellen Version von *HypoLine* (V. 3.4) werden die *slave events* in die gleiche Tiefenlage wie das *master event* gesetzt. Dadurch ist nur eine Bestimmung der relativen Verschiebung in lateraler Richtung möglich.

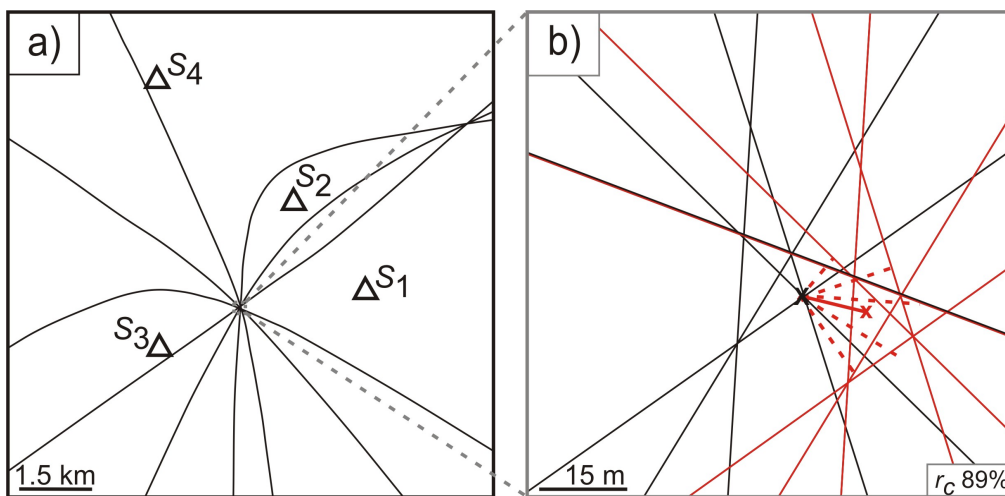


Abbildung 3.8: Prinzip der Absolutlokalisierung in a) und der Relativlokalisierung in b).

3.3 Inversionsmethode bei schlechter azimuthaler Stationsüberdeckung

Bei der Installation von seismischen Netzwerken wird stets darauf geachtet, dass eine möglichst gute azimuthale Stationsüberdeckung vorliegt. Der Grund hierfür liegt in der erhöhten Lokalisierungsgenauigkeit, die prinzipiell bei größer werdender azimuthaler Lücke abnimmt (BRAUNMILLER et al. 1997). Dadurch können bei der Berechnung von $(G^T G)^{-1}$ numerische Instabilitäten infolge einer nahezu singulären bzw. schlecht konditionierten Matrix auftreten. Hinzu kommt, dass bei der Lösung mittels klassischer Methode der Linearisierung eine Normalverteilung der Fehler der Lokalisierungsparameter angenommen wird. Sofern ein gutes Startmodell, eine gute Stationsverteilung und ein bekanntes Geschwindigkeitsmodell vorliegt, werden damit auch robuste Ergebnisse der Fehlerabschätzung erreicht (PRESTI et al. 2008). Allerdings liegt bei einer schlechten Konditionierung meist eine multimodale Fehlerverteilung vor, wodurch nichtlineare Algorithmen, z. B. Gittersuchverfahren, genauere Lokalisierungsergebnisse und Fehlerabschätzungen liefern (PRESTI et al. 2004). Eine Möglichkeit, eine numerische Stabilisierung zu erreichen, ist das bereits erwähnte *LSQR*-Verfahren. Jedoch ist zu beachten, dass es nicht möglich ist, einen Mangel an Information mittels mathematischer „Tricks“ zu beheben (LANCZOS 1961).

In dieser Arbeit wurden ausschließlich Kleinarrays für die Detektion der Seismizität eingesetzt. Dadurch lag eine schlechte azimuthale Stationsüberdeckung vor und herkömmliche Inversionsmethoden waren nicht geeignet. Deshalb wurden in dieser Arbeit die Absolut- und Relativlokalisierungen mit *HypoLine* durchgeführt, das, wie in Kapitel 3.1.2 und 3.2.2.3 gezeigt, nicht auf einer Linearisierung mit anschließender iterativer Näherungslösung, sondern auf einer direkten algebraischen Lösung mit stetiger Lösungskontrolle basiert. Dies ermöglichte eine Lokalisierung von Erdbeben trotz geringer Stationsanzahl und schlechter azimuthaler Stationsüberdeckung.

Um die Auswirkungen eines schlecht konditionierten Systems auf das Lösungsverhalten darzustellen, wird im Folgenden anhand eines Beispiels grafisch gezeigt, wie sensitiv die Inversionsmethode auf eine Änderung der azimuthalen Stationsüberdeckung reagiert und ferner, dass bei einer schlechten azimuthalen Stationsüberdeckung und geringer Stationsanzahl die Inversionsverfahren der *SVD* und *LSQR* unterschiedliche Ergebnisse liefern. Ein weiterer Test wird bei der Messkampagne in Basel (Kapitel 5.4) gezeigt.

3.3.1 Beispiel anhand der *Hayward-Verwerfung*

Für verschiedene Tests bezüglich der Lokalisierungsgenauigkeit in Abhängigkeit der Stationsdichte und der räumlichen Stationsverteilung wurde ein realer Datensatz als Beispiel herangezogen.

Durchgeführt wurden die Tests mithilfe des Programmes *HypoDD*, welches den Algorithmus der *double differences* (Kapitel 3.2.2.2) zur Relokalisierung verwendet. *HypoDD* basiert auf zwei Unterprogrammen, *ph2dt* und *hypoDD*. *ph2dt* transformiert P- und S-Phaseneinsatzzeiten in Eingabedateien für *hypoDD*. Dabei wird nach Ereignispaaren anhand Laufzeitdifferenzen gesucht mit dem Ziel, ein Netzwerk von Verbindungen zwischen Ereignissen herzustellen, wobei der räumliche Abstand der verbundenen Ereignisse so klein wie möglich sein sollte. Hierbei können verschiedene Parameter wie z. B. die maximale Anzahl von Nachbarereignissen, der Radius innerhalb dem nach Nachbarn gesucht werden soll, oder die Angabe der maximalen und minimalen Beobachtungen für jedes Ereignispaar festgelegt werden. Ausreißer werden in diesem Berechnungsschritt erkannt und eliminiert. Das Unterprogramm *hypoDD* minimiert dann die Residuen zwischen beobachteten und berechneten Laufzeitunterschieden in einem iterativen Prozess, datiert die Lokalisierung und partiellen Ableitungen nach jeder Iteration auf und führt eine Neugewichtung der *a priori* Wichtungen entsprechend der während der Inversion bestimmten Abweichungen durch. Auch hier gibt es wieder wählbare Parameter, wie z. B. die Art der Lösungsmethode, *SVD* oder *LSQR*. Eine detaillierte Beschreibung sämtlicher Parameter ist in WALDHAUSER (2001) gegeben. Das folgende Beispiel der *Hayward-Verwerfung* ist eines von sechs Beispieldatensätzen, die dem Programmpaket *HypoDD* beiliegen. Dieser Datensatz beinhaltet 16 Erdbeben, die im Bereich der nördlichen *Hayward-Verwerfung* nahe El Cerrito in Kalifornien mit einem sehr dichten Stationsnetz registriert wurden. Für die Tests wurden verschiedene Stationskonfigurationen extrahiert und dann eine Relativlokalisierung, unter Benutzung der *SVD* sowie von Katalog- und Kreuzkorrelationsdaten von P- und S-Einsatzzeiten, durchgeführt. Da eine Konvergenz mit einer bestimmten Parameterwahl recht einfach zu erzwingen ist, ist die Güte der Lösung sowie Sinn bzw. Unsinn der Parameterwahl stets zu überprüfen. Eine Möglichkeit die Lösungsstabilität zu untersuchen, ist z. B. die Berechnung der Kovarianzmatrix oder eine Analyse des Lösungsverhaltens bei kleinen Parameteränderungen.

Abbildung 3.9 zeigt das Resultat der Relokalisierung unter Einbezug von 94 Stationen, welche im linken oberen Bild dargestellt sind. Die Kartenansicht, rechtes oberes Bild, stellt einen vergrößerten Ausschnitt des grauen Quadrates im linken oberen Bild mit den relokalierten Ereignissen dar.

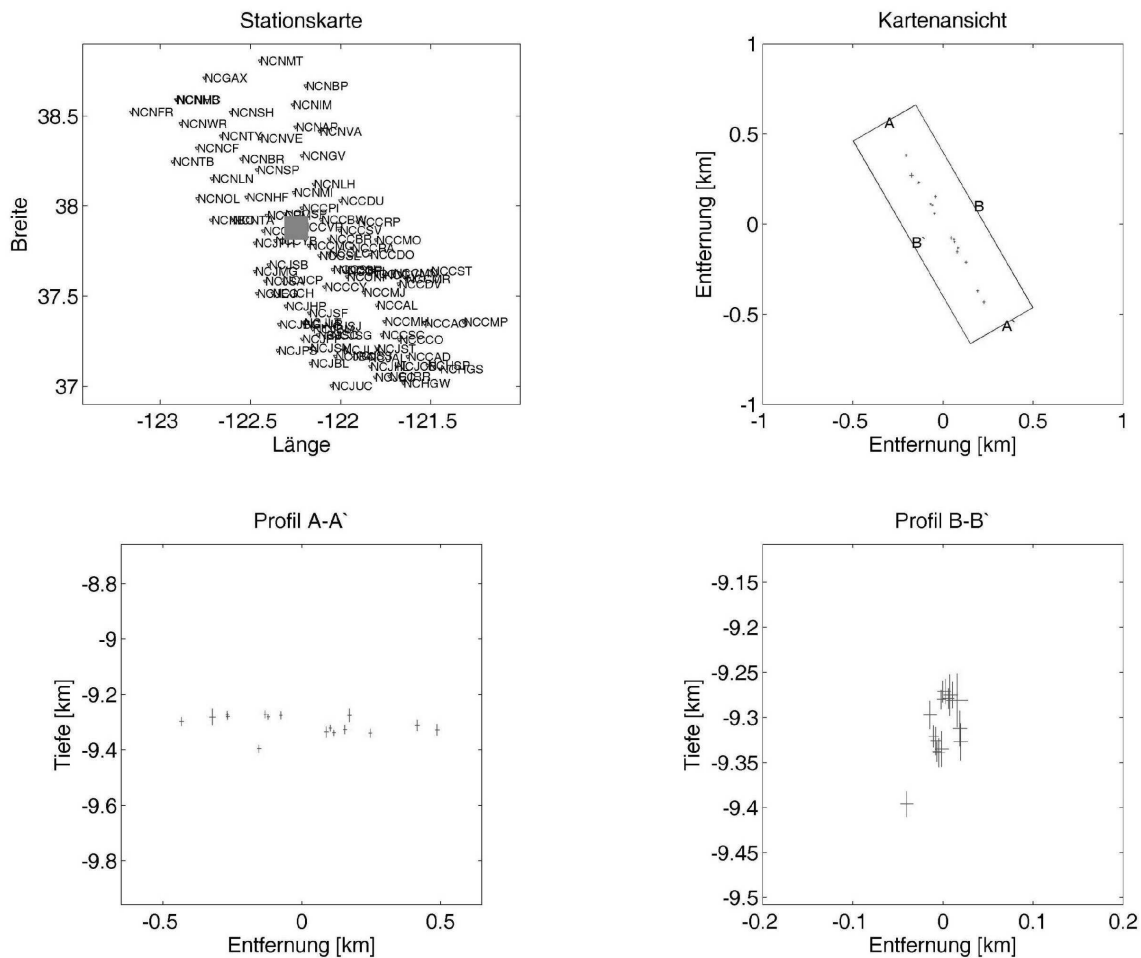


Abbildung 3.9: Relocalisierung mit 94 Stationen.

Aufgrund der hohen Anzahl von P- und S-Einsatzzeiten und der guten azimuthalen Stationsüberdeckung ist die Orientierung der Verwerfung mit einem sehr geringen Lokalisierungsfehler zu erkennen. Der Lokalisierungsfehler wurde mithilfe des kleinsten quadratischen Fehlers $e^2 = R \cdot \text{var}$ berechnet, wobei R die Diagonalelemente der Kovarianzmatrix $R = U A^{-2} U^T$ und var die Varianz der gewichteten Residuen ist (WALDHAUSER & ELLSWORTH 2000). Die Profilschnitte A-A' und B-B' zeigen ein steiles Einfallen der Verwerfungsfläche in einer Tiefe von ca. 9.3 km.

Von den 94 Stationen wurden sieben Stationen extrahiert, die eine sehr einseitige Stationsüberdeckung in südöstlicher Richtung repräsentieren. Abbildung 3.10 zeigt das Ergebnis, wobei eine dreidimensionale Streuung der relocalisierten Ereignisse mit einem recht hohen Lokalisierungsfehler vorliegt. Diese Lösung ist instabil, was sich durch eine große Veränderung der Hypozentren bei kleinen Parameteränderungen, ins-

besondere der Wichtungparameter, zeigt. Zudem sind bei dieser Lösung nicht mehr alle 16 Ereignisse involviert, da relevante Parametergrenzen überschritten wurden. ROSS et al. (2001) wendeten den *double difference* Algorithmus sowohl auf die ablandig liegende *San Gregorio*- als auch auf die auflandig liegende *Calaveras*-Verwerfung in Kalifornien an, wobei für die zweite Untersuchung Stationen, die eine einseitige Stationsüberdeckung repräsentieren, ausgewählt wurden. Die Ergebnisse zeigen, dass die Relokalisierung keine Verbesserung der Lokalisierungsgenauigkeit, sondern eher eine Verschlechterung gegenüber der ursprünglichen Absolutlokalisierung nach sich zog. Deshalb ist bei der Anwendung von Inversionsmethoden zwingend auf die Stabilität und den eingangs erwähnten Kontrollparametern, etwa die Kondition, zu achten.

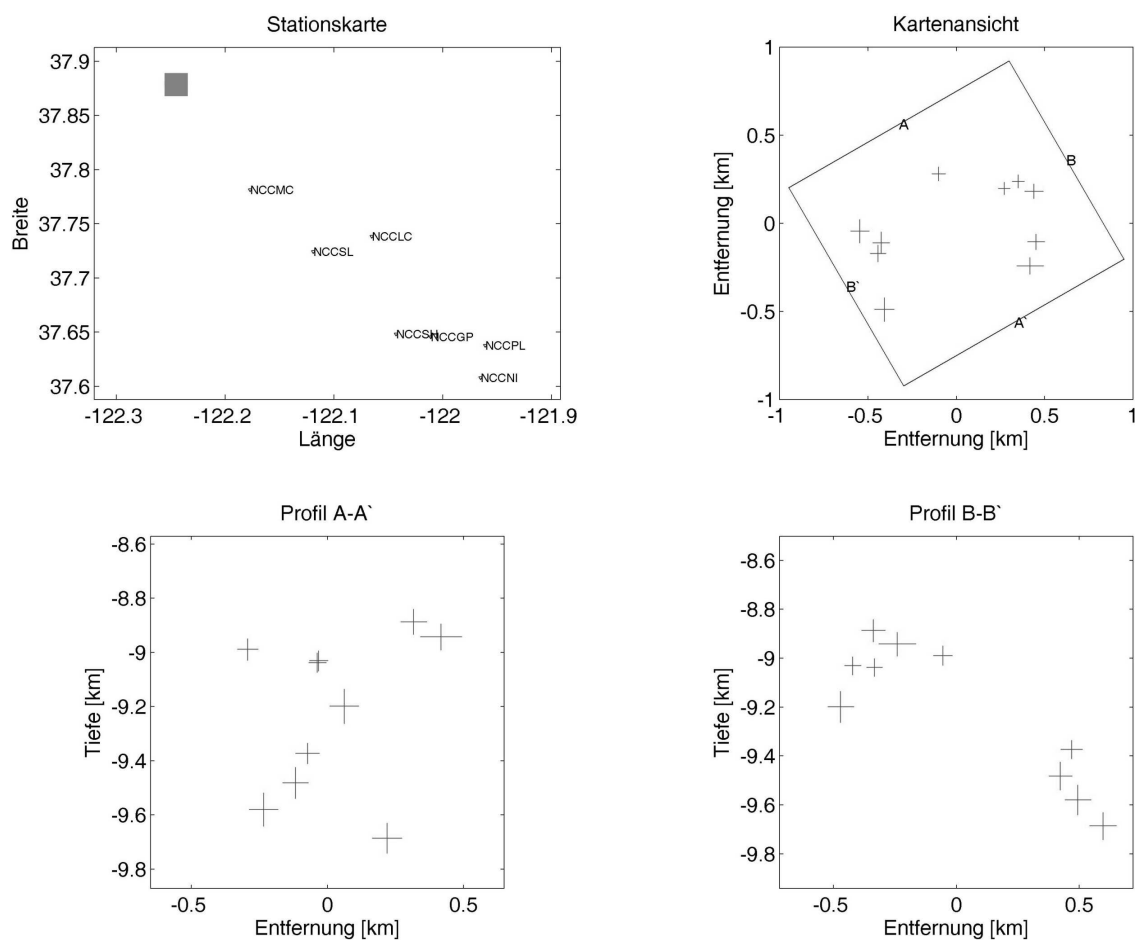


Abbildung 3.10: Relokalisierung mit sieben Stationen.

Wie zu erwarten ist, wird durch eine Verringerung der azimuthalen Lücke durch Hinzunahme von Stationen eine stabilere Lösung mit einem geringeren Lokalisierungsfehler und somit einer höheren Auflösung der Streichrichtung der *Hayward*-Verwerfung erreicht (Abbildung 3.11). Weiterhin ist die, im Gegensatz zur Epizentralverteilung, schlechtere Tiefenauflösung zu erkennen. Nach wie vor reagiert diese Lösung stark auf Parameteränderungen wie dem verwendeten Geschwindigkeitsmodell und den Wichtungsfaktoren.

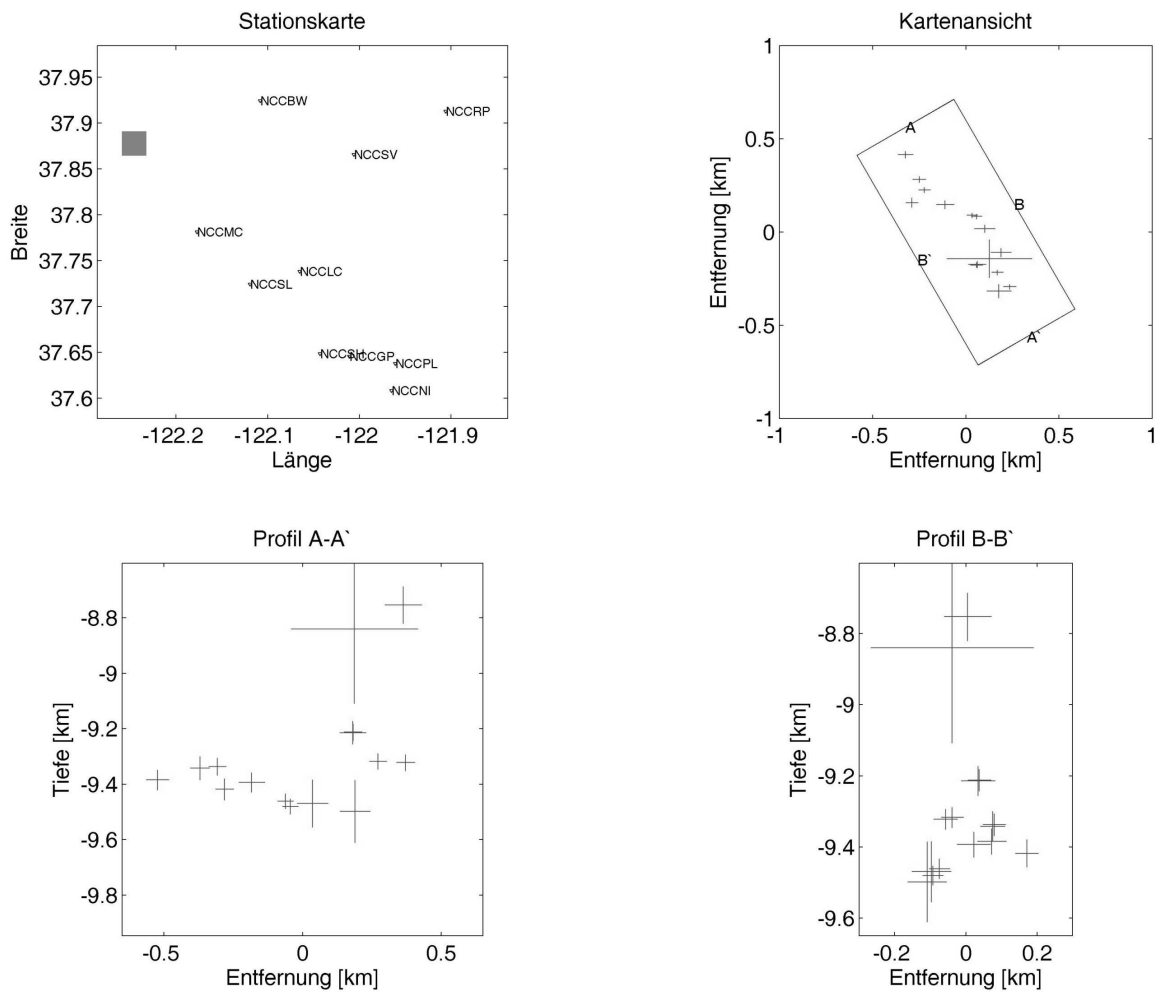


Abbildung 3.11: Relokalisierung mit zehn Stationen.

Auch wenn diese Beispiele nicht direkt auf Kleinarrays übertragbar sind, da die Laufzeitunterschiede zwischen den Stationen um ein Vielfaches geringer sind und somit noch schlechtere Bedingungen vorherrschen, so zeigen sie, dass es bei der Verwendung einer Inversionsmethode zwingend erforderlich ist, eine gute azimutale Stationsverteilung vorliegen zu haben, um ein robustes, zuverlässiges und aussagekräftiges Ergebnis zu erlangen und um Missinterpretationen zu vermeiden. Bei einer geringen Anzahl von Stationen, d. h. nahezu singulärer Matrix, ist das Resultat sehr stark von den verschiedenen Lokalisierungsparametern abhängig. Eine geringe Änderung dieser kann bereits eine hohe Auswirkung auf die Inversionsminima haben und somit eine komplette Umstrukturierung der Hypozentrumskoordinaten nach sich ziehen.

3.3.2 Methoden *LSQR* und *SVD*

Bei einer guten Stationskonfiguration liefern die Methoden der *SVD* und des *LSQR* vergleichbare Ergebnisse. Die *SVD* ist für die Untersuchung kleinere Systeme (ca. 100 Ereignisse), das *LSQR* für größere Systeme effizient (WALDHAUSER 2001). Die *SVD* liefert mit der Berechnung von Kovarianzen zudem wichtige Informationen über die Lösbarkeit des Systems.

Bei der Untersuchung der Lokalisierungsgenauigkeit in Kapitel 3.3.1 fiel auf, dass je nach verwendeter Methode zur Lösung von Gleichung 3.38, *SVD* oder *LSQR*, bei unterschiedlichen Stationskonfigurationen verschiedene Ergebnisse resultierten. Dieser Effekt wird bei zunehmender Abnahme der Stationsanzahl sowie bei größer werdender azimutaler Lücke verstärkt. Da beide Methoden auf eigens erhobene Daten (Kapitel 5.4) angewendet wurden und dort dieser Effekt ebenso beobachtet wurde, soll hier ein allgemeines Beispiel diesen Sachverhalt grafisch verdeutlichen, wobei nur die Epizentralverteilung berücksichtigt wird und kein Lokalisierungsfehler dargestellt ist. Hierfür wurde ebenfalls der Beispieldatensatz der *Hayward*-Verwerfung herangezogen und verschiedene Stationskonfigurationen ausgewählt. Abbildung 3.12 zeigt das Ergebnis einer Auswahl dreier Testlokalisierungen, wobei zu beachten ist, dass es sich in den Abbildungen 3.12a – c um das gleiche Verwerfungssegment handelt.

In Abbildung 3.12a sind die Lösungen der Methoden der *SVD* und des *LSQR* unter Einbeziehung der 94 Stationen gezeigt, wobei deutlich zu erkennen ist, dass die Lösung unabhängig von der verwendeten Methode ist. Das graue Quadrat in der Stationskarte markiert jeweils den Ausschnitt der rechten Kartenansichten. Abbildung 3.12b hingegen zeigt eine einseitige Stationsüberdeckung mit einer geringen Anzahl von Stationen. Die Lösung mittels *SVD* zeigt eine vergleichbar hohe Streuung, sowie eine scheinbare Ab-

weichung der Streichrichtung, was zu einer Missinterpretation der Ergebnisse führen würde. Die Lösung mittels *LSQR* hingegen zeigt eine diffuse Epizentrumsverteilung ohne erkennbare lineare Anordnung. Dieselbe diffuse Verteilung bei der Methode *LSQR* ist in Abbildung 3.12c zu erkennen, bei der die azimutale Stationslücke verringert, die einseitige Stationsverteilung jedoch beibehalten wurde. Bei der Lösung mittels *SVD* sind zwei Richtungen, Nord-Süd und Nordwest-Südost, zu erkennen, was wiederum zu einer Fehlinterpretation verleiten würde. Die Lösungen der beiden Beispiele in den Abbildungen 3.12b und 3.12c weisen, im Vergleich zu dem Beispiel in Abbildung 3.12a, eine große Streuung bei einer geringen Parameteränderung auf.

Diese Beispiele verdeutlichen, dass bei einer schlechten azimutalen Stationsverteilung und geringen Phaseninformationen Lokalisierungsergebnisse mittels Inversionsmethoden nur unter Vorbehalt und genauer Prüfung der Lösungsstabilität interpretierbar sind.

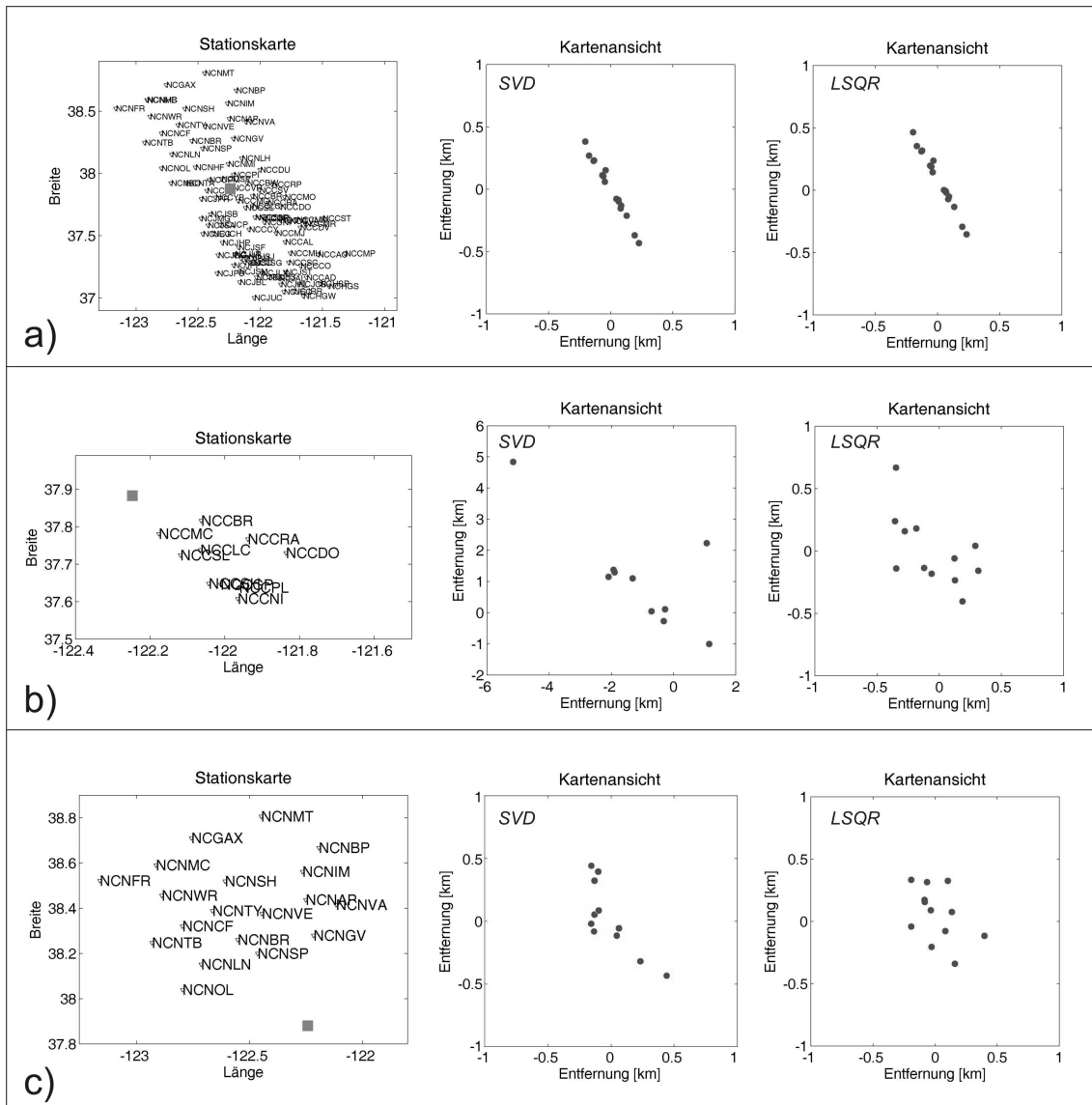


Abbildung 3.12: Vergleich der Lokalisierungsergebnisse mittels SVD und LSQR bei variierender azimuthaler Stationsüberdeckung.

4 Erdbebenstatistik für die Untersuchung seismischer Katalogdaten

Die mit der Methode des *Nanoseismic Monitorings* erreichte Erhöhung der Detektionsempfindlichkeit ist nur dann von Nutzen, wenn in dem entsprechenden kurzen Messzeitraum genügend Ereignisse detektiert werden. Dabei ist von Bedeutung, wie die Häufigkeit dieser gemessenen Ereignisse in Relation zu den über viele Jahre hinweg erstellten seismischen Katalogdaten steht. Der Vergleich zweier Kataloge ist nicht trivial und unterliegt einigen statistischen Herausforderungen. In diesem Kapitel sind die für diese Arbeit relevanten Methoden und Probleme zusammengefasst dargestellt. Einen Teil der beschriebenen Berechnungen wurde mit dem Programm *ZMAP* (WIEMER 2001) durchgeführt.

4.1 Magnituden-Häufigkeitsbeziehung

Das Auftreten von großen Erdbeben im Vergleich zu kleinen in einer bestimmten Region kann oftmals in guter Näherung durch ein Potenzgesetz beschrieben werden. Zum ersten Mal wurde dies in Japan von ISHIMOTO & IIDA (1939) und in Kalifornien von GUTENBERG & RICHTER (1944) beobachtet. Die Gleichung lautet:

$$\log N = a - bM. \quad (4.1)$$

N ist die Anzahl der Erdbeben und a und b sind Konstanten. a gibt die Seismizitätsrate innerhalb einer bestimmten Region in einem definierten Zeitfenster an. b ist ein tektonischer Parameter und beschreibt das relative Verhältnis von großen zu kleinen Erdbeben. Dieses Verhältnis von großen zu kleinen Erdbeben ist meist über einen großen Magnitudenbereich hinweg konstant und beschreibt die allgemein angenommene Ähnlichkeit der Erdbeben. Dies bedeutet eine einheitliche Skalierung der Eigenschaften (z. B. seismisches Moment, Spannungsabfall) von kleinen bis hin zu großen Magnituden. Aus statistischen Gründen wird die kumulative Magnituden-Häufigkeitsdarstellung bevorzugt.

4.2 Vollständigkeitsmagnitude und b -Wert

Mithilfe der raum-zeitlichen Kartierung des b -Wertes wird versucht, Rückschlüsse auf geodynamisch-tektonische Prozesse zu ziehen, um damit wiederum Aussagen über das seismische Risiko einer Region machen zu können. Voraussetzung für eine zuverlässige statistische Bestimmung des b -Wertes ist die Registrierung einer ausreichend hohen Anzahl von Erdbeben. SCHORLEMMER & WIEMER (2004) schlagen 50 bis 100 Ereignisse für eine robuste Berechnung des b -Wertes vor, wobei NEUNHÖFER & HEMMANN (2005) einen geringen Berechnungsfehler des b -Wertes mit mehr als zehn Ereignissen erwarten.

Gleichung 4.1 beschreibt das lineare Verhältnis des Logarithmus der Anzahl von Ereignissen und der Magnitude. Die Magnituden-Häufigkeitskurve knickt zu kleinen und zu großen Magnituden hin ab. Die Ursache des nichtlinearen Verhaltens bei großen Magnituden liegt meist in dem zu kurzen Beobachtungszeitraum, sodass das Wiederkehrintervall von Erdbeben mit großer Magnitude noch nicht erreicht ist. Der Knickpunkt hin zu kleinen Magnituden markiert die Vollständigkeitsmagnitude (M_C - *magnitude of completeness*), bis zu der alle Erdbeben in einem bestimmten Raum-Zeitbereich detektiert werden. Unterhalb dieser Schwelle sind die Erdbeben so schwach, dass diese nicht von allen Stationen registriert werden, oder, im Falle einer Nachbebenmessung, durch die Coda von größeren Erdbeben maskiert sind.

Die Vollständigkeitsmagnitude liegt für globale Netzwerke bei $M_L \approx 4.0$ (WÜSTER et al. 2000), für regionale Netzwerke bei $M_L \approx 2.0$ (z. B. für die Erdbebenmessstationen in Baden-Württemberg, betrieben von dem Landeserdbebendienst in Freiburg (BRÜSTLE & STANGE 2002)) und für temporäre, lokale Netzwerke bei $M_L \approx 0.0$ bis $M_L \approx 1.0$ (z. B. PICCININI et al. 2003, VON SEGGERN et al. 2003). Allgemein ist die Vollständigkeitsmagnitude von der Stationsdichte, der Entfernung der Quelle zum Empfänger und der Bodenunruhe an den einzelnen Stationen abhängig. Je geringer die drei Parameter, desto niedriger die Vollständigkeitsmagnitude. Bei der Berechnung des b -Wertes ist die Vollständigkeitsmagnitude die kleinste Magnitude die berücksichtigt wird. Eine konservative Einschätzung dieser Magnitude würde die Notwendigkeit der Kenntnis dieser zwar umgehen, aber statistisch gesehen wirkt sich dies negativ aus, da dadurch die zur Verfügung stehende Anzahl von Ereignissen dezimiert wird. Eine zu niedrig angenommene Vollständigkeitsmagnitude resultiert in einem zu kleinen b -Wert. Deshalb ist es notwendig, diese Schwelle genau zu bestimmen.

Zum einen ist es möglich, anhand der Magnituden-Häufigkeitskurve die Vollständigkeitsmagnitude visuell abzulesen, fundierter ist jedoch die Anwendung eines objektiven Verfahrens. In der Literatur werden zahlreiche Methoden vorgeschlagen und stets neue

Algorithmen entwickelt. Zum Beispiel untersuchten RYDELEK & SACKS (1989) die unterschiedlichen Detektionsschwellen zwischen Tag und Nacht und leiteten daraus die Vollständigkeit von seismischen Katalogen ab. Bei den Messkampagnen in der vorliegenden Arbeit wurde die *entire-magnitude-range*-Methode (*EMR*-Methode) (WOESSNER & WIEMER 2005) angewendet, welche eine Selbstähnlichkeit der Ereignisse voraussetzt. Diese Methode betrachtet den ganzen Magnitudenbereich, den vollständig erfassten Bereich oberhalb und den unvollständig erfassten Bereich unterhalb der Vollständigkeitsschwelle. Beide Bereiche werden dann mit einer *Maximum-Likelihood*-Schätzung angenähert.

Mit der Kenntnis der Vollständigkeitsmagnitude lässt sich der b -Wert, die Steigung der Magnituden-Häufigkeitskurve, bestimmen. Meist wird dies mit der *Maximum-Likelihood*-Methode nach AKI (1965) bewerkstelligt:

$$b = \frac{\log_{10} e}{(M_{mean} - M_{min})}, \quad (4.2)$$

wobei e die Eulersche Zahl, M_{mean} der Mittelwert der beobachteten Magnituden und M_{min} die kleinste vollständig erfasste Magnitude ist. Um die Rundungsfehler bei der Benutzung von Magnitudenintervallen (ΔM) zu minimieren, sollte der Korrekturfaktor $M_{min} = M_C - \Delta M/2$ verwendet werden (UTSU 1966, GUO & OGATA 1997). Die Standardabweichung wird entweder nach AKI (1965) oder mit der verbesserten Gleichung von SHI & BOLT (1982), die auch für raum-zeitliche Variationen des b -Wertes robuste Ergebnisse liefert, berechnet:

$$\sigma(b) = 2.30b^2 \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (M_i - M_{mean})^2}{N(N-1)}}, \quad (4.3)$$

wobei M_i die einzelnen Magnitudenwerte sind.

Generell liegt der b -Wert nahe bei 1, kann aber in Schwarmgebieten bis zu 2.5 erreichen (LAY & WALLACE 1995). Über einen langen Zeitraum hinweg und in einem großen Gebiet ist der b -Wert relativ konstant, unterliegt aber lokal und temporär großen Schwankungen. WIEMER et al. (1998) untersuchten einen seismisch aktiven Teil nahe der *Long Valley*-Caldera in Kalifornien und beobachteten eine raum-zeitliche Variation des b -Wertes in der Größenordnung von 1. Die Schwankungen des b -Wertes geben Hinweise auf tektonische Parameter, wobei die Ursachen für eine Abweichung des b -Wertes vielfältig sind. MOGI (1962) zeigte, dass eine starke Heterogenität des Materials mit einem höheren b -Wert einhergeht. Ein erhöhter b -Wert wird auch durch einen erhöhten thermischen Gradienten oder durch die Anwesenheit von Fluiden erreicht.

Dies zeigten unter anderem Labortests von WARREN & LATHAM (1970). Diesen Sachverhalt nutzten MONTERROSO & KULHÁNEK (2003) aus und schlossen durch die Änderung des b -Wertes mit der Tiefe entlang der Subduktionszone des Mittelamerikanischen Grabens auf den thermischen Gradienten und eine mögliche Phasenumwandlung, welche die Entstehung von Vulkanismus hervorruft. Zudem belegen mehrere Studien, dass der b -Wert räumliche Variationen aufzeigt, die mit Regionen unterschiedlicher Spannungskonzentration übereinstimmen. Bereiche unter hoher Spannung zeigen einen geringeren b -Wert als solche unter niedriger Spannung (SCHOLZ 1968, WYSS 1973, SCHORLEMMER & WIEMER 2004). Dies ist insbesondere für die Erforschung des bevorzugten Auftretens von Erdbebenherden und zur Strukturerkennung von Anomalien von Bedeutung.

4.3 Konstanz des b -Wertes

Wie in Kapitel 4.2 diskutiert weicht die Magnituden-Häufigkeitskurve zu großen und zu kleinen Magnituden hin ab. Dies wird allgemein als ein Artefakt der Datenanalyse gewertet, wobei einige Autoren spekulieren, dass die Ursache in dem Abfall der Magnituden-Häufigkeitskurve zu kleinen Magnituden hin nicht an der Detektionsschwelle liegt, sondern dass kleine Beben nicht so häufig vorkommen (AKI 1987, TAYLOR et al. 1990, UMINO & SACKS 1993).

Verschiedene Studien zeigen, dass in dem dazwischenliegenden Magnitudenbereich ein linearer Verlauf des b -Wertes angenommen werden kann. KING & WESNOUSKY (2007) untersuchten Modelle von Scherbrüchen und stellten eine Selbstähnlichkeit über alle Erdbebengrößen hinweg fest. VON SEGGERN et al. (2003) erforschten Nachbeben des *Little Skull Mountain*-Erdbebens von 1992 und beobachteten eine Linearität des b -Wertes bis $M_L = -1.2$. Im Bereich $0.0 \leq M_L \leq 5.0$ wiesen ABERCROMBIE & BRUNE (1994) anhand von drei Störungszonen und im Bereich der *Long Valley*-Caldera eine Selbstähnlichkeit der Erdbeben nach. ABERCROMBIE (1995) beobachtete mit einer in 2.5 km Tiefe installierten Bohrlochstation einen konstanten Spannungsabfall im Bereich $-1.0 \leq M_L \leq 5.0$.

Daneben gibt es auch Untersuchungen, die ein nichtlineares Verhalten des b -Wertes zeigen. So beobachtete IIO (1991) anhand von Nachbeben eine untere Magnitudengrenze von $M_{JMA} = -1.4$, obwohl das Signal-Störverhältnis die Detektion von Ereignissen mit $M_{JMA} > -1.9$ erlaubt hätte. TRIFU et al. (1993) untersuchten induzierte Ereignisse im Magnitudenbereich -2.0 bis 1.0 (eigens kalibrierte Momenten-Magnitudenskala) und stellten ein nichtlineares Verhalten der Magnituden-Häufigkeitskurve im Bereich

-0.5 bis 0.0 fest. Die Autoren vermuten, dass dies mit einer Stressumlagerung nach einem Steinschlagereignis zusammenhängt. AKI (1987) erforschte Daten eines Bohrlochseismometers im Bereich der *Newport-Inglewood*-Störungszone und fand eine Abweichung der Selbstähnlichkeit für $M_w < 3.0$ im Vergleich zur linearen Extrapolation für $M_w > 3.0$. Für das nichtlineare Verhalten gibt es keine allgemeingültige Erklärung. PACHECO et al. (1992) erklären einen Knick in der Magnituden-Häufigkeitskurve damit, dass ab einem bestimmten Punkt die Größe der Bruchfläche der Mächtigkeit der seismogenen Zone entspricht, sodass sich der Bruch nur noch lateral ausdehnen kann, was eine Änderung des b -Wertes zur Folge hat. Eine nicht natürliche Ursache beschreibt MAIN (2000) durch die Darstellung der kumulativen Magnituden-Häufigkeitskurve. Auftretende Knicks können Artefakte der Datenverarbeitung sein. Deshalb ist es wichtig, auch immer die nichtkumulative Magnituden-Häufigkeitsverteilung zu betrachten.

Diese Beispiele zeigen, dass es bis heute unklar ist, in welchem Maße und über welchen Magnitudenbereich die Annahme der Ähnlichkeit von Erdbeben Gültigkeit besitzt.

4.4 Kriterien bei der Untersuchung von Katalogdaten

Eines der wichtigsten Resultate einer seismologischen Überwachung sind Erdbebenkataloge. In dieser Arbeit werden die registrierten Ereignisse mit verschiedenen Katalogen verglichen. Dabei ist es notwendig, die Veränderungen, denen seismische Kataloge unterliegen, genau zu studieren und sie zu verstehen, damit ungewollte Artefakte zu keiner Datenmissinterpretation führen.

Grundsätzlich sind einerseits zeitliche und andererseits räumliche Variationen vorhanden, welche anthropogen verursacht sind und die Kataloge beeinflussen (HABERMANN 1987, ZÚÑIGA & WIEMER 1999). Die räumliche Heterogenität wird unter anderem durch eine ungleichmäßige Stationsdichte und durch die Art der Instrumentierung verursacht. Die zeitliche Heterogenität wird durch eine Änderung der Magnitudendefinition, Veränderung in der Stationsanzahl, modifizierte Detektionsalgorithmen oder aufgrund natürlicher Ursachen wie z. B. Nachbeben hervorgerufen. Neben den raumzeitlichen Veränderungen gibt es auch statische Gegebenheiten, welche die Vollständigkeitsmagnitude beeinflussen können. Zum einen spielt die räumliche Lage der Epizentren zum Netzwerk eine große Rolle, da am Rande des Netzwerkes eine verminderte Vollständigkeitsmagnitude vorliegt (WIEMER & WYSS 2002). Ein Vergleich von Inland und offener See ergab einen Unterschied in der Vollständigkeitsmagnitude von bis zu einer Magnitude (WIEMER & WYSS 2000). Ebenso ist die Auswahl des zu

untersuchenden Zeitraumes von großer Bedeutung, da es einerseits erstrebenswert ist, eine möglichst lange Zeitperiode für einen Vergleich heranzuziehen, andererseits jedoch in der Vergangenheit die Vollständigkeitsmagnitude bei den meisten Netzwerken, aufgrund der geringeren Stationsdichte, deutlich höher war. Deshalb ist das Ziel jeder Magnituden-Häufigkeitsuntersuchung, einen Kompromiss zwischen einer robusten Statistik und der Relevanz der Katalogdaten zu finden. Anthropogen beeinflusst werden die Kataloge oftmals durch abbaubedingte Sprengungen in Steinbrüchen, die bei einer Nichtbeachtung in der Regel zu einem höheren b -Wert führen. WIEMER & BAER (2000) entwickelten einen Algorithmus, um derartige Sprengungen in Katalogdaten zu identifizieren und herauszufiltern. Dabei machten sie sich die Tatsache zunutze, dass die meisten Sprengungen bei Tag durchgeführt werden, und verwendeten das Verhältnis von detektierten Erdbeben in der Nacht im Vergleich zum Tag als Ausschlusskriterium. Wenn Parameter eines größeren Gebietes statistisch untersucht werden sollen ist es erforderlich, dass nur voneinander unabhängige Erdbeben in dem Katalog enthalten sind. Voneinander abhängige Erdbeben (Cluster) wie Vorbeben, Nachbeben oder Schwarmaktivitäten sollten aus dem Katalog entfernt werden (*declustering*). REASENBERG (1985) und OGATA et al. (1995) entwickelten Methoden, um Abhängigkeiten von Erdbeben in Katalogen zu bestimmen.

5 Fallbeispiele

Im Laufe dieser Arbeit wurden elf Messkampagnen durchgeführt, von denen folgende ausführlich vorgestellt werden (siehe Abbildung 5.1):

- 31.03. - 05.04.2004 in der Region um Bullas (Südost-Spanien)
- 05.12. - 07.12.2004 bei Waldkirch (Südwest-Deutschland)
- 23.05. - 07.06.2005 in der Region um Bullas (Südost-Spanien)
- 06.12. - 08.12.2006 in Basel (Schweiz)
- 02.03. - 08.03.2007 im Vogtland bei Nový Kostel (Tschechische Republik)

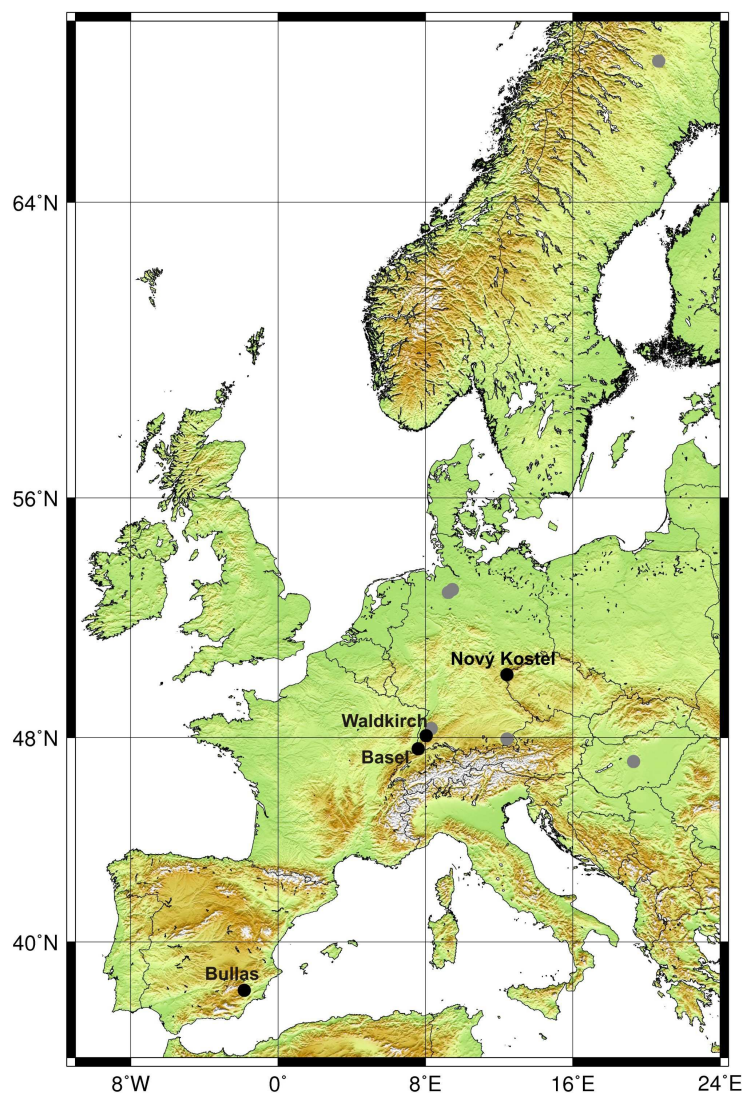


Abbildung 5.1: Geografische Lage der Messkampagnen. Die Lokationen der ausführlich beschriebenen Feldmessungen sind schwarz, die der weiteren Feldmessungen grau markiert.

Des Weiteren wurden Messungen für die *OSI* der *CTBTO* sowohl in Kiruna (Nord-Schweden) und in Táborfalva (Ungarn) mit dem Ziel der Erfassung und Lokalisierung von Mikrobeben bis zur politisch vorgegebenen Detektionsschwelle von $M_L = -2.0$ vollzogen. Ferner wurden für die RWE Dea AG zwei Messungen in Norddeutschland zu dem Zweck der seismischen obertägigen Überwachung von *Hydrofrac*-Stimulationen sowie eine Messung in Süddeutschland mit dem Ziel der Charakterisierung der lokalen Bodenunruhe für die Installation von Bohrlochseismometern getätigt. Ergänzt wurden diese Kampagnen durch eine weitere Testmessung im Bergwerkstollen des Observatoriums in Schiltach im Schwarzwald (*BFO*).

Die erste Feldmessung im Jahre 2004 wurde im Rahmen einer Machbarkeitsstudie durchgeführt. Dabei wurde das Messsystem erstmals zur Registrierung natürlicher Seismizität eingesetzt. Die darauffolgenden Messkampagnen profitierten von den Erfahrungen vorheriger Feldarbeiten und wurden so konzipiert, dass diese möglichst verschiedene seismotektonische und unterschiedliche geologische Gebiete umfassten. Ein weiteres Kriterium für die Auswahl der Messorte war das Vorhandensein von möglichen Referenzinformationen, um die gewonnenen Ergebnisse zu verifizieren. Mit zunehmender Anzahl an Messkampagnen ging somit ein inkrementeller Zuwachs an Wissen, bezogen auf die Datenerhebung und -auswertung, einher.

Die Messkampagnen brachten verschiedene Herausforderungen mit sich. Zum einen bestand im Vorfeld einer jeder Feldmessung keinerlei Wissen über das zu erwartende Resultat, d. h. es war unbekannt, ob in dem jeweiligen Untersuchungsgebiet überhaupt Kleinstbeben existieren. Zum anderen war unbekannt, welcher lokale Bodenunruhepegel zu erwarten ist sowie welche Messbedingungen vorherrschen würden (z. B. Wetter, potenzielle Störquellen). Dies hatte zur Folge, dass zum Teil neue Messorte aufgesucht werden mussten, um günstigere Bodenunruhebedingungen vorzufinden. Einen Eindruck über die lokale Bodenunruhe von einer Auswahl an Messorten gibt Abbildung 5.2. Dargestellt ist der Median der spektralen Leistungsdichte in dB rel. zu $(1\text{m/s}^2)^2/\text{Hz}$ im Frequenzbereich 1 bis 100 Hz (Vertikalkomponente) für die Messkampagnen im Vogtland bei Nový Kostel (Tschechische Republik), bei Bullas in Südost-Spanien sowie im Bergwerkstollen des *BFO*. Für die Berechnung wurde ein 80-sekündiges Zeitfenster pro halbe Stunde für einen Gesamtzeitraum von 24 Stunden verwendet. Der *peak* bei 70 Hz ist anthropogener Herkunft und wird durch die Rotation der im *data logger* integrierten Festplatte von 4200 Umdrehungen pro Minute verursacht. Zusätzlich ist in Abbildung 5.2 zum Vergleich das *New Low Noise Model (NLNM)* von PETERSON (1993) dargestellt. Dieses Modell wurde aus der unteren Einhüllenden der spektralen Leistungsdichten von 75 weltweit verteilten Stationen abgeleitet. Das Modell repräsentiert somit das kleinste beobachtbare Hintergrundrauschen.

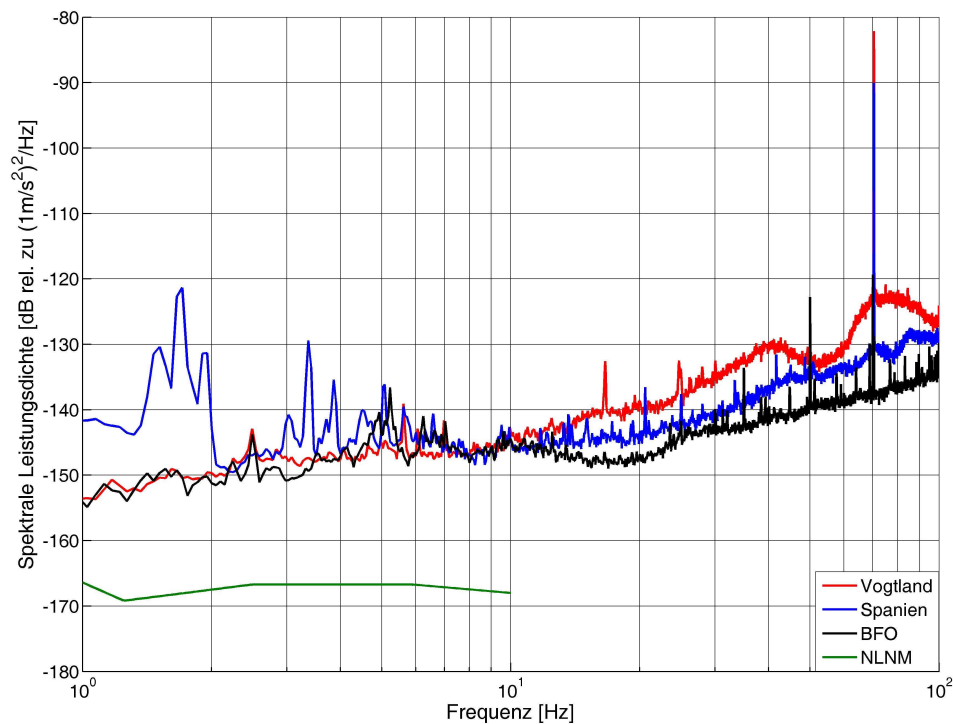


Abbildung 5.2: Median der spektralen Leistungsdichte für verschiedene Messorte im Vergleich zum NLNM.

Die größte Herausforderung bestand in der Ereignisdetektion, da viele Mikrobeben ein Signal-Störverhältnis von nahezu 0 dB aufwiesen. Da hierfür automatische Detektionsalgorithmen ungeeignet sind, gestalteten sich die manuelle Suche nach Ereignissen und die Diskriminierung zwischen Stör- und Nutzsignal teils recht schwierig. Zudem haben lokale Untergrundeffekte bei dieser kleinskaligen Anwendung einen großen Einfluss auf die Seismogrammformen, weshalb sich diese bei jeder Messkampagne stark voneinander unterscheiden und somit stets aufs Neue erkannt und erlernt werden mussten (siehe Abbildung 5.3). Dabei war es insbesondere hilfreich, die Seismogrammformen erst anhand stärkerer Erdbeben kennenzulernen, um den Datensatz dann nach Kleinstbeben zu durchsuchen.

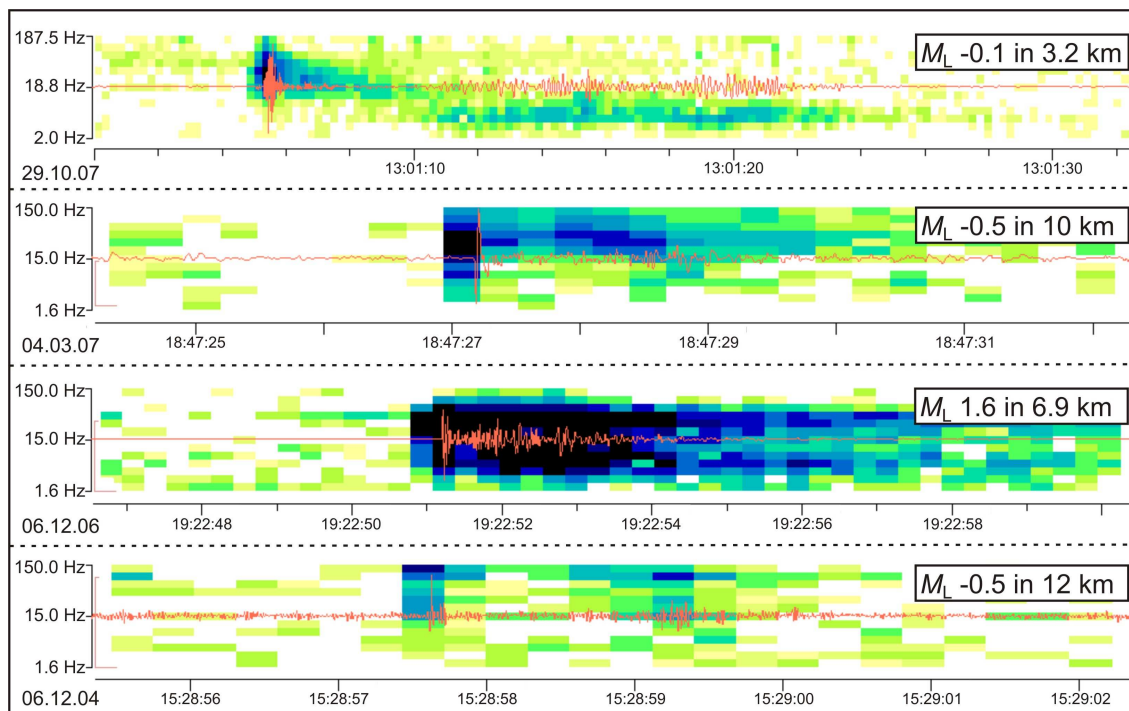


Abbildung 5.3: Beispiele unterschiedlicher Seismogramm- und Sonogrammformen (Vertikalkomponente).

Eine weitere Herausforderung bestand in der Interpretation der registrierten Ereignisse. Da in den Untersuchungsgebieten vorher noch nie schwache Erdbeben registriert wurden, war deren Einordnung zunächst schwierig, da schließlich keinerlei Referenzinformationen vorhanden sein konnten. Kleinstbeben können an groß angelegte Verwerfungszonen gebunden sein, können aber auch Zweigverwerfungen oder sekundär induzierte Phänomene darstellen. Um dies beurteilen können, spielt die Lokalisierungs-genauigkeit eine wichtige Rolle. Im Laufe der vorliegenden Arbeit wurden von dem Geophysikalischen Institut der Universität Stuttgart zusätzliche Kleinarray-Einheiten angeschafft, wodurch Feldeinsätze mit mehreren Kleinarrays möglich waren, was zu einer erhöhten Lokalisierungs-genauigkeit führte.

Die Quintessenz der einzelnen Messkampagnen wird im Folgenden zusammengefasst dargestellt, wobei die eigentliche Beschreibung der Durchführung und die Interpretation der Ergebnisse den Manuskripten im Anhang A1 bis A6 zu entnehmen sind.

5.1 Mikroseismische Machbarkeitsstudie in der Nähe von Bullas und Coy in Südost-Spanien

Diese Messkampagne wurde im Frühjahr 2004 durchgeführt und stellt eine Art Machbarkeitsstudie dar. Das Ziel dieser Untersuchung war zu erforschen, ob es mithilfe der Methode des *Nanoseismic Monitorings* möglich ist, die natürliche Seismizität unterhalb der Detektionsschwelle des lokalen Netzwerkes (*Instituto Geográfico Nacional*) zu registrieren. Dabei war unklar, ob solch schwache Erdbeben überhaupt existieren und falls ja, ob diese an bekannte tektonische Verwerfungszonen gebunden sind. Ausgangspunkt für die Messkampagne war die erfolgreiche Registrierung von schwachen Signalen (bis $M_L > -3.0$), ausgelöst durch Steinschläge innerhalb von Dolinen entlang des Ufers des Toten Meeres von WUST-BLOCH & JOSWIG (2006). Die Arbeitshypothese bestand darin, dass bei genügend hoher Mess- und Auswertempfindlichkeit eine Detektion von Mikroseismizität innerhalb eines kurzen Zeitraumes zu erwarten ist. Ferner war zu untersuchen, ob sich eine Verbindung zwischen der Anzahl der gemessenen Mikrobeben zu dem lokalen Erdbebenkatalog herstellen lässt. Der Messort in der Nähe von Bullas wurde aus zwei Gründen ausgewählt. Zum einen aufgrund der Zusammenarbeit mit den Kollegen vom Institut für Planetologie der Universität Stuttgart (ehemals Institut für Geologie und Paläontologie), die in diesem Gebiet seit mehreren Jahren geologische Kartierungen und Forschungsarbeiten durchführen. Dadurch ist dieses Gebiet geologisch und strukturgeologisch gut erforscht. Zum anderen aufgrund der seismotektonischen Lage des Gebietes an der Plattengrenze Afrika-Eurasien, wodurch eine hohe Seismizitätsrate, verursacht durch zahlreiche Verwerfungen, vorliegt.

Durchgeführt wurde die Feldmessung mit einem Kleinarray in vier Nächten an zwei verschiedenen Orten. Da dies die erste Feldmessung war, war es notwendig, im Feld Anpassungsmaßnahmen an den Geräten vorzunehmen. Deshalb konnten von den vier Nächten nur die Daten zweier Nächte zur Auswertung herangezogen werden. Innerhalb dieses Messzeitraumes wurden 19 Mikrobeben in einem Magnitudenbereich $-2.6 \leq M_L \leq 1.5$ detektiert und zum Teil auch lokalisiert. Da die Feldmessung nur mit einem Kleinarray durchgeführt wurde ist die Lokalisierungsungenauigkeit, insbesondere der Tiefe, sehr hoch. Die Messkampagne zeigt dennoch, dass eine signifikante Mikro-seismizität unterhalb der Detektionsschwelle des lokalen Netzwerkes existiert. Nur zwei der 19 Ereignisse der Stärke $M_L \geq 1.2$ wurden von dem lokalen Netzwerk in unmittelbarer Umgebung registriert. Trotz der geringen Datenmenge und der damit verbundenen hohen statistischen Unsicherheit zeigt die Analyse der Magnituden-Häufigkeitsbeziehung eine gute Übereinstimmung der Anzahl von gemessenen Ereignissen mit dem lokalen Erdbebenkatalog. Die Gegenüberstellung der gemessenen

Ereignisse mit den Katalogdaten zeigt Abbildung 5.4. Dargestellt sind in schwarz die kumulative und in grau die normale Magnituden-Häufigkeitskurven. Katalog C beinhaltet die Seismizität von 1984-2003 eines größeren Gebietes, um einen robusten b -Wert zu bestimmen. Katalog B entspricht der Seismizität von 1984-2003 im Untersuchungsgebiet. Die Anzahl der Ereignisse beider Kataloge ist auf den Messzeitraum von zwei Nächten herunterskaliert. Katalog A zeigt die Ergebnisse dieser Messkampagne. Eine lineare Abschätzung von Katalog B, mit dem berechneten b -Wert von 1.16 zu kleinen Magnituden hin, deutet eine gute Übereinstimmung in der Anzahl der Ereignisse an.

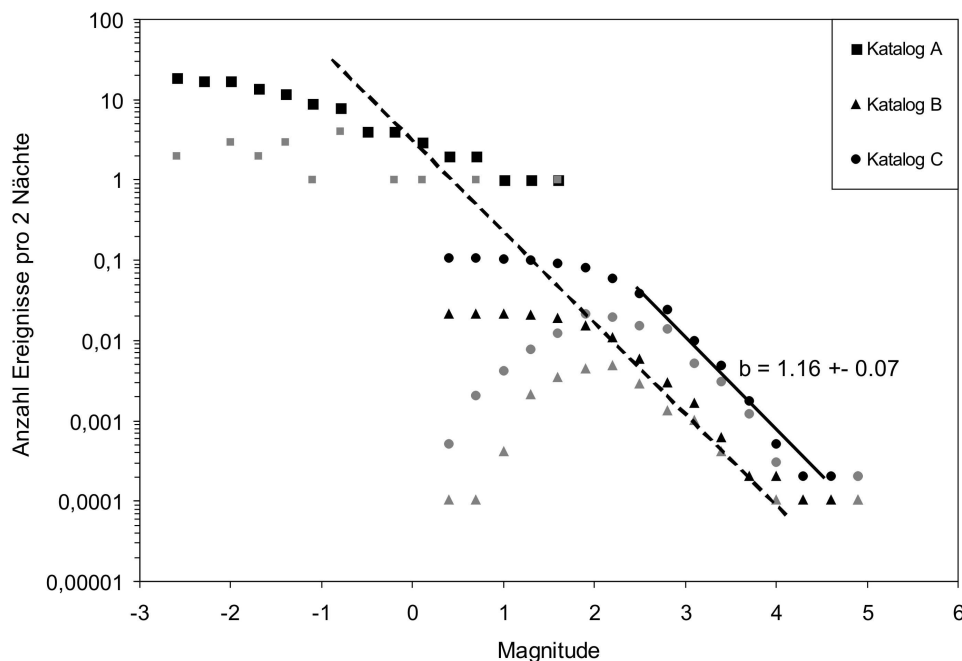


Abbildung 5.4: *Magnituden-Häufigkeitskurve für verschiedene Kataloge mit kumulativer Darstellung in schwarz und normaler Verteilung in grau.*

Die ausführliche Beschreibung der Messkampagne ist folgender Publikation in Anhang A1 zu entnehmen:

Häge, M. & M. Joswig (2009), Microseismic feasibility study: detection of small magnitude events ($M_L < 0.0$) for mapping active faults in the Betic Cordillera (Spain), *Ann. Geophys.*, 52(2), 117-126.

5.2 Zeitliche und räumliche Ähnlichkeitsuntersuchungen von Nachbeben des Waldkirchbebens vom 05.12.2004

Am Sonntag den 05.12.2004 um 01:52 UTC ereignete sich bei Waldkirch in der Nähe von Freiburg ein Erdbeben der Stärke $M_L = 5.4$. Dies war seit 1978 das stärkste Erdbeben in Baden-Württemberg. Die geringe Distanz zur Epizentralregion sowie die Portabilität und Flexibilität eines Kleinarrays ermöglichte es ohne großen logistischen Aufwand, kurzfristig eine Feldmessung durchzuführen. Bereits sieben Stunden nach dem Entschluss eine Messkampagne zu tätigen, nur 14 Stunden nach dem Hauptbeben, wurde ein Kleinarray in Epizentrumsnähe aufgestellt, um mögliche Nachbeben zu registrieren. Von der Deutschen *Task Force* Erdbeben in Potsdam, der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover und dem Landeserdbebendienst in Freiburg (LED) wurde zusätzlich zu dem permanenten Stationsnetz ein temporäres Netzwerk installiert, das jedoch erst zwei Tage nach dem Hauptbeben betriebsbereit war. Ziel dieser Messkampagne war es, zum einen die Performance des Systems zu testen, d. h. zu untersuchen, ob sich generell Kleinarrays für eine Nachbebenuntersuchung eignen, und zum anderen die gewonnenen Ergebnisse mit den Referenzinformationen einer Standard-Auswertung zu vergleichen.

Registriert wurde für einen Zeitraum von ca. 39 Stunden, bis zur Inbetriebnahme des temporären Netzwerkes. Während der Registrierdauer konnten über 700 Nachbeben detektiert werden. Im Gegensatz dazu registrierte das Nachbebennetzwerk 232 Ereignisse mit $M_L > 0.5$ innerhalb 313 Tagen nach dem Hauptbeben (BENN 2006). Die P-Einsätze der Ereignisse zeigen zum Teil eine positive, zum Teil eine negative Polarität. Der Grund hierfür liegt in der unmittelbaren Lage des Kleinarrays an einer Knotenebene und in der variierenden Abstrahlcharakteristik der Erdbebenherde. Ein Vorteil der geringen Epizentraldistanz des Kleinarrays im Verhältnis zur Hypozentralentfernung lag darin, dass die Tiefe der seismogenen Zone mit den Differenzlaufzeiten $t_s - t_p$ der Ereignisse und dem Geschwindigkeitsmodell für Baden-Württemberg (BRÜSTLE & STANGE 2002) sehr genau bestimmt werden konnte. Diese Stationskonfiguration brachte jedoch den Nachteil einer nicht zufriedenstellenden Absolutlokalisierung mit sich. Aus diesem Grund und durch die große Anzahl von detektierten Ereignissen bedingt erfolgte die Auswertung zum Teil mittels statistischer Methoden. Um eine Aussage über die räumliche Verteilung der Nachbeben zu treffen wurde eine auf Kreuzkorrelation basierende Ähnlichkeitsanalyse durchgeführt. Während bei der zeitlich sortierten Korrelationsmatrix keine signifikante Clusterung auftritt, ist bei der nach Dendrogramm sortierten Darstellung eine deutliche Multipllettbildung erkennbar. Unter Einbezug von Tripletts konnten sieben Cluster für Ereignisse mit einer negativen Polari-

tät und vier Cluster für Ereignisse mit einer positiven Polarität bestimmt werden. Eine Untersuchung der zeitlichen Abfolge der einzelnen Cluster ergab, dass diese während des gesamten, allerdings nur 39 Stunden dauernden, Messzeitraums seismisch aktiv waren. Somit fand keine Migration von Mikrobeben entlang der Herdfläche statt.

Das Streichen der Bruchfläche lies sich mithilfe einer Relativlokalisierung zu $99^\circ \pm 12^\circ$ ermitteln und ist in Einklang mit einer Knotenebene des Hauptbebens von 109° , berechnet vom Schweizerischen Erdbebendienst. Über das Einfallen der Bruchfläche konnte keine Aussage gemacht werden. Insgesamt stimmen die Ergebnisse gut mit denen des permanenten und temporären Netzwerkes überein, wie Abbildung 5.5 verdeutlicht. Abbildung 5.5a zeigt die Ergebnisse dieser Messkampagne. Sowohl die Tiefenlage, die Breite als auch die Streichrichtung der seismogenen Zone wurden mithilfe nur eines Kleinarrays bestimmt. Für die Berechnungen wurde jeweils das stärkste Ereignis der elf Cluster ausgewählt. Diese sind als Punkte markiert dargestellt. Abbildung 5.5b zeigt das Ergebnis von 72 relativ lokalisierten Nachbeben, die mit dem permanenten und temporären Netzwerk detektiert wurden. Das Streichen der bestimmten Bruchfläche beträgt 120° , das Einfallen 78° (BENN 2006).

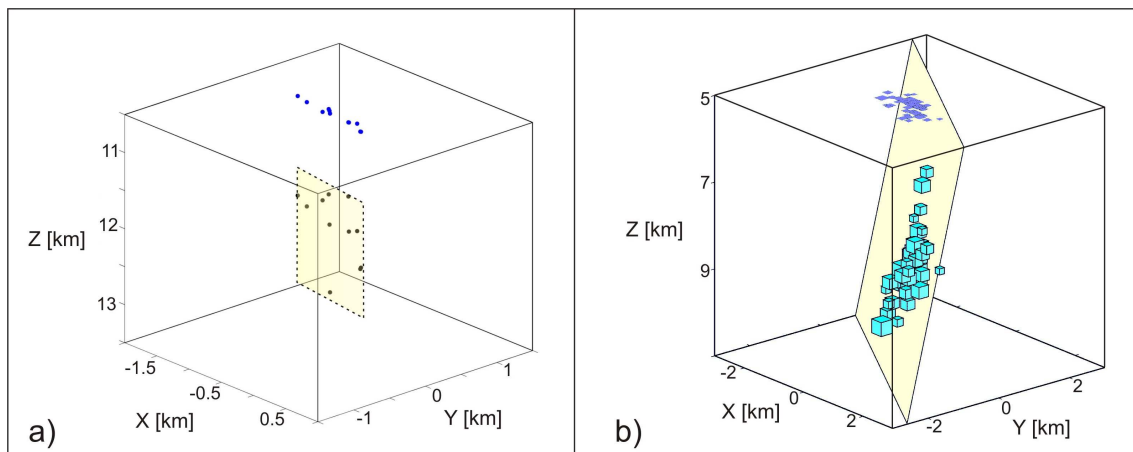


Abbildung 5.5: Ergebnisse dieser Studie in a) im Vergleich zu den Ergebnissen des permanenten und temporären Netzwerkes in b) (verändert nach BENN (2006)).

Die ausführliche Beschreibung der Messkampagne ist folgender Publikation in Anhang A2 zu entnehmen:

Häge, M. & M. Joswig (2009), Spatiotemporal distribution of aftershocks of the 2004 December 5 $M_L = 5.4$ Waldkirch (Germany) earthquake, *Geophys. J. Int.*, 178, 1523-1532.

5.3 Kartierung der mikroseismischen Aktivität entlang der *Crevillente*-Verwerfungszone und der angrenzenden Epizentralregion des *La Paca*-Erdbebens vom 29.01.2005 nahe Coy (Südost-Spanien)

Die erste Messkampagne in der Nähe von Bullas im Jahre 2004 hat an zwei verschiedenen Orten gezeigt, dass es mit der Methode des *Nanoseismic Monitorings* möglich ist, innerhalb eines kurzen Zeitraumes Mikroseismizität unterhalb der Detektionsschwelle des lokalen Netzwerkes (*Instituto Geográfico Nacional*) zu erfassen. Um diese Hypothese zu verifizieren und ein größeres Gebiet seismisch zu kartieren, wurde im Mai/Juni 2005 eine zweite, diesmal 14 Tage dauernde Messkampagne in dem gleichen Gebiet, bei Coy, durchgeführt. Ein weiterer Schwerpunkt der Feldmessung lag in der Untersuchung der lokalen seismischen Aktivität der *Crevillente*-Verwerfungszone (*CFZ*), eine Hauptverwerfungszone in Südspanien. Über die rezente Aktivität dieser Verwerfungszone in dem Beobachtungsgebiet herrscht Unklarheit. Eine Besonderheit stellen drei große Erdbeben dar, die seit 1999 in der näheren Umgebung des Untersuchungsgebietes auftraten, wobei eines dieser Beben der Stärke $M_w = 4.7$, etwa 30 km nordöstlich vom Untersuchungsgebiet entfernt, direkt der Aktivität der *CFZ* zugeschrieben werden kann (BUFORN et al. 2005). Einige Studien zeigen, dass die rezent beobachtete Seismizität nicht zwangsläufig an alt angelegte Verwerfungszone gebunden ist (z. B. SANZ DE GALDEANO et al. 1995). Das Ziel dieser Untersuchung war es, die gemessene Seismizität mit tektonisch bekannten Strukturen zu vergleichen.

Im Gegensatz zu den ersten Feldkampagnen wurden zwei Kleinarrays eingesetzt. Dadurch konnte die Lokalisierungsgenauigkeit und Messperformance verbessert werden. Bis auf die ersten vier Tage wurde ausschließlich nachts registriert, um den Einfluss anthropogen verursachter Bodenunruhe zu minimieren. Um eine erhöhte räumliche Auflösung zu erzielen wurde jeden Tag jeweils ein Kleinarray versetzt. Zuerst wurden beide Kleinarrays entlang der *CFZ* installiert (Abbildung 5.6). Erste Lokalisierungsergebnisse vor Ort zeigten jedoch ein bevorzugtes Auftreten der Seismizität aus südlicher Richtung. Deshalb wurden die folgenden Messplätze der Kleinarrays so gewählt, dass die Hypozentraldistanz reduziert wird, um die Detektionsschwelle zu senken. In dem Messzeitraum von 14 Nächten, inklusive der ersten vier Tage, wurden insgesamt 189 Mikrobeben im Bereich $-1.8 \leq M_L \leq 1.3$ detektiert, wovon 133 Ereignisse lokalisiert werden konnten. Im gleichen Zeitraum registrierte das lokale Netzwerk im Untersuchungsgebiet lediglich ein Erdbeben der Stärke $M_L = 0.7$. Eine Schwierigkeit bei der Lokalisierung der Ereignisse bestand in der Wahl eines passenden Geschwindigkeitsmodells. Es hat sich gezeigt, dass das regional verwendete Geschwindigkeitsmodell

($v_p = 6.1$ km/s für die obersten 11 km der Erdkruste (DÄNOBEITIA et al. 1998)) nicht in Einklang mit den Beobachtungen, wie z. B. der berechneten Scheingeschwindigkeit, zu bringen war, weshalb für die Lokalisierung der Ereignisse eine geringere Geschwindigkeit ($v_p = 4$ km/s, homogener Halbraum) gewählt wurde. Generell zeigt die Lokalisierung der Ereignisse, dass ein Großteil des Spannungsabbaus in der Epizentralregion zweier der drei großen Erdbeben stattgefunden hat und nicht entlang der CFZ (Abbildung 5.6). Einige Ereignisse können aufgrund der hohen Ähnlichkeit der Wellenformen einem gleichen Verwerfungssegment zugeordnet werden. Eine Relativlokalisierung war jedoch aufgrund der geringen Anzahl von einander ähnlichen Signalen nicht möglich.

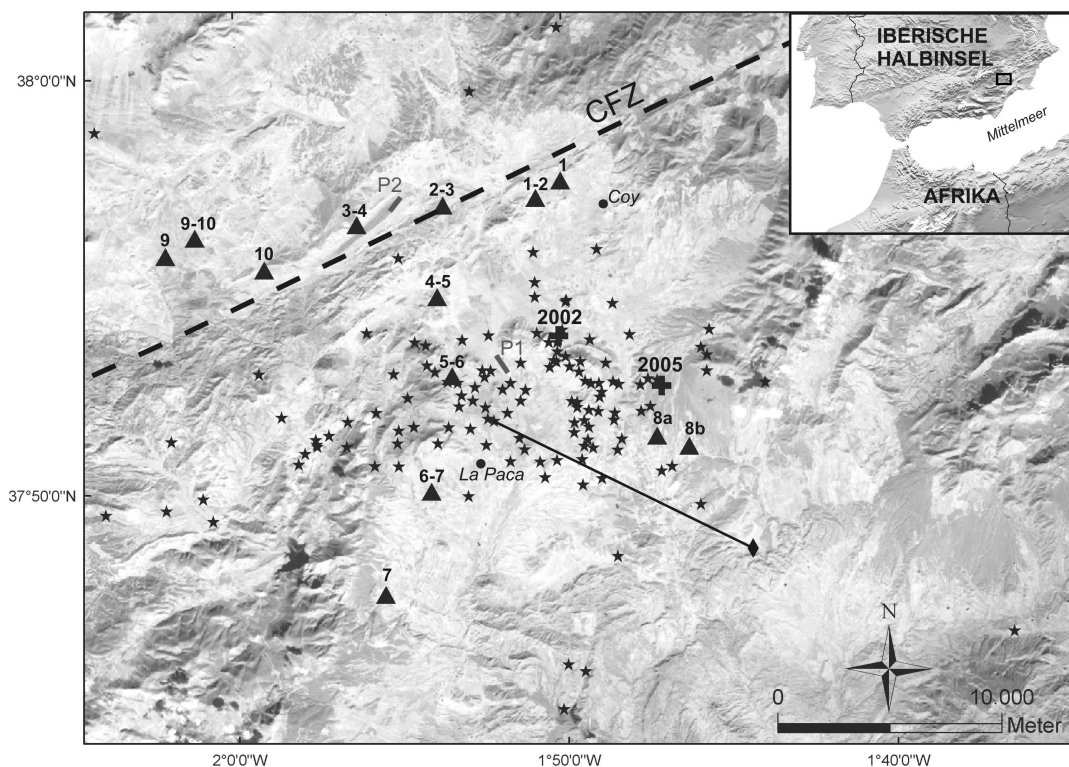


Abbildung 5.6: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes. CFZ = Crevillente-Verwerfungszone, Sterne = gemessenen Seismizität, Dreieck = Kleinarray, Raute = Ereignis des lokalen Netzwerkes, P1 und P2 = Refraktionsseismikprofile, Kreuze = Epizentren zweier großen Beben.

Die ausführliche Beschreibung der Messkampagne ist folgender Publikation in Anhang A3 zu entnehmen:

Häge, M. & M. Joswig (2009), Mapping local microseismicity using short-term tripartite small array installations - Case study: Coy region (SE Spain), *Tectonophys.*, 471, 225-231.

5.4 Mikroseismische Überwachung induzierter Seismizität während der Stimulationsphase des *Deep Heat Mining*-Projektes bei Basel zur Verifizierung der Lokalisierungsgenauigkeit von Kleinarrays

Die bisherigen Messkampagnen haben gezeigt, dass unter Anwendung des Verfahrens des *Nanoseismic Monitorings* die erreichte Detektionsempfindlichkeit um ein Vielfaches höher ist als die lokaler Netzwerke. Aufgrund geringer Referenzinformationen war es bis zu dem Zeitpunkt schwierig, eine detaillierte Beurteilung der Lokalisierungsgenauigkeit zu erlangen. In Basel wird ein Pilotprojekt im Bereich des Wärmebergbaus (*Deep Heat Mining*) entwickelt, um mittels *Hot-Dry-Rock*-Verfahren geothermische Energie zu gewinnen. Die dafür notwendige Stimulation des Gesteins wurde am 2. Dezember 2006 in einem 5 km tiefen Bohrloch bei Kleinhüningen/Basel gestartet. Für die Überwachung der Seismizität wurde seitens der Betreiber, Geothermal Explorers Ltd und Geopower Basel AG, ein dichtes Netz von Bohrlochstationen um die Stimulationsbohrung angebracht. Zusätzlich stehen Stationen vom Schweizerischen Erdbebendienst (SED) zu Verfügung. Somit kann von einer hohen Lokalisierungsgenauigkeit ausgegangen werden, womit die Ereignisse als Referenzereignisse prädestiniert sind und einen realitätsnahen Vergleich der Lokalisierungsmethoden erlauben. Die Motivation dieser Messkampagne war, die Lokalisierungsergebnisse der Kleinarrays mit denen der Referenzereignisse zu vergleichen.

Im Zeitraum vom 6. bis 8. Dezember 2006 wurden in unmittelbarer Nähe zum Bohrloch zwei Kleinarrays installiert, um die induzierte Seismizität zu erfassen. Die Suche der Messplätze wurde durch die Lage der Bohrung in Basel sowie durch die dicht besiedelte Umgebung erschwert. Im Rahmen dieser Arbeit wurde nicht der komplette erhobene Datensatz ausgewertet, sondern 20 Ereignisse ausgewählt, von denen Referenzinformationen vorliegen. Diese Referenzinformationen betreffen sowohl die Absolut- als auch die Relativlokalisierung. Neben einem Vergleich der Ergebnisse, welche mit *HypoLine* erzielt wurden, wurden zusätzlich verschiedene Tests bezüglich einer Relativlokalisierung mit Inversionsmethoden unter Benutzung der Stationen beider Kleinarrays unternommen. Die Ergebnisse zeigen, dass die Anwendung der getesteten Inversionsverfahren zur Relativlokalisierung von Erdbeben nur mit den Stationen zweier Kleinarrays nicht geeignet ist, da keine stabile Lösung erzielt wird. Durch die schlechte azimutale Stationsverteilung und geringer Anzahl von Stationen hat jede Phaseneinsatzzeit einen hohen Einfluss auf das Lokalisierungsergebnis. Deshalb ist es wichtig, die Auswirkung einer Parameteränderung auf die Lösung zu jedem Zeitpunkt einschätzen zu können, was mit den getesteten Inversionsmethoden nur bedingt gegeben ist. Im Gegensatz dazu zeigte sich, dass sowohl die Absolutlokalisierung, als auch die Relativlokalisierung mit

HypoLine sehr genaue Ergebnisse bezüglich der Referenzereignisse liefern (Abbildung 5.7). Bezogen auf den messtechnischen Aufwand von Bohrlochseismometern im Vergleich zu Kleinarrays ist dieses Resultat beachtlich.

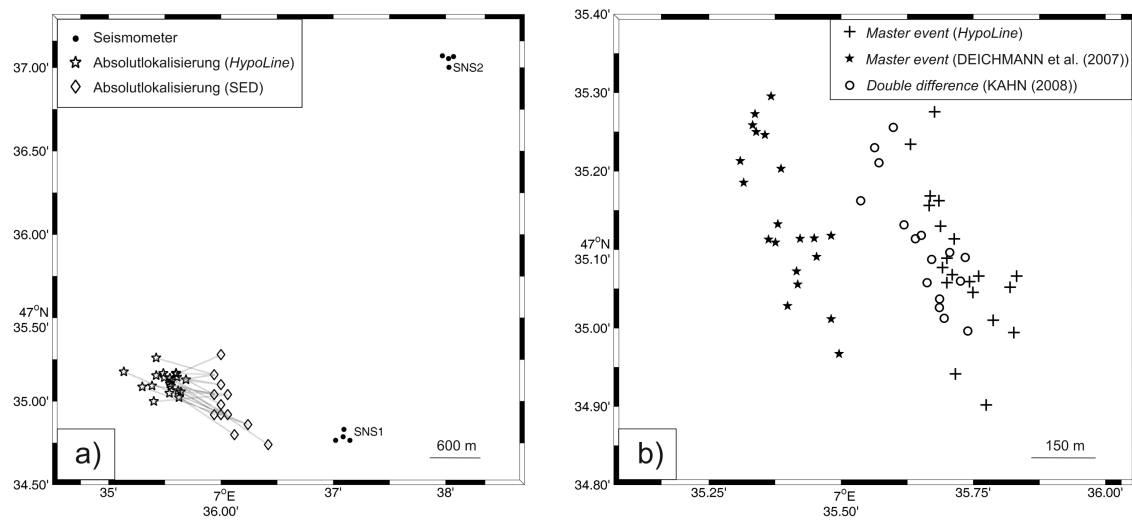


Abbildung 5.7: Vergleich der Ergebnisse der Absolutlokalisierung in a) und der Relativlokalisierung in b).

Die ausführliche Beschreibung der Messkampagne ist dem Projektbericht in Anhang A4 zu entnehmen.

5.5 Mikroseismische Untersuchung der Hintergrundseismizität verbunden mit der Kartierung einer seismisch aktiven Verwerfungszone im Schwarmbebengebiet Vogtland/NW-Böhmen (Tschechische Republik)

Diese Feldmessung im Vogtland/NW Böhmen bei Nový Kostel wurde durchgeführt, um sowohl die Detektionsempfindlichkeit des Systems zu testen, als auch die gewonnenen Resultate mit Referenzergebnissen zu vergleichen. Dieses Gebiet ist durch die in unregelmäßigen Abständen auftretende erhöhte Seismizität, sogenannte Schwarmbeben, charakterisiert (HORÁLEK & FISCHER 2008). Aufgrund dieser seismotektonischen Besonderheit wird das Gebiet mit einem dichten Netzwerk (*West Bohemian Seismological Network - WEBNET*), bestehend aus 13 Stationen, überwacht. Dadurch resultiert eine, im Vergleich zu anderen permanent installierten Netzwerken, niedrige Detektionsschwelle. Die Ziele dieser Messkampagne waren:

- zu erforschen, ob Kleinstbeben unterhalb der bereits sehr geringen Vollständigkeitsschwelle des lokalen Netzwerkes von $M_L \approx 0.0$ existieren
- die aus der Feldmessung gewonnenen Ergebnisse mit denen des lokalen Netzwerkes zu vergleichen
- zu untersuchen, wie sich die Anzahl der detektierten Ereignisse zu den vorhandenen Katalogdaten verhält
- zu untersuchen, inwieweit es möglich ist, eine Kartierung einer aktiven Verwerfungszone mit einer kurzzeitigen Messkampagne und einer geringen Anzahl von Ereignissen durchzuführen

Um diesen Fragen nachzugehen wurde für die Feldmessung eine seismisch ruhige Phase ausgesucht, d. h. es lag keine erhöhte Seismizitätsrate infolge einer Schwarmaktivität vor. Registriert wurde mit drei Kleinarrays, um sowohl die Seismizität eines großen Gebietes zu erfassen, als auch die Lokalisierungsgenauigkeit zu erhöhen. Der mittlere Abstand der Kleinarrays betrug ca. 7 km. In einem Messzeitraum von sechs Tagen konnten 13 Mikrobeben im Magnitudenbereich $-1.5 \leq M_L \leq -0.1$ detektiert und lokalisiert werden. Im Vergleich zu dem Messgebiet in Südost-Spanien liegt hier eine sehr geringe Sedimentbedeckung von wenigen Metern vor, weshalb das lokal verwendete Geschwindigkeitsmodell (MÁLEK et al. 2005) für die Ortung der Erdbeben verwendet werden konnte. Bei einigen Ereignissen war das Signal-Störverhältnis so gering, dass diese nur mit der Unterstützung von Sonogrammen detektierbar waren. Hierfür war die

Kenntnis der typischen Erdbebensignatur, abgeleitet von den größeren Erdbeben, äußerst hilfreich. Vier der 13 Mikrobeben wurden auch von dem lokalen Netzwerk erfasst. Ein Lokalisierungsvergleich der vier Ereignisse ergab eine mittlere horizontale Abweichung von 800 m und eine mittlere vertikale Abweichung von 500 m. Die Analyse der Magnituden-Häufigkeitsbeziehung der gemessenen Ereignisse zeigt im Vergleich zu den Katalogdaten des lokalen Netzwerkes eine reduzierte Detektionsschwelle von ungefähr 1 Magnitude. Somit konnte in dem Messzeitraum eine Seismizität unterhalb der Detektionsschwelle des lokalen Netzwerkes nachgewiesen werden. Eine Relativlokalisierung deutet, im Vergleich zur Absolutlokalisierung, das Streichen in nordwest-südöstlicher Richtung an, was zeigt, dass bereits innerhalb eines kurzen Zeitraumes mit einer geringen Anzahl von Ereignissen eine Aussage über die Orientierung einer Verwerfungszone gemacht werden kann (siehe Abbildung 5.8). BANKWITZ et al. (2003) zeigten anhand relokalisierter Ereignisse, dass nicht die Mariánské-Lázně-Verwerfung (*MLF*), sondern die Nord-Süd-streichende Počatky-Plesná-Verwerfungszone (*PPZ*), die die *MLF* unter einem spitzen Winkel in der Nähe von Nový Kostel kreuzt, seismisch aktiv ist. Die *PPZ* ist in dem Kreuzungsbereich durch NW-SE streichende Segmente charakterisiert, wobei anzunehmen ist, dass die registrierte Seismizität solch ein Verwerfungssegment widerspiegelt.

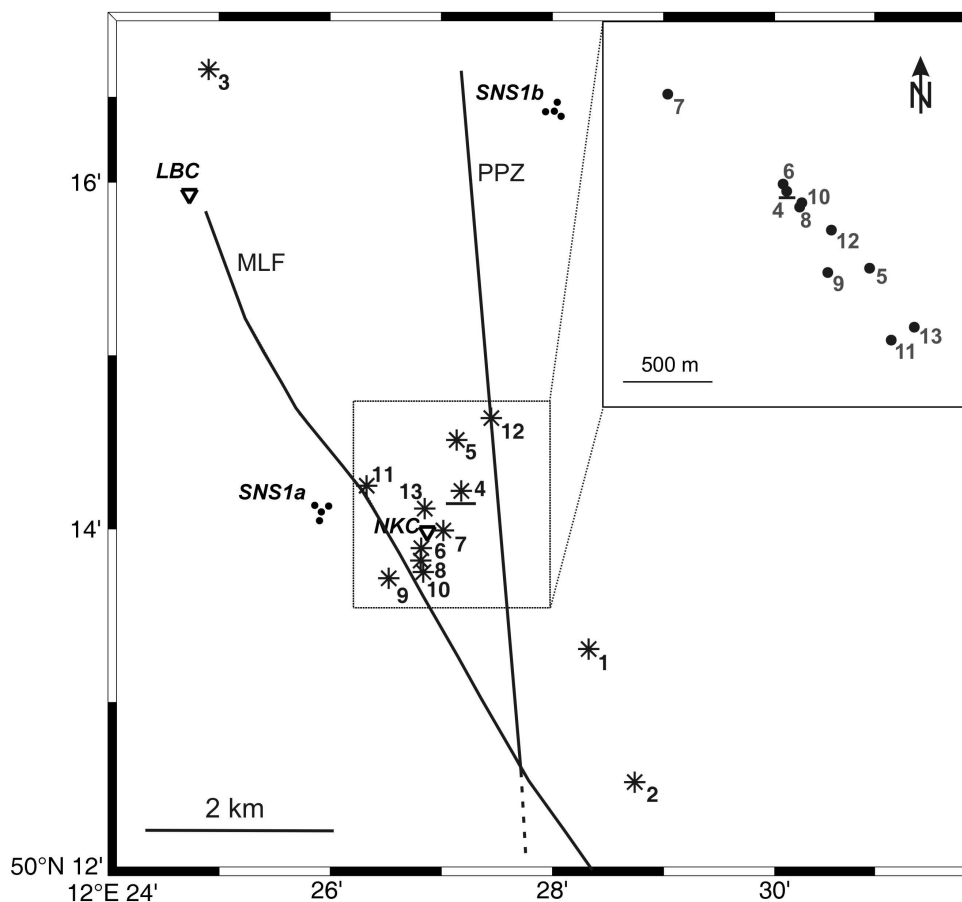


Abbildung 5.8: Relativlokalisierung (vergrößerter Ausschnitt) deutet, im Gegensatz zur Absolutlokalisierung, eine Streichrichtung in nordwest-südöstlicher Richtung an. SNS1a und SNS1b sind zwei Messorte der Kleinarrays, LBC und NKC zwei Stationen des lokalen Netzwerkes.

Die ausführliche Beschreibung der Messkampagne ist folgenden Publikationen zu entnehmen:

Anhang A5: Häge, M. & M. Joswig (2008), Microseismic study using small arrays in the swarm area of Nový Kostel: increased detectability during an inter-swarm period, *Studia geoph. et geod.*, 52(4), 651-659.

Anhang A6: Häge, M. & M. Joswig (2009), Spatiotemporal characterisation of inter-swarm period seismicity in the focal area of Nový Kostel (West Bohemia/Vogtland) by a short-term microseismic study, *Geophys. J. Int.*, 179, 1071-1079.

6 Zusammenfassung und Ausblick

Das Ziel der vorliegenden Arbeit war die Entwicklung und Validierung eines Verfahrens, um den Verlauf seismisch aktiver Verwerfungszone durch Kurzzeit-Kleinstbebenmessungen zu kartieren. Hierfür war zu untersuchen, ob es mit einer hohen Detektionsempfindlichkeit möglich ist, mittels obertägig installierten Seismometern innerhalb eines kurzen Zeitraumes so viele Mikrobeben zu detektieren, um daraus eine Aussage über die Orientierung einer seismisch aktiven Verwerfung treffen zu können. Dabei war im Vorfeld unklar, ob überhaupt eine signifikante Mikroseismizität unterhalb der Detektionsschwelle lokaler Netzwerke existiert und wenn ja, welchen raum-zeitlichen Variationen diese unterworfen ist. Die dafür notwendigen Feldarbeiten wurden so konzipiert, dass die Messungen sowohl unterschiedliche geologische und seismotektonische Regimes beinhalteten, als auch in Gebieten durchgeführt wurden, zu denen Referenzinformationen vorhanden waren. Untersucht wurden Nachbeben (Messkampagne bei Waldkirch), induzierte Seismizität (Messkampagne in Basel), natürliche Seismizität in einem Gebiet mit komplexer Geologie/Tektonik (zwei Messkampagnen in der Region um Bullas in Südost-Spanien) und die natürliche Seismizität in einer Schwarmbebenregion (Messkampagne im Vogtland bei Nový Kostel).

Für die Aufzeichnung der seismischen Signale wurden Kleinarrays benutzt, welche sich durch eine geringe Anzahl von Seismometern (geringes Gewicht) und hohe Portabilität auszeichnen. Die Ereignisdetektion und -diskriminierung wurde durch Sonogramme unterstützt. Um Kleinstbeben ($M_L < 0.0$) zu detektieren, ist eine geringe Bodenunruhe unerlässlich. Die Flexibilität des Systems ermöglichte Feldmessungen selbst im unzugänglichen Gelände. Somit konnte eine Bodenunruhe an der Erdoberfläche von bis zu -145 dB rel. zu $(1\text{m/s}^2)^2/\text{Hz}$ bei 10 Hz erreicht werden. Dies liegt ca. 20 dB oberhalb des *New Low Noise Models*. Eine Herausforderung im Vorfeld jeder Feldmessung bestand darin, dass Unklarheit über den zu erwartenden Bodenunruhepegel sowie über die Messbedingungen herrschte. Dies erforderte zum Teil einen Standortwechsel der Stationen, um die Messperformance zu optimieren.

Die Ergebnisse der Messkampagnen beweisen, dass mit der Methode des *Nanoseismic Monitorings* eine sehr niedrige Detektionsschwelle erreicht werden kann, die im Fall der Feldmessung in Südost-Spanien ca. 2.5 Magnituden und im Fall der Messkampagne im Vogtland bei Nový Kostel ca. 1 Magnitude unterhalb der des lokalen Netzwerkes liegt. Mithilfe dieses „hochauflösenden seismischen Mikroskops“ war die Registrierung von Mikrobeben innerhalb eines kurzen Zeitraumes möglich. Die Lokalisierung von Kleinstbeben unterlag einigen Herausforderungen: Durch das geringe Signal-Störverhältnis sind die Ersteinsätze zum Teil so schwach, dass keine eindeutigen Erst-

einsatzzeit-Bestimmungen möglich sind. Eine weitere Herausforderung bei der Lokalisierung der Ereignisse, vor allem bei den Messkampagnen im Gebiet um Bullas und in Basel, bestand darin, dass das Geschwindigkeitsmodell der lokalen Netzbetreiber nicht anwendbar war, da die hohen v_p -Geschwindigkeiten nicht mit den gemessenen Daten der Kleinarrays in Einklang gebracht werden konnten. Die Ursache hierfür lag in der kleinskaligen Anwendung mit geringer Epizentraldistanz und dem somit großen Einfluss der langsamen oberflächennahen Sedimentschichten. Aus diesen Gründen war es wichtig, die Auswertungsergebnisse auf ihre Plausibilität hin zu überprüfen. Dabei galt es, mittels Variation der Parameter Tiefe, P- und S-Einsatzzeiten und Geschwindigkeitsmodell nicht nur die Lösung mit dem kleinsten Residuum, sondern auch diejenige Lösung mit der aus seismologischer Sicht größtmöglichen Plausibilität zu finden. Aufgrund von Mehrdeutigkeiten wie z. B. zwischen der Tiefe und dem Geschwindigkeitsmodell war die Festlegung dieser Parameter, sofern keine externen Begrenzungen gegeben waren, mit der Messung mit nur einem Kleinarray nur bedingt möglich. Bei der Messkampagne in Basel hingegen konnte bereits mit zwei Kleinarrays mittels Plausibilitätskriterien wie t_s-t_p Laufzeitdifferenzen, Richtstrahlen und Hyperbeln ein passendes Geschwindigkeitsmodell bestimmt und trotz der geringen Stationsanzahl ein akkurates Lokalisierungsergebnis erzielt werden. Der Vorteil der Registrierung mit mehreren Kleinarrays ist die Kombination der Kleinarrays zu einem Netzwerk, wodurch eine höhere Lokalisierungsgenauigkeit erreicht werden kann.

Prinzipiell gibt es zwei Möglichkeiten der Lokalisierung: die einzelner Ereignisse oder die von Ereignisgruppen. Bei der Lokalisierung einzelner Ereignisse fließt das nur ungenügend bekannte Geschwindigkeitsmodell mit ein, wodurch sich keine diskreten Verwerfungsflächen räumlich auflösen lassen. Die Lokalisierungsgenauigkeit wird erhöht, indem mehrere Ereignisse gleichzeitig betrachtet werden. Wenn der Abstand benachbarter Ereignisse in einer Ereignisgruppe im Vergleich zum Stationsabstand klein ist, so sind die Laufwege und somit die durchlaufenen Geschwindigkeitsinhomogenitäten annähernd dieselben. Bei der Relokalisierung von mehreren Ereignissen können somit das Geschwindigkeitsmodell betreffende Unsicherheiten minimiert werden. Eine wichtige Eigenschaft von dicht beieinander liegenden Ereignissen ist die Ähnlichkeit der Wellenformen der einzelnen Individuen zueinander. Prinzipiell können zwei einander ähnliche Wellenformen dem gleichen Quellort zugeordnet werden. Um aus einer Vielzahl von Ereignissen einzelne Erdbebencluster zu definieren, wurde eine auf Kreuzkorrelation basierende Ähnlichkeitsanalyse entwickelt, die mittels Dendrogramm-darstellung die einzelnen Ereignisse hierarchisch nach ihren Kreuzkorrelationskoeffizienten sortiert. Die Ergebnisse zeigen, dass somit schnell und effektiv Angaben über die räumliche Distanz der Ereignisse zueinander möglich sind. Bei einer hohen Anzahl

von Ereignissen und einer günstigen Stationsauslage können mit der Clusteranalyse sogar Aussagen über das raum-zeitliche Verhalten der Mikroseismizität innerhalb einer seismogenen Zone, wie bei der Nachbebenmessung des Waldkirchbebens gezeigt, gemacht werden.

Ereignisse mit einer hohen Ähnlichkeit wurden relativ lokalisiert. Die Messkampagnen bei Waldkirch, in Basel und im Vogtland beweisen, dass es selbst mit einer nur geringen Anzahl von Ereignissen möglich ist, mittels *master event* Technik die Orientierung einer Verwerfungsfläche mit einer Genauigkeit von ca. 150 m aufzulösen. Bei diesen Feldmessungen konnten die Ergebnisse mit Referenzinformationen bestätigt werden. Es zeigte sich, dass die erfassten Kleinstbeben an groß angelegte Verwerfungszonen gebunden sind. Bei den beiden Messkampagnen in der Region um Bullas hingegen konnte aufgrund der hohen Lokalisierungsungenauigkeit infolge großer Hypozentraldistanzen die registrierte Seismizität nicht eindeutig tektonischen Strukturen zugeordnet werden. Jedoch legt die Epizentrenverteilung der gemessenen Mikrobenben die Vermutung nahe, dass die rezent beobachtete Seismizität nicht an die alt angelegte *Crevillente*-Verwerfungszone gebunden ist.

Verschiedene Tests mit Inversionsverfahren bezüglich einer Relativlokalisierung von Erdbeben haben ergeben, dass diese unter Benutzung von einer geringen Stationsanzahl und schlechter azimuthaler Stationsüberdeckung keine robusten Ergebnisse liefern. Die Folge solch einer spärlichen Stationskonfiguration ist eine schlecht konditionierte Modellmatrix mit kleinen Singulärwerten, was zu numerischen Instabilitäten führt. Ein weiterer Nachteil von Inversionsmethoden ist, dass damit die notwendigen Plausibilitätsüberprüfungen nicht durchführbar sind. Zudem ist der Einfluss eines einzelnen Parameters auf die Gesamtlösung nur bedingt ersichtlich.

Die Anzahl der gemessenen Ereignisse wurde mit den über viele Jahre hinweg gewonnenen Katalogdaten lokaler Netzwerke verglichen. Die Ergebnisse der beiden Messkampagnen in Südost-Spanien und im Vogtland bei Nový Kostel zeigen trotz der relativ hohen statistischen Unsicherheit aufgrund unterschiedlicher Messzeiträume eine gute Übereinstimmung bei linearer Approximation. Um die Messergebnisse mit den Katalogdaten zu vergleichen, wurden diese einer umfassenden statistischen Analyse bezüglich der Vollständigkeitsmagnitude und den raum-zeitlichen Variationen unterzogen. Die Ergebnisse dieser Magnituden-Häufigkeitsuntersuchungen legen die Vermutung nahe, dass das Gutenberg-Richter-Gesetz bis zu kleineren Magnituden als die Detektionsschwellen lokaler Netzwerke Gültigkeit besitzt. Dies erlaubt eine ungefähre Abschätzung der zu erwartenden Seismizitätsrate für eine bestimmte Magnitude im Vorfeld einer Feldkampagne.

Zusammengefasst ist festzuhalten, dass es mit den in dieser Arbeit entwickelten und getesteten Verfahren möglich ist, eine räumliche Kartierung von seismisch aktiven Verwerfungen durch Kurzzeit-Kleinstbebenmessungen durchzuführen. Wenn man den messtechnischen Aufwand von Kleinarrays mit temporären oder permanenten Netzwerken vergleicht, sind die Ergebnisse, die aus den kurzzeitigen Messkampagnen gewonnen werden konnten, beachtlich. Es ist jedoch zu berücksichtigen, dass durch die spärliche Stationsanzahl und -überdeckung auch Einschränkungen, wie etwa der Verlust von quellbezogenen Informationen, vorhanden sind.

Die Aufgabenstellungen dieser Arbeit, Nachweis der Existenz von Kleinstbeben, Ergebnisverifikation, Verbindung von Kleinstbeben zur Großbeben tektonik sowie die Überprüfung eines möglichen Zusammenhanges zwischen der Häufigkeit von Erdbeben aus kurzzeitigen Beobachtungen mit den über viele Jahre hinweg erstellten Katalogdaten wurden erfolgreich bearbeitet. Zukünftige Anwendungsmöglichkeiten reichen von der Erforschung und seismotektonischer Interpretation kleinster Bruchprozesse von aktiven Verwerfungen bis hin zur Unterstützung der Überwachung der Einhaltung des geplanten Kernwaffenteststoppabkommens. Dafür wurde im Rahmen der *OSI* der *CTBTO* im September 2008 erstmalig ein groß angelegter Feldtest bei Semipalatinsk in Kasachstan mit 29 Kleinarrayeinheiten durchgeführt. Die Ergebnisse dieser Feldmessung zeigen, dass mit diesem System die erforderliche Detektionsschwelle von $M_L = -2.0$ in einem Gebiet von 1000 km^2 erreicht wurde. Im kleinskaligen Bereich liegen die zukünftigen Anwendungsmöglichkeiten im Bereich des Monitorings von instabilen Berghängen, Verkarstungserscheinungen (Dolinen), instabilen Kliffen sowie der Charakterisierung von potentiellen Schneelawinen und Gletscherbewegungen. Im Bereich der Ingenieurseismologie könnte dieses Messsystem bei Baugrunduntersuchungen wichtige Informationen bezüglich einer seismischen Risikoabschätzung liefern.

7 Literaturverzeichnis

Abercrombie, R. E. (1995), Earthquake source scaling relationships from -1 to 5 M_L using seismograms recorded at 2.5-km depth, *J. Geophys. Res.*, 100(B12), 24015-24036.

Abercrombie, R. E. & J. N. Brune (1994), Evidence for a constant b -value above magnitude 0 in the southern San Andreas, San Jacinto and San Miguel fault zones, and at the Long Valley caldera, California, *Geophys. Res. Lett.*, 21(15), 1647-1650.

Aki, K. (1965), Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, 43, 237-239.

Aki, K. (1987), Magnitude-frequency relation for small earthquakes: a clue to the origin of f_{\max} of large earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 92(B2), 1349-1355.

Aki, K. & P. G. Richards (2002), Quantitative seismology, second edition, Sausalito, California.

Arrowsmith, S. J. & L. Eisner (2006), A technique for identifying microseismic multiplets and application to the Valhall field, North Sea, *Geophysics*, 71(2), 31-40.

Aster, R. C. & J. Scott (1993), Comprehensive characterization of waveform similarity in microearthquake data sets, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 83(4), 1307-1314.

Bankwitz, P., Schneider, G., Kämpf, H. & E. Bankwitz (2003), Structural characteristics of epicentral areas in Central Europe: study case Cheb Basin (Czech Republic), *J. Geodyn.*, 35, 5-32.

Båth, M. (1973), Introduction to seismology, Birkhäuser Verlag, Basel.

Beggs, J. M. & D. Plenz (2004), Neuronal avalanches are diverse and precise activity patterns that are stable for many hours in cortical slice cultures, *J. Neurosci.*, 24(22), 5216-5229.

Benn, N. E. (2006), Seismologische Untersuchung des Waldkirchbebens vom 5.12.2004, Geol. Inst. d. Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, Diplomarbeit, 118 S.

- Billings, S. D. (1994), Simulated annealing for earthquake location, *Geophys. J. Int.*, 118, 680-692.
- Billings, S. D., Sambridge, M. S. & B. L. N. Kennett (1994), Errors in hypocenter location: picking, model, and magnitude dependence, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84(6), 1978-1990.
- Bolt, B. A. (1960), The revision of earthquake epicentres, focal depths and origin-times using a high-speed computer, *Geophys. J.*, 3, 433-440.
- Bondár, I., North, R. G. & G. Beall (1999), Teleseismic slowness-azimuth station corrections for the International Monitoring System Seismic Network, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89(4), 989-1003.
- Bondár, I., Yang, X., North, R. G. & C. Romney (2001), Location calibration data for CTBT monitoring at the Prototype International Data Center, *Pure Appl. Geophys.*, 158, 19-34.
- Bondár, I., Myers, S. C., Engdahl, E. R. & E. A. Bergmann (2004), Epicentre accuracy based on seismic network criteria, *Geophys. J. Int.*, 156, 483-496, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02070.x.
- Braunmiller, J., Leitner, B., Nábělek, J. & A. M. Tréhu (1997), Location and source parameters of the 19 June 1994 ($M_W = 5.0$) Offshore Petrolia, California, Earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 87(1), 272-276.
- Brune, J. N. & C. R. Allen (1967), A micro-earthquake survey of the San Andreas Fault System in Southern California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 57(2), 277-296.
- Brüstle, W. & S. Stange (2002), Erdbeben in Baden-Württemberg - Jahresbericht 2002, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg, Freiburg im Breisgau.
- Bufo E., Benito, B., Sanz de Galdeano, C., del Fresno, C., Munoz, D. & I. Rodriguez (2005), Study of the damaging earthquakes of 1911, 1999, and 2002 in the Murcia, Southeastern Spain, region: seismotectonic and seismic-risk implications, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95(2), 549-567.

Bulut, F. & M. Aktar (2007), Accurate relocation of Izmit earthquake ($M_w = 7.4$, 1999) aftershocks in Cınarcık Basin using double difference method, *Geophys. Res. Lett.*, 34(10), L10307.

Butler, R. (2003), The Hawaii-2 observatory: observation of nanoearthquakes, *Seismol. Res. Lett.*, 74(3), 290-297.

Campillo, M. & A. Paul (2003), Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, 299, 547-549.

Capon, J. (1969), High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, *Proc. IEEE*, 57, 1408-1418.

Dãnobeitia, J. J., Sallarès, V. & J. Gallart (1998), Local earthquakes seismic tomography in the Betic Cordillera (southern Spain), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 160, 225-239.

Deichmann, N. & M. Garcia-Fernandez (1992), Rupture geometry from high-precision relative hypocentre locations of microearthquake clusters, *Geophys. J. Int.*, 110, 501-517.

Deichmann, N., Ernst, J. & S. Wöhlbier (2007), Data analysis, In: Evaluation of the induced seismicity in Basel 2006/2007 - locations, magnitudes, focal mechanisms, statistical forecasts and earthquake scenarios. Report of the Swiss Seismological Service to Geopower Basel AG, December 2007.

Di Giovambattista, R. & S. Barba (1997), An estimate of hypocenter location accuracy in a large network: possible implications for tectonic studies in Italy, *Geophys. J. Int.*, 129, 124-132.

Douglas, A. (1967), Joint epicentre determination, *Nature*, 215, 47-48.

Douglas, A. (2007), Forensic seismology revisited, *Surv. Geophys.*, 28, 1-31.

Duncan, P. M. (2005), Is there a future for passive seismic?, *First Break*, 23, 111-115.

Dunn, M. M. & M. C. Chapmann (2006), Fault orientation in the Eastern Tennessee Seismic Zone: A study using the double-difference earthquake location algorithm, *Seismol. Res. Lett.*, 77(4), 494-504.

Eagar, K. C., Pavlis, G. L. & M. W. Hamburger (2006), Evidence of possible induced seismicity in the Wabash Valley Seismic Zone from improved microearthquake locations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 96(5), 1718-1728.

Eaton, J. P. (1969), HYPOLAYR, a computer program for determining hypocenters of local earthquakes in an earth consisting of uniform flat layers over a half space, *Geol. Surv. Open-File Rep. (U.S.)*, 155.

Ebel, J. E., Moulis, A. M., Smith, D. & M. Hagerty (2008), The 2006-2007 earthquake sequence at Bar Harbor, Maine, *Seismol. Res. Lett.*, 79(3), 457-468.

Efron, B. (1979), Bootstrap methods: another look at the jackknife, *Ann. Stat.*, 7(1), 1-26.

Eisner, L., Fischer, T. & J. H. Le Calvez (2006), Detection of repeated hydraulic fracturing (out-of-zone growth) by microseismic monitoring, *The Leading Edge*, 25(5), 548-554.

Engdahl, E. R. & R. H. Gunst (1966), Use of a high speed computer for the preliminary determination of earthquake hypocenters, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 56(2), 325-336.

Flinn, E. A. (1960), Local earthquake location with an electronic computer, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 50, 467-470.

Flinn, E. A. (1965), Confidence regions and error determinations for seismic event location, *Rev. Geophys.*, 3, 157-185.

Frankel, A. (1982), Precursors to a magnitude 4.8 earthquake in the Virgin Islands: spatial clustering of small earthquakes, anomalous focal mechanism, and earthquake doublets, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72(4), 1277-1294.

Frémont, M.-J. & S. D. Malone (1987), High precision relative locations of earthquakes at Mount St. Helens, Washington, *J. Geophys. Res.*, 92(B10), 10223-10236.

Ge, L., Han, S. & C. Rizos (2000), Interpolation of GPS results incorporating geophysical and InSAR information, *Earth Planets Space*, 52, 999-1002.

Geiger, L. (1910), Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten, *Nachr. K. Ges. Wiss. Gött.*, 4, 331-349.

Geller, R. J. & C. S. Mueller (1980), Four similar earthquakes in Central California, *Geophys. Res. Lett.*, 7(10), 821-824.

Gillard, D., Rubin, A. M. & P. Okubo (1996), Highly concentrated seismicity caused by deformation of Kilauea's deep magma system, *Nature*, 384, 343-346.

Got, J.-L., Fréchet, J. & F. W. Klein (1994), Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea, *J. Geophys. Res.*, 99(B8), 15375-15386.

Gubbins, D. (2004), Time series analysis and inverse theory, University Press, Cambridge.

Guo, Z. & Y. Ogata (1997), Statistical relations between the parameters of aftershocks in time, space, and magnitude, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 102(B2), 2857-2873.

Gutenberg, B. & C. F. Richter (1944), Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 34, 185-188.

Habermann, R. E. (1987), Man-made changes of seismicity rates, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77(1), 141-159.

Harjes, H.-P. & M. Henger (1973), Array-Seismologie, *Z. Geophys.*, 39, 865-905.

Harris, D. B. (1991), A waveform correlation method for identifying quarry explosions, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81(6), 2395-2418.

Havskov, J., Bohrmann, P. & J. Schweitzer (2002), Earthquake location, in *New Manual of Seismological Observatory Practice*, P. Bormann, Hg., Bd. 2, Geoforschungszentrum Potsdam.

Horálek, J. & T. Fischer (2008), Role of crustal fluids in triggering the West Bohemia/Vogtland earthquake swarms: just what we know (a review), *Studia geoph. et geod.*, 52(4), 455-478.

Hutchings, L. & F. Wu (1990), Empirical green's functions from small earthquakes: a waveform study of locally recorded aftershocks of the 1971 San Fernando earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95(B2), 1187-1214.

Iio, Y. (1991), Minimum size of earthquakes and minimum value of dynamic rupture velocity, *Tectonophys.*, 197, 19-25.

Ishimoto, M. & K. Iida (1939), "Observation of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently", *Bull. Earthq. Res. Inst.*, University of Tokyo, 443-478.

Ito, A. (1985), High resolution relative hypocenters of similar earthquakes by cross-spectral analysis method, *J. Phys. Earth*, 33, 279-294.

Iversen, E. S. & J. M. Lees (1996), A statistical technique for validating velocity models, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 86(6), 1853-1862.

Jordan, T. H. & K. A. Sverdrup (1981), Teleseismic location techniques and their application to earthquake clusters in the South-Central Pacific, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71(4), 1105-1130.

Joswig, M. (1990), Pattern recognition for earthquake detection, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80, 170-186.

Joswig, M. (1995), Automated classification of local earthquake data in the BUG small array, *Geophys. J. Int.*, 120, 262-286.

Joswig, M. (2008), Nanoseismic monitoring fills the gap between microseismic networks and passive seismic, *First Break*, 26, 121-128.

Kahn, D. (2008), Hydro-Fractured Reservoirs: A Study using Double-Difference Location Techniques, Ph.D., Dissertation, Duke University.

King, G. C. P. & S. G. Wesnousky (2007), Scaling of fault parameters for continental strike-slip earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 97(6), 1833-1840.

Kirkpatrick, S., Gelatt, C. D. & M. P. Vecchi (1983), Optimization by simulated annealing, *Science*, 220, 671-680.

Klein, F. W. (1985), User's Guide to HYPOINVERSE, a program for VAX and professional 350 computers to solve for earthquake locations, *Geol. Surv. Open-File Rep. (U.S.)*, 55.

Kugaenko, Y., Saltykov, V., Sinitsyn, V. & V. Chebrov (2005), Passive seismic monitoring in hydrothermal field: Seismic Emission Tomography, *Proc. World Geotherm. Congress*, Antalya, Turkey.

Kvaerna, T. & F. Ringdal (1992), Integrated array and three-component processing using a seismic microarray, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82(2), 870-882.

Labák, P., Joswig, M. Fojtíková, L. & P. Dewez (2005), Detection capability of 3-component seismic stations and tripartite mini-arrays: CTBT monitoring of artificial nanoevents with $M < 0$, *EGU General Assembly*, Vienna, Austria.

Lanczos, C. (1961), *Linear differential operators*, D. Van Nostrand Company, London.

Lay, T. & T. C. Wallace (1995), *Modern global seismology*, Academic Press, Inc., San Diego.

Lee, W. H. K. & S. W. Stewart (1981), *Principles and Applications of Microseismic Networks*, Advances in Geophysics, supplement 2, Academic Press, London.

Lees, J. M. (1998), Multiplet analysis at Coso Geothermal, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 88(5), 1127-1143.

Lin, G. & P. Shearer (2005), Tests of relative earthquake location techniques using synthetic data, *J. Geophys. Res.*, 110, B04304, doi:10.1029/2004JB003380.

Lin, T.-L. & C. A. Langston (2006), Anomalous acoustic signals recorded by the CERI seismic network, *Seismol. Res. Lett.*, 77(5), 572-581.

Lippitsch, R., White, R. S. & H. Soosalu (2005), Precise hypocentre relocation of microearthquakes in a high-temperature geothermal field: the Torfajökull central volcano, Iceland, *Geophys. J. Int.*, 160, 370-387.

Lomax, A., Cattaneo, M., Bethoux, N., Deschamps, A., Courboulex, F., Déverchère, J. & J. Virieux (1998), Comparison of linear and non-linear earthquake locations for the 1995 Ventimiglia sequence, *EGS General Assembly*, Nice, France.

Main, I. (2000), Apparent breaks in scaling in the earthquake cumulative frequency-magnitude distribution: fact or artifact?, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90(1), 86-97.

Málek, J., Horálek, J. & J. Janský (2005), One-dimensional qP-wave velocity model of the upper crust for the West Bohemia/Vogtland earthquake swarm region, *Studia geoph. et geod.*, 49, 501-524.

Menke, W. (1989), *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, Revised Edition, Academic Press, Inc., San Diego.

Menke, W. & D. Schaff (2004), Absolute earthquake locations with differential data, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 94(6), 2254-2264.

Mogi, K. (1962), Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes (2nd paper), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 40, 831-853.

Monterroso, D. A. & O. Kulháněk (2003), Spatial variations of *b*-values in the subduction zone of Central America, *Geofís. Int.*, 42(4), 575-587.

Moriya, H., Niitsuma, H. & R. Baria (2003), Multiplet-Clustering analysis reveals structural details within the seismic cloud at the Soultz Geothermal Field, France, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 93(4), 1606-1620.

Needham, J. (1986), Science and Civilisation in China, Vol. 4, *Physics and Physical Technology, Part 2: Mechanical Engineering*, Taipei: Caves Books, Ltd.

Neunhöfer, H. & A. Hemmann (2005), Earthquake swarms in the Vogtland/Western Bohemia region: Spatial distribution and magnitude-frequency distribution as an indication of the genesis of swarms?, *J. Geodyn.*, 39, 361-385.

Ogata, Y., Utsu, T. & K. Katsura (1995), Statistical features of foreshocks in comparison with other earthquake clusters, *Geophys. J. Int.*, 121, 233-254.

Oncescu, L. & C. U. Grosse (1996), HYPO^{AE} – A procedure for the localization of hypocenters of acoustic emissions, Dokumentation zur Software für PC und Workstation, Rev. 2.0.

Pacheco, J. F., Scholz, C. H. & L. R. Sykes (1992), Changes in frequency-size relationship from small to large earthquakes, *Nature*, 355, 71-73.

Page, C. C. & M. A. Saunders (1982a), LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares, *ACM Transactions on Mathematical Software*, 8(1), 43-71.

Page, C. C. & M. A. Saunders (1982b), Algorithm 583 - LSQR: Sparse linear equations and least-squares problems, *ACM Transactions on Mathematical Software*, 8(2), 195-209.

Pechmann, J. C. & H. Kanamori (1982), Waveforms and spectra of preshocks and aftershocks of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake: evidence for fault heterogeneity?, *J. Geophys. Res.*, 87(B13), 10579-10597.

Penrose, R. (1955), A generalized inverse for matrices, *Proc. Cambridge Phil. Soc.*, 51, 406-413.

Peterson, J. (1993), Observations and modeling of seismic background noise, *Geol. Surv. Open-File Rep. (U.S.)*, 93-322.

Piccinini, D., Cattaneo, M., Chiarabba, C., Chiaraluce, L., De Martin, M., Di Bona, M., Moretti, M., Selvaggi, G., Augliera, P., Spallarossa, D., Ferretti, G., Michellini, A., Govoni, A., Di Bartolomeo, P., Romanelli, M. & J. Fabbri (2003), A microseismic study in a low seismicity area of Italy: the Città di Castello 2000-2001 experiment, *Ann. Geophys.*, 46(6), 1315-1324.

Pignatelli, A., Giuntini, A. & R. Console (2008), Matlab software for the analysis of seismic waves recorded by three-element arrays, *Comput. Geosci.*, 34, 792-801.

Pirli, M., Voulgaris, N., Chira, A. & K. Makropoulos (2007), The March 2004 Kalamata seismic sequence: a case of efficient seismicity monitoring in the area of Peloponnese, southern Greece, by the Tripoli Seismic Array, *J. Seismol.*, 11, 59-72.

Poupinet, G., Ellsworth, W. L. & J. Frechet (1984), Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: an application to the Calaveras Fault, California, *J. Geophys. Res.*, 89(B7), 5719-5731.

Presti, D., Troise, C. & G. De Natale (2004), Probabilistic location of seismic sequences in heterogeneous media, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 94(6), 2239-2253.

Presti, D., Orecchio, B., Falcone, G. & G. Neri (2008), Linear versus non-linear earthquake location and seismogenic fault detection in the southern Tyrrhenian Sea, Italy, *Geophys. J. Int.*, 172, 607-618.

Pujol, J. (1988), Comments on the joint determination of hypocenters and station corrections, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78(3), 1179-1189.

Pujol, J. (2004), Earthquake location tutorial: Graphical approaches and approximate epicentral location techniques, *Seismol. Res. Lett.*, 75(1), 63-74.

Pujol, J. & R. Smalley (1990), A preliminary earthquake location method based on a hyperbolic approximation to travel times, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80(6), 1629-1642.

Reasenber, P. (1985), Second-order moment of Central California seismicity, 1969-1982, *J. Geophys. Res.*, 90(B7), 5479-5495.

Reid, H. F. (1910), The mechanics of the earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906, Report of the State Investigation Commission, Vol. 2, Carnegie Institution of Washington, Washington, D. C.

Richards-Dinger, K. B. & P. M. Shearer (2000), Earthquake locations in southern California obtained using source-specific station terms, *J. Geophys. Res.*, 105(B5), 10939-10960.

Richter, C. F. (1958), *Elementary seismology*, W. H. Freeman and Company, San Francisco.

Rivière-Barbier, F. & L. T. Grant (1993), Identification and location of closely spaced mining events, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 83(5), 1527-1546.

Ross, S. L., Michael, A. J., Ellsworth, W. L., Julian, B., Klein, F., Oppenheimer, D., Richards-Dinger, K. & F. Waldhauser (2001), Effects of initial location error and station distribution on double-difference earthquake relocations: comparing the San Gregorio and Calaveras Faults, *Seismol. Res. Lett.*, 72(2), 291-292.

Rost, S. & C. Thomas (2002), Array seismology: methods and application, *Rev. Geophys.*, 40(3), 1008, doi:10.1029/2000RG000100.

Rowe, C. A., Aster, R. C., Borchers, B. & C. J. Young (2002), An automatic, adaptive algorithm for refining phase picks in large seismic data sets, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92(5), 1660-1674.

Ruff, L. J. (2001), How to locate epicentres, *Seismol. Res. Lett.*, 72(2), 197.

Ruiz, M., Díaz, J., Gallart, J., Pulgar, J. A., González-Cortina, J. M. & C. López (2006), Seismotectonic constraints at the western edge of the Pyrenees: aftershock series monitoring of the 2002 February 21, 4.1 Lg earthquake, *Geophys. J. Int.*, 166, 238-252.

Rydelek, P. A. & I. S. Sacks (1989), Testing the completeness of earthquake catalogues and the hypothesis of self-similarity, *Nature*, 337, 251-253.

Sanz de Galdeano, C., López Casado, C., Delgado, J. & M. A. Peinado (1995), Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera. A preliminary approach to seismic sources associated with specific faults, *Tectonophys.* 248, 293-302.

Sambridge, M. & B. L. N. Kennett (1986), A novel method of hypocenter location, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 87, 679-697.

Sambridge, M. & K. Gallagher (1993), Earthquake hypocenter location using genetic algorithms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 83(5), 1467-1491.

Scarfi, L., Langer, H. & S. Gresta (2003), High-precision relative locations of two microearthquake clusters in Southeastern Sicily, Italy, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 93(4), 1479-1497.

Schaff, D. P. & F. Waldhauser (2005), Waveform cross-correlation-based differential travel-time measurements at the Northern California Seismic Network, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95(6), 2446-2461.

Schaff, D. P., Bokelmann, G. H. R., Ellsworth, W. L., Zanzlerika, E., Waldhauser, F. & G. C. Beroza (2004), Optimizing correlation techniques for improved earthquake location, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 94(2), 705-721.

Scherbaum, F. & J. Wendler (1986), Cross spectral analysis of Swabian Jura (SW Germany) three-component microearthquake recordings, *J. Geophys.*, 60, 157-166.

Schick, R. & E. Wielandt (1994), Zur Geschichte der instrumentellen Erdbebenbeobachtung und Erdbebenforschung in Württemberg und Hohenzollern, *Jh. Ges. Naturkde. Württemberg*, 149, 75-98.

Scholz, C. H. (1968), The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 58(1), 399-415.

Schorlemmer, D. & S. Wiemer (2004), Earthquake statistics at Parkfield: 1. Stationarity of *b* values, *J. Geophys. Res.*, 109, B12308, doi:10.1029/2004JB003235.

Schulte-Theis, H. (1996), Cluster analysis of European seismicity, *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, Luxembourg, 12, 201-223.

Schulte-Theis, H. & M. Joswig (1993), Clustering and location of mining induced seismicity in the Ruhr Basin by automated master event comparison based on dynamic waveform matching (DWM), *Comput. Geosci.*, 19(2), 233-241.

Schweitzer, J., Fyen, J., Mykkeltveit, S. & T. Kvaerna (2002), Seismic Arrays, in *New Manual of Seismological Observatory Practice*, P. Bormann, Hg., Bd.1, GeoForschungsZentrum Potsdam.

Shan, X.-J. & H. Ye (1998), The INSAR technique: its principle and applications to mapping the deformation field of earthquakes, *Acta Seismologica Sinica*, 11(6), 759-769.

Shearer, P. (1999), *Introduction to Seismology*, Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Shi, Y. & B. A. Bolt (1982), The standard error of the magnitude-frequency b value, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72(5), 1677-1687.

Smalley, R. F., Chatelain, J. L., Turcotte, D. L. & R. Prévot (1987), A fractal approach to the clustering of earthquakes: applications to the seismicity of the New Hebrides, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77(4), 1368-1381.

Stein, S. & M. Wyssession (2003), *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*, Blackwell Publishing Ltd., UK.

Stich, D., Alguacil, G. & J. Morales (2001), The relative locations of multiplets in the vicinity of the Western Almería (southern Spain) earthquakes series of 1993-1994, *Geophys. J. Int.*, 146, 801-812.

Stoddard, P. R. & M. T. Woods (1990), Master event relocation of Gorda block earthquakes: implications for deformation, *Geophys. Res. Lett.*, 17(7), 961-964.

Sweeney, J. J. (1996), Accuracy of teleseismic event locations in the Middle East and North Africa, *Lawrence Livermore National Laboratory*, UCRL-ID-125868.

Taylor, D. W. A., Snoke, J. A., Sacks, I. S. & T. Takanami (1990), Nonlinear frequency-magnitude relationships for the Hokkaido Corner, Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80(2), 340-353.

Thirlaway, H. I. S. (1973), Forensic Seismology, *Quart. J. Roy. Astro. Soc.*, 14, 297-310.

Thorbjarnardottir, B. S. & J. C. Pechmann (1987), Constraints on relative earthquake locations from cross-correlation of waveforms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77(5), 1626-1634.

Thurber, C. H. & E. R. Engdahl (2000), Advances in global seismic event location, in *Advances in seismic event location*, C. H. Thurber & N. Rabinowitz (eds.), Kluwer, Dordrecht, 3-22.

Tipler, P. A. (1994), Physik, Spektrum Akad. Verlag, Heidelberg.

Trifu, C.-I., Urbancic, T. I. & R. P. Young (1993), Non-similar frequency-magnitude distribution for $M < 1$ seismicity, *Geophys. Res. Lett.*, 20(6), 427-430.

Umino, N. & I. S. Sacks (1993), Magnitude-frequency relations for Northeastern Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 83(5), 1492-1506.

Utsu, T. (1966), A statistical significance test of the difference in b-value between two earthquake groups, *J. Phys. Earth*, 14(2), 37-40.

Von Seggern, D. H., Brune, J. N., Smith, K. D. & A. Aburto (2003), Linearity of the earthquake recurrence curve to $M < -1$ from Little Skull Mountain aftershocks in southern Nevada, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 93(6), 2493-2501.

Waldhauser, F. (2001), *hypoDD* - A program to compute double-difference hypocenter locations, *Geol. Surv. Open-File Rep. (U.S.)*, 01-113.

Waldhauser, F. & W. L. Ellsworth (2000), A Double-Difference earthquake location algorithm: method and application to the Northern Hayward Fault, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90(6), 1353-1368.

Waldhauser, F. & W. L. Ellsworth (2002), Fault structure and mechanics of the Hayward Fault, California, from double-difference earthquake locations, *J. Geophys. Res.*, 107(B3), doi:10.1029/2000JB000084.

Waldhauser, F., Ellsworth, W. L., Schaff, D. P. & A. Cole (2004), Streaks, multiplets, and holes: High-resolution spatio-temporal behavior of Parkfield seismicity, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L18608, doi:10.1029/2004GL020649.

Walter, M. & M. Joswig (2008), Seismic monitoring of fracture processes generated by a creeping landslide in the Vorarlberg Alps, *First Break*, 26, 131-135.

Warren, N. W. & G. V. Latham (1970), An experimental study of thermally induced microfracturing and its relation to volcanic seismicity, *J. Geophys. Res.*, 75(23), 4455-4464.

Wiemer, S. (2001), A software package to analyze seismicity: *ZMAP*, *Seismol. Res. Lett.*, 72(2), 374-383.

Wiemer, S. & M. Baer (2000), Mapping and removing quarry blast events from seismicity catalogs, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90(2), 525-530.

Wiemer, S. & M. Wyss (2000), Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: examples from Alaska, the Western United States, and Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90(4), 859-869.

Wiemer, S. & M. Wyss (2002), Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes, *Adv. Geophys.*, 45, 259-302.

Wiemer, S., McNutt, S. R. & M. Wyss (1998), Temporal and three-dimensional spatial analyses of the frequency-magnitude distribution near Long Valley Caldera, California, *Geophys. J. Int.*, 134, 409-421.

Woessner, J. & S. Wiemer (2005), Assessing the quality of earthquake catalogues: estimating the magnitude of completeness and its uncertainty, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95(2), 684-698.

Wust-Bloch, G. H. & M. Joswig (2006), Pre-collapse identification of sinkholes in unconsolidated media at Dead Sea area by 'nanoseismic monitoring' (graphical jack-knife location of weak sources by few, low-SNR records), *Geophys. J. Int.*, 167, 1220-1232, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03083.x.

Wüster, J., Rivière, F., Crusem, R., Plantet, J.-L., Massinon, B. & Y. Caristan (2000), GSETT-3: Evaluation of the detection and location capabilities of an experimental global seismic monitoring system, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90(1), 166-186.

Wyss, M. (1973), Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 31, 341-359.

Yang, X., Bondár, I., McLaughlin, K. & R. North (2001), Source specific station corrections for regional phases at Fennoscandian Stations, *Pure Appl. Geophys.*, 158, 35-57.

Yang, Z. & Y. Chen (2004), Relocation of the 1998 Zhangbei-Shangyi earthquake sequence using the double difference earthquake location algorithm, *Acta Seismologica Sinica*, 17(2), 125-130.

Yang, Z., Chen, Y. & H. Zhang (2002), Relocation and seismogenic structure of the 1998 Zhangbei-Shangyi earthquake sequence, *Acta Seismologica Sinica*, 15(4), 383-394.

Zhizhin, M., Gvishiani, A., Rouland, D., Bonnin, J. & B. Mohammadioun (1994), Identification of a geological region for earthquakes using syntactic pattern recognition of seismograms, *Nat. Hazards*, 10, 139-147.

Zucca, J. J., Carrigan, C., Goldstein, P., Jarpe, S. P., Sweeney, J. & W. L. Pickles (1995), Signatures of testing: On-Site Inspection Technologies, *Lawrence Livermore National Laboratory*, UCRL-JC-119213.

Zúñiga, F. R. & S. Wiemer (1999), Seismicity patterns: are they always related to natural causes?, *Pure Appl. Geophys.*, 155, 713-726.

Anhang

- A1:** Häge, M. & M. Joswig (2009), Microseismic feasibility study: detection of small magnitude events ($M_L < 0.0$) for mapping active faults in the Betic Cordillera (Spain), *Ann. Geophys.*, 52(2), 117-126.
- A2:** Häge, M. & M. Joswig (2009), Spatiotemporal distribution of aftershocks of the 2004 December 5 $M_L = 5.4$ Waldkirch (Germany) earthquake, *Geophys. J. Int.*, 178, 1523-1532.
- A3:** Häge, M. & M. Joswig (2009), Mapping local microseismicity using short-term tripartite small array installations - Case study: Coy region (SE Spain), *Tectonophys.*, 471, 225-231.
- A4:** Das Deep-Heat-Mining Projekt in Basel
(Projektbericht)
- A5:** Häge, M. & M. Joswig (2008), Microseismic study using small arrays in the swarm area of Nový Kostel: increased detectability during an inter-swarm period, *Studia geoph. et geod.*, 52(4), 651-659.
- A6:** Häge, M. & M. Joswig (2009), Spatiotemporal characterisation of interswarm period seismicity in the focal area of Nový Kostel (West Bohemia/Vogtland) by a short-term microseismic study, *Geophys. J. Int.*, 179, 1071-1079.

Anhang A1

Häge, M. & M. Joswig (2009), Microseismic feasibility study: detection of small magnitude events ($M_L < 0.0$) for mapping active faults in the Betic Cordillera (Spain), *Ann. Geophys.*, 52(2), 117-126.

I would like to acknowledge Annals of Geophysics and Editrice Compositori for the permission to use the printed version in this thesis.

Microseismic feasibility study: detection of small magnitude events ($M_L < 0.0$) for mapping active faults in the Betic Cordillera (Spain)

Martin Häge and Manfred Joswig

Institute for Geophysics, Universität Stuttgart, Germany

Abstract

We present the results of the first application of the newly developed concept «Nanoseismic Monitoring» on active faults in the region close to Murcia, Spain. The aim of this microseismic feasibility study is to test if it is possible to record small magnitude events ($M_L < 0.0$) within a short period of time with surface installations and to investigate if these events are related to the regional catalog in terms of amount of events. The seismic monitoring was performed with one small array called the Seismic Navigating System. It consists of one central three component and three one component seismometers arranged tripartitely around the central station. In the measurement period of two nights at two different sites we were able to detect 19 microearthquakes down to $M_L = -2.6$. The results correlate well with the frequency-magnitude distribution of the regional bulletin. This in turn will allow for estimation of monitoring rates before actual field measurements just from bulletin data. Given an activity rate of 5 to 10 events per night one may map active fault zones within just a few weeks of field campaign.

Key words *Betic Cordillera – active faults – microseismicity – Gutenberg-Richer law – Nanoseismic Monitoring*

1. Introduction

Characterizing recent seismicity and mapping active fault segments must be based on the compilation of seismological bulletins. The fundamental data collection by semi-permanent seismic networks is a time-consuming and costly task. Only a few studies deal with the investigation of small magnitude events ($M_L < 0.0$) (e.g., Abercrombie, 1995; von Seggern *et al.*, 2003; Ruiz *et al.*, 2006), whereby most researchers in-

vestigate aftershocks and not the background seismicity or use borehole sensors for event detection. Butler (2003) suggests the term «nanoeearthquakes» for events with $M_L < 0.0$.

The concept of Nanoseismic Monitoring (Joswig, 2008), a technique developed to detect and characterize small magnitude sources, is tested as a short-term alternative for semi-permanent seismic networks to reduce network recording time. It is successfully tested for On-Site-Inspections of the Preparatory Commission for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization and was applied to detect and characterize small magnitude events triggered by material impacts in sinkholes along the western Dead Sea shores (Wust-Bloch and Joswig, 2006). Nanoseismic Monitoring as a kind of seismological microscope shall finally help to shed light on small earthquake trigger mechanisms. Fault weakness can be caused by increased fluid pressure that reduces the effective normal stress (Hainzl *et al.*, 2006). In this

Mailing address: Dr. Martin Häge, Institute for Geophysics, Universität Stuttgart, Azenbergstrasse 16, 70174 Stuttgart, Germany; e-mail: haege@geophys.uni-stuttgart.de

model, stress and pore pressure redistribution after large earthquakes come along with higher permeability for fluids causing possible new nucleation points and a characteristic migration scheme (Cox, 1995; Miller *et al.*, 2004). The detection and location of small magnitude seismicity may support this model of fluid transport and a shear stress behavior driven by porosity reduction (Johnson and McEvilly, 1995; Miller *et al.*, 1996).

For the study, a seismically active section of the Betic Cordillera (near Murcia in Spain) with favorable signal-to-noise conditions was selected. Since we started to build up the system at that time one recording unit was available for field use. The small magnitude seismicity detected and partly localized by the single, small-aperture tripartite array within two successive monitoring nights, at two different sites, is compared with the regional 1984-2003 bulletin of the Instituto Geográfico Nacional, Madrid (IGN). Brune and Allen (1967) have shown

along the San Andreas Fault system that usually a two-day measurement of seismic activity is sufficient to make an approximate estimation about the local rate of microseismicity.

2. Geological and tectonic setting

The Betic Cordillera, which is situated in the southern part of Spain, is a collision zone generated by the nearby African-Eurasian plate boundary. This boundary is defined by a high seismicity which is distributed over several hundreds of kilometers (Calvert *et al.*, 2000). The area selected for the feasibility study lies within the Subbetic Zone which, together with the Prebetic Zone, represents the External Zone of the Betic Cordillera. The thickness of the crust beneath the Betic is 25-39 km (Banda *et al.*, 1993). Focal depths of regional events is restricted to the top 40 km (fig. 1) with moderate magnitudes generally less than 5.5 (Buform *et*

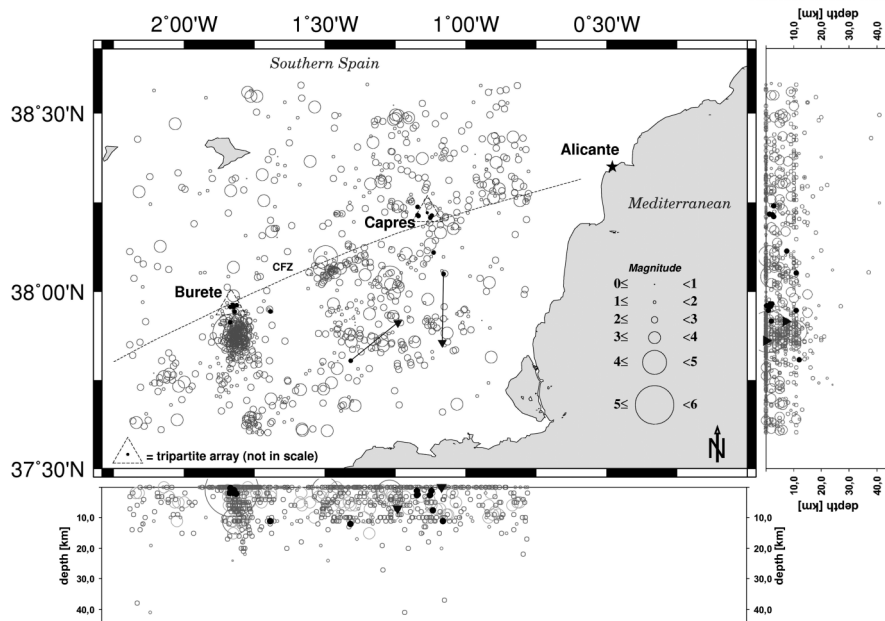


Fig. 1. Spatial distribution of 1040 earthquakes from 1984-2003 (Source: IGN, 2004). The two measuring sites (Capres and Burete) are indicated by triangles pointing up (not in scale). Our located events are marked by black dots and the two co-detected events by triangles pointing down, connected with lines. The dashed black line sketches the trace of the Crevillente Fault Zone (CFZ).

al., 2004). The shallow seismicity is associated with the dense spread of fractures in this region (Sanz de Galdeano *et al.*, 1995).

Nanoseismic Monitoring was carried out at two different locations in the vicinity of the Crevillente Fault Zone (CFZ): one near Capres, at the fringe of the Fortuna basin; the other near Burete, in the east of the Sierra de Espuna (fig. 1). The CFZ strikes NE-SW parallel to the axis of the Subbetic Zone and extends laterally over 600 km. The main activity of the CFZ was during Late Miocene (Alfaro *et al.*, 2002), and it is still active. Focal mechanisms indicate that the CFZ is a right-lateral strike slip fault which can also be observed on geological features (Buforn *et al.*, 1988). Estimates for the total displacement along the CFZ range between 75-100 km (Nieto and Rey, 2004) and 400 km (de Smet, 1984).

The Subbetic Zone consists of deposits situated far from the South Iberian Margin (Ruano *et al.*, 2004) which comprise parautochthonous to allochthonous, non-metamorphic sediments.

The main geological units in these areas beside Quaternary unconsolidated sediments and Miocene alluvial fan deposits include Triassic marls, claystones, gypsum, dolomites as well as Jurassic and Cretaceous limestones and marls. To consider potential site effects, the thickness of sediments to the top of the basement at each of the two monitoring sites has been estimated on the basis of available data and field evidence: near Capres the thickness of sediments reaches 100 m (IGN, 1972a), near Burete it is about 50 m (IGN, 1972b; Poisson and Lukowski, 1990).

3. Data acquisition and processing

Data was acquired by one Seismic Navigation System (SNS). This six-channel SNS is a portable, sparse array consisting of four short-period sensors: a central, three-component instrument and three one-component seismometers arranged as a tripartite array. High resolution and coherency of microseismic events are attained by utilizing a small aperture of 200 m and 400 Hz sampling rate. Nanoseismic Monitoring was performed at night to reduce the ef-

fect of anthropogenic noise sources. Event detection and location were carried out by SonoDet and HypoLine modules of the SparseNet software (Joswig, 1999; 2008).

Measurements were performed during four nights. Due to the first operation of the system some adaptations to the equipment had to be made in the field. Two of the four nights were successfully completed and were taken for analysis. During this period, a total of 19 seismic events in the magnitude range $-2.6 \leq M_L \leq 1.5$ could be detected and discriminated from noise bursts by sonogram analysis (Joswig, 1990) (see table I). Figure 2 shows two examples of table I, events nos. 5 and 11, demonstrating the usefulness of sonograms for event detection. Hypocentral locations could be estimated for 15 events. Four other weak events did not present clear P- and S-phase onsets. However, M_L magnitudes could be estimated for all 19 events as maximum amplitude and distance from $t_s - t_p$ time differences could be estimated with confidence by sonogram analysis (Catalog A of table II).

The apparent velocities of most of the events, derived from array analysis, were not in accordance with much faster velocities of the standard velocity model for Spain (Dãnoibeitia *et al.*, 1998). Location residuals reduced significantly using a data-adapted half-space model with velocities ranging from $v_p = 1$ to 5 km/s for 0.3 to 14 km depth.

Figure 1 shows the location of the 15 events (solid black dots) on the background of the regional seismicity from 1984-2003 (open gray circles). Both positions of the SNS deployments are marked with triangles pointing up (not in scale). Most of the events south of Burete are aftershocks and were generated by the 2002 Bullas ($M_L = 5.0$) earthquake (IGN, 2004) that occurred 607 days before our measurement. Event locations were calculated with one single array which results in a large location error of a few kilometers. Depths were estimated with the intersection of hyperboloids by $t_p - t_p$ information. Two events were co-detected by the local network (nos. 3 and 12 in table I) which are displayed as triangles pointing down in fig. 1. For these two events, the mean horizontal location difference is about 20 km and the mean

Table I. Parameters of the recorded events.

Number	Date	Origin [UTC]	Longitude	Latitude	Depth [km]	Magnitude [M_L]
1	3-04-2004	20:45:45	-1.8359	37.9567	0.3	-2.5
2	3-04-2004	21:31:27	-	-	-	-0.8
3	3-04-2004	23:25:30	-1.4090	37.8050	12.0	1.5
4	3-04-2004	23:54:15	-1.8369	37.9136	2.0	-1.1
5	4-04-2004	1:00:58	-	-	-	-0.8
6	4-04-2004	1:17:28	-1.8267	37.9615	1.4	-1.9
7	4-04-2004	1:40:53	-1.8209	37.9430	0.9	-2.6
8	4-04-2004	1:48:20	-1.6941	37.9436	11.0	-0.3
9	4-04-2004	3:38:51	-1.8248	37.9560	1.8	-2.0
10	4-04-2004	5:05:15	-1.8135	37.9614	2.0	-2.1
11	4-04-2004	21:33:18	-1.1682	38.2121	2.4	-1.7
12	5-04-2004	0:41:02	-1.0790	38.0490	11.0	0.6
13	5-04-2004	1:46:05	-1.1147	38.1096	7.5	0.0
14	5-04-2004	2:20:08	-	-	-	-1.4
15	5-04-2004	2:34:35	-1.1714	38.2146	1.2	-1.4
16	5-04-2004	2:42:33	-1.1264	38.2077	2.7	-1.6
17	5-04-2004	2:50:22	-1.1213	38.2133	1.2	-1.5
18	5-04-2004	3:18:59	-1.1718	38.2375	2.7	-0.9
19	5-04-2004	5:34:59	-	-	-	-0.9

magnitude variation 0.4. Figure 3 plots magnitudes *versus* distances for all 19 events and the distance-correction curve used for M_L calculation fitted empirically to the data (note: slant-distance instead of epicentral distance for <10 km). Additionally, the two co-detected events are shown with triangles pointing down.

The observed detection threshold indicates that signal-to-noise conditions were better at Burete than at Capres. The overall sensitivity limit was about $M_L = -1.0$ at 10 km, and $M_L = -2.0$ at 2.5 km.

4. Characterization of regional seismicity

The 1984-2003 regional seismic catalog (IGN, 2004) was used to assess the performance of our measurement. Magnitudes of both datasets, are equivalent. By fig. 3, and as will be shown later in fig. 5, our magnitude of completeness is $M_L = -1.0$ in about 10 km distance. However, the analysis of regional seismicity within a 10 km radius presents several challenges.

First, the local bulletin (1984-2003) in-

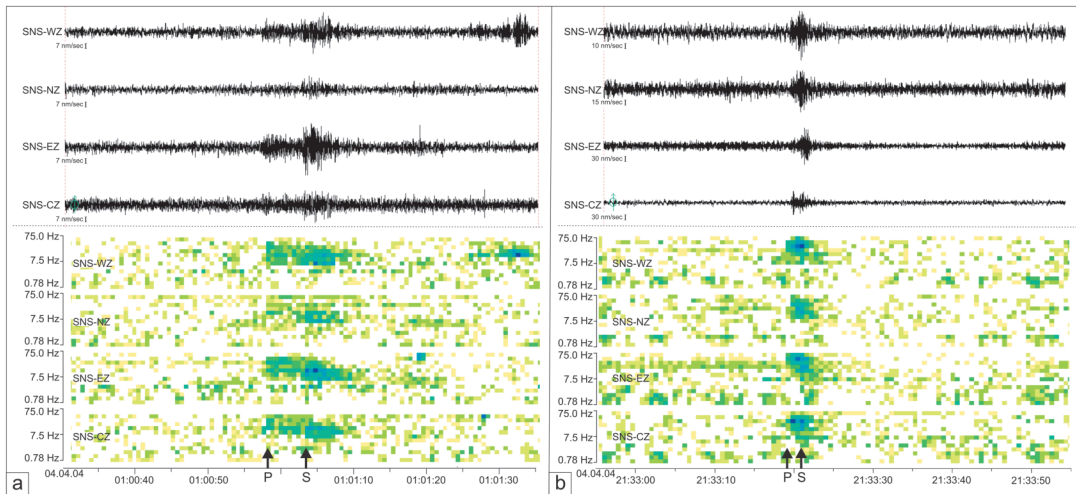
Detection of small magnitude events ($M_L < 0.0$) for mapping active faults in the Betic Cordillera (Spain)

Fig. 2. Seismograms and the corresponding sonograms of the four vertical components for two events. Seismograms are filtered between 3 and 30 Hz (optimized filter setting). P and S onsets are indicated with arrows. The event in a) corresponds to no. 5, the event in b) to no. 11 in table I.

Table II. Data parameters of seismic Catalogs A, B and C. Catalog A includes 19 events recorded during this measurement campaign. Catalog B includes events within a 10 km radius of our two measurement sites in the period 1984-2003. Catalog C covers a larger area for a statistical robust b-value calculation in the period 1984-2003.

Catalog	A		B		C
	Nanoseismic Monitoring	Capres	Local	Burete	Regional
Size of area [km ²]	630	300		300	13620
Number of events	19	34		175	1040
Max M_L	1.5	3.4		5	5
Min M_L	-2.6	1		0.4	0.4

cludes very few events whose source is located within 10 km radius of the two recording sites (Catalog B of table II). Consequently, a much larger reference area (about 13,620 km²) with 1040 events was selected for increased statistical stability (Catalog C of table II).

Second, homogeneous seismicity in time and space is a prerequisite when comparing source regions of different size.

Artifacts like modifications in network

geometry and density, station hardware and processing software result in a rather heterogeneous distribution of seismicity, both in space (fig. 1), and in time.

Figure 4 shows Catalog C of table II with 1040 events as open gray circles (right vertical axis) and the annual event frequency by the black curve (left vertical axis).

The annual event frequency and the detection level increase with time.

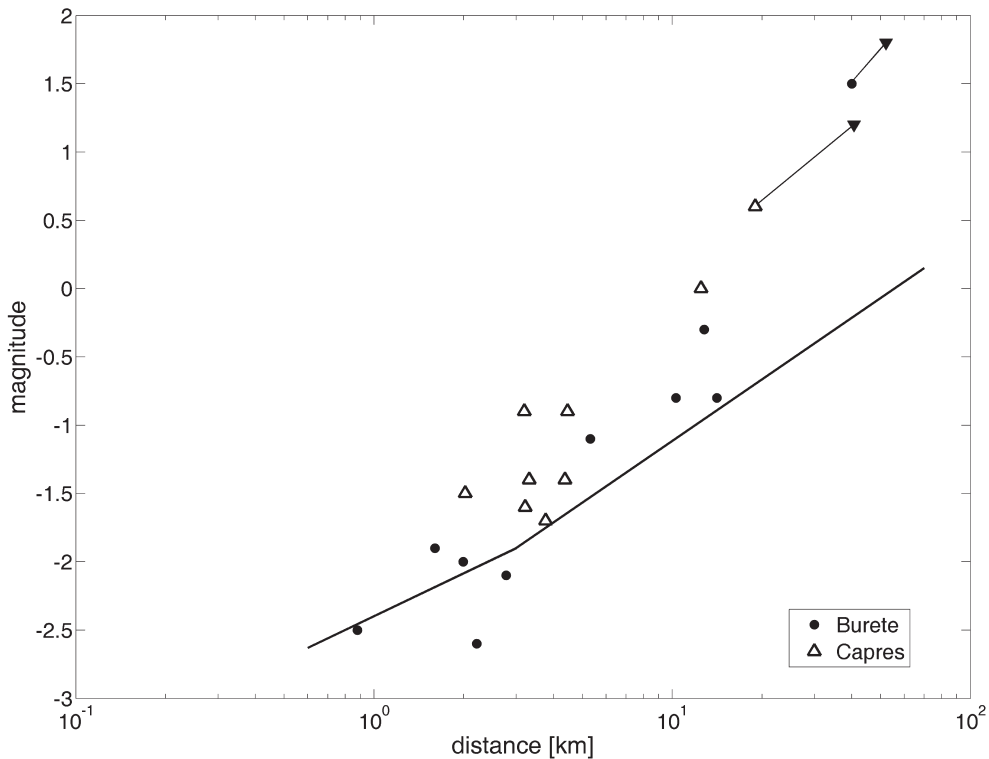


Fig. 3. Magnitude-distance relationship for the 19 events detected at Burete and at Capres as well as the distance correction for M_L . The two co-detected events are shown with triangles pointing down, linked to the corresponding events by gray lines.

Numerous investigations deal with catalog completeness and its statistical fluctuations (e.g., Rydelek and Sacks, 1989; Zúñiga and Wiemer, 1999; Woessner and Wiemer, 2005).

The first change took place in 1997 when a digital recording system was installed; the second jump occurred after 2000 when another two stations (ETOB and EMUR) were added. An additional increase in number of events is caused by the aftershock activity of the 2002 Bullas $M_L = 5.0$ earthquake. Between 1984 and 1998, there is a constant magnitude of completeness (M_C) of 2.6, calculated with the entire-magnitude-range method (Woessner and Wiemer, 2005). It has decreased since 1998. Further investigations have shown that there is no catalog contamination by quarry blasts.

5. Gutenberg-Richter relationship: regional seismicity and Nanoseismic Monitoring

We make two assumptions in order to compare the Gutenberg-Richter relationship estimated from the regional seismicity (Catalog C of table II) with the same relationship based on nanoseismic data (Catalog A of table II). First, Catalog C characterizes a representative b-value for the whole region. This assumption is rooted in fig. 4 which shows an average constant seismicity without any high seismicity cycles above $M_C = 2.6$. Second, Catalog A can be obtained by concatenating the data recorded over two nights near Capres and near Burete without loss of statistical significance.

Detection of small magnitude events ($M_L < 0.0$) for mapping active faults in the Betic Cordillera (Spain)

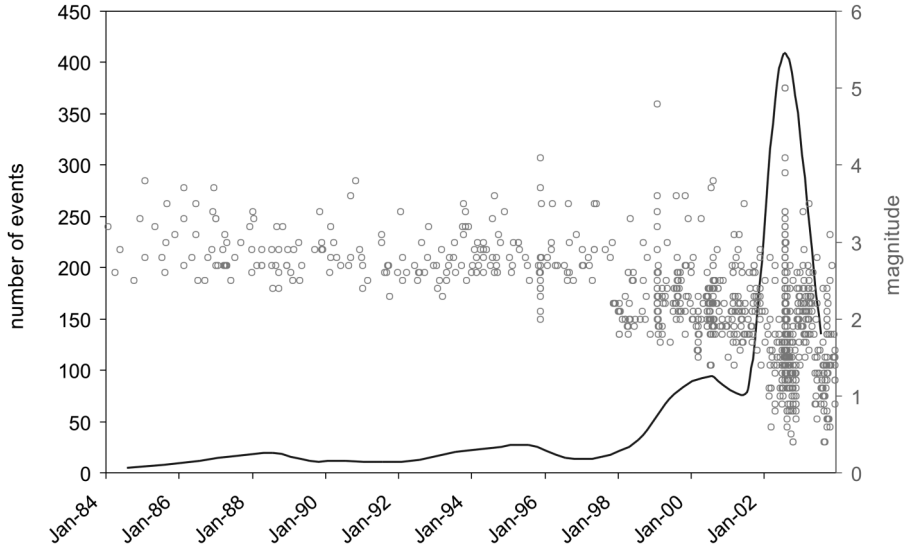


Fig. 4. Time-event (left vertical axis) and time-magnitude distribution (right vertical axis) of Catalog C of table II.

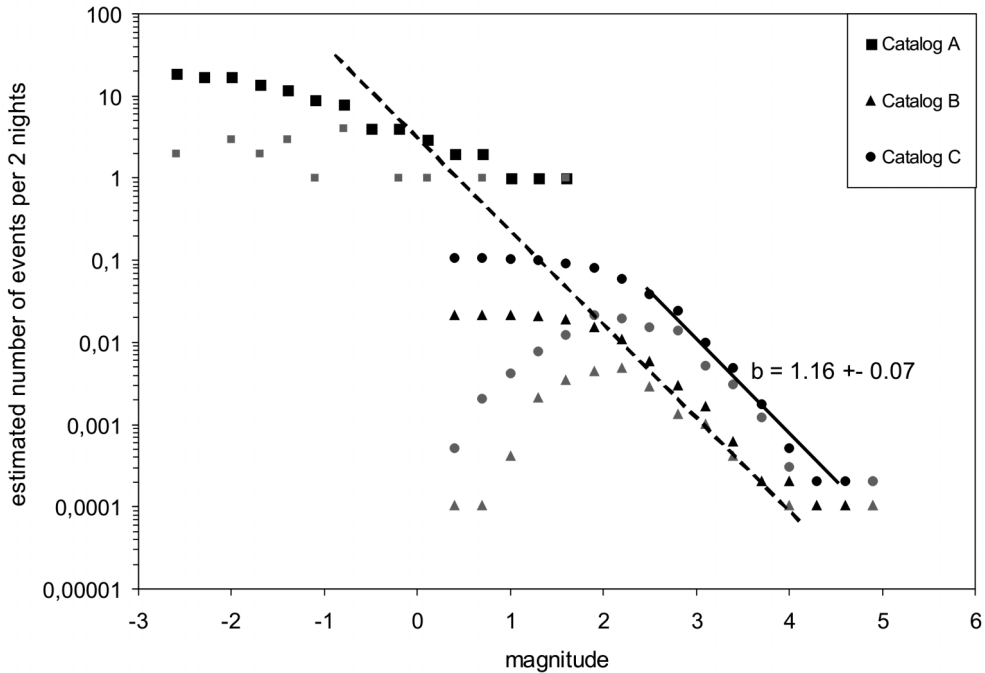


Fig. 5. Frequency-magnitude distributions of Catalogs A, B and C of table II. The cumulative distributions are marked in black, the normal distributions in grey. Note that Catalogs B and C are normalized to the measurement period of two nights. The solid black line shows the b-value for Catalog C that is applied to Catalog B (dashed black line).

Figure 5 compares the frequency-magnitude relationships for the different catalogs of table II. Note that Catalogs B and C of table II are downscaled to the measurement period of this feasibility study of two nights. Due to the small number of events of Catalogs A and B the b-value for the larger area, Catalog C, was determined and applied to our study area, Catalog A. Analyzing Catalog C (black dots) a b-value (solid black line) of 1.16 ± 0.07 was derived according to the formula of Aki (1965) with $M_C = 2.6$. This result corroborates the b-value of 1.1 ± 0.1 estimated by López Casado *et al.* (1995) for magnitudes larger than 3.5 in the Murcia region between 1930-1992. In hazard assessment, the Gutenberg-Richter relation,

$$\log N = a - bM, \quad (5.1)$$

with N the cumulative number of earthquakes of magnitude M or greater and a and b constants (Ishimoto and Iida, 1939; Gutenberg and Richter, 1944), is used to predict the frequency of occurrence of large earthquakes on the basis of smaller events. Inversely, few studies investigate the extrapolations made from the stronger to the weaker events. Studies concerned with the detection of very small earthquakes (*e.g.*, Iio, 1991; Piccinini *et al.*, 2003) or with the constancy of the b-value to lower magnitudes and self-similarity of seismic events (von Seggern *et al.*, 2003) failed to show a b-value decrease towards small magnitudes. Abercrombie and Brune (1994) verified that there was no significant decrease down to magnitude 0.0 on three major fault zones in California. Furthermore there is good agreement between b-values extrapolated from regional bulletins and those of microseismic activity (Abercrombie, 1995; 1996). Although an investigation of induced seismicity (Trifu *et al.*, 1993) showed a non-similar frequency-magnitude distribution between magnitudes -0.5 and 0.0, there is no reason why a decrease in b-value should be expected for natural seismicity at local distance.

In conclusion, the b-value of 1.16 from Catalog B was extrapolated to small magnitudes. Although it is not possible to calculate a b-value for our events and the existence of high uncertainties in the statistical estimation, *i.e.* the

normalization of the frequency of events to the measurement period of two nights, the extrapolated b-value fits remarkably well with Catalog A. There might also be a slight shift in magnitudes due to the different applied velocity models which are used for location and the resulting variation in epicentral distances. However, the agreement of Catalog B with A is obvious, even with an assumed maximum magnitude deviation of 0.4. This result suggests that it might be possible to infer on the basis of bulletin data on the expected amount of events in a certain area prior to a field campaign. A similar observation was made by Brune and Allen (1967) who found out that the amount of microseismicity could be approximately predicted by extrapolation of frequency-magnitude curves from 29-year records of larger earthquakes.

6. Conclusions

In this feasibility study, the new concept of Nanoseismic Monitoring was applied to characterize small magnitude natural seismicity in the Betic Cordillera (Spain). A total of 19 events ($-2.6 \leq M_L \leq 1.5$) were recorded and detected within an observation period of two nights, indicating the high sensitivity of Nanoseismic Monitoring. The analysis of the frequency-magnitude distributions shows a good approximation between the amounts of recorded events with those extracted from local catalogs. However, it must be further proven by investigations in other geological and tectonic settings if the amount of small magnitude seismicity can be anticipated from existing catalogs by linear extrapolation.

The performance of Nanoseismic Monitoring of about $M_L = -1.0$ at 10 km and $M_L = -2.0$ at 2.5 km demonstrates its potential for a cost-effective technique for active fault mapping. Fault mapping could be realized at high resolution within weeks instead of years. Due to the use of only one small array, there is a high location error of a few kilometers. A further challenge was the discrepancy between the standard velocity model for Spain and our observations. Therefore it was not possible to identify specific fault segments. At least two small arrays

must be deployed to reach this aim. Both small arrays can be combined as a kind of network to reduce the azimuthal gap and hence to increase the location accuracy. Cross bearing and the intersection of two t_s - t_p circles provide additional location constraints and support the determination of an appropriate velocity model. It can then be tested if relative location methods might be applicable for further improvement of the location results.

Acknowledgments

The authors are grateful to the Instituto Geográfico Nacional, Madrid, Spain, especially to Arancha Izquierdo Álvarez and Resurrección Antón for the allocation of the regional bulletin data used in this work and for their kindly support. Hillel Wust-Bloch suggested many improvements of the manuscript. The map in fig. 1 was partly created using GMT software (Wessel and Smith, 1991).

REFERENCES

- ABERCROMBIE, R.E. and J.N. BRUNE (1994): Evidence for a constant b-value above magnitude 0 in the southern San Andreas, San Jacinto and San Miguel fault zones, and at the Long Valley caldera, California, *Geophys. Res. Lett.*, **21** (15), 1647-1650.
- ABERCROMBIE, R.E. (1995): Earthquake source scaling relationships from -1 to 5 Ml using seismograms recorded at 2.5-km depth, *J. Geophys. Res.*, **100** (B12), 24,015-24,036.
- ABERCROMBIE, R.E. (1996): The magnitude-frequency distribution of earthquakes recorded with deep seismometers at Cajon Pass, southern California, *Tectonophys.*, **261**, 1-7.
- AKI, K. (1965): Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits, *Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo Univ.*, **43**, 237-239.
- ALFARO, P., J. DELGADO, A. ESTÉVEZ, J.M. SORIA and A. YÉBENES (2002): Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain), *Mar. Geol.*, **186**, 337-349.
- BANDA, E., J. GALLART, V. GARCÍA-DUEÑAS, J.J. DAÑOBEITIA and J. MAKRISS (1993): Lateral variation of the crust in the Iberian peninsula: new evidence from the Betic Cordillera, *Tectonophys.*, **221**, 53-66.
- BRUNE, J.N. and C.R. ALLEN (1967): A micro-earthquake survey of the San Andreas Fault system in Southern California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **57** (2), 277-296.
- BUFORN, E., A. UDIAS and J. MEZCUA (1988): Seismicity and focal mechanisms in South Spain, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **78** (6), 2008-2024.
- BUFORN, E., M. BEZZEGHOU, A. UDIAS and C. PRO (2004): Seismic Sources on the Iberia-African Plate Boundary and their Tectonic Implications, *Pure Appl. Geophys.*, **161**, 623-646, doi:10.1007/s00024-003-2466-1.
- BUTLER, R. (2003): The Hawaii-2 observatory: observation of nanoequakes, *Seism. Res. Lett.*, **74** (3), 290-297.
- CALVERT, A., E. SANDVOL, D. SEBER, M. BARAZANGI, S. ROECKER, T. MOURABIT, F. VIDAL, G. ALGUACIL and N. JABOUR (2000): Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography, *J. Geophys. Res.*, **105** (B5), 10,871-10,898.
- COX, S.F. (1995): Faulting processes at high fluid pressure: An example of fault valve behavior from the Wattle Gully Fault, Victoria, Australia, *J. Geophys. Res.*, **100** (B7), 12,841-12,859.
- DANOBEITIA, J.J., V. SALLARÈS and J. GALLART (1998): Local earthquakes seismic tomography in the Betic Cordillera (southern Spain), *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 225-239.
- DE SMET, M.E.M. (1984): *Investigations of the Crevillente Fault Zone and its Role in the Tectogenesis of the Betic Cordilleras, Southern Spain*, (PhD Thesis, Free Univ. Press, Amsterdam).
- GUTENBERG, B. and C.F. RICHTER (1944): Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **34**, 185-188.
- HAINZL, S., T. KRAFT, J. WASSERMANN, H. IGEL and E. SCHEDES (2006): Evidence for rainfall-triggered earthquake activity, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L19303, doi:10.1029/2006G1027642.
- IGN (1972a): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 - Fortuna*, (Instituto Geográfico Nacional, Madrid, Spain).
- IGN (1972b): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 - Coy*, (Instituto Geográfico Nacional, Madrid, Spain).
- IGN (2004): *Seismicity Data File of the Instituto Geográfico Nacional*, (Madrid Spain).
- IIO, Y. (1991): Minimum size of earthquakes and minimum value of dynamic rupture velocity, *Tectonophys.*, **197**, 19-25.
- ISHIMOTO, M. and K. IIDA (1939): Observation of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, (University of Tokyo), **17**, 443-478.
- JOHNSON, P.A. and T.V. MCEVILLY (1995): Parkfield seismicity: Fluid-driven?, *J. Geophys. Res.*, **100** (B7), 12,937-12,950.
- JOSWIG, M. (1990): Pattern recognition for earthquake detection, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **80** (1), 170-186.
- JOSWIG, M. (1999): Automated processing of seismograms by SparseNet, *Seism. Res. Lett.*, **70**, 705-711.
- JOSWIG, M. (2008): Nanoseismic monitoring fills the gap between microseismic networks and passive seismic, *First break*, **26**, 81-88.
- LÓPEZ CASADO, C., C. SANZ DE GALDEANO, J. DELGADO and M.A. PEINADO (1995): The b parameter in the Betic Cordillera, Rif and nearby sectors. Relations with the tectonics of the region, *Tectonophys.*, **248**, 277-292.
- MILLER, S.A., A. NUR and D.L. OLGAAARD (1996): Earthquakes as a coupled shear stress - high pore pressure dynamical system, *Geophys. Res. Lett.*, **23** (2), 197-200.

- MILLER, S.A., C. COLLETTINI, L. CHIARALUCE, M. COCCO, M. BARCHI and B.J.P. KAUS (2004): Aftershocks driven by a high-pressure CO₂ source at depth, *Nature*, **427**, 724-727.
- NIETO, L.M. and J. REY (2004): Magnitude of lateral displacement on the Crevillente Fault Zone (Betic Cordillera, SE Spain): stratigraphical and sedimentological considerations, *Geol. J.*, **39**, 95-110.
- PICCININI, D., M. CATTANEO, C. CHIARABBA, L. CHIARALUCE, M. DE MARTIN, M. DI BONA, M. MORETTI, G. SELVAGGI, P. AUGLIERA, D. SPALLAROSSA, G. FERRETTI, A. MICHELINI, A. GOVONI, P. DI BARTOLOMEO, M. ROMANELLI and J. FABBRI (2003): A microseismic study in a low seismicity area of Italy: the Città di Castello 2000-2001 experiment, *Ann. Geophys.*, **46** (6), 1315-1324.
- POISSON, A. and P. LUKOWSKI (1990): The Fortuna Basin: a piggyback basin in the Eastern Betic Cordilleras (SE Spain), *Ann. Tect.*, **4** (1), 52-67.
- RUANO, P., J. GALINDO-ZALDÍVAR and A. JABALOY (2004): Recent tectonic structures in a transect of the Central Betic Cordillera, *Pure Appl. Geophys.*, **161**, 541-563, doi:10.1007/s00024-003-2462-5.
- RUIZ, M., J. DÍAZ, J. GALLART, J.A. PULGAR, J.M. GONZÁLEZ-CORTINA and C. LÓPEZ (2006): Seismotectonic constraints at the western edge of the Pyrenees: aftershock series monitoring of the 2002 February 21, 4.1 Lg earthquake, *Geophys. J. Int.*, **166**, 238-252.
- RYDELEK, P.A. and I.S. SACKS (1989): Testing the completeness of earthquake catalogues and the hypothesis of self-similarity, *Nature*, **337**, 251-253.
- SANZ DE GALDEANO, C., C. LÓPEZ CASADO, J. DELGADO and M.A. PEINADO (1995): Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera. A preliminary approach to seismic sources associated with specific faults, *Tectonophys.*, **248**, 293-302.
- TRIFU, C.-I., T.I. URBANCIC and R.P. YOUNG (1993): Non-similar frequency-magnitude distribution for M<1 seismicity, *Geophys. Res. Lett.*, **20** (6), 427-430.
- VON SEGGERN, D.H., J.N. BRUNE, K.D. SMITH and A. ABURTO (2003): Linearity of the earthquake recurrence curve to M<-1 from Little Skull Mountain aftershocks in southern Nevada, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **93** (6), 2493-2501.
- WESSEL, P. and W.H.F. SMITH (1991): Free software helps map and display data, *Eos Trans. AGU*, **72** (41), 441.
- WOESSNER, J. and S. WIEMER (2005): Assessing the quality of earthquake catalogs: estimating the magnitude of completeness and its uncertainty, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **95** (2), 684-698.
- WUST-BLOCH, G.H. and M. JOSWIG (2006): Pre-collapse identification of sinkholes in unconsolidated media at the Dead Sea area by "nanoseismic monitoring" (graphical jackknife-location of weak sources by few, low-SNR records), *Geophys. J. Int.*, **167**, 1220-1232, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03083.x.
- ZÚÑIGA, F.R. and S. WIEMER (1999): Seismicity patterns: are they always related to natural causes?, *Pure Appl. Geophys.*, **155**, 713-726, doi:10.1007/s000240050285.

(received August 15, 2008;
accepted December 11, 2008)

Anhang A2

Häge, M. & M. Joswig (2009), Spatiotemporal distribution of aftershocks of the 2004 December 5 $M_L = 5.4$ Waldkirch (Germany) earthquake, *Geophys. J. Int.*, 178, 1523-1532.

I would like to acknowledge the Royal Astronomical Society and Blackwell Publishing for the permission to use the printed version in this thesis.

Spatiotemporal distribution of aftershocks of the 2004 December 5 $M_L = 5.4$ Waldkirch (Germany) earthquake

Martin Häge and Manfred Joswig

Institute of Geophysics, University of Stuttgart, Azenbergstrasse 16, 70174 Stuttgart, Germany. E-mail: haege@geophys.uni-stuttgart.de

Accepted 2009 April 29. Received 2009 April 18; in original form 2008 July 23

SUMMARY

The Waldkirch earthquake on 2004 December 5 at 1:52 UTC with $M_L = 5.4$ was the strongest earthquake in Baden-Württemberg since 1978. It was followed by a large number of aftershocks. We were operational in field only 14 hr after the main shock for recording aftershocks. The aim of that field campaign was to test the performance of our newly developed system and to compare the results obtained by one small aperture seismic array to a standard aftershock network. More than 700 microearthquakes were recorded within a period of about 39 hr, the largest with magnitude $M_L = 3.0$. Events with negative as well as positive polarities were identified as a result of alternating radiation patterns of the focal mechanisms. The analysis of the events was carried out with a statistical approach because of the high amount of events. Similarity matrices sorted by time reveal no significant event clustering, whereas matrices, rearranged by dendrograms according to the cross-correlation coefficients indicate that a part of the aftershocks are spatially clustered. An investigation of the chronological occurrence of these spatially clustered events shows a continuous seismic activity for the duration of measurement. The mean depth of the seismogenic zone could be determined to 11.1 km using $t_S - t_P$ time differences. A relative location of aftershocks provides evidence for a WNW–ESE oriented fault plane direction and confirms the orientation of a nodal plane of the main shock. This Subhercynian direction is a predominant structure in the Black Forest and can be observed on many faults and mineral dykes. Our results coincide well with observations from the permanent and a temporarily installed network, which was operational 2 d after the main shock.

Key words: Seismicity and tectonics; Statistical seismology; Neotectonics.

1 INTRODUCTION

On 2004 December 5, at 1:52 UTC, an earthquake with $M_L = 5.4$ ($M_W = 4.6$) occurred near the town Waldkirch and struck the southwestern part of Germany, Alsace and the northern part of Switzerland (Fig. 1). It was the strongest earthquake in Baden-Württemberg since the $M_L = 5.7$ Swabian Jura earthquake in 1978 (Haessler *et al.* 1980; Turnovsky & Schneider 1982) and was felt within a radius of 200 km with a maximum intensity of $I_0 = VI$ (EMS-98) (Schwarz *et al.* 2006). In the Black Forest, $I_0 = VI$ is the maximum intensity reached in historical times (Schneider 1968). Despite the relative large magnitude only a few damages were reported. The reasons are the remote location of the epicentre in a sparsely populated area and the low vulnerability of most of the buildings (Schwarz *et al.* 2006).

The region is monitored continuously by a local permanent network operated by the Earthquake Survey (LED) of the State Bureau of Geology, Natural Resources and Mining in Freiburg. The location inaccuracy of this network is less than 1 km for events that occur within the network, depending on the station coverage and

available phases (Brüstle & Stange 2002). The location error of the focal depth is in the range of 1–3 km even if the event is situated within the network and recorded by a good station coverage (Stange & Brüstle 2005). In addition to the existing permanent network, 12 short-period sensors were installed temporarily by the German Task Force for Earthquakes hosted at GeoForschungsZentrum (GFZ) in Potsdam, two broad-band stations by the Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR) in Hannover and two stations by the LED (Fig. 1). These stations were operational about 2 d after the main shock and were dismantled in 2005 January. 232 aftershocks ($M_L > 0.5$) were detected until 2005 September, whereby 80 events in the range $1.2 \leq M_L \leq 3.2$ could be localized (Benn 2006).

At that time, only one monitoring system (small array) was available at our institute. We installed this system in the epicentral zone only 14 hr after the main shock (Fig. 1). This response is quite fast considering the origin time of the main shock of 1:52 UTC and the decision for a field campaign in the morning of 2004 December 5. The motivation of this study was to compare the results obtained with the small array to the results of the standard temporary and

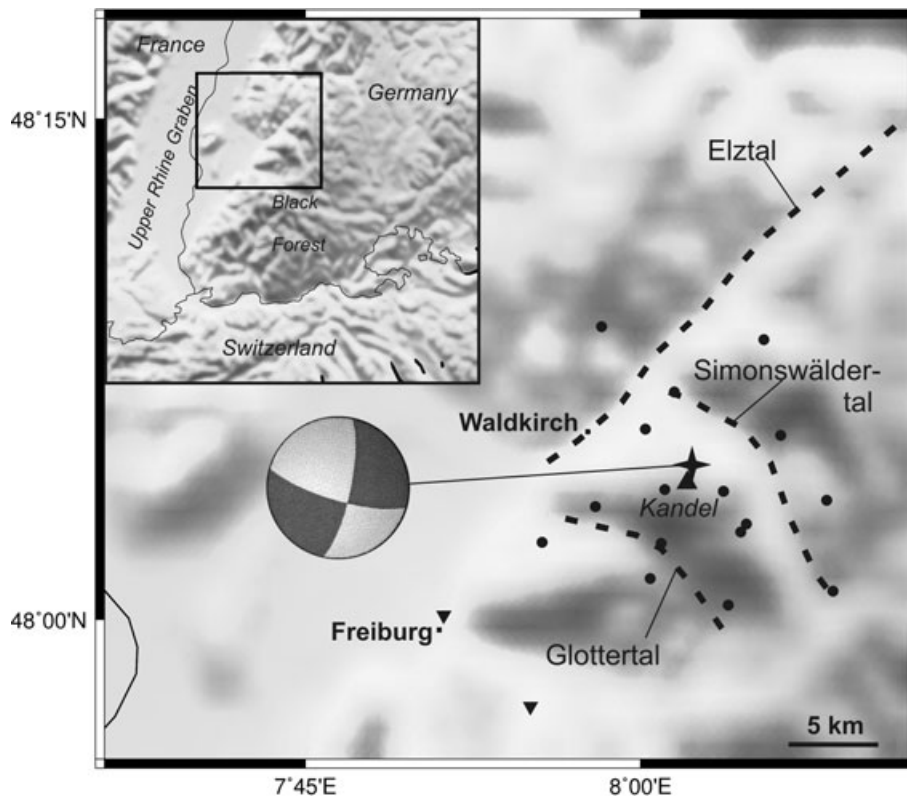


Figure 1. Location of the epicentral area near Waldkirch. Position of small array is indicated by a triangle pointing up, main shock with the first motion fault plane solution calculated by the LED by a star [NP1: 12/75, NP2: 106/76 (strike/dip)], temporary network by points and two stations of the permanent network by triangles pointing down. Main valleys are sketched with dashed lines.

permanent network. The intention was not to question or replace the standard techniques of seismic aftershock monitoring, rather to test if small arrays could complement them.

Data was recorded continuously from 2004 December 5 16:00 UTC to 2004 December 7 06:30 UTC using a sampling rate of 400 Hz and bridged the time period until the temporary network was operational. The small array consisted of one central three-component (SNC) and three one-component (SNW, SNN and SNE) seismometers that were arranged tripartitely around the central station. The mean distance from centre to outposts was about 74 m. This kind of small aperture seismic array is successfully tested for On-Site-Inspections of the Preparatory Commission for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization and was applied to characterize small impact events triggered by salt dissolution along the Dead Sea shores by Wüst-Bloch & Joswig (2006). The depth of the main shock was determined to 9 km by the LED. Due to the short epicentral distance of 800 m, compared to the hypocentre depth, time differences between *P* onsets at the four seismometers are too small to perform an accurate absolute location. In spite of this difficulty a conclusion about the temporal and spatial seismic evolution as well as the fault plane orientation can be made with a combination of similarity analysis and relative location.

In this study, we compare our results with the seismic bulletin of the LED taken from their website (<http://www.lgrb.uni-freiburg.de>, LED).

2 SEISMOTECTONIC FRAMEWORK

The epicentre of the Waldkirch earthquake is located about 6 km ESE of the town Waldkirch in the Black Forest, which is in turn

situated 14 km NE of the city Freiburg im Breisgau. The earthquake occurred near the Kandel, the highest elevation in the middle Black Forest consisting mainly of Pre-Variscan (>416 Ma) paragneisses. The Upper Rhine Graben, one of the major SSW–NNE striking rift structures in Western Europe borders the Black Forest to the west (Fig. 1). The Rhine Graben was developed during the late Eocene (about 35 Ma) in a complex interaction with the Alpine folding. Further predominant orientations close to the epicentre are the SW–NE striking geomorphologically pronounced Elztal valley (Fig. 1), and the SE–NW striking Hercynian structures that exist since Miocene (about 23 Ma) (Geyer & Gwinner 1991).

This southwestern part of Germany is tectonically characterized by one of the highest seismicity rates in central Europe (Grünthal & Bosse 1997), but magnitudes greater 5 are exceptions. Historically, the seismicity in the Upper Rhine Graben is concentrated rather on the east of the Rhine river than on the west side. In the Black Forest, hypocentre depths vary between shallow as well as deep crustal events (Bonjer 1997). A first motion fault plane solution for the main shock was determined by the LED with NP1 12/75 and NP2 106/76 (strike/dip) showing predominantly strike-slip character (Fig. 1). A similar orientation provided the moment tensor solution calculated by the Swiss Seismological Service (Baer *et al.* 2005). Hence, the main shock occurred either on a sinistral slip on a NNE–SSW, or on a dextral slip on a WNW–ESE striking fault zone. From the geological/tectonic information it is not possible to decide between these two rupture directions, which makes an aftershock study necessary. The strike-slip character incorporates well into the regional and local stress regime. In the period 1976–1992, four larger events, $M_L = 3.1$ on 1979 January 27, $M_L = 2.8$ on 1989 March 11, $M_L = 2.8$ on 1989 April 7 (Plenefisch & Bonjer 1997) and $M_L = 2.9$ on

1992 June 6 (Leydecker 2008) occurred in the vicinity of the epicentral area, whereby three out of four events showed a strike-slip character. The direction of maximum compressive stress was determined by Ahorner (1975) to $142^\circ \pm 20^\circ$ for Central Europe and in the Rhine area to a NW–SE compression by Grünthal & Stromeyer (1992). Plenefisch & Bonjer (1997) investigated focal mechanisms of 98 earthquakes in the Rhine Graben area and showed that most of the events have a strike-slip and normal faulting character with the maximum principle stress at about 150° . These directions, derived mainly from focal mechanisms of earthquakes, are in agreement with *in situ* measurements that represent the stress behaviour within undisturbed crustal units carried out by Illies & Greiner (1978) in the Rhine Graben and the Alpine System. They determined the direction of greatest principal stress to $153^\circ \pm 19^\circ$ at a site about 25 km SW of the Waldkirch earthquake.

3 MEASUREMENT PERFORMANCE AND FREQUENCY-MAGNITUDE DISTRIBUTION

In the measurement period of about 39 hr, starting 14 hr after the main shock, 746 events in the range $-1.7 \leq M_L \leq 3.0$ were detected. The short aperture of the small array of about 150 m compared to the hypocentre depth of 9 km does not provide an accurate absolute location of the aftershocks (error range about ± 4 km in horizontal and vertical direction). However, magnitudes could be calculated with the distance determined by $t_S - t_P$ time differences and the standard velocity model *bw1* for Baden-Württemberg (Brüstle & Stange 2002). During the measurement period, seven events with magnitudes larger $M_L = 1.9$ have also been reported by the permanent network of the LED. Compared to our magnitude determinations, the maximum magnitude difference is 0.4. Magnitudes of both datasets are computed in an analogous manner (Stange 2006; Wust-Bloch & Joswig 2006). The magnitude difference might be explained by our single station magnitude determination. In short epicentral distance, a slight variation of the radiation pattern can have a large influence on the *S* phase amplitude. Fig. 2 shows the cumulative frequency-magnitude distribution (left *y*-axis) and the temporal distribution of the recorded events (right *y*-axis). The majority of aftershocks are in the range of $-0.8 \leq M_L \leq 0.6$. The minimum magnitude of

complete reporting (M_C) is $M_L = -0.2$ determined with the entire-magnitude-range method (Woessner & Wiemer 2005). To achieve robust results, not biased by the incompleteness of the catalogue, only events equal or greater than the M_C ($M_L \geq -0.2$) were considered. From the 746 events 420 events remained. In addition, further 61 events had to be excluded from the catalogue due to data processing reasons and the fact that some events occurred shortly one after another, which resulted in mixed *P* and *S* phases. 359 events were available for further analysis.

The relationship between earthquake magnitude and frequency of occurrence is described by the Gutenberg Richter law: $\log N = a - bM$, where N is the number of earthquakes with magnitudes larger or equal than M , a describes the seismic productivity and b , the slope of the graph, describes the relative size distribution of events (Ishimoto & Iida 1939; Gutenberg & Richter 1944). A b -value of 0.78 ± 0.07 was calculated using the maximum-likelihood method (Aki 1965). This b -value is in agreement with the b -value of 0.71 given by Ahorner (1975) for the Upper Rhine Graben but is low compared to 1.0 ± 0.17 determined by Benn (2006) using 138 aftershocks for the period of 58 d after the main shock. Stange (private communication, 2008) also calculated a lower b -value for the first day and found that the b -value increases with time for the nearest station of the network, KIZ (Kirchzarten) with an epicentral distance of 16 km, that is, a b -value of 0.73 ± 0.19 for 2004 December 5 (with 56 events), 0.8 ± 0.17 for 2004 December 5 and 6 (with 85 events), 0.85 ± 0.17 for 2004 December 5–7 (with 93 events) and 0.89 ± 0.18 for 2004 December 5–8 (with 97 events). These b -values were computed for $M_C = 1$, our b -value using $M_C = -0.2$. It is well known that b -value comparisons should be made with catalogues having equal M_C 's. However, there is no significant break in both frequency-magnitude slopes, further, we calculated a similar b -value for $M_C = 1$ which legitimates a comparison of both catalogues. As a conclusion, we suggest that the increase of the b -value is rather a natural than an artificial effect.

If larger aftershocks occur shortly after a main shock, the b -value is smaller for the earlier than for the later sequence (Wang 1994). Shcherbakov *et al.* (2006) investigated the aftershock sequence following the 2004 September 28 Parkfield earthquake and observed a systematic increase of the b -value with time after the main shock. The assumption of a uniform b -value for an entire aftershock

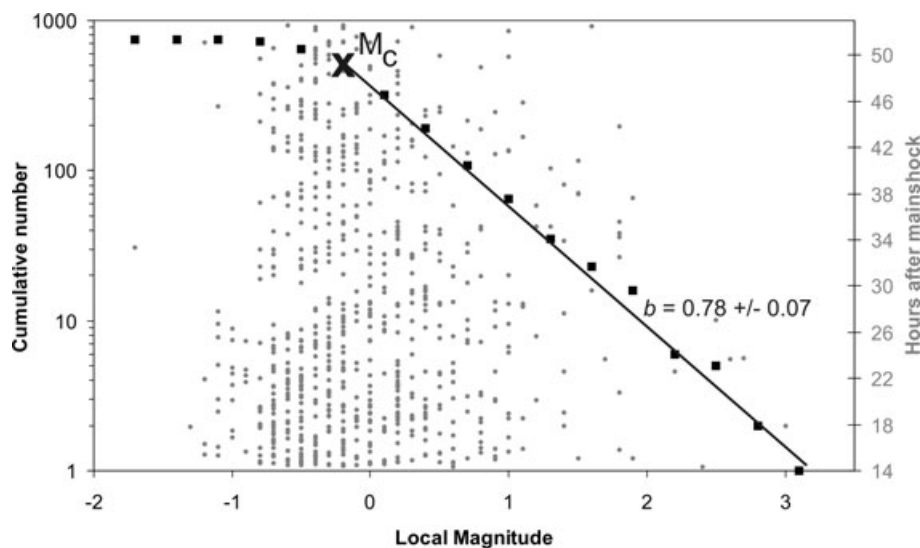


Figure 2. Frequency-magnitude distribution (left *y*-axis) with the determined b -value of 0.78 ± 0.07 and the temporal magnitude distribution of the recorded events in grey dots (right *y*-axis).

sequence is an oversimplification, which does not reflect the complex heterogeneous internal structure. There are large variations of the physical properties along the strike of an aftershock zone, as for example stress and pore pressure variations (Wiemer & Wyss 2002). This means that the different b -values do not necessarily display just a temporal but also a spatial variation due to different observation periods, which is well known and shown in many studies (e.g. Wiemer & Katsuma 1999; Enescu & Ito 2003). Considering the station KIZ and our observation, we can exclude different observation periods.

A reason for the rising b -value might be fluid or gas movements that were released by the main shock and were then injected into the seismogenic layer (Miller *et al.* 2004). This assumption would require a deep source of trapped fluids. Fluids and a high geothermal gradient come along with high b -values. Schlegel *et al.* (2007) show that there is fluid migration which is driven by large-scale tectonic processes and a resulting complex fault system in this area. Stober & Bucher (2004) observed a saturated fracture system of the Variscian crystalline basement with a NaCl brine 1600 m below the surface about 20 km ESE of the epicentre. Illies & Greiner (1978) note that in the central segment of the nearby Rhine Graben hydrocarbons and deep thermal ground waters are often under hydrostatic overpressure. Investigations of the hydraulic properties at two deep research boreholes (KTB) demonstrated that the fractured rock of the continental crystalline crust act as an aquifer (Stober & Bucher 2005). At the surface, the high hydrothermal and tectonic activity can be observed with numerous mineral dykes with varying directions between N–S and E–W which were developed in different complex phases beginning in the upper Carboniferous/Permian (about 306 Ma) and reaching to the Quaternary (<2.6 Ma) (Werner & Franzke 2001).

4 DEPTH OF SEISMOGENIC ZONE

The position of the small array can be assumed to be equal the epicentre in good approximation due to the short epicentral distance

of 0.8 km. The majority of immediate aftershocks belong directly to the base of the seismogenic layer (Doser & Kanamori 1986). This means that the $t_S - t_P$ time difference contains important information about the hypocentral distance and therefore yields an accurate depth estimation of the seismically active area (Utsu 1961).

Fig. 3 shows the temporal $t_S - t_P$ distribution of the events determined by manual phase picks at the three component station SNC. There is a concentration of events at a $t_S - t_P$ time difference of about 1.5 s, a few events are further away. Kisslinger (1996) divided aftershocks occurring during the first one or two days into Class 1, representing the main shock rupture surface by their distribution. However, there is an ongoing discussion about how accurately the rupture plane is represented by the aftershock distribution (e.g. Liu *et al.* 2003). Class 2 events are located outside the section of initial slip demonstrating the growth of the original aftershock zone and Class 3 are triggered events on faults that are not directly correlated to the main shock plane. We assume that the distant events belong to Class 2 and 3, and the events aligned at about $t_S - t_P$ 1.5 s to the main shock plane (seismogenic zone). This assumption is also supported by the high waveform similarity as discussed below. The upper boundary of Class 1 defines the basis, the lower boundary the top of the seismogenic zone (two black lines in Fig. 3). To minimize phase pick errors the mean of the ten largest and smallest $t_S - t_P$ time differences, 1.646 and 1.464 s, respectively, was calculated for boundary determination. Only events shown as black crosses were taken into account. The upper boundary corresponds to a depth of 13 km and the lower boundary to 11.4 km (see right y -axis in Fig. 3), using the standard velocity model *bw1*. The phase pick error for the P onset is about ± 2 samples (5 ms) and for the S onset about ± 6 samples (15 ms). This error of ± 8 samples results in an inaccuracy of the upper, respectively the lower, boundary calculation of the seismogenic zone of 170 m. With the elevation of 1.108 km a.s.l. of SNC, the mean depth of the seismogenic layer is 11.1 km. This is in agreement with the depth of 9 km determined by event location and the depth between 11 and 12 km determined by macroseismic observations by the LED (Benn 2006). Muench *et al.* (private

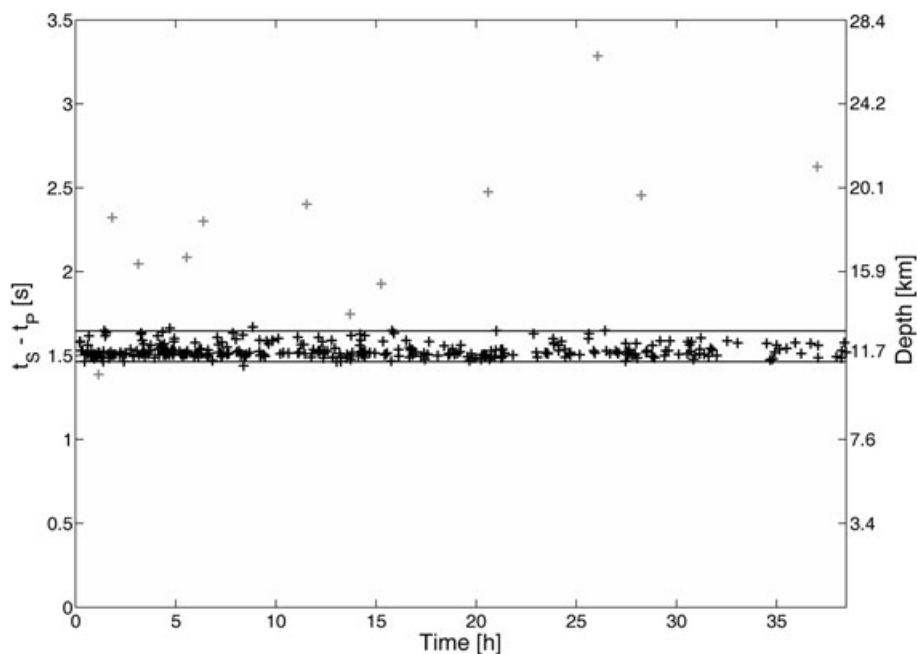


Figure 3. Diagram displays $t_S - t_P$ time differences versus measurement period. The black crosses define the main shock plane, which is bounded by two lines. Grey crosses are considered as events that do not belong directly to the seismogenic zone. Depth and $t_S - t_P$ time differences are related to SNC (1.108 km a.s.l.).

communication, 2008) used the anisotropic behaviour of Pn travel times and calculated a depth of $14 \text{ km} \pm 2 \text{ km}$ with P - and S -phase inversions. The Swiss Seismological Service computed a focal depth of 12 km , which corresponds to the best fit of the moment tensor inversion (Baer *et al.* 2005).

Wells & Coppersmith (1994) made a comprehensive study about the relationship of source parameters. They established an empirical relationship of M_w to the downdip rupture width, defined for $4.8 \leq M_w \leq 8.1$. We extrapolated the regression to $M_w = 4.6$ and achieved a subsurface rupture width of $2 \text{ km} \pm 0.2 \text{ km}$. This agrees remarkably well with our in a different manner determined rupture width of 1.6 km .

In order to test if the calculation reflects the vertical and not the lateral prolongation of the seismogenic zone, the $t_S - t_P$ time difference was calculated for a location shifted laterally 1.6 km from the hypocentre in a depth of 12.2 km (related to SNC). This location has a slant distance of 12.3 km and a corresponding relative $t_S - t_P$ time difference to the vertical path of only 0.012 s indicating that the $t_S - t_P$ observation is clearly attributed to the rupture width and also justifies the assumption of the same epicentre coordinates for the main shock and the small array.

5 REVERSED POLARITIES

A peculiarity of the recorded events is the occurrence of alternating P onset polarities. There is no time dependency of one polarity, they appear temporarily randomly distributed. Fig. 4 shows an example for both types of events with the vertical components of all four stations. Example (a) displays an event with a negative polarity. This type was observed at 85 per cent (305 events) of all events. A positive polarity could be observed for the remaining events (54 events). The classification was performed automatically. The sign of the sum of the first four samples after the P onset at SNC was taken as classification criteria. All P onsets were picked manually and the data was bandpass filtered between 1 and 100 Hz for this analysis. It turned out that, beside many other tested algorithms, this simple method was the most reliable one. Remarkable is the high waveform similarity between some events with positive and reversed negative polarity, respectively vice versa. Example (b) in Fig. 4 shows an event with a positive polarity and the reversed polarity of example (a) overlaid in grey dashed line. The waveform similarity is obvious, even in high frequencies. This high similarity demonstrates that the two different polarities indicate no spatial offset, rather a change in the radiation pattern of the focal mechanism caused by the variation of NP1 relative to the position of the small array. For events with a positive polarity, the small array is situated within the compressional, for events with a negative polarity, and a higher strike angle of NP1, within the dilatational quadrant. This observation conforms to fault plane solutions calculated for several aftershocks by Benn (2006).

6 SIMILARITY ANALYSIS

6.1 Techniques

The high apparent velocity, that is, a small time difference between P onsets at the four seismometers, makes an accurate absolute event location impossible. We therefore chose another approach by using the high waveform similarities of the aftershocks. The aim was to gain information about the temporal and spatial behaviour of the seismicity within the seismogenic zone.

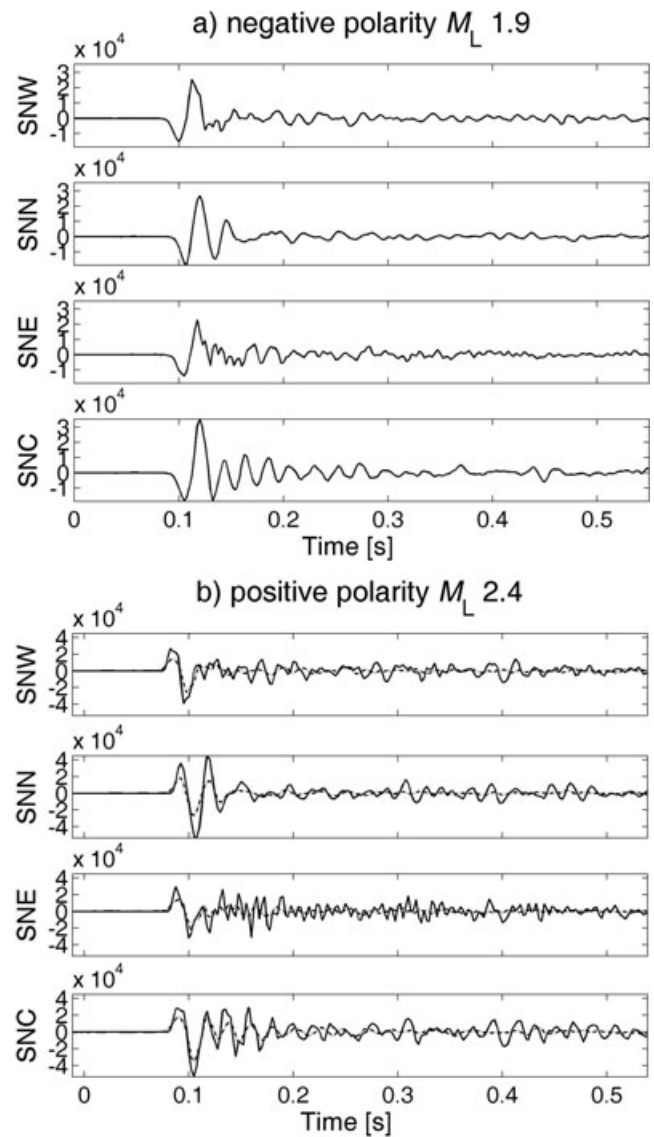


Figure 4. Waveform examples of different polarities. Each example displays the four vertical components of the small array (seismograms filtered 1–150 Hz). Example (a) shows an event with a negative polarity, (b) an event with a positive polarity. Event (a) is plotted reversed in example (b) with grey dashed lines in original amplitude scale to demonstrate the high waveform similarity. Y-scale is nm s^{-1} .

If two waveforms are similar to each other (doublet), they have similar source processes indicating a repeated rupture of the same fault patch (Geller & Mueller 1980). The larger the spatial offset or the greater the difference of the focal mechanisms of two events, the more differentiated are the waveforms. This effect also occurs when the rock properties change, for example, through pressure fluctuations. A quantitative measure of the similarity of two events can be obtained with the cross-correlation. It can be evaluated either in frequency domain (e.g. Poupinet *et al.* 1984; Scherbaum & Wendler 1986; Fremont & Malone 1987) or in time domain (e.g. Pechmann & Kanamori 1982; Deichmann & Garcia-Fernandez 1992).

Cross-correlation in time domain was used because the precision due to the digitization sampling interval of 2.5 ms is accurate enough for a high resolution. We did not take the common way to choose a time window containing the P and S onset separately. Instead, a window length of 1.8 s was chosen that contains

both, P and S onset in order to exploit the t_S-t_P information due to the position of SNC. With this choice the t_S-t_P information is included in the cross-correlation, but as a consequence, the P coda, converted phases and phases, which did not take the direct path to the station, has an undesirably large influence on the calculation and biases the result. A compromise was found by padding the seismograms between 0.2 and 1.4 s after the P onsets with zeroes to minimize the influence of the P coda. A sliding time window of ± 12.5 ms was used whereby the window length was selected in that way that it is long enough to absorb imprecise phase picks and short enough not to correlate different phases. The analysis was performed with the vertical component of SNC. As will be seen later, the S phase is also strongly pronounced on the vertical components. Seismograms were filtered between 5 and 25 Hz. The maximum cross-correlation coefficient within the time lag of the sliding window was taken as the quantity of similarity of two events. A comparison of the cross-correlation coefficients versus magnitudes shows the tendency of an increasing cross-correlation coefficient with increasing magnitude. This behaviour occurred even by considering one-bit signals to completely disregard the influence of amplitudes (Campillo & Paul 2003). The reason is the low signal-to-noise ratio of small magnitude events.

6.2 Results and interpretation

The correlation was performed as described in Section 6.1, the two polarities separately to discriminate between weakly correlated and reversed events as well as to prevent the correlation of positive and negative polarities due to the sliding window. Fig. 5 displays the result of the similarity analysis for events with a negative polarity on the left and events with a positive polarity on the right-hand side. Fig. 5(a) shows the correlation matrices, sorted by time, with a cross-correlation coefficient ranging from 0 to 1. Many waveforms are similar to each other, both events with negative and positive polarities. The low cross-correlation coefficient of some events is either caused by a low signal-to-noise ratio or a large spatial offset. Beside a few multiplets there is no clustering visible, which means that the majority of the seismicity is temporarily uncorrelated distributed along the main shock plane. A dendrogram analysis was used to sort the events (Schulte-Theis 1996; Rowe *et al.* 2002). This method uses a least distance algorithm in similarity space to display clusters (families), events with high cross-correlation coefficients, as a hierarchical cluster tree. Fig. 5(b) shows the dendrograms for each similarity matrix of Fig. 5(a). In general, the waveform similarities of events with a negative polarity are higher (mean cross-correlation coefficient: 0.36) than those with a positive polarity (mean cross-correlation coefficient: 0.21). This is probably based on the more complex waveforms of some of the events with a positive polarity, which we observed on the seismograms. It is not possible to give a general threshold value for which events can be considered as similar, because too many parameters, for example, selected time window, filter characteristics and analysis method influence the result. A visual waveform inspection has shown that events with a cross-correlation coefficient larger than 0.6 can be considered as similar. The sub branches with a cross-correlation coefficient larger than 0.6 for events with a positive polarity are coloured to highlight different clusters (Fig. 5b). The threshold for events with a negative polarity was enlarged to 0.88 to achieve a more detailed resolution. If only multiplets and no doublets and triplets are taken into account, because of the poor statistical significance, there are four clusters with negative and three clusters with

positive polarity. The events in the similarity matrices of Fig. 5(a) are rearranged in the order of the computed dendrograms and shown in Fig. 5(c). The distinct clusters indicate that the spatial distribution of the seismicity along the seismogenic zone is concentrated in some areas. These areas probably display zones where the main shock slip is low, delineating zones of maximum displacement on the main shock fault (Mendoza & Hartzell 1988; Dreger 1997).

The reason for including the S onset in the time window used for cross-correlation was to gain information about the depth distribution of the different clusters. To verify if the clusters differ in the t_S-t_P time differences, the normalized seismograms, ranging from -1 to 1 , are displayed in Fig. 6 (with waveforms between 0.2 and 1.4 s). The upper part displays the events with a negative polarity (blue), the seismograms below the horizontal black line events with a positive polarity (red). Individual clusters are separated by dashed lines. On the left y -axis the number of cluster with the amount of events in parenthesis is indicated. The stacked seismograms of cluster 1 clarify the seismogram section, which was taken for similarity analysis (filtered between 5 and 25 Hz, y -axis not in scale). Although this is the seismogram stack of the vertical component, the S phase is clearly identifiable. The same t_S-t_P time differences within the clusters and varying time differences between different clusters are obvious even though the difference between cluster 1 and 2 of the events with a negative polarity is marginal, as can also be seen in the dendrogram in Fig. 5(b). The less pronounced P onsets of events with a positive polarity are due to the alleviated P -phase amplitude relative to the S -phase amplitude.

Altogether, the clusters represent a spatial concentration of seismic events in different depths. We analysed the temporal occurrence of the clusters to investigate if there is a temporal migration. Most of the events within the clusters are temporarily distributed over the whole measurement period which can also be seen in the similarity matrix in Fig. 5(a). This means that there was no temporal migration, rather a simultaneous seismic activity within the seismogenic zone.

7 FAULT PLANE ORIENTATION

As mentioned above, time differences between P onsets at the four seismometers do not allow an accurate absolute location. With the similarity analysis, information about the vertical dimension, but no conclusion about the lateral orientation of the seismogenic zone was achieved. A relative location was performed with the master event technique to discriminate between NP1 and NP2. We used a graphical approach instead of a least-square solution. The method of absolute location is described in Joswig (2008). The principle procedure of the applied relative location technique is illustrated with P onsets in Fig. 7. One hyperbola is created by two t_P information (hyperboloid in 3-D space). The small array consists of four seismometers, therefore four P onsets are available. As a consequence of the combination of all pairs of P onsets there are six hyperbolae (black lines) (Joswig 2008), which intersect in four triple points in the present case. Once a master event is chosen and the absolute position is determined (black cross), the seismogram traces of a slave event are overlaid interactively over the master event and shifted relatively to best possible overlap. This can be done with a time increment of five times the sampling rate (0.5 ms). According to the master event, the four P onsets of the slave event result in six hyperbolae (red lines). For each hyperbolae difference (between master and slave event) a dislocation vector is calculated (green dashed lines). The spread of the dislocation vectors displays the goodness

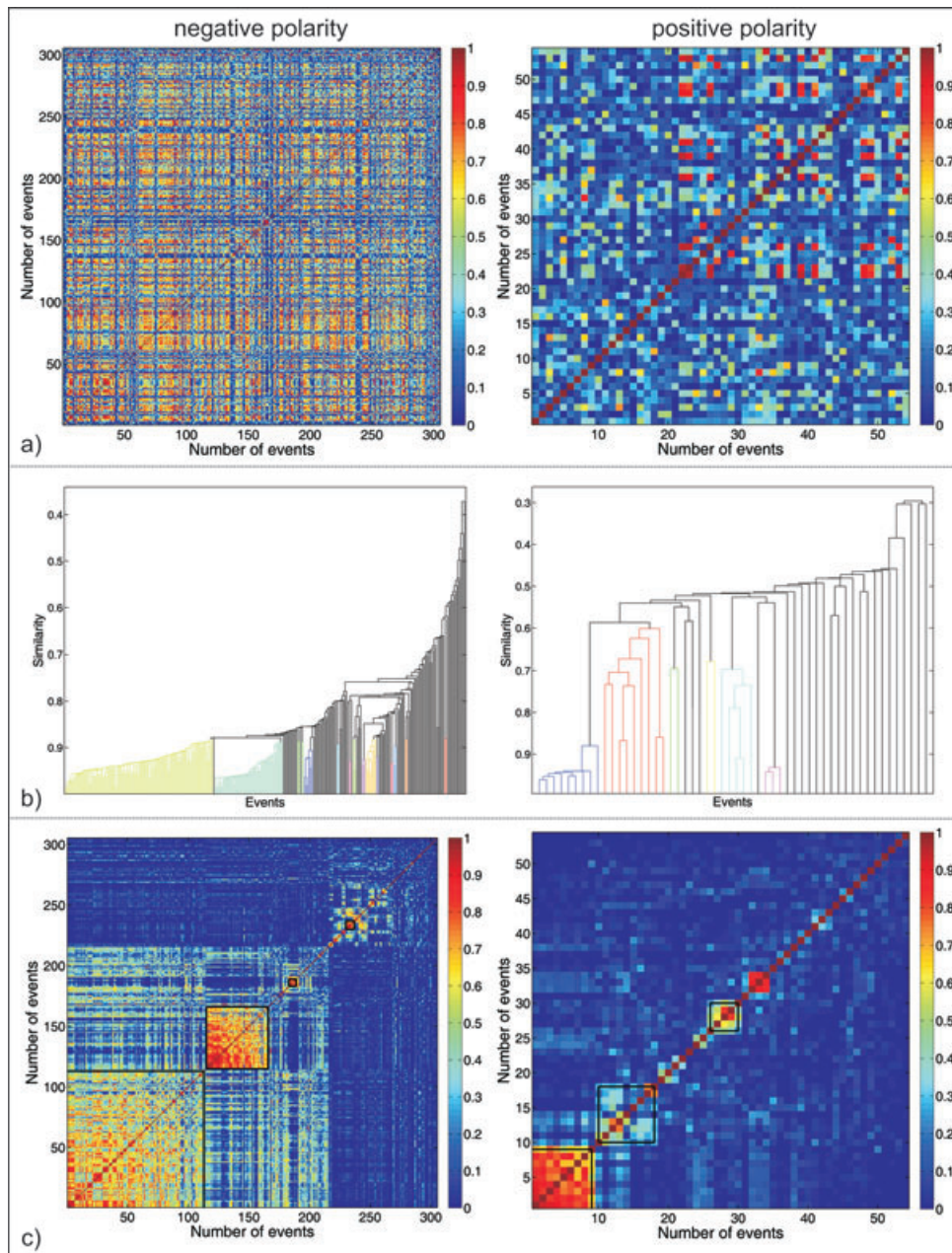


Figure 5. Events with a negative polarity are shown on the left, those with a positive polarity on the right side. (a) Similarity matrices of events sorted by time calculated by cross-correlation in time domain. (b) Dendrograms showing the hierarchical cluster tree. Similarity increases from top to bottom. Sub branches are coloured with a similarity threshold of ≥ 0.88 for events with a negative polarity and ≥ 0.6 for events with a positive polarity, respectively. (c) Similarity matrices of (a) sorted by the order calculated in (b) denoting clusters with more than three events in black squares.

and the stability of the solution. Similar to the standard least square solution, the normalized vector sum (green line) is an approximated solution and shows the location of the relocated event (green cross).

The strongest event of each cluster, a cluster representative, was chosen for relocation and was considered as slave event. Clusters consisting of triplets were also taken into account to increase the number of events for statistical robustness. The magnitudes range between $0.3 \leq M_L \leq 3.0$. There are 11 clusters, respectively slave events, whereby the strongest of these slave events with $M_L = 3$ was taken as master event with the coordinates of the main shock. Hence, the accuracy of the relocated events depends on the accuracy of the main shock epicentre location, which is about 2 km for the major error ellipse axis and 1.2 km for the minor error ellipse axis,

calculated by the LED. The location error for the slave events is in the order of ± 150 m.

Fig. 8(a) shows the result of the relocation in comparison to the results determined by the temporary and permanent network in Fig. 8(b) (modified after Benn 2006). The relocated events are displayed in black dots, whereas the median $t_S - t_P$ time difference of each cluster was taken as depth information for the particular cluster representative. Blue dots are the epicentres. The fault plane orientation is estimated with a line of best fit, determined to 99° (note that no conclusion about the dip of the main shock plane could be drawn). A relocation error of ± 150 m affects the accuracy of the fault plane calculation to approximately $\pm 12^\circ$. The direction of $99^\circ \pm 12^\circ$ fits well with the strike of 109° which was computed

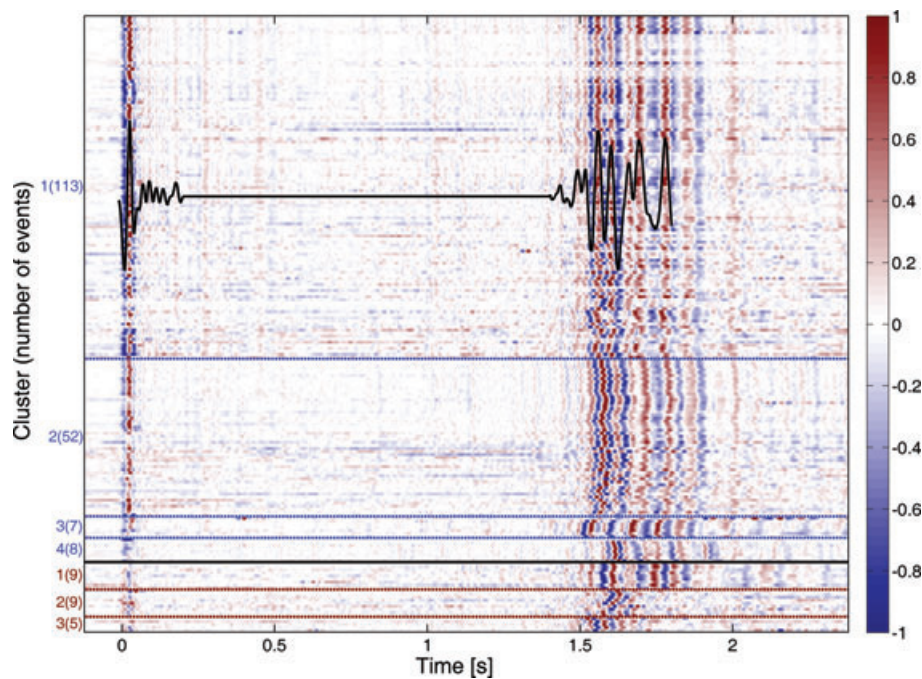


Figure 6. Normalized seismograms of the seven clusters determined in Fig. 5(b). The upper part displays events with a negative polarity (blue), the seismograms below the horizontal black line events with a positive polarity (red). Stacked seismograms (filtered 5–25 Hz) of cluster 1 represent the seismogram section which was taken for similarity analysis (y -axis not in scale).

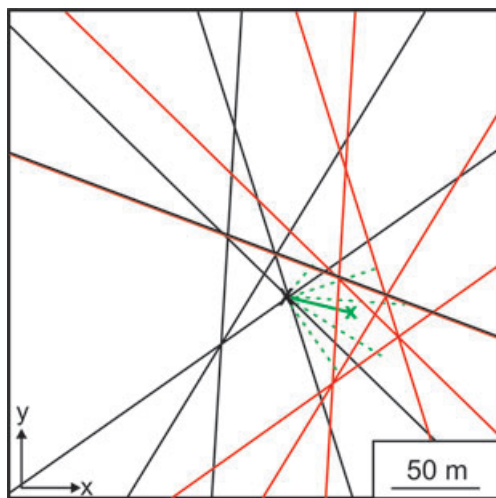


Figure 7. Relative location. Four P onsets result in six hyperbolae for the master event (black lines) and in six hyperbolae for the slave event (red lines). Dislocation vectors (green dashed lines) are calculated for the relative spatial offset between the hyperbolae of master and slave event. The black cross marks the located master event and the normalized vector sum of the dislocation vectors (green line) shows the position of the relocated event (green cross).

as one nodal plane (NP2) of the main shock and the strike of 120° calculated with relocated events by Benn (2006) (Fig. 8b). The rupture length is about 1.2 km (Fig. 8a). This would yield a rupture area of 1.9 km^2 with the determined rupture width of 1.6 km which coincides well with the determined 2 km^2 by Benn (2006). However, the length of 1.2 km has to be handled with care because of two reasons. First, we have relocated just one event per cluster

and second, the lengths of the dislocation vectors depend on the sampling rate. The lower the sampling rate the worse the resolution, that is, the longer the normalized vector sum. Despite of using an oversampling for relocation an uncertainty in the range of $\pm 200 \text{ m}$ remains. Therefore, the rupture length of 1.2 km is only a rough estimation.

In the Black Forest, there exist faults parallel to the Upper Rhine Graben, SSW–NNE to SW–NE, as well as faults oriented WNW–ESE to NW–SE and N–S (Franzke *et al.* 2003). The relative location indicates that the Subhercynian and not the Rhenish direction reflects the fault plane orientation (NP2). This means that the main shock occurred on a dextral slip which is in agreement with most of the NW–SE striking fault zones in this area that show, beside some normal faulting events, a dextral slip tendency. Eisbacher *et al.* (1989) performed deep seismic reflection studies in the Black Forest and Vosges and were able to trace the Todtnau fault zone to a depth of 10 km below the Kandell. Most likely, however, the spatial orientation excludes the Todtnau fault zone as a possible main shock plane. In the vicinity, the epicentre of the main shock is bordered by the SW–NE striking Elztal fault zone to the NW and the NW–SE striking Glottertal fault zone to the SW (Fig. 1). In the past, a few earthquakes within the Glottertal fault zone in a similar depth of about 12 km indicated its activity (LED, Plenefisch & Bonjer 1997). Lüschen *et al.* (1987) showed with a unified exploration program in the Black Forest that the Glottertal fault zone is a southward-dipping, low-angle, normal fault in shallow depth. These characteristics compared to the dip of NP2 make it difficult to link the Waldkirch earthquake with the Glottertal fault zone. Benn (2006) suggests that the Simonswälder valley, which is situated NE of the epicentre, is related to the fault zone (Fig. 1). Her assumption is based on a fictive extension of the seismogenic zone to the surface which coincides with the valley and on the assumption that the valley is a cross-fault of the Elztal fault zone mentioned by Werveke (1934).

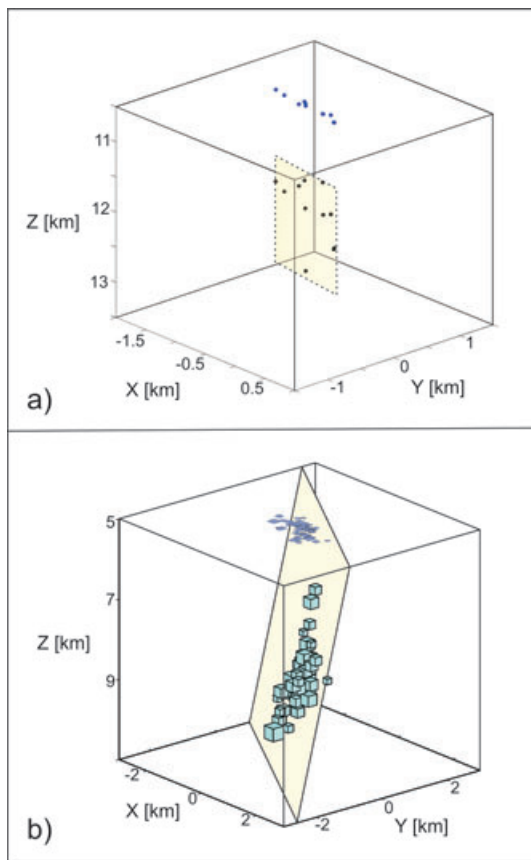


Figure 8. Relocation results. Panel (a) shows the results of this study with a fault plane orientation of 99° , whereas the depth information is related to the position of SNC (1.108 km a.s.l.). Panel (b) demonstrates the results, which were calculated by the temporary and permanent network with a fault plane orientation of strike 120° and dip 73° (modified after Benn 2006). Note that we were not able to determine the dip of the main shock plane.

8 CONCLUSIONS

The Waldkirch earthquake on 2004 December 5 with $M_L = 5.4$ resulted in numerous aftershocks. As a result of the flexibility and portability of the small aperture array, and the independency of an external infrastructure like power supply or shelter, we were able to install the small array only 14 hr after the main shock. It enabled the possibility of an intense study of the spatiotemporal behaviour of the aftershocks. The main objective of this paper is to present the results of the data recorded with one small array. During the period of about 39 hr more than 700 events in the magnitude range $-1.7 \leq M_L \leq 3.0$ were recorded. By contrast, the temporary and permanent seismic network recorded 232 events with $M_L > 0.5$ within 313 d after the main shock. Data recorded few hours after the main shock contain important information about the focal process and allow a detailed investigation of the evolution of the seismogenic zone which is carried out using a sophisticated similarity analysis. It seems that the seismogenic zone was continuously active during the whole measurement period with a seismicity concentrated in some areas. These areas probably exclude zones where main shock slip was large. The rupture width is determined to 1.6 km in a mean depth of 11.1 km by $t_S - t_P$ time differences due to the short epicentral distance of the small array. Despite the small aperture array, it is possible to draw a conclusion about the fault plane orientation. A relative location suggests that the main shock

plane strikes in Subhercynian direction. We observe an increasing b -value with time and propose that fluids might have played an important role. The presented result coincides well with the results from the temporary and permanent seismic network, which shows the benefit of small arrays for rapid aftershock monitoring.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors would like to thank Stefan Stange for support and the LED in Freiburg for providing their catalogue data. We thank editor F. Krüger and two anonymous reviewers for useful and critical comments which improved the paper. Georg Auernhammer is acknowledged for field assistance. The map in Fig. 1 was partly created using the GMT software (Wessel & Smith 1991).

REFERENCE

- Ahorner, L., 1975. Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in central Europe, *Tectonophysics*, **29**, 233–249.
- Aki, K., 1965. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, **43**, 237–239.
- Baer, M. *et al.*, 2005. Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2004, *Eclogae geol. Helv.*, **98**, 407–418, doi:10.1007/s00015-005-1168-3.
- Benn, N.E., 2006. Seismologische Untersuchung des Waldkirchbebens vom 5.12.2004, *Diploma thesis. Geol. Inst. d. Albert-Ludwigs-Universität Freiburg*, 118 p.
- Bonjer, K.-P., 1997. Seismicity pattern and style of seismic faulting at the eastern borderfault of the southern Rhine Graben, *Tectonophysics*, **275**, 41–69.
- Brüstle, W. & Stange, S., 2002. Erdbeben in Baden-Württemberg – Jahresbericht 2000, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg, Freiburg im Breisgau.
- Campillo, M. & Paul, A., 2003. Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, **299**, 547–549.
- Deichmann, N. & Garcia-Fernandez, M., 1992. Rupture geometry from high-precision relative hypocentre locations of microearthquake clusters, *Geophys. J. Int.*, **110**, 501–517.
- Doser, D.I. & Kanamori, H., 1986. Depth of seismicity in the Imperial Valley region (1977–1983) and its relationship to heat flow, crustal structure, and the October 15, 1979, earthquake, *J. geophys. Res.*, **91**(B1), 675–688.
- Dreger, D., 1997. The large aftershocks of the Northridge earthquake and their relationship to mainshock slip and fault-zone complexity, *Bull. seism. Soc. Am.*, **87**(5), 1259–1266.
- Eisbacher, G.H., Lüschen, E. & Wickert, F., 1989. Crustal-scale thrusting and extension in the Hercynian Schwarzwald and Vosges, Central Europe, *Tectonics*, **8**(1), 1–21.
- Enescu, B. & Ito, K., 2003. Values of b and p : their variations and relation to physical processes for earthquakes in Japan, *Ann. Disas. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ.*, **46B**, 709–719.
- Franzke, H.J., Werner, W. & Wetzel, H.-U., 2003. Die Anwendung von Satellitenbilddaten zur tektonischen Analyse des Schwarzwaldes und des angrenzenden Oberrheingrabens, *Jh. Landesamt f. Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg*, **39**, 25–54.
- Frémont, M.-J. & Malone, S.D., 1987. High precision relative locations of earthquakes at Mount St. Helens, Washington, *J. geophys. Res.*, **92**(B10), 10 223–10 236.
- Geller, R.J. & Mueller, C.S., 1980. Four similar earthquakes in Central California, *Geophys. Res. Lett.*, **7**(10), 821–824.
- Geyer, O.F. & Gwinner, M.P., 1991. *Geologie von Baden-Württemberg*, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Grünthal, G. & Bosse, C., 1997. Seismic hazard assessment for low-seismicity areas—case study: Northern Germany, *Nat. Hazards*, **14**, 127–139.

- Grünthal, G. & Stromeier, D., 1992. The recent crustal stress field in Central Europe: trajectories and finite element modelling, *J. geophys. Res.*, **97**(B8), 11 805–11 820.
- Gutenberg, B. & Richter C.F., 1944. Frequency of earthquakes in California, *Bull. seism. Soc. Am.*, **34**, 185–188.
- Haessler, H., Hoang-Trong, P., Schick, R., Schneider, G. & Strobach, K., 1980. The September 3, 1978, Swabian Jura earthquake, *Tectonophys.*, **68**, 1–14.
- Illies, J. H. & Greiner, G., 1978. Rhinegraben and the Alpine system, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**, 770–782.
- Ishimoto, M. & Iida, K., (1939). Observation of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **17**, 443–478.
- Joswig, M., 2008. Nanoseismic monitoring fills the gap between microseismic networks and passive seismic, *First break*, **26**, 81–88.
- Kisslinger, C., 1996. Aftershocks and fault-zone properties, *Adv. Geophys.*, **38**, 1–36.
- Leydecker, G., 2008. Erdbebenkatalog fuer die Bundesrepublik Deutschland mit Randgebieten fuer die Jahre 800 – 2006, data file: <http://www.bgr.de/quakecat>, Bundesanstalt fuer Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover, Germany.
- Liu, J., Sieh, K. & Hauksson, E., 2003. A structural interpretation of the aftershock “cloud” of the 1992 M_W 7.3 Landers Earthquake, *Bull. seism. Soc. Am.*, **93**(3), 1333–1344.
- Lüschen, E. *et al.*, 1987. Near-vertical and wide-angle seismic surveys in the Black Forest, SW Germany, *J. Geophys.*, **62**, 1–30.
- Mendoza, C. & Hartzell, S.H., 1988. Aftershock patterns and main shock faulting, *Bull. seism. Soc. Am.*, **78**(4), 1438–1449.
- Miller, S.A., Collettini, C., Chiaraluce, L., Cocco, M., Barchi, M. & Kaus, B.J.P., 2004. Aftershocks driven by a high-pressure CO₂ source at depth, *Nature*, **427**, 724–727.
- Pechmann, J.C. & Kanamori, H., 1982. Waveforms and spectra of preshocks and aftershocks of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake: evidence for fault heterogeneity?, *J. geophys. Res.*, **87**(B13), 10 579–10 597.
- Plenefisch, T. & Bonjer, K.-P., 1997. The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters, *Tectonophys.*, **275**, 71–97.
- Poupinet, G., Ellsworth, W.L. & Frechet, J., 1984. Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: an application to the Calaveras Fault, California, *J. geophys. Res.*, **89**(B7), 5719–5731.
- Rowe, C.A., Aster, R.C., Borchers, B. & Young, C.J., 2002. An automatic, adaptive algorithm for refining phase picks in large seismic data sets, *Bull. seism. Soc. Am.*, **92**(5), 1660–1674.
- Scherbaum, F. & Wendler, J., 1986. Cross spectral analysis of Swabian Jura (SW Germany) three-component microearthquake recordings, *J. Geophys.*, **60**, 157–166.
- Schlegel, A., Brockamp, O. & Clauer, N., 2007. Response of clastic sediments to episodic hydrothermal fluid flows in intramontane troughs: a case study from Black Forest, Germany, *Eur. J. Miner.*, **19**, 833–848, doi:10.1127/0935-1221/2007/0019-1768.
- Schneider, G., 1968. Erdbeben und Tektonik in Südwest-Deutschland, *Tectonophys.*, **5**(6), 459–511.
- Schulte-Theis, H., 1996. Cluster analysis of European seismicity, *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, **12**, 201–223.
- Schwarz, J., Abrahamczyk, L., Amstein, S., Kaufmann, C. & Langhammer, T., 2006. Das Waldkirch-Erdbeben (Baden-Württemberg) vom 5 Dezember 2004, *Bautechnik*, **83**(3), 202–208, doi:10.1002/bate.200610020.
- Shcherbakov, R., Turcotte, D.L. & Rundle, J.B., 2006. Scaling properties of the Parkfield aftershock sequence, *Bull. seism. Soc. Am.*, **96**(4B), 376–384, doi:10.1785/0120050815.
- Stange, S., 2006. M_L determination for local and regional events using a sparse network in Southwestern Germany, *J. Seismol.*, **10**, 247–257, doi:10.1007/s10950-006-9010-6.
- Stange, S. & Brüstle, W., 2005. The Albstadt/Swabian Jura seismic source zone reviewed through the study of the earthquake of March 22 2003, *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, **87**, 391–414.
- Stober, I. & Bucher, K., 2004. Fluid sinks within the earth’s crust, *Geofluids*, **4**, 143–151.
- Stober, I. & Bucher, K., 2005. The upper continental crust, an aquifer and its fluid: hydraulic and chemical data from 4 km depth in fractured crystalline basement rocks at the KTB test site, *Geofluids*, **5**, 8–19.
- Turnovsky, J. & Schneider, G., 1982. The seismotectonic character of the September 3, 1978, Swabian Jura earthquake series, *Tectonophys.*, **83**, 151–162.
- Utsu, T., 1961. A statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geophys. Mag.*, **30**, 521–605.
- Wang, J.-H., 1994. On the correlation of observed Gutenberg-Richter’s b value and Omori’s p value for aftershocks, *Bull. seism. Soc. Am.*, **84**(6), 2008–2011.
- Wells, D.L. & Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. seism. Soc. Am.*, **84**(4), 974–1002.
- Werner, W. & Franzke, H.J., 2001. Postvariszische bis neogene Bruchtektonik und Mineralisation im südlichen Zentralschwarzwald, *Z. dt. geol. Ges.*, **152**(2–4), 405–437.
- Werveke, L. van, 1934. Der Verlauf und das Alter der Hauptverwerfungen und der übrigen wichtigeren Störungen und Bewegungen im Gebiet des Mittelrheinalgrabens, *Abh. Heidelberger Akad. d. Wiss. Math. nat. Kl.*, **21**, 114.
- Wessel, P. & Smith, W.H.F., 1991. Free software helps map and display data, *Eos Trans. AGU*, **72** (41), 441.
- Wiemer, S. & Katsuma, K., 1999. Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones, *J. geophys. Res.*, **104**(B6), 13 135–13 151.
- Wiemer, S. & Wyss, M., 2002. Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes, *Adv. Geophys.*, **45**, 259–302.
- Woessner, J. & Wiemer, S., 2005. Assessing the quality of earthquake catalogs: estimating the magnitude of completeness and its uncertainty, *Bull. seism. Soc. Am.*, **95**(2), 684–698.
- Wust-Bloch, G.H. & Joswig, M., 2006. Pre-collapse identification of sinkholes in unconsolidated media at Dead Sea area by ‘nanoseismic monitoring’ (graphical jackknife location of weak sources by few, low-SNR records), *Geophys. J. Int.*, **167**, 1220–1232, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03083.x.

Anhang A3

Häge, M. & M. Joswig (2009), Mapping local microseismicity using short-term tripartite small array installations - Case study: Coy region (SE Spain), *Tectonophys.*, 471, 225-231.

I would like to acknowledge Elsevier for the permission to use the printed version in this thesis.



Mapping local microseismicity using short-term tripartite small array installations – Case study: Coy region (SE Spain)

Martin Häge*, Manfred Joswig

Institute of Geophysics, University of Stuttgart, Azenbergstrasse 16, 70174 Stuttgart, Germany

ARTICLE INFO

Article history:

Received 21 July 2008

Received in revised form 26 December 2008

Accepted 18 February 2009

Available online 1 March 2009

Keywords:

Betic Cordillera
Crevillente Fault
Microseismicity
Neotectonics

ABSTRACT

One major tectonic feature in the southern part of Spain is the Crevillente Fault Zone (CFZ) which can be traced over 600 km. A short-term microseismic feasibility study was carried out in the area around Coy to investigate the seismic activity of the CFZ by mapping the local seismicity distribution. The area under investigation is of high interest because three moderate earthquakes have occurred nearby since 1999. The measurements were performed with two small arrays, whereas one array was relocated every day to increase the spatial resolution. In the measurement period of 14 nights, including 4 daytime records, 189 events in the magnitude range $-1.8 \leq M_L \leq 1.3$ were detected, of them 133 events could also be located. According to the bulletin of the Instituto Geográfico Nacional, the local network recorded 1 event in the area under investigation in the same period. The results of this short-term measurement show an increased detectability by using small arrays for event recording and prove that there is a high rate of microseismicity below the detection threshold of the local network. For event location, the regional velocity model had to be adapted to our small scale, short epicentral distance application by reducing v_p to 4 km/s using a homogenous half space model. The distribution of the events does not indicate a seismic activity along the CFZ. It is rather concentrated to the south around the epicentral zone of the La Paca earthquake that occurred 114 days before our measurement campaign. Some events show a high waveform similarity. They can be attributed to the same fault segment.

© 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

This paper presents the results of a short-term microseismic survey carried out in the Betic Cordillera (SE Spain) near the town Coy. In some cases (e.g. Sanz de Galdeano et al., 1995), there is a contradiction between the observed seismicity distribution and known tectonic faults at local scale. Most of the faults that can be mapped with surface observations were developed in early times. Other unknown faults might exist or are in development but are undiscovered because either the generated seismicity is below the detection threshold of the local network or the displacement cannot be traced at surface. The motivation of this study was to record enough microearthquakes within a short period of time to draw a conclusion about the distribution of the local seismicity in relation to tectonic structures. Beside the existence of microseismicity as prerequisite, this could only be achieved by decreasing the detection threshold. We used two small aperture, tripartitely oriented arrays for recording and locating microseismicity. Using tripartite arrays for azimuth calculation is a standard method and has been applied in many studies (e.g.

Kvaerna and Ringdal, 1992; Pirlı et al., 2004; Lin and Langston, 2006). In addition to the benefit of array beam calculations we used a small aperture for two reasons. First, to decrease the detection threshold and second, to profit by the portability and flexibility of the system. This allowed a rapid relocation of the instruments to increase the spatial mapping resolution. These kind of small aperture arrays have successfully been applied in verifying compliance with the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty (Bartal et al., 2000) and to investigate small magnitude events in sinkholes that are generated by material dropping from the roof (Wust-Bloch and Joswig, 2006).

The area around Coy was chosen for this study because of its seismotectonic peculiarity. Our investigation was focused on the seismic activity of the Crevillente Fault Zone (CFZ), also called the Cadiz–Alicante Fault Zone. This is a major fault zone in southern Spain which can be traced from Alicante in the East to Cadiz in the West. The section of the CFZ that was chosen for this study is of great interest because three moderate earthquakes have occurred nearby since 1999: the Mula earthquake on 2 February 1999 with M_W 4.7 (Buforn and Sanz de Galdeano, 2001; Mancilla et al., 2002), the SW Bullas earthquake on 6 August 2002 with M_W 4.6 and the La Paca earthquake on 29 January 2005 with M_W 4.8 (Buforn et al., 2006; Benito et al., 2007). The Mula earthquake took place about 30 km northeast of our measurement site and is attributed to the activity of the CFZ (Buforn et al., 2005). However, the SW Bullas earthquake and the La Paca

* Corresponding author. Tel.: +49 711 685 87400; fax: +49 711 685 87401.
E-mail addresses: haege@geophys.uni-stuttgart.de (M. Häge),
joswig@geophys.uni-stuttgart.de (M. Joswig).

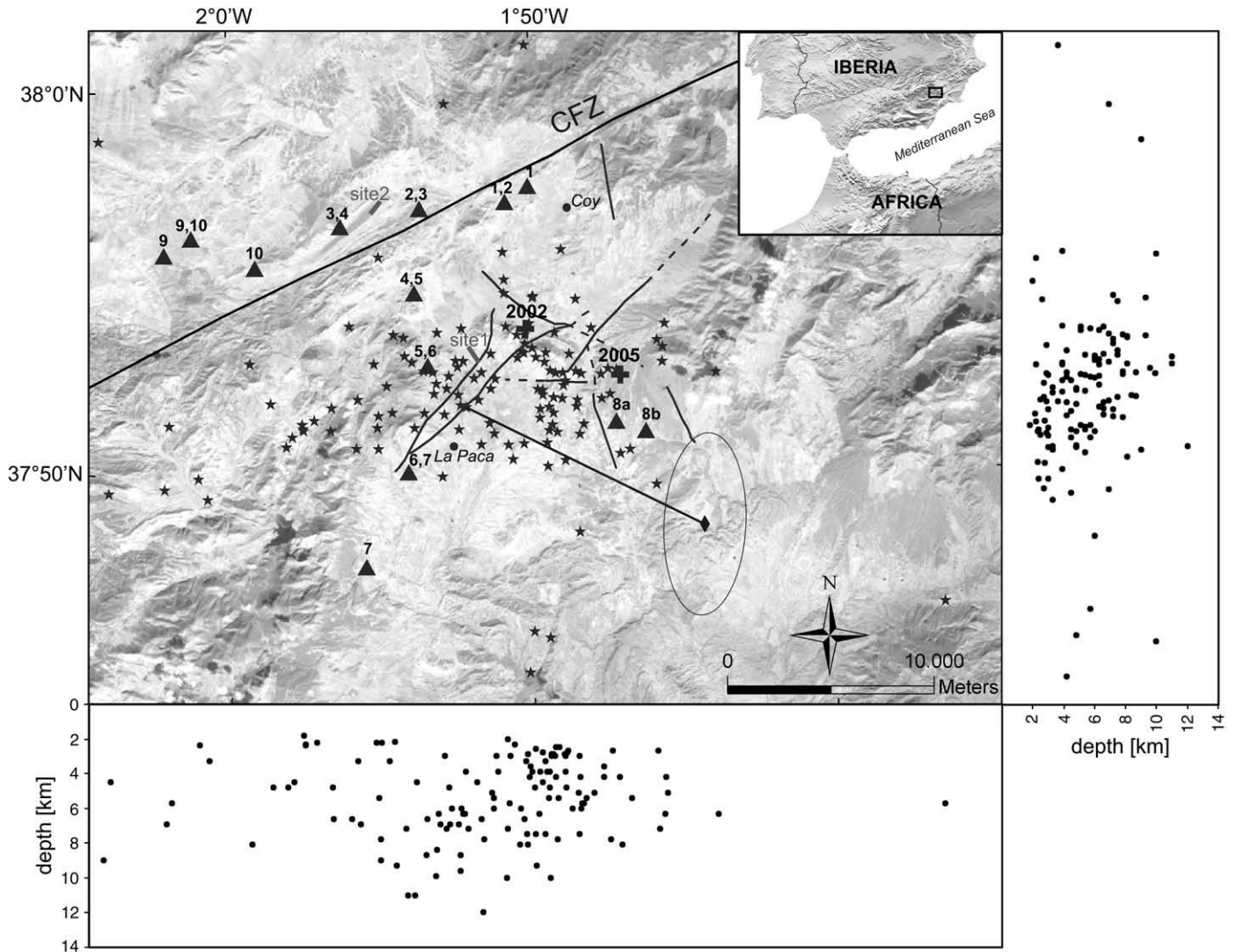


Fig. 1. Area under investigation. Triangles pointing up display different installation sites of small arrays, whereas same numbers indicate parallel recording sites. Stars show the absolute locations of the events, line connects co-detected event (diamond) which was detected by the IGN during our measurements (data have been taken from the Instituto Geográfico Nacional Data File). Site1 and site2 mark seismic refraction profiles. Crosses show the epicentres of the SW Bullas earthquake in 2002 and the La Paca earthquake in 2005.

earthquake which occurred both about 10 km south of the CFZ are not directly related to the CFZ (Sanz de Galdeano and Buforn, 2005; Benito et al., 2007). It is not resolved if the CFZ is seismically active in the area under investigation.

A test measurement was made in the same region one year prior to this field campaign with one small array at two different sites. In the measurement period of just two nights we were able to detect 19 microearthquakes. The aim of this study is to test on the confirmation of the achieved performance, i.e. to test if it is possible to significantly decrease the detection threshold using small aperture arrays and to test if there is a microseismic activity in the area under investigation below the detection threshold of the local network. Furthermore, it is investigated if microseismic activity is related to the CFZ or to other tectonic structures.

2. Tectonic setting

The measurements were carried out in the eastern region of the Betic Cordillera, which forms the western part of the Alpine chain in Europe. The Betic Cordillera can be divided into the non-metamorphic External Zone and the mostly metamorphic and intensely deformed Internal Zone. The External Zone corresponds to the Subbetic and Prebetic domains and consists mainly of deposits of a Mesozoic and Tertiary

continental margin. The Internal Zone is made up of three tectonic complexes (Nevado–Filabride, Alpujaride and Malaguide) of partially metamorphosed Precambrian to Permo-Triassic rocks. One of the prominent major fault zones in the Betic Cordillera is the CFZ that extends subparallel to its axis. The CFZ is a brecciated fault zone of up to thousands of metres in width and separates large geological units (De Smet, 1984). It is important to note that the CFZ is not one single fault but rather a fault system of numerous parallel faults. Sanz de Galdeano (1990) names this a diffuse fault zone. The CFZ is located in the External Zone of the Betic Cordillera but is in contact with the Internal Zone in some places (Sanz de Galdeano and Buforn, 2005). Several estimations about the total, usual right-lateral, displacement of the CFZ are given, ranging from 75 to 100 km (Nieto and Rey, 2004) up to 400 km (De Smet, 1984). It was formed during the mid- and late Miocene as a result of the N–S convergence of the African and European plates (Leblanc and Olivier, 1984). It is still seismically active (e.g. Leblanc and Olivier, 1984; Sanz de Galdeano et al., 1995; Alfaro et al., 2002).

The area under investigation is situated near Coy in the External Zone of the Betic Cordillera (Fig. 1). The region consists, beside post-orogenic deposits, mainly of Triassic gypsums and Jurassic limestones (De Smet, 1984). Between Bullas and Coy, the segment of the CFZ is rectilinear with a strike of N70°–75°E showing a direction of maximum compression of NW–SE (Sanz de Galdeano and Buforn,

Table 1
Parameters of array sites, recording periods and inter-array distances.

Array site (Fig.1)	Recording period	Distance between small arrays [km]
1	23/05/05 17:45 h–28/05/05 05:45 h	1.6
1,2	23/05/05 18:10 h–28/05/05 05:59 h	
1,2	28/05/05 19:20 h–29/05/05 09:20 h	3.5
2,3	28/05/05 17:30 h–29/05/05 06:00 h	
2,3	29/05/05 16:39 h–30/05/05 07:07 h	4.1
3,4	29/05/05 18:33 h–30/05/05 06:03 h	
3,4	30/05/05 16:20 h–30/05/05 00:00 h	5.2
4,5	30/05/05 17:50 h–31/05/05 05:50 h	
4,5	31/05/05 17:00 h–01/06/05 06:58 h	3.8
5,6	31/05/05 18:20 h–01/06/05 05:47 h	
5,6	01/06/05 16:58 h–02/06/05 06:29 h	5.2
6,7	01/06/05 18:33 h–02/06/05 05:34 h	
6,7	02/06/05 18:48 h–03/06/05 06:04 h	5.2
7	02/06/05 17:47 h–03/06/05 06:46 h	
8a	03/06/05 16:24 h–04/06/05 06:33 h	1.6
8b	03/06/05 17:46 h–04/06/05 05:15 h	
9	04/06/05 17:33 h–05/06/05 06:30 h	1.6
9,10	04/06/05 16:33 h–05/06/05 05:53 h	
9,10	No records	3.4
10	05/06/05 19:18 h–06/06/05 06:46 h	

2005). This stress pattern is consistent with the maximum horizontal stress direction of NW–SE in SE Spain (Herraiz et al., 2000). The region is characterized by moderate earthquakes with magnitudes generally less than 5.5 (Buforn et al., 2004). Since 1999, three events, Mula earthquake, SW Bullas earthquake and La Paca earthquake have dominated the regional seismic regime. These earthquake series occurred in shallow depths lower than 10 km (Buforn et al., 2006; Benito et al., 2007). The interaction of these earthquakes and the possible triggering effect of the La Paca earthquake by the SW Bullas earthquake are still under discussion.

3. Measurement strategy and performance

The measurements were performed with two small aperture arrays, each consisting of a central three component and three one component seismometers (1 Hz eigenfrequency) arranged tripartitely around the central station. The array aperture was about 200 m each. Data were recorded continuously using the M24 data logger from Lennartz electronic GmbH (6-channel 24-bit digitizer) with a sampling rate of 400 Hz. There are two main advantages of using small arrays for microseismic surveys. First, the system is independently deployable and accordingly flexible in handling. Therefore, there is no need of an intact infrastructure like power supply or shelter. Second, the sparseness and the portability of the system allow a rapid field installation and an easy relocation of the seismometers. This in turn means that the system can be applied in remote areas to avoid anthropogenic noise sources like residential areas, industrial zones or railways. These properties make small arrays suitable for mapping the seismicity of a large area with high sensitivity of detection and for identification of seismic active zones.

We pursued the strategy of relocating one small array every day to increase the spatial resolution of monitoring. Before we started to move the stations, data were recorded continuously (day and night) at the same sites during the first 4 days of the measurement campaign to familiarize with local noise conditions, local seismicity rate and waveform patterns. Afterwards, only night-time measurements were performed due to the reduced background noise and the resulting increased detection rate. Fig. 1 shows the station distributions of the two small arrays during the whole measurement campaign. One triangle marks one small array and same numbers beside indicate sites of parallel recording. For instance,

“4,5” means that this small array recorded data in parallel one night with small array at site “3,4” and the following night with small array at site “5,6”. Table 1 gives the recording period for each measurement site as well as the distance between the two small arrays. As mentioned earlier, the aim was to investigate the seismic activity of the CFZ where we started the measurement campaign (numbers “1” and “1,2”). Initial event locations showed that the seismicity mainly occurred to the south in the epicentral region of the La Paca mainshock that took place 114 days before our field campaign. However, the stations were rearranged to the West to increase the spatial resolution along the CFZ and were then moved to the South to increase the detection capability. There were some limitations with regard to the installation sites because of regional morphology and civilisation. For the last two days of the measurement campaign, we returned to the CFZ (numbers “9”, “9,10” and “10”).

We faced some problems during data acquisition, i.e. temporal failure of the digitizers and a complete breakdown of one recording unit during the last night at site “9,10”. Nonetheless, in the measurement period of 14 nights including the first 4 day-time measurements we were able to detect 189 microearthquakes in the magnitude range $-1.8 \leq M_L \leq 1.3$. The detection of small magnitude events was supported by using sonograms (Joswig, 1990). There are a lot of quarries in this region. To discriminate quarry blasts from earthquakes we tested the recorded events carefully for possible sonic signals caused by blasts. Further the detection rate between night-time to day-time was investigated for the first 4 days taken into account the improved detection capability during night-time. Additionally, some of the quarry sites were visited onsite and clarified with the person in charge if an explosion was carried out during the measurement period.

When possible, we calculated mean magnitudes from both central stations to reduce the influence of the radiation pattern of the source on the resulting magnitude due to one-sided event recording. Reliable phase picks for location could be performed for 133 events. The magnitudes of the remaining events were calculated using the distance derived from $t_S - t_P$ time differences and a fixed depth of 5 km. Assuming a depth of 0 km instead of 5 km would result in a magnitude deviation of maximum 0.1. Fig. 2 shows the detected events (dots) and the $t_S - t_P$ time differences (triangles) sorted by origin time. Besides the last six events recorded at sites “9” and “9,10”, the tendency towards smaller $t_S - t_P$ time differences and a decreased detection threshold with time is observable.

4. Event location

A major difficulty for event location was the choice of an appropriate velocity model. The vast majority of our recorded events have an average apparent P-wave velocity (v_{Pa}) of about 3.5 to 5 km/s, only for short epicentral distances of up to 8 km/s. This is in conflict

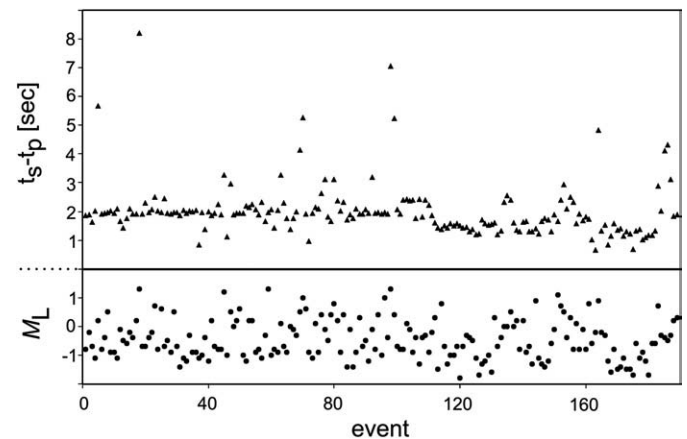


Fig. 2. Local magnitudes and $t_S - t_P$ time differences of the detected events, sorted by increasing origin time.

with the velocity model that is applied by the Instituto Geográfico Nacional (IGN) for routine location of the local seismicity in southern Spain (Dānobeitia et al., 1998). It is not possible to bring their physical P-wave velocity (v_p) of 6.1 km for the top 11 km in accordance with our observations, due to the fact that $v_p < v_{pa}$. Velocity models that are derived from large seismic refraction profiles or tomography studies (e.g. Banda and Ansonge, 1980; Calvert et al., 2000) are not appropriate for our small scale, short epicentral distance application. We made two seismic refraction profiles and recorded one quarry blast to get an estimation of v_p for short distances. The seismic refractions were performed in a quaternary depression area (site1) (see Fig. 1) and on a ridge consisting of gypsum (site2). At site1, a v_p of 4 km/s in a depth of 3.5 m and at site2 a v_p of 2.8 km/s in a depth of 14 m was calculated. These results are not highly meaningful in terms of velocity model for earthquake location due to the low depth resolution. The quarry blast, however, was recorded with both small arrays, A1 and A2, in a distance of 3.5 km and 5.6 km, respectively, from the blast (Fig. 3). The location of the quarry was about 80 km northeast of the measurement area, but still in the same tectonic units. With this ground truth event, i.e. the known shot point provided by the shot firer, a v_p of 3.3 km/s for A1 and a v_p of 2.4 km/s for A2 was determined using the $t_s - t_p$ time differences and a homogenous half space model with constant v_p/v_s of 1.72. The distant small array was deployed on sediment, the other on bedrock. The result shows that the local geology has a large influence on the velocity of propagation. All these information combined, i.e. apparent velocities of the recorded events, seismic refractions and one quarry blast recording, we decided to use a homogenous half space model with 4 km/s and a constant v_p/v_s ratio of 1.72 for event location.

The event locations using this model are shown in Fig. 1 (stars). The majority of the recorded seismicity occurred in the area of La Paca. Location was performed using a graphical method of solution with array beams, $t_s - t_p$ spheres and hyperboloids (Joswig, 2008). The

depths range from 1.8 to 12 km and were estimated with the intersection of the hyperboloids calculated by the $t_p - t_p$ information. The shallow depths are in accordance with the generally observed depths ≤ 11 km in the region (Buforn et al., 2005; Benito et al., 2007). The location error is in the range of a few kilometres due to the sparse station distribution and the large epicentral distance compared to the small aperture of the arrays. In the area under investigation, 1 event was detected by the IGN in the same measurement period (diamond in Fig. 1). The distance to the nearest station of the local network, ETOB, is about 80 km. The location difference between our and IGN location is 12.9 km (see black line in Fig. 1), the magnitude difference 0.2. Beside the location error of both systems, for IGN location see error ellipse in Fig. 1, the difference might be due to the different applied velocity models. We must use a v_p of 8 km/s to match the distance by our $t_s - t_p$ information. However, one parallel recorded event is too less to analyse the location difference in detail.

5. Discussion

The seismicity distribution shows no significant microseismic activity of the CFZ in the region under investigation during the measurement period (Fig. 1). Most of the stress was released around the town La Paca in the epicentral region of the 2002 and 2005 mainshocks. It is difficult to decide if the events are still related to the aftershock activity or if they represent the local background activity. A test measurement was carried out at small array site "1" (Fig. 1) one year before this field campaign. During a recording period of just one night we were able to detect 9 microearthquakes. For an estimation of the amount of the events recorded in this study during one night we simply downscaled the total number, i.e. 189 events / 18 (14 nights + 4 days) = 10.5. This estimation is justified with a roughly temporal uniform distribution of the events. The average amount of 10.5 events per night fits well with the 9 events which we had detected about

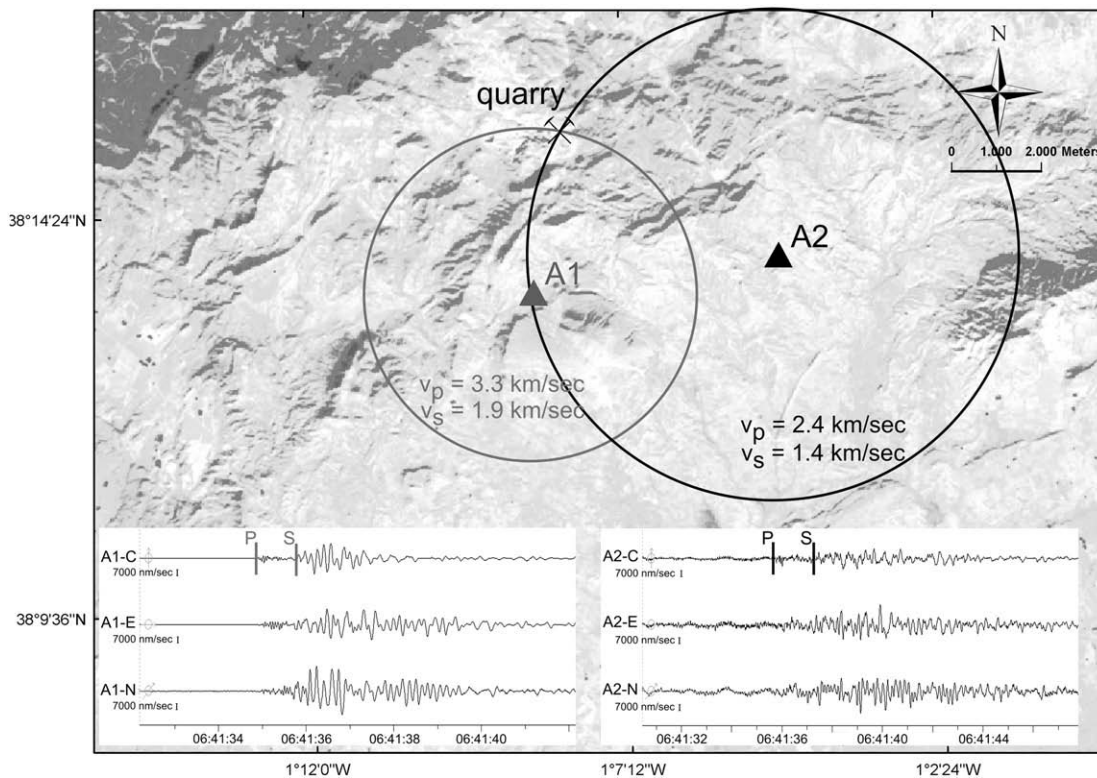


Fig. 3. Station configuration during quarry blast recording. S-onset can be clearly determined on A1, while on A2 slowness analysis was additionally used for determination. Different velocities are necessary to match the $t_s - t_p$ circles with ground truth information.

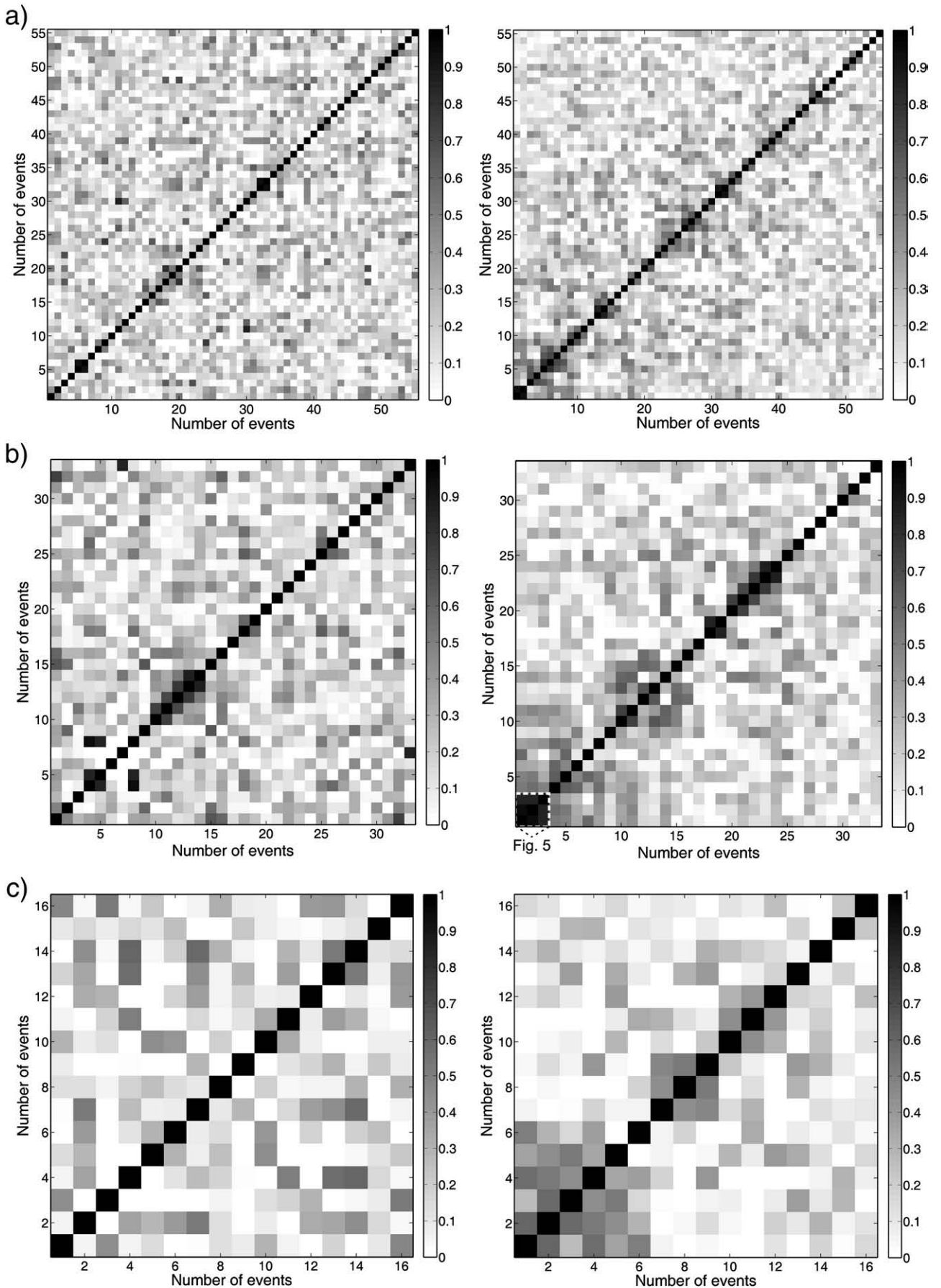


Fig. 4. Similarity matrices for three different periods: a) corresponds to site “1,2”, b) to site “5,6” and c) to site “8a” (see Fig. 1). Events are sorted by origin time on the left and sorted by similarity on the right side. Seismograms of white rectangle of similarity matrix on the right side of b) are shown in Fig. 5.

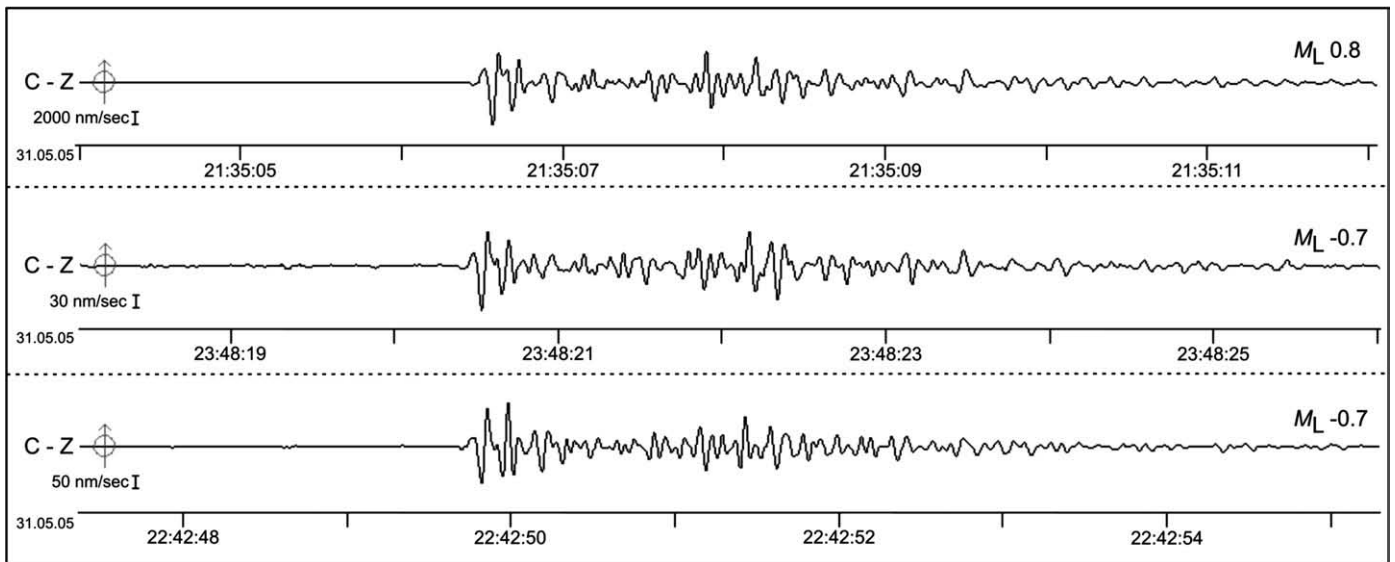


Fig. 5. Seismograms (vertical components) of three similar events (see Fig. 4b). Seismograms are filtered between 5 and 20 Hz.

10 months before the occurrence of the 2005 La Paca earthquake. This result suggests that the recorded events represent rather the seismic background than aftershock activity.

The high seismicity rate might be caused by the continuous stress concentration in a local area which is also discussed by Benito et al. (2007) as one possible reason for the occurrence of the 2002 and 2005 mainshocks within a short time span. They made a detailed geological field investigation to associate the La Paca mainshock and the following aftershock activity with local tectonic features and found some potential new fault zones in the epicentral area indicating neotectonic activity (see Fig. 1). The interaction of the different faults results in compressive deformation and tectonic stress concentration. Our location results suggest these fault zones as potential sources. However, it is not possible to address the recorded seismicity directly to one of these fault zones due to the high location error. Furthermore, the mainshock changed the local stress regime and might have triggered stress releases on nearby faults. Such triggered events may occur in distances of several times the dimensions of the mainshock rupture (Kisslinger, 1996). We investigated the waveform similarities to get information about the spatial distribution of the events. In general, high waveform similarities can be considered as an indication for repeated ruptures of the same fault segment (Geller and Mueller, 1980). Waveform similarities were determined with the cross correlation method in time domain. The correlation window contained 1 sec including the P onset, whereas the maximum cross correlation coefficient within a sliding window of ± 5 samples was calculated. Data were pre-filtered between 5 and 20 Hz. Three periods were chosen for the analysis, i.e. “1,2”, “5,6” and “8a” (Fig. 1). The calculations were performed with one of the four vertical components of the small arrays, whereas the station that was chosen depended on the data quality. Only located events were taken into account to avoid a bias of the correlation result due to low signal-to-noise ratios. Fig. 4 shows the similarity matrices of the three periods. On the left side, the events are sorted by time, on the right side the events are rearranged to their cross correlation coefficients using dendrograms. Fig. 4a) corresponds to site “1,2” with 55 events, 4b) to site “5,6” with 33 events and 4c) to site “8a” with 16 events, respectively. In principle, all similarity matrices show the same properties. There are some doublets, triplets and multiplets, both in temporal and spatial sorting, whereas the similarity in spatial arrangement dominates. These clusters can be attributed most likely to the same fault segment. The number of events within these clusters is too small to perform a

relative location with statistical robust information. Fig. 5 shows the seismograms of a triplet consisting of event numbers 1, 2 and 3 of the rearranged similarity matrix of Fig. 4b). There are also events which are dissimilar to each other. Although the causes of low waveform similarities are manifold, as for example different focal mechanisms, the result might be attributed either to the local complex tectonic and geologic regime or to a large spatial inter-event distance. These events are rather related to highly fractured material and not to discrete single planar fractures, which are, for example, known from hydraulic injection experiments (e.g. House, 1987).

6. Conclusion

This paper presents the results of a microseismic study carried out in the region around Coy. The measurements were performed mainly during night-time to decrease the detection threshold. To map the seismicity in high resolution and navigate to seismically active zones, i.e. to detect small magnitude events, it was necessary to minimize the epicentral distance. This was achieved by the use of small arrays, which are easy to relocate and which can be applied in remote, difficult to access terrains. Event analysis has shown that the velocity model used by the IGN is not suitable to locate the small magnitude, near distant events. Instead, we had to reduce v_p from 6.1 km/s to 4 km/s to be consistent with our observations. In the measurement period of 14 nights, including 4 daytime records, 189 microearthquakes in the range $-1.8 \leq M_L \leq 1.3$ were detected. 133 events have a sufficient signal-to-noise ratio for location. In the same period, the local network of the IGN recorded only 1 event in the area under investigation. Accordingly, we were able to decrease significantly the detection threshold with the use of small arrays verifying that there is microseismic activity in the area under investigation below the detection threshold of the local network. The distribution of the epicentres shows no significant seismic activity of the CFZ in the area under investigation in the measurement period. It rather seems that most of the stress was released in the epicentral area of the 2002 SW Bullas and the 2005 La Paca earthquake.

This field campaign demonstrates that the use of small arrays is a suited tool for mapping local seismicity ($\Delta \approx 10$ km) in high resolution. The study of microseismicity can contribute much to the understanding of the regional and local stress regime, i.e. identifying possible stress accumulations. From an engineering point of view, the detection of small magnitude events can also support the seismic hazard estimation of a

certain area. Future field studies will focus on detailed fault plane resolution. This will be done with the use of three small arrays and the application of relocation methods to increase the location accuracy.

Acknowledgement

The authors are grateful to the Instituto Geográfico Nacional (Madrid, Spain) for providing their data.

References

- Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A., Soria, J.M., Yébenes, A., 2002. Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Mar. Geol.* 186, 337–349.
- Banda, E., Ansorge, J., 1980. Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 63, 515–532.
- Bartal, Y., Villagran, M., Ben Horin, Y., Leonard, G., Joswig, M., 2000. Definition of exclusion zones using seismic data. *Pure Appl. Geophys.* 158, 397–419.
- Benito, B., Capote, R., Murphy, P., Gaspar-Escribano, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Tsige, M., Stich, D., García-Mayordomo, J., García Rodríguez, M.J., Jiménez, M.E., Insua-Arévalo, J.M., Álvarez-Gómez, J.A., Canora, C., 2007. An overview of the damaging and low magnitude M_w 4.8 La Paca earthquake on 29 January 2005: context, seismotectonics, and seismic risk implications for Southeast Spain. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 97 (3), 671–690.
- Bufo, E., Sanz de Galdeano, C., 2001. Focal mechanism of Mula (Murcia, Spain) earthquake of February 2, 1999. *J. Seismol.* 5, 277–280.
- Bufo, E., Bezzeghoud, M., Udías, A., Pro, C., 2004. Seismic sources on the Iberia-African Plate boundary and their tectonic implications. *Pure Appl. Geophys.* 161, 623–646. doi:10.1007/s00024-003-2466-1.
- Bufo, E., Benito, B., Sanz de Galdeano, C., del Fresno, C., Munoz, D., Rodriguez, I., 2005. Study of the damaging earthquakes of 1911, 1999, and 2002 in the Murcia, Southeastern Spain, region: seismotectonic and seismic-risk implications. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95 (2), 549–567.
- Bufo, E., Cesca, S., Góded, T., del Fresno, C., Munoz, D., 2006. The Bullas (Murcia, SE Spain) earthquake, 29 January 2005. *J. Seismol.* 10, 65–72. doi:10.1007/s10950-006-2536-9.
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G., Jabour, N., 2000. Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: constraints from travel time tomography. *J. Geophys. Res.* 105 (B5), 10871–10898.
- Dånobeitia, J.J., Sallarès, V., Gallart, J., 1998. Local earthquakes seismic tomography in the Betic Cordillera (southern Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.* 160, 225–239.
- De Smet, M.E.M., 1984. Investigations of the Crevillente Fault Zone and its role in the tectogenesis of the Betic Cordilleras, Southern Spain, PhD thesis, University of Amsterdam, The Netherlands.
- Geller, R.J., Mueller, C.S., 1980. Four similar earthquakes in Central California. *Geophys. Res. Lett.* 7 (10), 821–824.
- Herrera, M., De Vicente, G., Lindo-Ñaupari, R., Giner, J., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.L., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M., Lucini, M., 2000. The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics* 19 (4), 762–786.
- House, L., 1987. Locating microearthquakes induced by hydraulic fracturing in crystalline rock. *Geophys. Res. Lett.* 14 (9), 919–921.
- Joswig, M., 1990. Pattern recognition for earthquake detection. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 80, 170–186.
- Joswig, M., 2008. Nanoseismic monitoring fills the gap between microseismic networks and passive seismic. *First Break* 26, 121–128.
- Kisslinger, C., 1996. Aftershocks and fault-zone properties. *Adv. Geophys.* 38, 1–36.
- Kvaerna, T., Ringdal, F., 1992. Integrated array and three-component processing using a seismic microarray. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 82 (2), 870–882.
- Leblanc, D., Olivier, Ph., 1984. Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian Orogeny. *Tectonophysics* 101, 345–355.
- Lin, T.-L., Langston, C.A., 2006. Anomalous acoustic signals recorded by the CERI Seismic Network. *Seismol. Res. Lett.* 77 (5), 572–581.
- Mancilla, F.L., Ammon, C.J., Herrmann, R.B., Morales, J., 2002. Faulting parameters of the 1999 Mula earthquake, southeastern Spain. *Tectonophysics* 354, 139–155.
- Nieto, L.M., Rey, J., 2004. Magnitude of lateral displacement on the Crevillente Fault Zone (Betic Cordillera, SE Spain): stratigraphical and sedimentological considerations. *Geol. J.* 39, 95–110.
- Pirli, M., Voulgaris, N., Alexopoulos, J., Makropoulos, K., 2004. Installation and preliminary results from a small aperture seismic array in Tripoli, Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece XXXVI*, 1499–1508.
- Sanz de Galdeano, C., 1990. Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics* 172, 107–119.
- Sanz de Galdeano, C., Bufo, E., 2005. From strike-slip to reverse reactivation: the Crevillente Fault System and seismicity in the Bullas-Mula area (Betic Cordillera, SE Spain). *Geol. Acta* 3 (3), 241–250.
- Sanz de Galdeano, C., López Casado, C., Delgado, J., Peinado, M.A., 1995. Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera. A preliminary approach to seismic sources associated with specific faults. *Tectonophysics* 248, 293–302.
- Wust-Bloch, G.H., Joswig, M., 2006. Pre-collapse identification of sinkholes in unconsolidated media at Dead Sea area by 'nanoseismic monitoring' (graphical jackknife location of weak sources by few, low-SNR records). *Geophys. J. Int.* 167, 1220–1232. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03083.x.

Anhang A4

Das Deep-Heat-Mining Projekt in Basel
(Projektbericht)

Das Deep-Heat-Mining Projekt in Basel

Informationen zu diesem Projekt wurden den Internetseiten der Betreiber Geothermal Explorers Ltd (<http://www.geothermal.ch>) und Geopower Basel AG (<http://www.geopowerbasel.ch>) sowie des Schweizerischen Erdbebendienstes (SED) (<http://www.seismo.ethz.ch/basel>) entnommen.

1. Einführung

Aufgrund der tektonischen Lage von Basel am südöstlichen Ende des Oberrheingraben wurde dieser Ort für eine Pilotanlage eines geothermischen Kraftwerks ausgewählt. Durch die reduzierte Krustenmächtigkeit von ca. 25 km und dem damit verbundenen erhöhten geothermischen Gradienten ist in 5 km Tiefe eine Temperatur von ca. 200°C zu erwarten, was die Nutzung von geothermischer Energie wirtschaftlich rentabel machen könnte. Verwendet wird das *Hot-Dry-Rock*-Verfahren, bei dem mithilfe eines hydraulischen Bruchs durch eine künstliche Stimulation des festen Gesteins eine erhöhte Klüftigkeit erzwungen wird. Durch eine Injektionspumpe wird dann kaltes Wasser in die Tiefe eingepresst, welches sich durch die erhöhten Wasserwegsamkeiten ausbreitet und erwärmt. Eine Produktionsbohrung fördert das erhitzte Wasser zu Tage, wo ein Wärmeaustauscher dem Wasser die Energie zur Strom- und Wärmeproduktion entzieht. Dieses Projekt ist weltweit das erste, welches das *Hot-Dry-Rock*-Verfahren zur kommerziellen Energiegewinnung einsetzen möchte und stellt somit eine Machbarkeitsstudie dar. Das Bohrloch der Injektionsbohrung befindet sich in dem Basler Quartier Kleinhüningen.

Am 2. Dezember 2006 wurde mit der Stimulation begonnen. Geplant war eine Stimulationsdauer von 21 Tagen und ein Stimulationsvolumen von 50000 m³. Ein wesentlicher Bestandteil während der Stimulationsphase ist die Registrierung und Lokalisierung der induzierten Seismizität, da diese Auskunft über die Dimension des Wärmereservoirs liefert und somit einerseits ein wichtiger Indikator für die Wirtschaftlichkeit ist und andererseits die Lage der Produktionsbohrung mit beeinflusst. Aufgrund eines Erdbebens der Stärke $M_L = 2.6$ in den frühen Morgenstunden des 8. Dezembers wurde die Stimulation im Laufe des Tages eingestellt, da die im Vorfeld festgelegte Sicherheitsschwelle übertroffen wurde. Bis dato wurde ein Wasservolumen von ca. 11500 m³ verpresst. Am selben Tag um 16:48 UTC ereignete sich das bisher stärkste Erdbeben mit $M_L = 3.4$. Trotz Rückgang der Seismizitätsrate nach dem Stopp der Injektion traten in den darauffolgenden zwei Monaten noch drei weitere Erdbeben mit $M_L > 3$ auf. Insgesamt wurden während des Zeitraumes vom 2. bis 8. Dezember ca. 12000 seismische Ereignisse registriert.

Die Zukunft des Projektes ist unklar, da noch keine definitive Entscheidung pro oder kontra gefällt wurde.

2. Beschreibung der Messkampagne

Wie eingangs erwähnt ist es unter anderem für die Lage der zukünftigen Produktionsbohrung wichtig, die induzierte Seismizität instrumentell zu erfassen und möglichst genau zu lokalisieren. Für diesen Zweck wurden von den Betreibern sechs Bohrlochseismometer in einer Tiefe zwischen 317 m und 2740 m um das Bohrloch installiert (BAER et al. 2007), womit von einer hohen Lokalisierungsgenauigkeit ausgegangen werden kann. Dies ermöglichte die Lokisierungsperformance der Kleinarrays zu überprüfen, wobei die von den Bohrlochseismometern lokalisierten Ereignisse als Referenzinformationen dienten. Das Ziel dieser Messkampagne war, die Lokalisierungsgenauigkeit der Kleinarrays mit den Referenzinformationen zu vergleichen, sowohl die Ergebnisse der Absolut- als auch die der Relativlokalisierung.

Um die Seismizität zu erfassen wurden zwei Kleinarrays in der Nähe des Bohrlochs installiert. Der Abstand zum Bohransatzpunkt betrug 2.1 km (SNS1) und 4.8 km (SNS2), siehe Abbildung 1. Registriert wurde vom 6. Dezember mittags (12:45 UTC) bis 8. Dezember morgens (09:30 UTC) mit einer Abtastrate von 400 Hz. Da diese Messkampagne lediglich für einen Vergleich der Lokalisierungsergebnisse diente wurden exemplarisch 20 Mikrobeben ausgewertet, für die Referenzinformationen vorlagen. Der Magnitudenbereich der ausgewählten Ereignisse liegt im Bereich $0.7 \leq M_L \leq 2.2$. Hierbei handelt es sich um Mittelwertmagnituden der Zentralstationen beider Kleinarrays. Bei der Bestimmung der Magnituden traten für das gleiche Ereignis zwischen beiden Kleinarrays Variationen bis zu 0.5 auf. Ursache hierfür ist vermutlich die Abstrahlcharakteristik des Herdes bei geringer Epizentraldistanz. Ein Vergleich der Magnitudenwerte mit den Referenzinformationen zeigt eine mittlere Differenz von 0.35, wobei die Referenzereignisse mit einer Magnitudenungenauigkeit von ± 0.2 behaftet sind (DEICHMANN & BACHMANN 2007). Um die Lokalisierungsergebnisse direkt zu vergleichen wurde zuerst das Geschwindigkeitsmodell des SED verwendet, welches auf einer landesweiten 3D Tomografie basiert (HUSEN et al. 2003). Mit diesem Modell wurden auch die Referenzereignisse lokalisiert. Da in *HypoLine* lediglich ein 2-D-Modell für die Lokalisierung verwendet werden kann, wurde dieses aus dem 3-D-Modell extrahiert, siehe Abbildung 1.

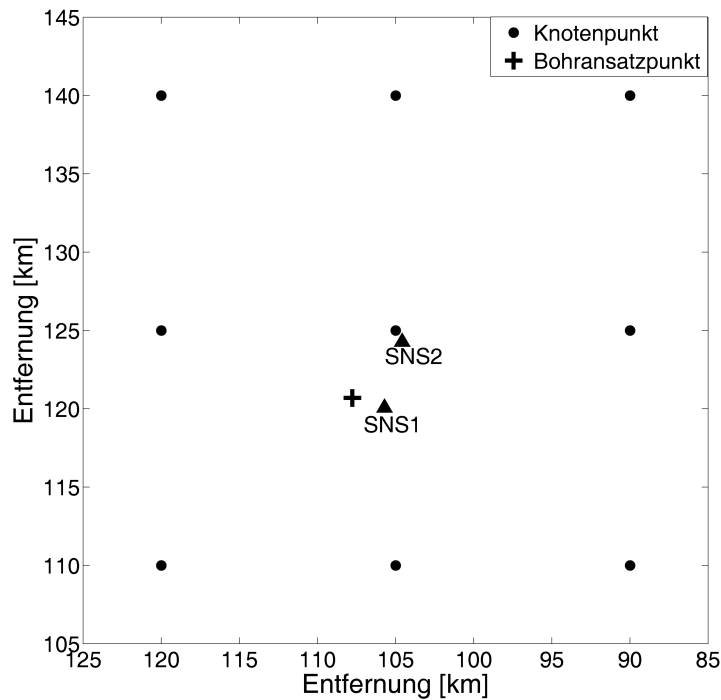


Abbildung 1: Knotenpunkte des 3-D-Geschwindigkeitsmodells in einem linkshändigen Koordinatensystem. Der Ursprung $x = 0.0$ und $y = 0.0$ befindet sich auf 46.5 N und 9 E.

Wie zu erkennen liegen der Bohrersatzpunkt und die beiden Kleinarrays (SNS1 und SNS2) unmittelbar an einem Knotenpunkt. Die Geschwindigkeitsvariation von einem Knotenpunkt zum anderen ist in diesem Bereich äußerst gering, sodass das Geschwindigkeits-Tiefenmodell von dem naheliegendsten Knotenpunkt ohne Interpolation verwendet werden konnte. Es stellte sich jedoch heraus, dass dieses Geschwindigkeitsmodell nicht in Einklang mit den Daten zu bringen war, da die Geschwindigkeiten zu hoch waren ($v_p = 4.47$ km/s in 0 km, $v_p = 5.19$ km/s in 2 km, $v_p = 5.33$ km/s in 5 km sowie $v_p = 6.12$ km/s in 8 km Tiefe). Die Auswertung des SED hat ergeben, dass die Lokalisierung unter Einbezug der Daten des nationalen Netzes die Ergebnisse nicht verbessern, weshalb für die Lokalisierung der Referenzereignisse nur die Bohrlochseismometer verwendet wurden (DEICHMANN & BACHMANN 2007). Da die Bohrlochstationen nicht dem Einfluss der langsamen oberflächennahen Sedimentschichten unterworfen sind, ist das auf der landesweiten 3-D-Tomografie basierende Geschwindigkeitsmodell für diese adäquat. Für die Lokalisierung der in dieser Feldstudie registrierten Ereignisse wurde ein homogener Halbraum mit $v_p = 3.5$ km/s und $v_s = 2$ km/s benutzt. Diese Geschwindigkeiten wurden anhand der $t_s - t_p$ Laufzeitdifferenzen, dem Schnittpunkt der beiden Richtstrahlen, sowie einer Hyperbel aus $t_{P(SNS1)} - t_{P(SNS2)}$ bestimmt. Diese Bestimmung wäre mit nur einem Kleinarray nicht möglich gewesen. Abbildung 2 zeigt das Ergebnis der Absolutlokalisierung im Vergleich zu den Ergebnissen des SED.

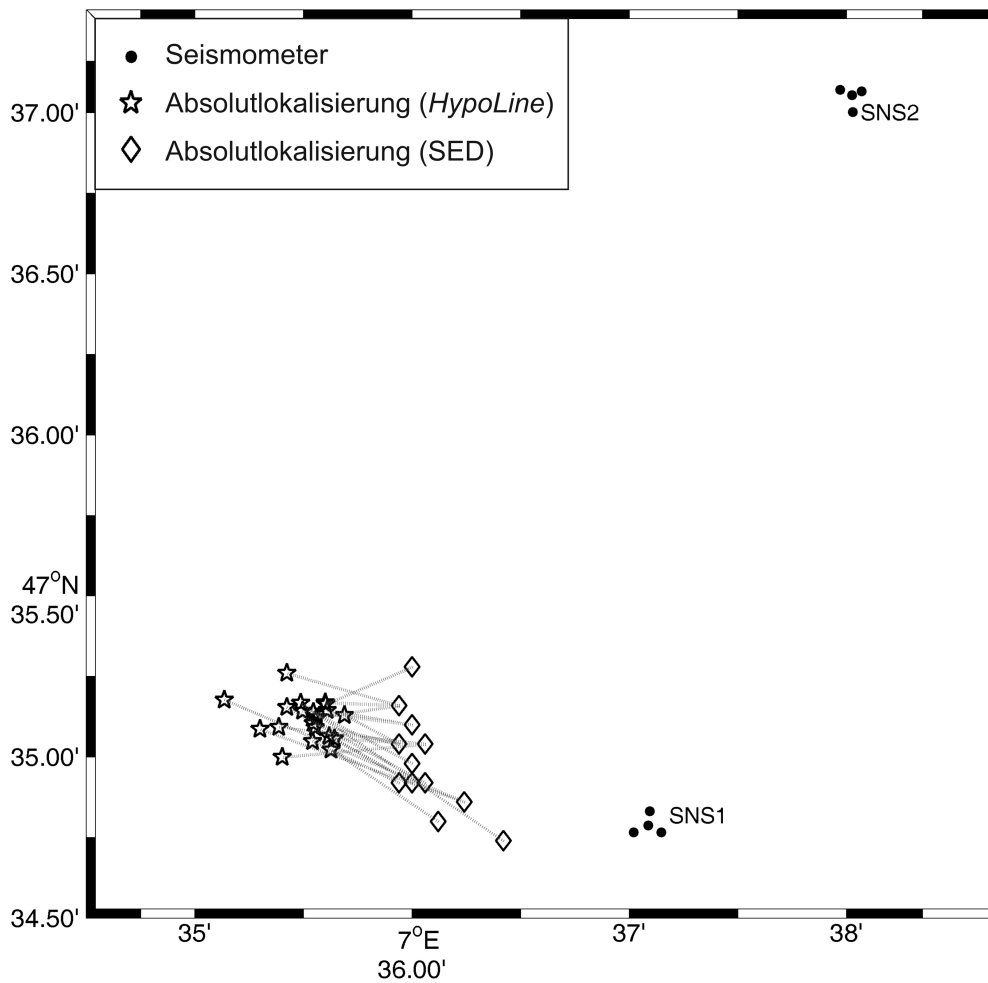


Abbildung 2: Vergleich der Lokalisierungsergebnisse.

Trotz Ambivalenz zwischen den unbekanntem Parametern Herdzeit, Tiefe und Geschwindigkeitsmodell sowie einer gewissen Lokalisierungsungenauigkeit beider Systeme stimmen die Lokalisierungen gut überein. Die mittlere Lokalisierungsdifferenz liegt bei 770 m in horizontaler und 360 m in vertikaler Richtung. Zusätzlich sind in Abbildung 2 die jeweils zusammengehörenden Ereignisse markiert. Zu erkennen ist eine eher systematische Verschiebung, wodurch die räumliche Trennung der beiden Cluster auf das unterschiedlich verwendete Geschwindigkeitsmodell zurückzuführen ist.

3. Relativlokalisierung

Um aus der recht diffusen Seismizitätsverteilung in Abbildung 2 eine dominierende Streichrichtung der Seismizität aufzulösen, wurde eine Relativlokalisierung mit der in *HypoLine* verfügbaren *master event* Methode durchgeführt. Als *master event* diente das stärkste der 20 Ereignisse mit $M_L = 2.6$. Abbildung 3

zeigt das Ergebnis der 20 relativ lokalisierten Ereignisse im Vergleich zur Absolutlokalisierung mit einer nordnordwest-südsüdöstlichen Verteilung der Seismizität.

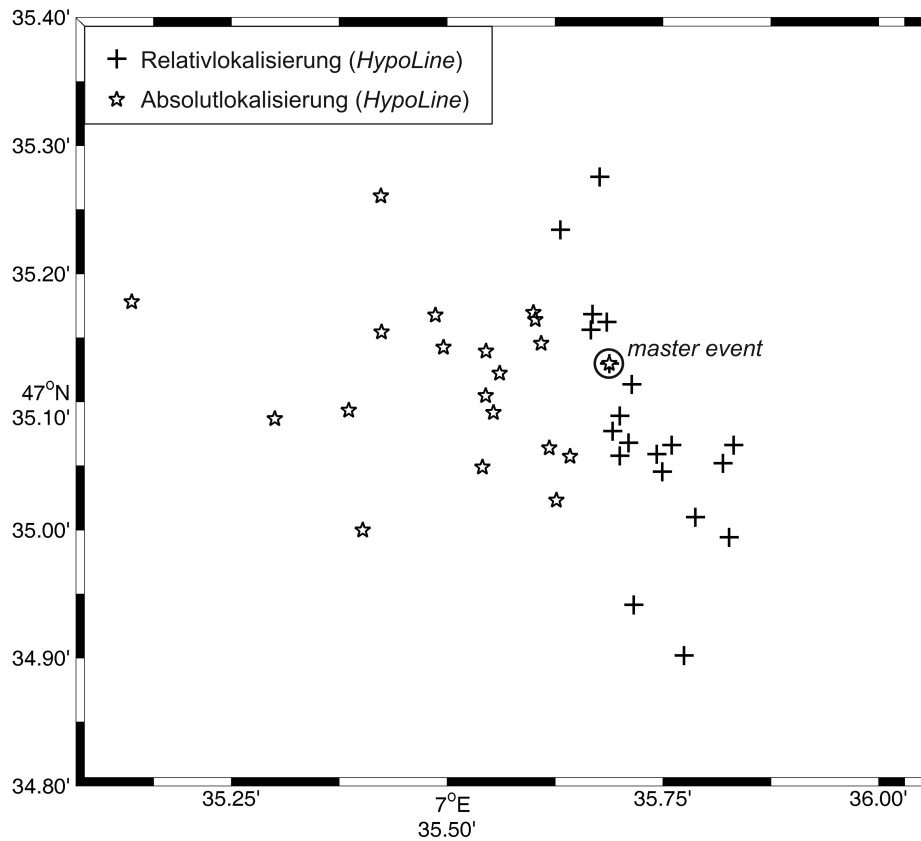


Abbildung 3: Absolut- und Relativlokalisierung von 20 Ereignissen mittels HypoLine.

Um die Orientierung dieser relokalierten Ereignisse einzuordnen, sind in Abbildung 4 die Ergebnisse zweier Arbeiten gezeigt, die eine Relokalisierung für einen längeren Zeitraum und größeren Anzahl von Ereignissen durchgeführt haben.

Abbildung 4a zeigt 190 mit der *master event* Methode relativ lokalisierte Ereignisse im Zeitraum vom 2. Dezember 2006 bis zum 30. September 2007 unter Benutzung von $v_p = 5.95$ km/s und einem konstanten v_p/v_s Verhältnis von 1.72 (DEICHMANN et al. 2007). Bis auf fünf Ereignisse wurden alle mit den sechs Bohrlochstationen lokalisiert. Abbildung 4b stammt aus einer Studie von KAHN (2008) und zeigt das Ergebnis der Relokalisierung von ca. 3000 Ereignissen, die zwischen dem 2. und 8. Dezember 2006 auftraten. Die Ereignisse wurden mit einem *double difference* Algorithmus unter Benutzung der sechs Bohrlochstationen relokaliert, wobei ein vernachlässigbarer Unterschied zwischen den Methoden der Singulärwertzerlegung (SVD) und dem Verfahren der konjugierten Gradienten (LSQR) auftrat. Für die Lokalisierung wurden sowohl Kata-

log- als auch Kreuzkorrelationsdaten mit folgendem Geschwindigkeitsmodell verwendet: Layer 1: 0-2265 m, $v_p = 3980$ m/s, $v_s = 2080$ m/s; Layer 2: >2265 m, $v_p = 5940$ m/s, $v_s = 3450$ m/s. Beide Ergebnisse zeigen eine nordnordwest-südsüdöstliche Orientierung der Seismizität.

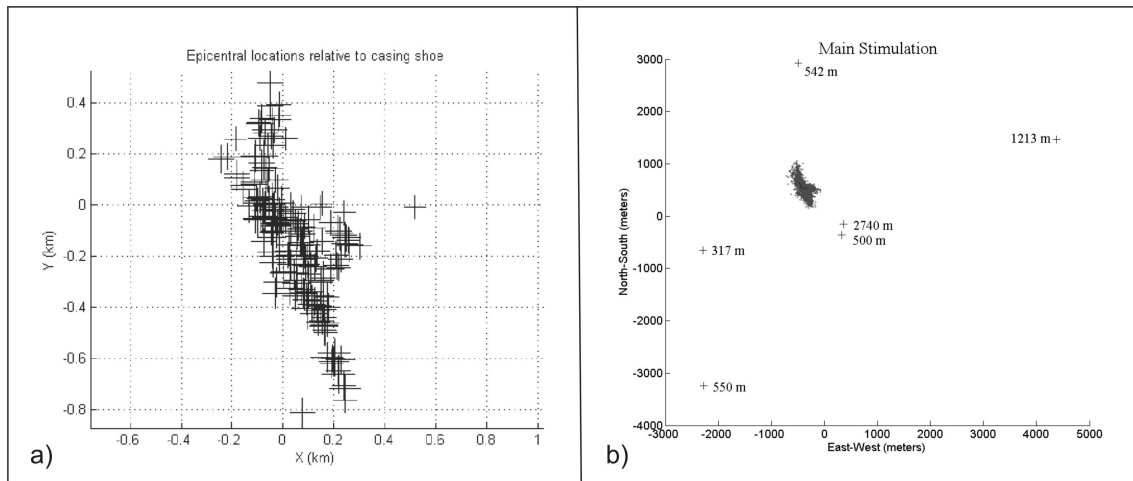


Abbildung 4: Epizentralverteilung relativ lokalisierter Ereignisse mit der *master event* Methode in a) (DEICHMANN et al. 2007) und einem *double difference* Algorithmus in b) (KAHN 2008).

Um die Genauigkeit der in *HypoLine* durchgeführten Relativlokalisierung zu überprüfen, wurden aus Abbildung 4a und 4b die entsprechenden 20 Ereignisse extrahiert. Abbildung 5 zeigt eine Gegenüberstellung der Ergebnisse der *master event* Relokalisierung mittels *HypoLine*, der *master event* Relokalisierung von DEICHMANN et al. (2007) und der Relokalisierung mittels *double difference* Algorithmus von KAHN (2008) für die gleichen Ereignisse. Bei den mit der *double difference* Methode relokalierten Ereignissen wurden bei den Kreuzkorrelationsberechnungen vier Ereignisse eliminiert, sodass nur 16 Ereignisse vorhanden sind.

Wie zu erkennen liegt bei allen drei Methoden eine nordnordwest-südsüdöstliche Verteilung der Epizentren vor. Die Lage der Cluster hängt von der Genauigkeit der Absolutlokalisierungen ab. Diese Untersuchung zeigt, dass mit der *master event* Methode in *HypoLine* trotz einer geringen Stationsanzahl und schlechter azimuthaler Stationsüberdeckung ein zuverlässiges Ergebnis mit hoher Lokalisierungsgenauigkeit erreicht werden kann.

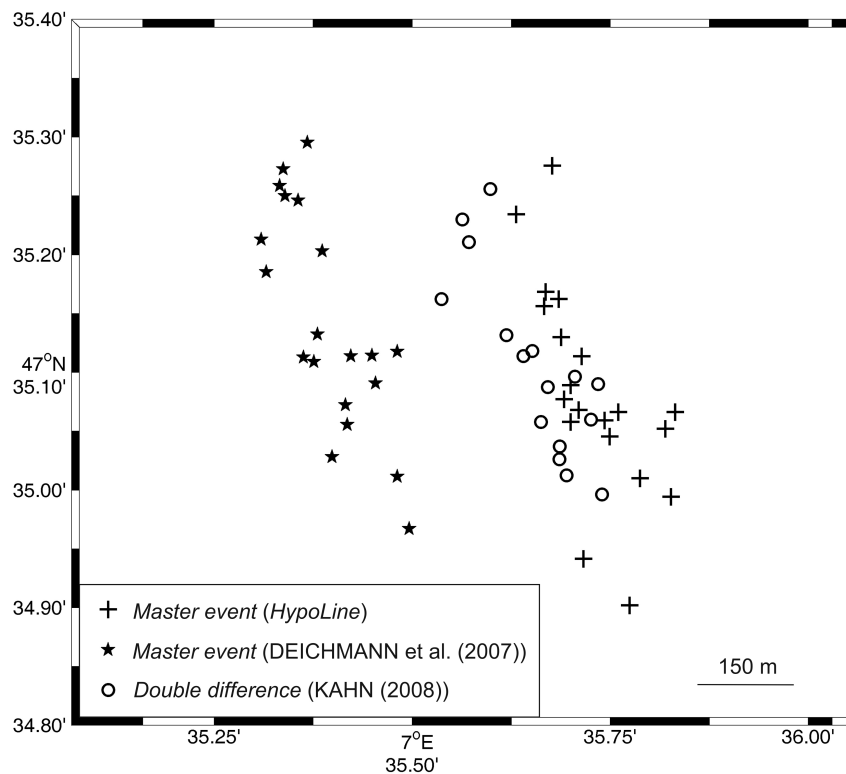


Abbildung 5: Vergleich verschiedener Relokalisierungsmethoden.

Im Rahmen dieser Studie der Lokalisierungsgenauigkeit von Kleinarrays mit der Auswertesoftware *HypoLine* wurden auch Inversionsverfahren zur Lokalisierung getestet. Das Problem dabei ist die schlechte azimutale Stationsverteilung und die geringe Stationsanzahl der Kleinarrays, wodurch die Modellmatrix schlecht konditioniert ist. Dies kann zu numerischen Instabilitäten führen. ROSS et al. (2001) zeigten, dass die Anwendung des *double difference* Algorithmus bei einer einseitigen Stationsüberdeckung keine Verbesserung der Lokalisierungsgenauigkeit erbringt. Im Folgenden wurde zum einen die *master event* Methode nach CONSOLE & DI GIOVAMBATTISTA (1987) mit dem Programm *RELOCLIN* und zum anderen ein *double difference* Algorithmus mit dem Programm *HypoDD* (WALDHAUSER 2001) und den beiden Lösungsmethoden *SVD* und *LSQR* angewendet. Die Methode der *SVD* löst das Gleichungssystem ohne Näherung und ist deshalb bei einer schlecht konditionierten Modellmatrix anfällig für numerische Instabilitäten. Die Methode der *LSQR* hingegen benutzt einen Dämpfungsfaktor, um die Lösung zu stabilisieren, maskiert somit allerdings Missverhältnisse in der Modellmatrix. Für die Relokalisierung wurden die Phaseneinsatzzeiten beider Kleinarrays benutzt, d. h. es standen für jedes Ereignis acht P- sowie zwei S-Einsatzzeiten zur Verfügung, wobei bei der Methode der *double differences* auch relative Laufzeitunterschiede mit einbezogen sind. Diese wurden mit einer Korrelation im Frequenzbereich unter Benutzung eines Korrelationsfensters der Länge 0.5 s, beginnend 50 ms vor

dem manuell bestimmten P- bzw. S-Einsatz, berechnet. Es wurden nur solche Ereignispaare berücksichtigt, bei denen der quadrierte Wert des Kohärenzspektrums im Frequenzbereich 5 bis 15 Hz für die P-Phase und 10 bis 20 Hz für die S-Phase ≥ 0.6 ist. Die Laufzeitdifferenzen aus Kreuzkorrelationsberechnungen wurden mit dem Mittelwert dieser quadrierten Werte des jeweiligen Kohärenzspektrums, die Absolutlaufzeiten je nach Signal-Störverhältnis individuell zwischen 0.3 und 1.0 gewichtet. Bei dem Programm *RELOCLIN* wurde die Unsicherheit der P-Einsätze mit ± 2.5 ms, die der S-Einsätze mit ± 5 ms gewichtet. Abbildung 6 zeigt das Ergebnis der verschiedenen Relativlokalisierungsmethoden.

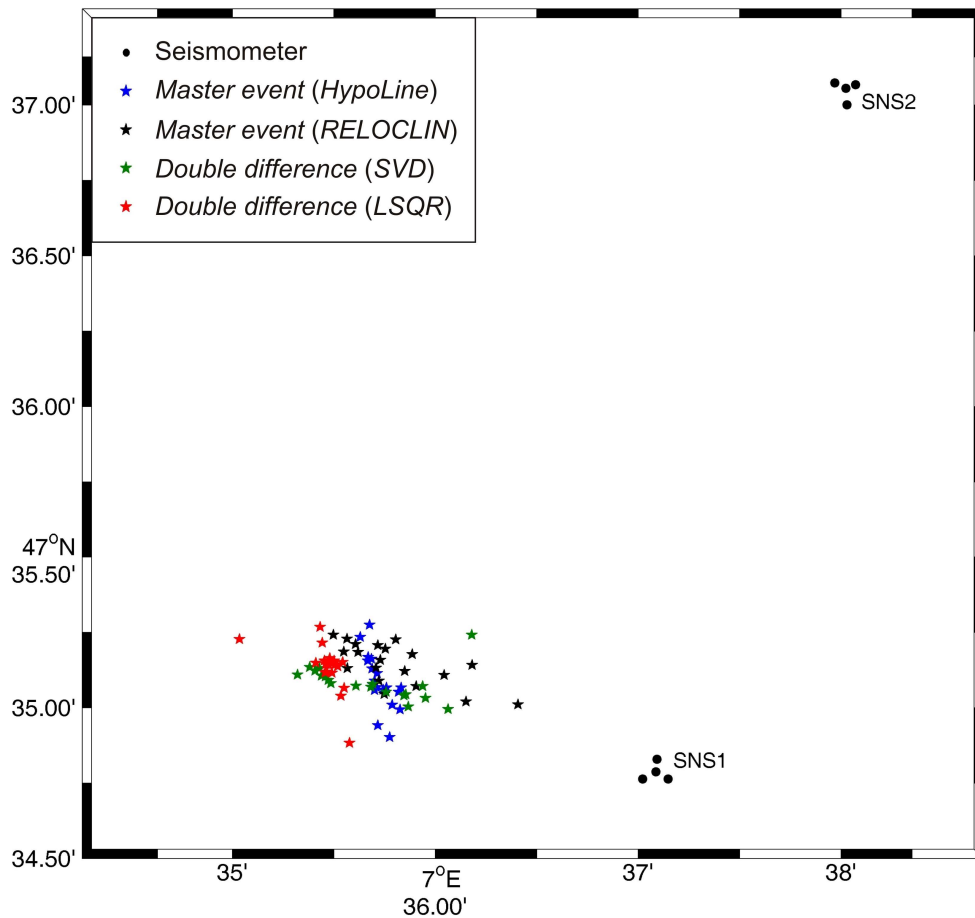


Abbildung 6: Verschiedene Methoden der Relativlokalisierung, berechnet mit den Stationen von SNS1 und SNS2.

Zu erkennen ist, dass, im Vergleich zu den Ergebnissen der *master event* Relokalisierung mit *HypoLine*, der *LSQR*-Algorithmus das beste Ergebnis liefert bzw. die Ereignisse die gleiche Streichrichtung andeuten, wohingegen die Ereignisse, die mit *RELOCLIN* und dem *SVD*-Algorithmus relokalisiert wurden, einen Verlauf in westnordwest-ost-südöstlicher Richtung aufweisen. Um die Glaubwürdigkeit dieser Lösungen zu überprüfen wurden zahlreiche Parameter-

konfigurationen getestet. Es zeigte sich, dass keine Inversionsmethode ein akzeptables, stabiles Resultat liefert. Kleinste Änderungen der Parameter, insbesondere der Wichtungparameter, wirkten sich auf die Lage der Epizentren aus. Dieser große Einfluss der Inversionsparameter auf das Lokalisierungsergebnis bei einer einseitigen Stationsüberdeckung beobachteten auch BRAUNMILLER et al. (1997) anhand der Lokalisierung des ablandig liegenden *Petrolia*-Erdbebens vom 19.05.1994.

Um den Lokalisierungsfehler abzuschätzen wurde bei der Methode SVD der kleinste quadratische Fehler $e^2 = R \cdot var$ berechnet, wobei R die Diagonalelemente der Kovarianzmatrix $R = UA^{-2}U^T$ und var die Varianz der gewichteten Residuen ist (WALDHAUSER & ELLSWORTH 2000). Abbildung 7 zeigt die berechnete Lokalisierungsunsicherheit in x- und y-Richtung, wobei aufgrund der Stationsverteilung der Fehler in x-Richtung größer ist, bis zu 3.6 km, als in y-Richtung, bis zu 1 km. Diese hohe Unsicherheit zeigt, dass das Resultat nicht aussagekräftig ist.

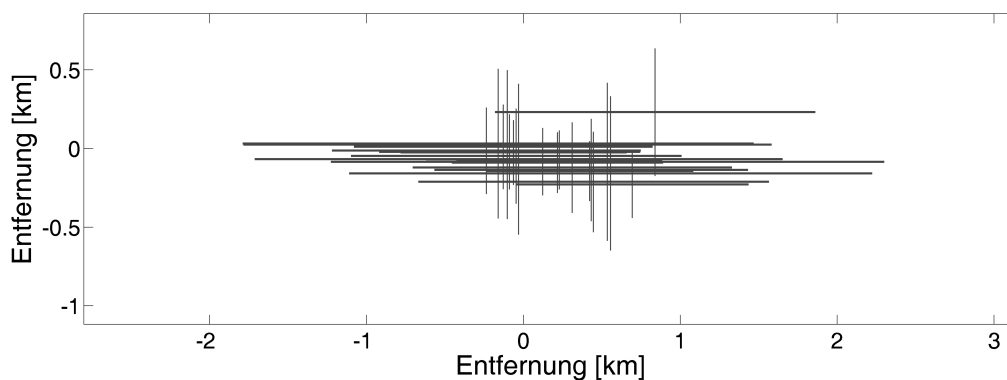


Abbildung 7: Relokalisierungsunsicherheit berechnet mit der Methode des kleinsten quadratischen Fehlers.

Ferner ist nicht zu erwarten, dass die Lösungen mittels SVD und LSQR so große Diskrepanzen aufweisen. Um zu überprüfen, ob beide Algorithmen ein lokales Minimum darstellen, wurde eine erneute Lokalisierung durchgeführt, jeweils mit den Ergebnissen der anderen Methode als Startlokationen, d. h. SVD mit LSQR-Lokationen und LSQR mit SVD-Lokationen. In beiden Fällen beginnt die Lokalisierung mit einem Minimum des anderen Algorithmus. Wenn nun beide Lösungen annähernd gleich bleiben, liegen zwei lokale Minima vor. Abbildung 8 zeigt jedoch, dass beide Lösungen, sowohl SVD mit LSQR-Lokationen, als auch LSQR mit SVD-Lokationen, in die Ausgangslage zurückkonvergieren. Dies beweist, dass die scheinbare Anordnung der Seismizität ein Artefakt der Lösungsmethode darstellt und zeigt, dass die unterschiedlichen Konvergenzen bei den Methoden SVD und LSQR eine fundamentale Instabilität aufgrund der mangelhaften Netzwerkgeometrie widerspiegeln.

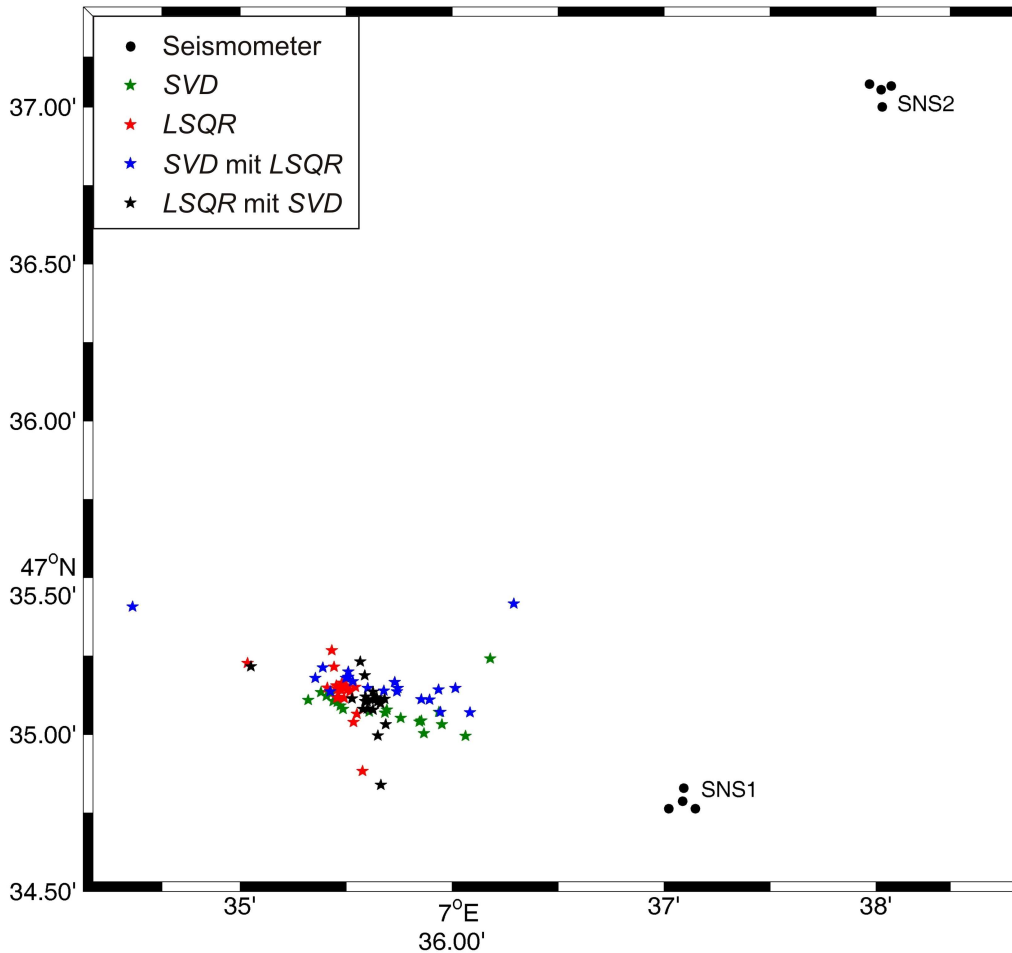


Abbildung 8: Stabilitätstests der Methoden SVD und LSQR.

4. Zusammenfassung

Diese Messkampagne hatte zum Ziel, die Lokalisierungsgenauigkeit von Erdbeben, die mit zwei Kleinarrays ermittelt wurden, zu überprüfen und zu verifizieren. Das dichte Netzwerk von Bohrlochseismometern lieferte hierzu gute Referenzinformationen, sowohl für einen Vergleich der Absolutlokalisierung als auch der Relativlokalisierung. Durch die obertägige Installation der Kleinarrays war mit dem Geschwindigkeitsmodell, das für die Lokalisierung der Referenzdaten verwendet wurde, keine sinnvolle Lokalisierung möglich, da die langsamen oberflächennahen Sedimentschichten eine geringere Geschwindigkeit erforderten. Es hat sich jedoch gezeigt, dass mit der Auswertesoftware *HypoLine* trotz eines unbekanntes Geschwindigkeitsmodells und unbekannter Herdtiefe durch Plausibilitätskriterien wie Schnittmenge von t_s-t_p Laufzeitdifferenzen, Richtstrahlen und Hyperbeln eine sehr hohe Lokalisierungsgenauigkeit erreicht werden kann. Zur Bestimmung eines adäquaten Geschwindigkeitsmodells war dabei insbesondere die Kombination der beiden Richtstrahlen mit den t_s-t_p Laufzeitdifferenzen von Nutzen.

Neben dem Vergleich der Absolutlokalisierung wurden verschiedene Relativlokalisierungsmethoden getestet und verglichen. Es zeigte sich, dass für eine schlechte azimutale Stationsüberdeckung sowie geringer Stationsanzahl die Programme *RELOCLIN* und *HypoDD* für die Relokalisierung nicht geeignet sind. Der Grund hierfür liegt in der nahezu singulären Modellmatrix sowie in der beschränkten Möglichkeit einer Konvergenzkontrolle. Zwar lässt sich mittels Kovarianzmatrix und Analyse des Lösungsverhaltens bei kleinen Parameteränderungen die Lokalisierungsunsicherheit abschätzen, aber bei einer schlecht konditionierten Matrix ist die Methode der *SVD* anfällig für Instabilitäten. Diese können selbst mit einem gedämpften System (*LSQR*) nicht behoben werden. Die Ergebnisse, die hingegen mit der *master event* Methode in *HypoLine* erzielt wurden, zeigen eine sehr gute Übereinstimmung mit der Epizentrenverteilung der Referenzinformationen. Ermöglicht wird dies unter anderem durch die stetige Kontrolle des Einflusses einzelner Parameter auf die Lösung. Ein Nachteil bei der *master event* Methode in *HypoLine* ist jedoch, dass die Relativlokalisierung nur in einer konstanten Tiefenlage durchgeführt werden kann und somit keine relativen Tiefeninformationen über das Einfallen der Bruchfläche gewonnen werden können.

Danksagung

Danken möchte ich Herrn William L. Ellsworth für die zahlreichen Hilfestellungen zu dem Programm *hypoDD* sowie Herrn Nicolas Deichmann und Herrn Dan Kahn für die Bereitstellung Ihrer Lokalisierungsergebnisse.

Literaturverzeichnis

Baer, M., Deichmann, N., Braunmiller, J., Clinton, J., Husen, S., Fäh, D., Giardini, D., Kästli, P., Kradošfer, U. & S. Wiemer (2007), Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2006, *Swiss. J. Geosci.*, 100, 517-528.

Braunmiller, J., Leitner, B., Nábělek, J. & A. M. Tréhu (1997), Location and source parameters of the 19 June 1994 ($M_W = 5.0$) Offshore Petrolia, California, Earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 87(1), 272-276.

Console, R. & R. Di Giovambattista (1987), Local earthquake relative location by digital records, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 47, 43-49.

Deichmann, N. & C. Bachmann (2007), Data acquisition, In: Evaluation of the induced seismicity in Basel 2006/2007 - locations, magnitudes, focal mechanisms, statistical forecasts and earthquake scenarios. Report of the Swiss Seismological Service to Geopower Basel AG, December 2007.

Deichmann, N., Ernst, J. & S. Wöhlbier (2007), Data analysis, In: Evaluation of the induced seismicity in Basel 2006/2007 - locations, magnitudes, focal mechanisms, statistical forecasts and earthquake scenarios. Report of the Swiss Seismological Service to Geopower Basel AG, December 2007.

Husen, S., Kissling, E., Deichmann, N., Wiemer, S., Giardini, D. & M. Baer (2003), Probabilistic earthquake location in complex three-dimensional velocity models: application to Switzerland, *J. Geophys. Res.*, 108(B2), 2077, doi:10.1029/2002JB001778.

Kahn, D. (2008), Hydro-Fractured Reservoirs: A Study using Double-Difference Location Techniques, Ph.D., Dissertation, Duke University.

Ross, S. L., Michael, A. J., Ellsworth, W. L., Julian, B., Klein, F., Oppenheimer, D., Richards-Dinger, K. & F. Waldhauser (2001), Effects of initial location error and station distribution on double-difference earthquake relocations: comparing the San Gregorio and Calaveras Faults, *Seismol. Res. Lett.*, 72(2), 291-292.

Waldhauser, F. (2001), *hypoDD* - A program to compute double-difference hypocenter locations, *Geol. Surv. Open-File Rep. (U.S.)*, 01-113.

Waldhauser, F. & W. L. Ellsworth (2000), A Double-Difference earthquake location algorithm: method and application to the Northern Hayward Fault, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90(6), 1353-1368.

Anhang A5

Häge, M. & M. Joswig (2008), Microseismic study using small arrays in the swarm area of Nový Kostel: increased detectability during an inter-swarm period, *Studia geoph. et geod.*, 52(4), 651-659.

I would like to acknowledge the Geophysical Institute of the Academy of Sciences of the Czech Republic and Springer for the permission to use the printed version in this thesis.

MICROSEISMIC STUDY USING SMALL ARRAYS IN THE SWARM AREA OF NOVÝ KOSTEL: INCREASED DETECTABILITY DURING AN INTER-SWARM PERIOD

M. HÄGE AND M. JOSWIG

Institute of Geophysics, University of Stuttgart, Azenbergstrasse 16, 70174 Stuttgart, Germany
(haege@geophys.uni-stuttgart.de, joswig@geophys.uni-stuttgart.de)

1. INTRODUCTION

The West Bohemia/Vogtland region is one of the seismically most interesting areas in Europe because of its swarm-like occurrence. First observations are reported from the beginning of the 13th century, however, with no clear relation to the focal area. The first doubtless evidence of a strong earthquake swarm dates back to the year 1552 (*Grünthal, 1989*). Since then many swarms have occurred. The first permanent seismic stations in Bohemia were installed in 1908 (*Horálek et al., 2000a*) and in the Vogtland region in 1954 (*Neunhöfer, 1976*). In the following decades the network density has increased continuously, especially during the strong swarm in 1985/86 and in addition with the installation of two networks: The Kraslice network in 1991 and the local West Bohemian network WEBNET in 1992. On the basis of this huge amount of data there are many publications dealing with the geophysical and geological phenomena of this swarm area, for example with the geologic/tectonic evolution (e.g. *Malkovský, 1987; Matte et al., 1990*) and the comprehensive investigation of specific swarms (e.g. *Horálek et al., 2000b; Horálek et al., 2002; Fischer, 2003*). In spite of many detailed studies there are still open questions. One of them is the weak seismicity between swarms (also called background activity, *Fischer and Horálek, 2003*). WEBNET already reaches a low detection threshold. *Hainzl and Fischer (2002)* investigated the 2000 earthquake swarm and determined the magnitude of completeness to $M_L > 0.2$. The detection threshold might be even lower for inter-swarm periods due to manual processing. However, the following question remains: Is there seismicity below this threshold?

The concept of Nanoseismic Monitoring (*Joswig, 2008*) was applied to investigate the microseismicity to address this issue. Nanoseismic Monitoring is suited to detect and locate weak events down to magnitudes $M_L = -3.0$. It is successfully applied for on-site inspections of the Comprehensive Nuclear Test Ban Treaty Organization and for characterization of sinkholes (*Wust-Bloch and Joswig, 2006*). We performed the seismic monitoring in the seismically most active area near the town Nový Kostel. About 90% of the total seismic energy has been released in this area during the last sixteen years (*Fischer and Horálek, 2003*). The main tectonic feature within this area is the Mariánské Lázně Fault (MLF). The MLF which strikes N153° separates the Bohemium with the Block of the Böhmerwald and is intersected by N-S to NNE-SSW striking fault elements (*Grünthal et al., 1990*). The evolution of the MLF was before Stephanian times (*Pitra et al., 1999*) at about 360 Ma (*Zulauf et al., 2002*). *Bankwitz et al. (2003)* demonstrated with relocated earthquakes that the N-S trending Počátky-Plesná Zone (PPZ) is the active

earthquake zone since late Pleistocene time. They showed that the MLF is seismically non-active. The PPZ is intersected by the MLF oblique under an acute angle.

2. EVENT PROCESSING DOWN TO AMBIENT NOISE LEVEL

Nanoseismic Monitoring (*Joswig, 2008*) must be seen in a line of several approaches to extend the capabilities of seismic event location down to the level of ambient noise. Reference for these improvements is the classical concept of microseismic networks (e.g. *Lee and Stewart, 1981*) and realized in West Bohemia/Vogtland by WEBNET: Seismicity is recorded by individual stations, reliable phase picking demands clear onsets and location utilizes the iterative Geiger approach. The quality control of location results is based on residual analysis of onset times. Given the superior site conditions of WEBNET with little interference of short-term noise bursts, one may reach a detection threshold of about $M_L = 0.0$ (*Fischer, personal communication, 2008*) for the Nový Kostel focal zone in a typical slant distance of 10 km. Individual events could be characterized by moment tensor analysis to unveil the details of their source processes. A comprehensive summary for all properties of microseismic networks is given in Table 1.

The complete opposite of microseismic network properties is an approach recently adapted from exploration seismics, and named Passive Seismic (e.g. *Artman, 2006; Kochnev et al., 2007*): The source region is covered by a large number of sensors, seismograms are stacked automatically in a grid-search approach and potential events are identified by accumulation of radiated energy. No individual phase onset can be identified, no single events can be separated out of a sequence of activity, nor can seismicity be distinguished from collocated noise sources. This loss of information is balanced by the ability to detect seismic activity well below the ambient noise level. Dependent on the number of stacked channels, signal-to-noise ratios of more than -15 dB can be handled, i.e. five times smaller seismic amplitudes than noise vibrations can be observed. Passive Seismic has been applied for the monitoring of hydrofracture campaigns by surface stations but will principally operate in any seismic monitoring environment.

Table 1. Properties of different seismic event location methods.

	Microseismic Networks	Nanoseismic Monitoring	Passive Seismic
Signal-to-Noise Ratio	> +15 dB	> 0 dB	> -15 dB
Phases	clear	questionable	not visible
Number of Stations (Typical)	30 single 3c	3 SNS arrays	100+ array traces
Processing	pick → batch	live update	automated stack
Noise Forensics	optional	essential	none
Solution Info	hypo, t_0 , M_L , M	hypo, t_0 , M_L	statistics
Quality Control	residuals	plausibility	none
Master Event Enhancement	possible	possible	not applicable

Between these two extremes, Nanoseismic Monitoring offers a kind of third way to improve the sensitivity of seismic monitoring down to background noise but to maintain the aspect of single event identification. The improvement is based on the increase in instrumental efforts by upgrading selected microseismic network sites to small arrays. Any small array is comprised of a centre, 3-c instrument, and a minimum of three satellites, 1-c seismometers in about 100 m distance. This layout is referred to as Seismic Navigating System (SNS) due to its ability to locate events based on just one t_S - t_P circle plus one array beam, i.e., the information available at any single SNS. Besides instrumental improvements, an even greater rate of success is related to an innovative concept for seismogram processing and event location, realized by the HypoLine software (Joswig, 2008): Any phase picking immediately results in displaying the related location constraints in an associated map on the same computer screen, e.g., a circle for any t_S - t_P at one site, a hyperbola for any t_P - t_P permutation from different stations, or an array beam for related SNS phases. This information is updated in real time even during 'sliding' of phases, i.e., one can test on potential phase onsets with little efforts. The quality of location is judged in map space by maximum concentration of constrain information (circles, hyperbolae, beams, or "hypolines"), instead of rating time residuals. In HypoLine, single outlier phases are identified by their contribution to unreasonable hypolines but do not bias any least-squares solution. The easy, visual access of all aspects of location constraints supports a scheme of event processing where the analyst tests options, rates plausibility, and identifies forensic noise bursts. Since there are many weak signals of unknown source, especially when searching for small magnitude events, it is important to deal with forensic seismology (e.g. Thirlaway, 1973; Douglas, 2007). Combined with the power of array processing, one can routinely locate events by seismograms at 0 dB signal-to-noise ratio, i.e., down to background noise. Still one preserves all aspects of classical seismic bulletins, with individual reports of hypocenter, origin time and magnitude. The one price to pay, however, is the loss of any further, source-related information.

3. DATA ACQUISITION

For our comparison study, seismic monitoring was conducted for six days with three small arrays using a sampling rate of 400 Hz. Fig. 1 shows the station distribution of SNS1, SNS2, SNS3 and a part of the local network WEBNET. There was no increase in the station density with the small arrays compared to the WEBNET stations. The mean distance between the small arrays was about 7 km. The advantage of using small aperture arrays is that there is no need of a station infrastructure, like power supply, communication lines, or shelter. This in turn means that it is possible to make measurements at sites with lowest ambient ground noise level remote from any civilization. Of course, this improves a low detection threshold.

The small arrays SNS2 and SNS3 remained stationary during the six day measurement period while SNS1 was first installed at site SNS1a. Initial in-field event locations showed a high location error due to the poor azimuthal station coverage. Furthermore, the noise spectra had shown that background noise conditions at site SNS1a were unfavourable (Fig. 2). Thus SNS1a was relocated to SNS1b after two days. The noise spectra in Fig. 2

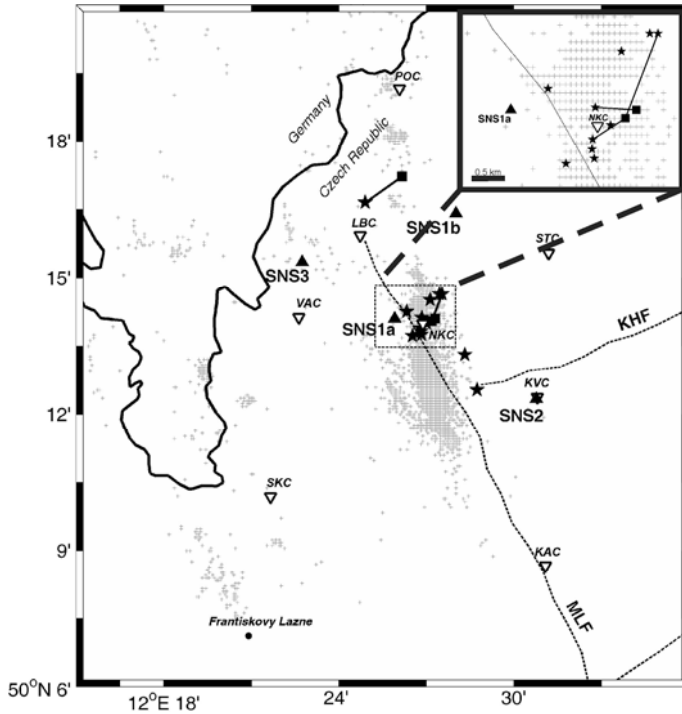


Fig. 1. Station distribution of small arrays (full triangles pointing up), a part of WEBNET (open triangles pointing down) and the seismicity in light grey crosses from 1994–2007. Stars represent our located events of which four are connected with the events detected by WEBNET marked in squares. The line drawn through represents the border between Germany and Czech Republic and dashed lines tectonic main faults (MLF = Mariánské Lázně Fault, KHF = Krušné Hory Fault) (Babuška et al., 2007).

display the median acceleration power in the frequency range 1 to 100 Hz for all central stations (vertical components). Beside the reduction of background noise of SNS1b versus SNS1a of up to 10 dB, it shows SNS3 as the site of lowest ambient ground noise level. The four distinct peaks at 5.6 Hz, 7 Hz, 16.6 Hz and 24.8 Hz reflect natural sources while the peak at 70 Hz is an artefact of the rotating hard disk in the data logger.

4. MEASUREMENT RESULTS IN COMPARISON TO WEBNET

During the measurement period of six days, 13 microearthquakes in the magnitude range $-1.5 \leq M_L \leq -0.1$ were detected and located. By good reasons these low magnitude events ($M_L < 0$) could also be named as “nanoearthquakes” (Butler, 2003). 4 of the 13 events were also detected by WEBNET, ranging down to $M_L = -0.4$. We calculated the same magnitudes for 3 events, for one event the magnitude difference is 0.2.

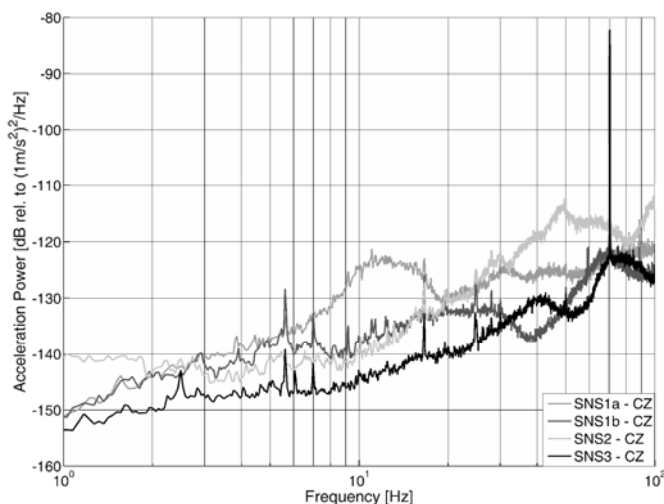


Fig. 2. Noise spectra of the four measurement sites (vertical components of the central stations, SNSx - CZ).

In some seismograms a distinct phase before the S onset may be found on the vertical components. *Horálek et al. (2000a)* observed different phases and conversions in the WEBNET seismograms whereby the onsets depend on the position of the stations. *Málek and Horálek (2009)* interpret this spike as a SP converted wave caused by a sloping velocity interface at the depth of several kilometres.

The measurement took place in a seismically quiet, inter-swarm period. Some events have very low signal-to-noise ratios and could only be detected by the use of array and sonogram analysis. Sonograms display the nonlinearly scaled, temporary signal energy in f - t plane (*Joswig, 1990, 1995*). Due to the small amount of data, event detection was performed by manual screening and visual coincidence criterions. In comparison to sonogram detection, WEBNET operates in trigger mode using the STA/LTA detector (*Horálek et al., 2000a*). Fig. 3 illustrates the advantage of event detection by using sonograms with an event of $M_L = -1.1$ in 11 km hypocentral distance, recorded at SNS1b. All six traces of the small array are displayed, sonograms on the top, the corresponding seismograms below. The upper four traces are the vertical components followed by the horizontal components of the 3c-instrument. A clear P and S onset can be observed in the sonograms, whereas it is difficult to observe the phase onsets in the seismograms, especially the P onset at SNS1b-CZ (note the optimized filter setting). It is almost impossible to detect this event with a standard STA/LTA detector, unless numerous false alarms are accepted. Hence, our increased detection rate, in comparison to WEBNET, is most likely based on the applied detector and not a consequence of superior noise conditions. Quite the contrary, the noise conditions should be better for the WEBNET stations due to the installation in shafts and shelters versus our surface deployment. The result confirms seismicity below the detection threshold of WEBNET according to the bulletin and the increased detection capability of Nanoseismic Monitoring.

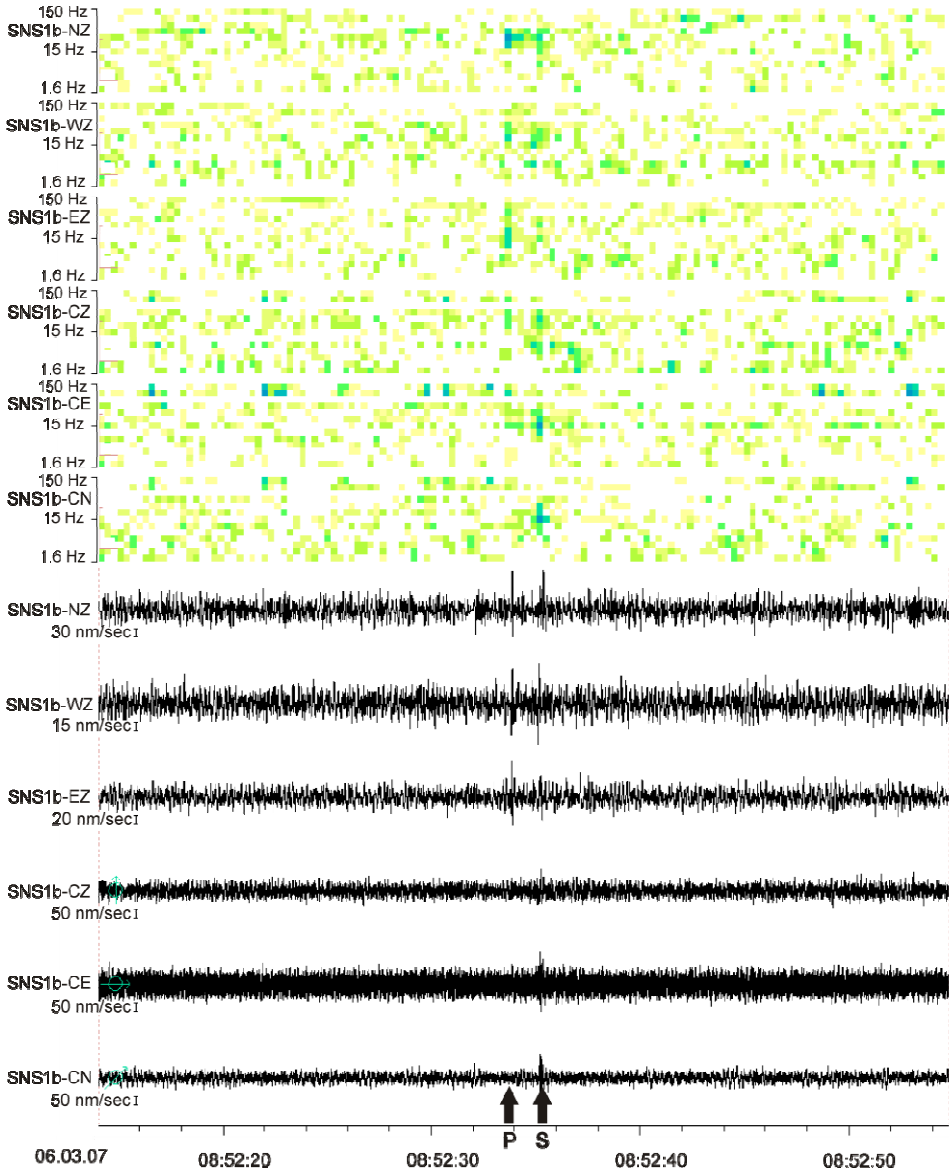


Fig. 3. Sonograms and the corresponding seismograms, filtered between 3 and 30 Hz, of small array SNS1b. The P and S onsets of an event with $M_L = -1.1$ in 11 km hypocentral distance are indicated with arrows. Notice the optimized filter setting in contrast to a standard filter with a lower low-pass filter.

5. SEISMICITY DISTRIBUTION

Event location was carried out with the standard velocity model for West Bohemia (Málek *et al.*, 2005), which is also used by WEBNET. Fig. 4 shows the principle procedure of event location. The hypocenter is constrained by three different kinds of information: t_S - t_P spheres, hyperboloids and azimuth determination from array beams. Beams and spheres can be calculated per array; all SNS form a network geometry for computing hyperboloids. The depth assumption can be well controlled by the t_S - t_P travel times. The depth of our recorded events varies between 7.8 to 12 km. This is in agreement with the depth determination of 8 to 11 km for most of the events in this region detected by WEBNET (Horálek *et al.*, 2000a). The map in Fig. 4 presents the intersection of spheres, hyperboloids and beams in a depth of 9.3 km, the solution with the smallest residual.

Fig. 1 displays the event distribution and the four events recorded in parallel with WEBNET. The black lines link the related location results. The mean location difference between both approaches is 0.8 km in horizontal, and 0.5 km in vertical direction. This difference is remarkably small, considering our sparse station distribution and the location uncertainty of both networks. All events are concentrated in the known seismic active regions, whereas most of them occurred within the focal area of Nový Kostel indicating that this zone has a significant seismic activity, also during an inter-swarm period.

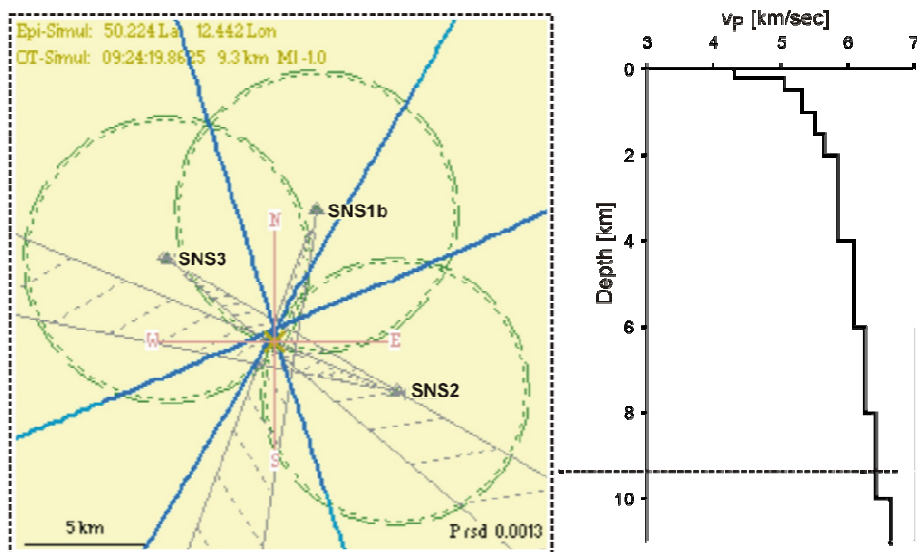


Fig. 4. Graphical hypocenter determination. The map on the left shows an enlarged screenshot of a subframe of HypoLine with the intersection of spheres, hyperboloids and beams in a depth of 9.3 km. The information is updated in real time when changing parameters.

6. CONCLUSION

This paper presents the results of a short-term microseismic study in the West Bohemia/Vogtland region. Data acquisition was carried out with three small arrays. The portability and flexibility of the system was an important factor to achieve the best possible monitoring results. A rearrangement of one small array could be performed within few hours to optimize the station distribution. Without compromising for station infrastructure we could choose sites with lowest ambient ground noise level. In the recording period of six days 13 microearthquakes in the magnitude range $-1.5 \leq M_L \leq -0.1$ were detected and located, three times more than by the local network WEBNET. Event detection was supported by sonograms. The results of this study show that Nanoseismic Monitoring is a sophisticated concept to increase detectability and an effective tool for mapping seismically active zones by short-term field campaigns. It might support the understanding of stress accumulation and release, especially prior to earthquake swarms, in future.

Acknowledgements: The authors are grateful to the Institute of Geophysics AS CR in Prague, especially to J. Horálek and T. Fischer, for the support during field work and for allocating the data.

References

- Artman B., 2006. Imaging passive seismic data. *Geophysics*, **71**, 177–187.
- Babuška V., Plomerová J. and Fischer T., 2007. Intraplate seismicity in the western Bohemian Massif (central Europe): a possible correlation with a paleoplate junction. *J. Geodyn.*, **44**, 149–159, doi: 10.1016/j.jog.2007.02.004.
- Bankwitz P., Schneider G., Kämpf H. and Bankwitz E., 2003. Structural characteristics of epicentral areas in Central Europe: study case Cheb Basin (Czech Republic). *J. Geodyn.*, **35**, 5–32.
- Butler R., 2003. The Hawaii-2 observatory: observation of nanoearthquakes. *Seismol. Res. Lett.*, **74**, 290–297.
- Douglas A., 2007. Forensic seismology revisited. *Surv. Geophys.*, **28**, 1–31.
- Fischer T., 2003. The August-December 2000 earthquake swarm in NW Bohemia: the first results based on automatic processing of seismograms. *J. Geodyn.*, **35**, 59–81.
- Fischer T. and Horálek J., 2003. Space-time distribution of earthquake swarms in the principal focal zone of the NW Bohemia/Vogtland seismoactive region: period 1985-2001. *J. Geodyn.*, **35**, 125–144.
- Grünthal G., 1989. About the history of earthquakes activity in the focal region Vogtland/Western Bohemia. In: Bormann P. (Ed.), *Monitoring and Analysis of the Earthquake Swarm 1985/86 in the Region Vogtland/Western Bohemia*. Akad. der Wissensch. der DDR, Potsdam, Germany, 30–34.
- Grünthal G., Schenk V., Zeman A. and Schenková Z., 1990. Seismotectonic model for the earthquake swarm of 1985-1986 in the Vogtland/West Bohemia focal area. *Tectonophysics*, **174**, 369–383.

- Hainzl S. and Fischer T., 2002. Indications for a successively triggered rupture growth underlying the 2000 earthquake swarm in Vogtland/NW Bohemia. *J. Geophys. Res.*, **107**(B12), Art.No. 2338, doi: 10.1029/2002JB001865.
- Horálek J., Fischer T., Boušková A. and Jedlička P., 2000a. The Western Bohemia/Vogtland region in the light of the WEBNET network. *Stud. Geophys. Geod.*, **44**, 107–125.
- Horálek J., Šílený J., Fischer T., Slancová A. and Boušková A., 2000b. Scenario of the January 1997 West Bohemia earthquake swarm. *Stud. Geophys. Geod.*, **44**, 491–521.
- Horálek J., Šílený J. and Fischer T., 2002. Moment tensors of the January 1997 earthquake swarm in NW Bohemia (Czech Republic): double-couple vs. non-double-couple events. *Tectonophysics*, **356**, 65–85.
- Joswig M., 1990. Pattern recognition for earthquake detection. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **80**, 170–186.
- Joswig M., 1995. Automated classification of local earthquake data in the BUG small array. *Geophys. J. Int.*, **120**, 262–286.
- Joswig M., 2008. Nanoseismic monitoring fills the gap between microseismic networks and passive seismic. *First Break*, **26**, 121–128.
- Kochnev V.A., Goz I.V., Polyakov V.S., Murtayev I.S., Savin V.G., Zommer B.K. and Bryksin I.V., 2007. Imaging hydraulic fracture zones from surface passive microseismic data. *First Break*, **25**, 77–80.
- Lee W.H.K. and Stewart S.W., 1981. *Principles and Applications of Microearthquake Networks. Advances in Geophysics, Suppl. 2.* Academic Press, London.
- Málek J., Horálek J. and Janský J., 2005. One-dimensional qP-wave velocity model of the upper crust for the West Bohemia/Vogtland earthquake swarm region. *Stud. Geophys. Geod.*, **49**, 501–524.
- Málek J. and Horálek J., 2009. Converted and reflected waves of from the West bohemian local earthquakes. *Stud. Geophys. Geod.*, **53** (in press).
- Malkovský M., 1987. The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution. *Tectonophysics*, **137**, 31–42.
- Matte Ph., Maluski H., Rajlich P. and Franke W., 1990. Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan shearing. *Tectonophysics*, **177**, 151–170.
- Neunhöfer H., 1976. Ergebnisse der instrumentellen Aufzeichnung von Mikroerdbeben im Vogtland nach 1962. *Z. Geol. Wiss.*, **4**, 1617–1629 (in German).
- Pitra P., Burg J.-P. and Guiraud M., 1999. Late Variscan strike-slip tectonics between the Teplá-Barrandian and Moldanubian terranes (Czech Bohemian Massif): petrostructural evidences. *J. Geol. Soc. London*, **156**, 1003–1020.
- Thirlaway H.I.S., 1973. Forensic Seismology. *Q. J. Roy. Astro. Soc.*, **14**, 297–310.
- Wust-Bloch G.H. and Joswig M., 2006. Pre-collapse identification of sinkholes in unconsolidated media at Dead Sea area by ‘nanoseismic monitoring’ (graphical jackknife location of weak sources by few, low-SNR records). *Geophys. J. Int.*, **167**, 1220–1232, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03083.x.
- Zulauf G., Bues C., Dörr W. and Vejnar Z., 2002. 10km Minimum throw along the West Bohemian shear zone: Evidence for dramatic crustal thickening and high topography in the Bohemian Massif (European Variscides). *Int. J. Earth Sci.*, **91**, 850–864.

Anhang A6

Häge, M. & M. Joswig (2009), Spatiotemporal characterisation of interwarm period seismicity in the focal area of Nový Kostel (West Bohemia/Vogtland) by a short-term microseismic study, *Geophys. J. Int.*, 179, 1071-1079.

I would like to acknowledge the Royal Astronomical Society and Blackwell Publishing for the permission to use the printed version in this thesis.

Spatiotemporal characterization of interswarm period seismicity in the focal area Nový Kostel (West Bohemia/Vogtland) by a short-term microseismic study

Martin Häge and Manfred Joswig

Institute of Geophysics, University of Stuttgart, Stuttgart, Germany. E-mail: haege@geophys.uni-stuttgart.de

Accepted 2009 July 5. Received 2009 July 4; in original form 2008 July 23

SUMMARY

The West Bohemia/Vogtland region is one of the seismically most interesting areas in Europe because of its swarm-like occurrence of seismicity. The installation of the local West Bohemian seismological network (WEBNET) has made the recording of small magnitude seismicity (detection threshold $M_L \approx -0.5$) possible. We investigated if microseismicity exists below the detection threshold of WEBNET. A microseismic field campaign was carried out in the focal area Nový Kostel. The measurement was performed with three small arrays lasting for 6 d in a seismically quiet, interswarm period. We were able to detect and locate 13 microearthquakes in the magnitude range $-1.5 \leq M_L \leq -0.1$ and achieved a detection threshold about one magnitude lower than the local network. A relative location suggests that the recorded seismicity is rather related to a specific fault segment than randomly distributed. The determined fault zone is aligned NW–SW and confirms the viability of mapping active faults with short-term measurements. The results demonstrate that a linear extrapolation of the b -value, determined by the network bulletin, down to $M_L = -0.5$ fits well with the amount of our recorded events.

Key words: Seismicity and tectonics; Statistical seismology; Neotectonics.

1 INTRODUCTION

The border area between the southern tip of Saxony and the northern part of the Cheb district in western Czech Republic, the West Bohemia/Vogtland region, is one of the seismically most interesting areas in Europe. This area belongs to the Regensburg–Leipzig–Rostock Zone which is a prominent N–S structure between the French Massif Central and the northern part of the Bohemian Massif (Bankwitz *et al.* 2003a). Seismicity within this area is characterized by the repeated occurrence of earthquake swarms. Beside the anomalous seismic activity between 1897 and 1908 the recurrence interval for strong earthquake swarms is about 74 ± 10 yr (Grünthal 1989). Many less intensive swarms ($M_L < 3$), so called microswarms, occurred in between. Typical features of this swarm area are events with magnitudes predominantly smaller than 3.5 and the lack of dominant earthquakes (Horálek *et al.* 2000a). Hypocentre depth varies between 3 and 23 km depending on the individual focal zones (Horálek *et al.* 2000b).

The causes of earthquake swarms are commonly associated with seafloor spreading and volcanism (Hill 1977). The last volcanic phase in West Bohemia occurred about 0.3–0.5 Ma (Geissler *et al.* 2005). Post-neovolcanic phenomena of the area are CO₂-rich exhalations, mineral springs and gas vents caused by an active magma reservoir below the western Eger Rift (Weinlich *et al.* 1998; Bräuer *et al.* 2003).

Strong swarms in the past caused geophysical and geological investigations in this area in early times. The result is a present-day good instrumentation of the focal area decreasing the magnitude threshold for earthquake detection from $M_L = 2.5$ at the beginning of registration to negative magnitudes nowadays (Neunhöfer & Hemmann 2005). This offered the possibility for intense studies of individual swarms. Beside swarms and microswarms there is background seismicity, a characteristic type of earthquake activity with solitary events of variable magnitudes that are clustered neither in space nor in time (Fischer & Horálek 2003). It is not possible to distinguish between background activity and microswarms with a general magnitude-based criterion for events up to $M_L \approx 2$. It seems that the frequency of microswarms may be an indicator of stress disturbance due to fluid activity (Fischer & Horálek 2003). Hence, knowledge about the small magnitude background seismicity is of importance. However, the existence of microseismicity could only be studied down to the detection threshold of the local network.

We used the new concept of nanoseismic monitoring (Joswig 2008) to investigate two topics. Is there microseismic activity below the detection threshold of the local network and, is it feasible to map the active fault zone with a sparse station distribution and a short-term measurement? Nanoseismic monitoring was successfully applied to identify near-surface cavities that resulted in sinkholes along the western Dead Sea shores (Wust-Bloch & Joswig

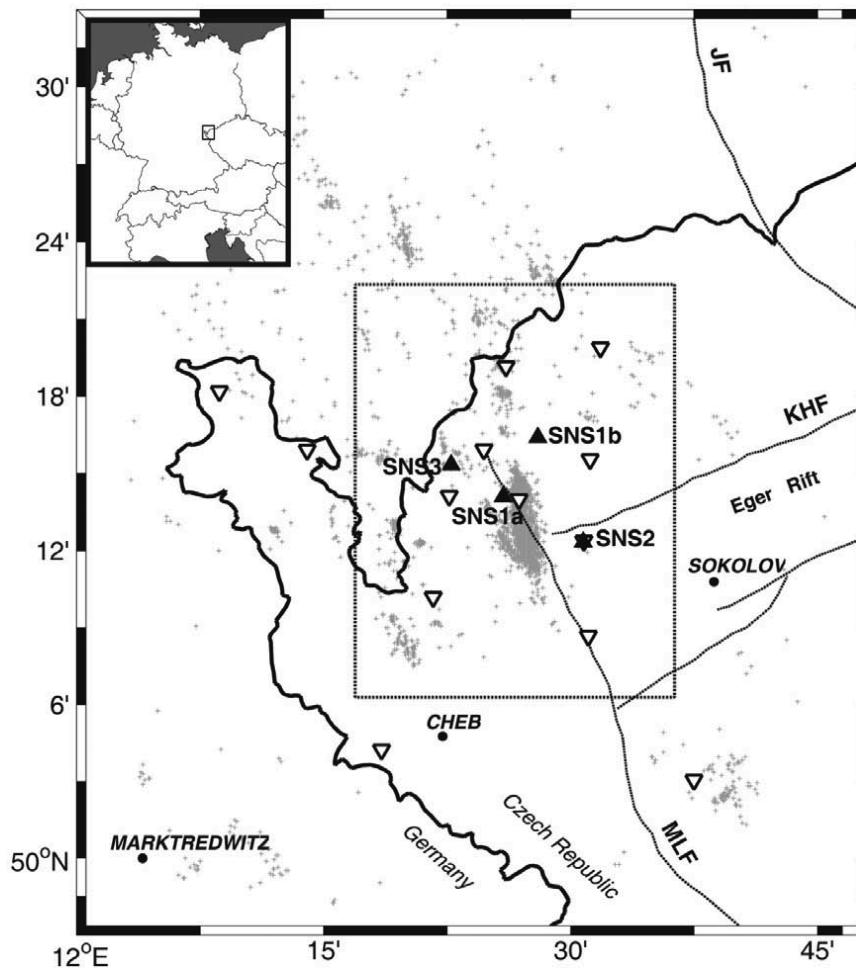


Figure 1. Station distribution of small arrays (SNSx) indicated by full triangles pointing up, a part of the stations of WEBNET indicated by open triangles pointing down and the seismicity in grey crosses from 1994 to 2007 (data was taken from WEBNET catalogue). Dashed rectangle marks the area for the frequency–magnitude analysis. Dashed lines show some of the major fault zones: MLF, Mariánské Lázně Fault; KHF, Krušné Hory Fault; JF, Jáchymov Fault.

2006). With this concept, it is possible to detect and locate seismicity down to $M_L = -3$ at 500 m distance by surface stations, depending on the ambient ground noise level. Properties of the concept ‘nanoseismic monitoring’ as well as the comparison with two standard approaches ‘microseismic networks’ and ‘passive seismic’ are given in Joswig (2008). This study presents the results of the microseismic survey, which was performed in an interswarm period.

2 TECTONIC SETTING AND MEASUREMENT SITES

The swarm area is situated in the contact zone of three principal tectonic units: Moldanubicum, Saxothuringicum and Teplá-Barrandicum. The NNW–SSE directed Mariánské Lázně Fault (MLF) and the ENE–WSW trending Eger rift, two major neotectonic structures, intersect the region (Fig. 1; Babška & Plomerová 2003; Bankwitz *et al.* 2003a). The MLF is approximately oriented in the direction of maximum compression (NW–SE) (Havíř 2000; Wirth *et al.* 2000). It is characterized by extension and normal faulting and can be traced over 100 km with a 50–100 m high escarpment (Bankwitz *et al.* 2003a, 2003b). In the past, it was supposed that the epicentral area surrounding Nový Kostel was related to the tectonic activity of the MLF. However, Bankwitz *et al.* (2003a) found the

new Počátky–Plesná Zone (PPZ) which is intersected by the MLF under an acute angle. The sinistral, segmented PPZ strikes N–S, partly 170° , and crosses the MLF near Nový Kostel. Bankwitz *et al.* (2003a) demonstrated with relocated events along the PPZ that the MLF is seismically non-active. Active fault zones in this region play an important role in terms of fluid transport which can be observed with numerous mineral springs and gas vents situated at the crossing of these faults.

Most of the recorded seismicity after the swarm 1985/1986 occurred within seven focal zones differing in size, depth of hypocentres, geometry and temporal activity (Horálek *et al.* 2000a). About 90 per cent of the seismic energy that was released in the last years is concentrated in a focal zone around Nový Kostel (Fischer & Horálek 2003). The seismicity in this focal zone is aligned almost in N–S direction, about 12 km long and 1 km wide at depths between 8 and 11 km.

The area close to this focal zone was chosen for studying microseismicity. Monitoring was performed with three small arrays. One small array, referred to as Seismic Navigating System (SNS), consists of a central three component and three one component seismometers that are arranged as an equilateral triangle around the central station. The aperture of a SNS is about 200 m. Only one component satellite stations are utilized to keep the equipment as sparse as possible. However, one three component seismometer

Table 1. Parameters of hypocentres (no events were detected on March 7).

Number	Date	Origin (UTC)	Longitude	Latitude	Depth (km)	Magnitude (M_L)
1	2007.03.02	20:16:05	12.4721	50.2218	10.0	-1.1
2	2007.03.03	2:32:56	12.4790	50.2090	12.0	-0.6
3	2007.03.03	19:26:49	12.4151	50.2775	11.0	-0.1
4	2007.03.04	7:27:44	12.4590	50.2440	9.3	-0.3
5	2007.03.04	9:04:38	12.4578	50.2585	9.6	-1.5
6	2007.03.04	18:47:25	12.4470	50.2315	8.7	-0.5
7	2007.03.04	18:50:14	12.4503	50.2332	9.6	-1.4
8	2007.03.04	23:53:32	12.4469	50.2303	9.3	-0.7
9	2007.03.05	9:24:20	12.4421	50.2286	9.3	-1.0
10	2007.03.05	17:46:01	12.4473	50.2292	9.6	-1.0
11	2007.03.06	8:52:32	12.4388	50.2375	10.0	-1.1
12	2007.03.06	11:39:03	12.4575	50.2440	9.3	-0.9
13	2007.03.06	16:44:53	12.4475	50.2353	7.8	-0.4

is necessary for determination of magnitude and t_S-t_P time difference. We used equipment from Lennartz electronic GmbH for data acquisition: LE-1DV for satellite stations, LE-3Dlite for the central station (both 1 Hz eigenfrequency and 80 Hz upper frequency limit) and M24 data logger with a sampling rate of 400 Hz (6-channel 24-bit digitizer). Data was recorded continuously. Fig. 1 shows the station distribution of small arrays, stations of the local network and some main fault zones (Babuška *et al.* 2007). The local West Bohemian seismological network (WEBNET) was established by the Geophysical Institute and the Institute of Rock Structure and Mechanics of the Academy of Sciences of the Czech Republic and has been operated since 1992 (Horálek *et al.* 2000b). Data used for this study was taken from their website: <http://www.ig.cas.cz/en/structure/observatories/west-bohemia-seismic-network-webnet>. WEBNET consists of 13-digital seismic stations at present using a sampling frequency of 250 Hz which are divided into two subnetworks A and B. The stations of network A are installed in the epicentral zones to determine the depth of hypocentres, stations of network B serve for good azimuthal station coverage. In contrast to nanoseismic monitoring, data is recorded in trigger mode.

The positions of small arrays SNS2 and SNS3 were constant for the whole duration of the measuring campaign. SNS1 was installed first at site SNS1a and then moved to SNS1b after 2 d of registration. The rearrangement of SNS1a was necessary because of unfavourable local ambient ground noise conditions and for an optimized station coverage to increase the location accuracy. SNS1a was installed 1.2 km west-northwest of station NKC (Nový Kostel) and SNS2 next to station KVC (Květná) (Fig. 1). SNS3 was the site with the lowest ambient ground noise level which resulted in the highest detectability rate.

3 RESULTS OF MEASUREMENT

Microseismicity was recorded from 2007 March 2 to 8. In this period 13 microearthquakes were detected and located. Table 1 summarizes the location results of the absolute location. The events occurred within a small area near the station NKC (see Section 4) in a depth between 7.8 and 12 km. Magnitudes range from $-1.5 \leq M_L \leq -0.1$ and were calculated with a standard Wood-Anderson simulation. Maximum amplitude determination was done manually. A detailed description of the magnitude estimation, especially the applied distance correction curve for $M_L < 10$ km is discussed in Wust-Bloch & Joswig (2006). In the same period, WEBNET recorded the four largest events down to magnitude $M_L = -0.5$ (no. 3, 4, 6 and

13 in Table 1). SNS and WEBNET determined same magnitudes for events no. 3, 4 and 13, for event no. 6 WEBNET states $M_L = -0.3$. Both systems apply a different kind of event detection. WEBNET uses the STA/LTA trigger algorithm (Horálek *et al.* 2000b). In contrast, nanoseismic monitoring utilizes sonogram detection for waveform analysis. Sonograms are auto-adaptive, broadband filter discriminators that are optimized by prewhitening and noise muting to assist the display of temporal signal energy (Joswig 1990, 1995). These optimization techniques, that is, noise adaptation, muting and prewhitening, differentiate sonograms from standard power spectral densities and result in an increased contrast between noise and signal. The human reception is more sensitive for a change in the lower frequency content, for example, from 1 to 2 Hz, than for a change in the higher frequency content, for example from 11 to 12 Hz. As a consequence, the frequency axis is logarithmic. Sonograms demonstrate that it is easier to identify and recognize small magnitude events in the frequency transformed 2-D space than in the original seismograms. There are two possibilities of screening data, automatically with module SonoDet of SparseNet software (Joswig 1999), or manually. In this study, event detection was carried out manually because of the small amount of data.

The weakest event recorded by SNS is $M_L = -1.5$, by WEBNET $M_L = -0.4$, respectively. These two detection thresholds are clarified in Fig. 2. Example (2a) shows the weakest event recorded by WEBNET (event no. 13 in Table 1) and (2b) the weakest event recorded by SNS (event no. 5 in Table 1). The upper two traces represent the sonograms of the vertical (SNSx-CZ) and horizontal (SNSx-CE) component of the central station of SNS1b and SNS3, respectively. The two traces below display the corresponding zoomed seismograms. The sonograms in (2a) exhibit the typical pattern of an earthquake, high-frequency P onset followed by frequency decay in the S coda. Signal-to-noise ratio is high enough for reliable identification of P and S onsets in the seismograms. The traces in example (2b), $M_L = -1.5$ in 5.6 km epicentral distance, have a scaling factor of about 10 times less than event (2a) (see scaling factor in front of the seismograms). This event could be detected only at small array SNS3 pointing out the highest detectability rate due to the lowest ambient ground noise at that site. It is impossible to identify the P and/or S onsets in the seismograms. The onsets look like common noise bursts. Most likely, also a STA/LTA detector would miss this signal; otherwise too many false alarms would occur. In contrast to the seismograms, the sonograms picture the same pattern, alleviated, as in example (2a). For event detection with sonograms it is useful to get familiar with the typical event pattern on the basis of larger events and search for weak events with

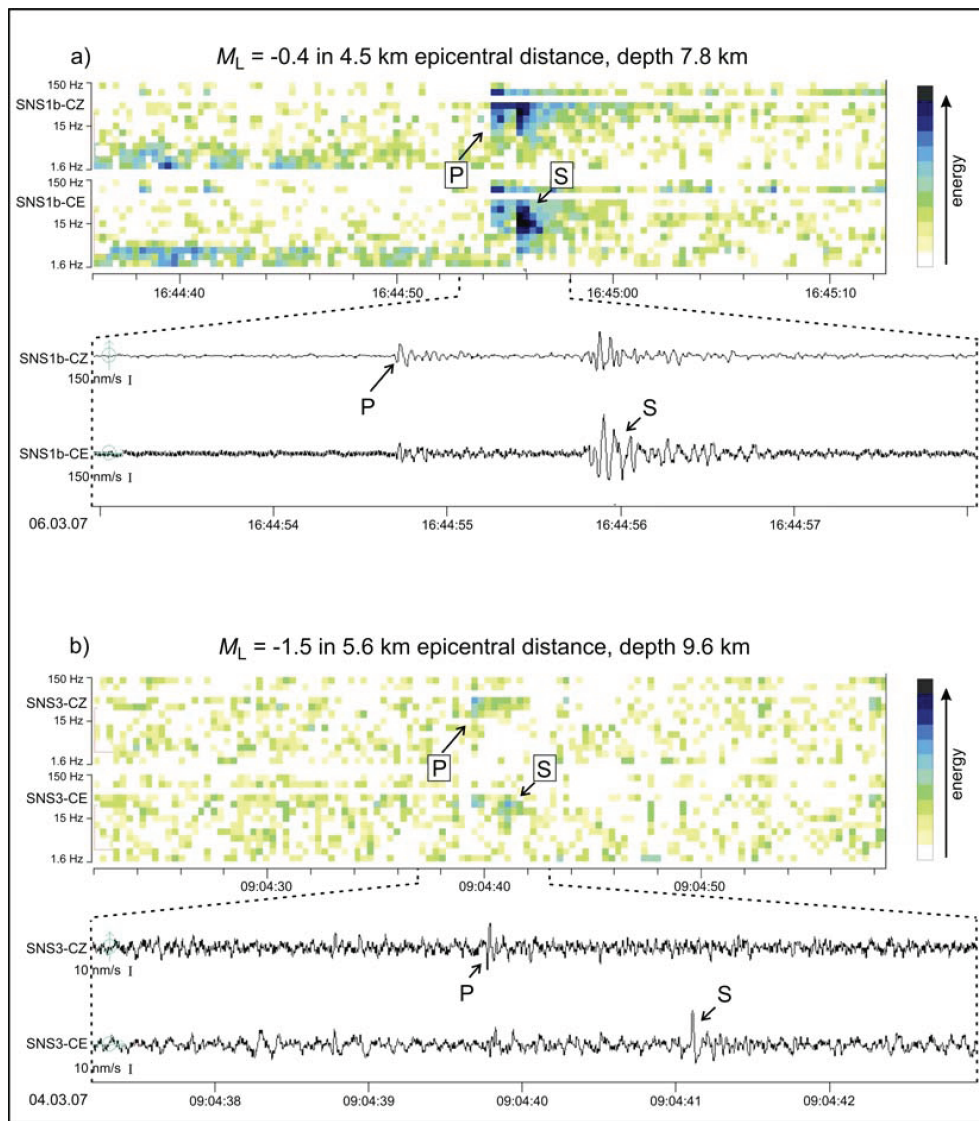


Figure 2. Performance of sonograms versus seismograms with respect to detect weak events. Example (a) relates to no. 13, (b) to no. 5 in Table 1. The first two traces display sonograms of the vertical (SNSx-CZ) and horizontal (SNSx-CE) components, the two traces below the zoomed seismograms, respectively. Seismograms are filtered optimal between 5 and 25 Hz.

that knowledge. The example demonstrates the possibility to detect signals down to 0 dB signal-to-noise ratio with sonograms.

4 EVENT LOCATION

As presented in Section 3, hypocentres were determined for all 13 microearthquakes. Fig. 3 shows the result of the absolute location in asterisks. Dots indicate seismometers of two small arrays and triangles pointing down display two stations of WEBNET. Events no. 1–5 in Table 1 were located with station configuration SNS1a, SNS2 and SNS3, events no. 6–13 in Table 1 with station configuration SNS1b, SNS2 and SNS3. Absolute location was performed with Málek *et al.*'s (2005) 1-D velocity model which is also used by WEBNET. *P* and *S* onsets were read interactively with an accuracy of ± 2.5 to ± 7.5 ms and ± 7.5 to ± 15 ms, respectively, depending on the signal-to-noise ratio of the events. Location was computed with the combination of two methods: array and network processing (Joswig 2008). Array processing contains backazimuth calculation,

network processing includes determination of t_S-t_P spheres and hyperboloids for each small array. Location accuracy increased using hyperboloids of three small arrays. The principle procedure of the network processing method, t_S-t_P spheres and hyperboloids, is shown in Fig. 4(a), for clearness with three single stations. The intersection of t_S-t_P spheres and hyperboloids with a horizontal plane at depth is displayed which reduces the 3-D objects to hyperbolae and t_S-t_P circles. Hyperboloids are calculated by t_P-t_P of different stations, whereby t_1 , t_2 and t_3 are *P* onsets at S1, S2 and S3, respectively. For instance, hyperboloid t_{13} for stations S1 and S3 is calculated by $t_{13} = t_1 - t_3$. Additionally, three t_S-t_P spheres are shown in Fig. 4(a). The hypocentre is made up of the intersection point of t_S-t_P spheres with hyperboloids, denoted by green \times .

Mean location difference of absolute location between WEBNET and our results, determined by the four events recorded in common, is 0.8 km in horizontal and 0.5 km in vertical direction. The smaller location difference in vertical direction is due to the reliable depth determination on the basis of t_S-t_P information. Two of the four events, no. 3 and 4 in Table 1, were localized with station

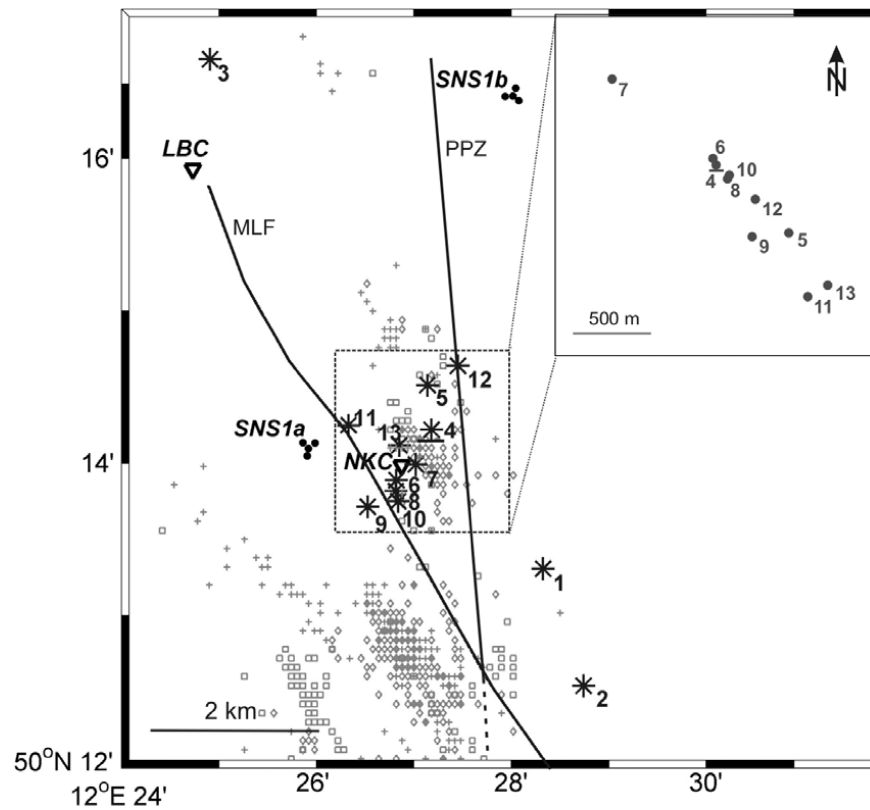


Figure 3. Absolute location of the recorded events in asterisks, single seismometers of two small arrays in dots, WEBNET stations in open triangles pointing down and seismicity in 2004 (squares), 2005 (diamonds) and 2006 (crosses) (data was taken from WEBNET catalogue). The inset shows the result of the relative location. The master event, no. 4, is underlined.

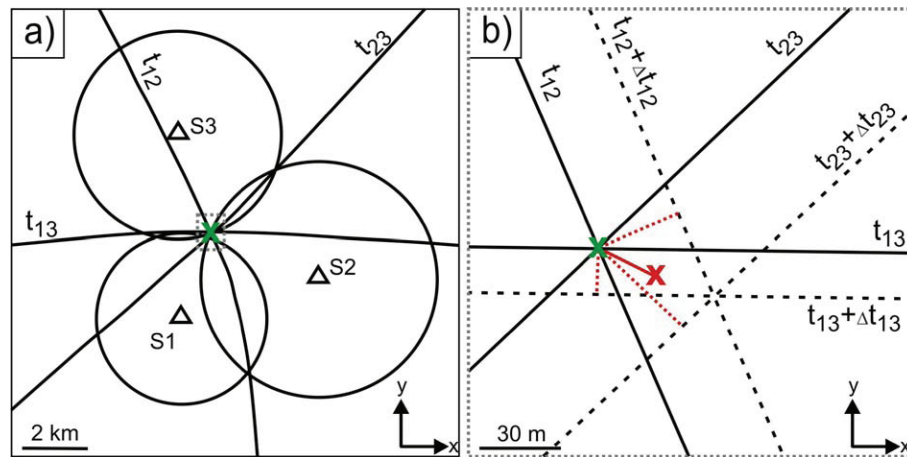


Figure 4. Principle procedure of event location. For clarity, only network processing is displayed with three single stations S1, S2 and S3 (additional, backazimuths are calculated using small arrays instead of single stations). Map in (a) shows the intersection of a horizontal plane at depth. The absolute location is made up of the intersection of $t_S - t_P$ spheres and hyperboloids ($t_S - t_P$ circles and hyperbolae in 2-D space). Green \times marks the hypocentre. Map in (b) displays a zoom window of (a) and sketches the relative location procedure with the dislocation vectors of hyperboloid differences between master and slave event in dashed red lines. Red \times denotes the relocated event.

configuration SNS1a, SNS2 and SNS3. The poor azimuthal station coverage resulted in a high location inaccuracy of about ± 1.5 km for the major error ellipse axis which is aligned perpendicular to the station layout, about ± 1.0 km for the minor error ellipse axis and about ± 1.0 km for the depth. The location uncertainty for station distribution SNS1b, SNS2 and SNS3 decreased significantly to about ± 300 m in horizontal and ± 800 m in vertical direction. Considering only the two events located with the improved station

distribution the mean location difference in horizontal direction is reduced to 0.5 km.

The absolute location shows a seismicity cluster near station SNS1a and three distant events (no. 1–3 in Fig. 3). A relative location was performed to identify the orientation of a possible fault zone in high resolution. We used a kind of master event technique with a graphical approach instead of least-square solution, analogous to our scheme for absolute location. It is sketched in Fig. 4(b), to

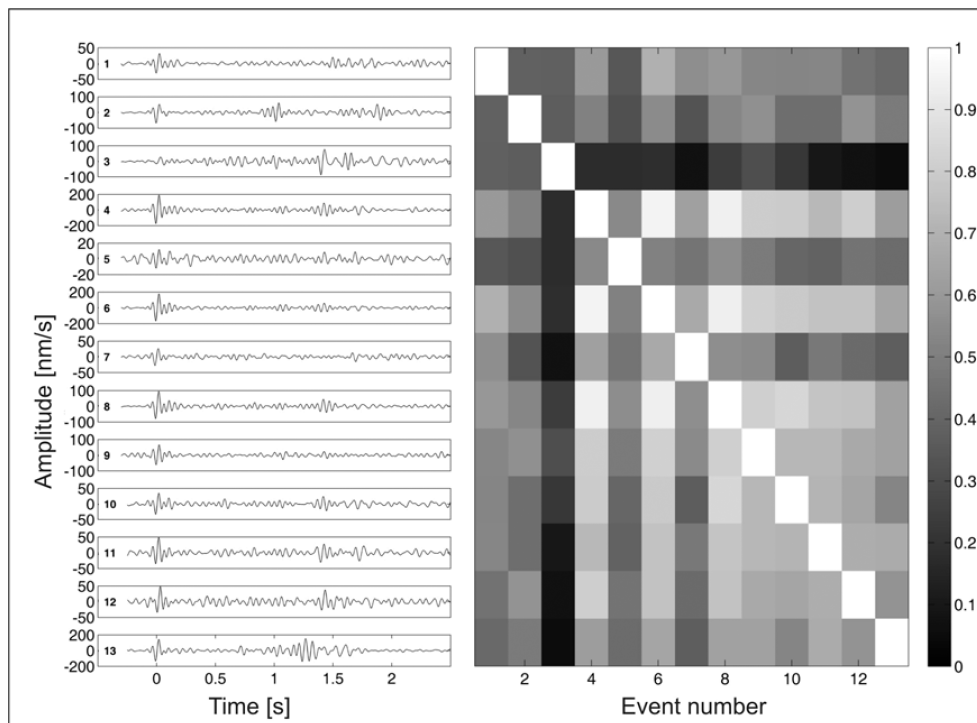


Figure 5. Waveforms and similarity matrix of the recorded events, sorted by time. Waveforms are taken from the central station of SNS3 (vertical component, filtered 5–25 Hz) with P onsets at 0 s. Cross-correlation coefficients range from 0 (low similarity) to 1 (high similarity).

simplify matters only for hyperboloids. The green cross marks the predetermined master event. Waveforms of master and slave event, recorded at the same station, are pairwise overlaid and adjusted interactively to maximum coincidence of the particular waveforms. This can be done with a time accuracy of five times the sampling rate, 0.5 ms. According to the three hyperboloids of the master event, three hyperboloids for the slave event are calculated. A dislocation vector is reckoned as hyperboloid difference between master and slave event due to time difference of the P onsets, for example, for station S1 and S3: $\Delta t_{13} = (t_1^{\text{slave}} - t_3^{\text{slave}}) - t_{13}$. The lengths of the dislocation vectors indicate the relative spatial offset and the spread the uncertainty of the solution (shown in dashed red lines). If more than three P onsets are included in the relocation process, as it is the case in this study by using small arrays instead of single stations, an overdetermined equation system leads to more triple points with ambiguous solutions. The normalized vector sum of all dislocation vectors (drawn through red line) represents an approximate solution of available information and denotes the relative located event (red cross).

Only multiplet events were used for relocation. Fig. 5 shows the similarity matrix of the 13 events sorted by time with a cross-correlation coefficient ranging from 0 to 1 and the corresponding seismograms on the left-hand side. Cross-correlation coefficients were computed in time domain using a sliding window of ± 5 samples with a window length of 1 s including the P onset in the frequency range 5–25 Hz. Beside the events no. 1–3, all events are similar to each other, especially event no. 4 with 6 and 8. It seems that most of the recorded seismicity is bound to a specific area and is not randomly distributed. There is only one cluster visible which leads to the assumption that the recorded events were generated by one fault zone. The high similarities can be considered as an indication for repeated ruptures of the same fault segment (Geller & Mueller 1980). Events with a cross-correlation coefficient ≥ 0.6

(events no. 4–13) were used for relocation. The three events which were not included in the relocation process are the two events to the south and the northernmost event in reference to the seismicity cluster in Fig. 3, exhibiting the lowest similarity (events no. 1–3). Event no. 4 served as master event (underlined asterisk) because of the high similarity relative to the slave events and the large magnitude. Information of SNS1 was excluded from relocation process due to the non-stationary measurement site. The result of the relocation, which is based on the P phase only, is given with dots in the inset of Fig. 3 indicating a NW–SE direction. Accuracy of relocated events was estimated to ± 150 m taken a manual pick variance of ± 1 sample of the slave events into account. Slave events were relocated in the same depth as master event. We used different station configurations for relocation to test the robustness of the solution. Results of all combinations show a NW–SE to NNW–SSE orientation which fits into the local seismicity distribution (Fig. 3).

5 FREQUENCY–MAGNITUDE ANALYSIS

A frequency–magnitude analysis of our events in comparison to the long-term observation of WEBNET was performed. The relationship between frequency of occurrence and earthquake magnitude is well described with the Gutenberg–Richter law: $\text{Log}_{10} N = a - bM$, where N is the cumulative number of earthquakes of magnitude M or greater which occur in a given area. a defines the seismic activity and b describes the relative abundance of large to small events (Ishimoto & Iida 1939; Gutenberg & Richter 1944). Statistics related to the Gutenberg–Richter power law should be made with a sufficient number of events. Schorlemmer & Wiemer (2004) propose 50–100 events for reliable b -value estimation. Neunhöfer & Hemmann (2005) expect a small b -value error for a calculation with ≥ 10 events.

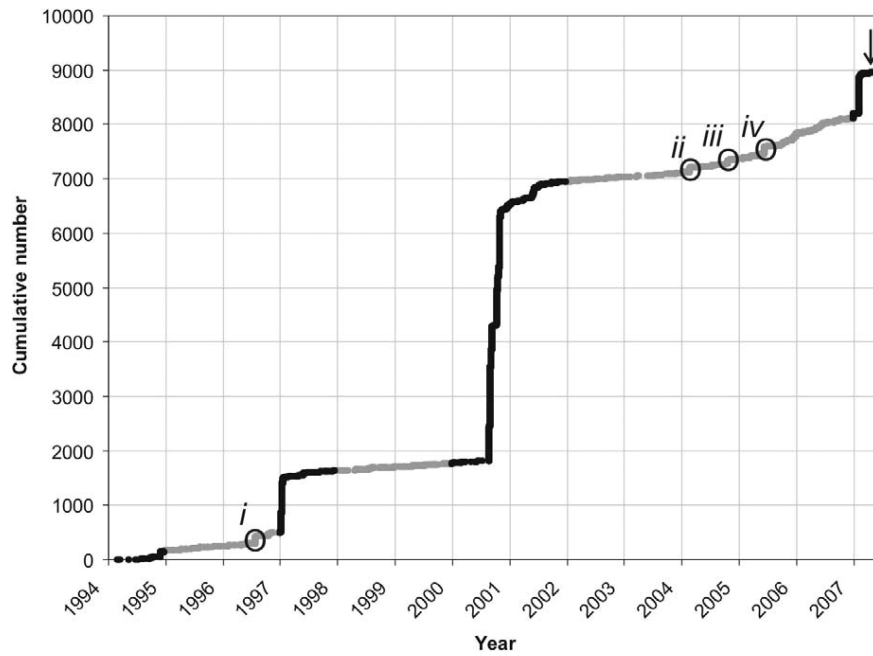


Figure 6. Cumulative number of events from 1994 January–2007 May in the area of interest (data was taken from WEBNET catalogue). Grey marked segments were used for the frequency–magnitude analysis. Circles indicate microswarms which were removed from catalogue. Arrow marks time period of this microseismic study.

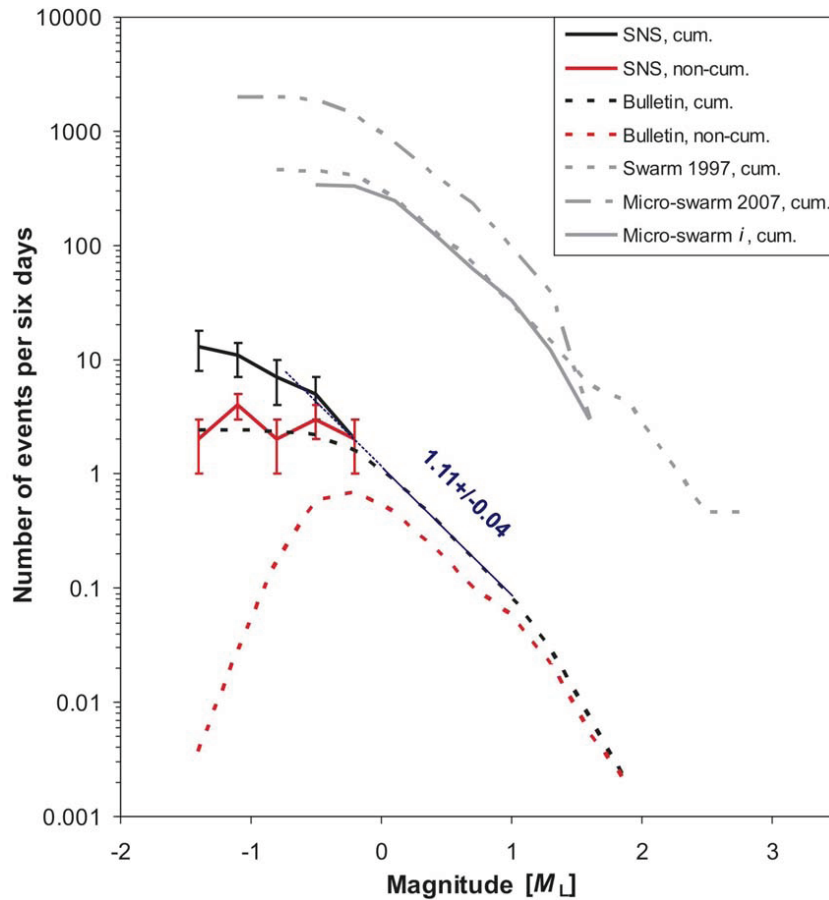


Figure 7. Frequency–magnitude distributions (FMD) for different data sets, all normalized to the measurement period of 6 d. Non-cumulative FMD of our measurement (SNS) is shown in red line and of the bulletin in dashed red line. Cumulative FMD of the bulletin, black dashed line, was compare with the cumulative FMD of our measurement (SNS), black line. Vertical lines at SNS graph indicate error bars of ± 1 event per 0.3 magnitude bin. Cumulative FMD’s of some selected (micro-) swarms are displayed in grey.

The local seismicity within an area of about 700 km² (Lat.: 50.10574–50.37349, Lon.: 12.2791–12.61287) was used for the analysis (see dashed rectangle in Fig. 1). This boundary marks approximately our minimum detected magnitude of $M_L = -1.5$ in 10 km. Fig. 6 shows the cumulative number of events in this area in the period 1994 January–2007 May (data was taken from WEBNET catalogue). Two swarms in 1997 and 2000 and one microswarm in 2007 are obvious. The measurement was performed in a seismically quiet period (arrow in the upper right-hand corner in Fig. 6). Hence, we compared the amount of our recorded events with catalogue periods showing a low seismicity rate, marked with grey in Fig. 6 (1995, 1996, 1998, 1999, 2002–2006). The periods were selected manually. Although it seems that these segments represent the constant background seismicity there are distinct microswarms. Fischer & Horálek (2003) investigated the amount of swarms using an interevent time analysis around the Nový Kostel focal zone for the period 1991–2001. They calculated the delay between the occurrence of consecutive earthquakes with a STA/LTA detector and found 27 microswarms, whereby microswarms are defined by a minimum number of five events and $M_L > -0.5$. We excluded only the largest microswarms from WEBNET catalogue for the analysis (Table 2) which are shown in Fig. 6 with circles (*i*, *ii*, *iii*, *iv*). From originally 1647 events 1294 remained, hereinafter called bulletin. The bulletin might still consist of swarm-like sequences, however, it is adequate for an estimation of the seismicity rate. There is a slight variation in the detection rate between day- to nighttime. Fewer events were detected during daytime which results in a small deviation of the detection threshold but does not influence the *b*-values considerably. The magnitude of completeness (M_c) for the bulletin was determined to $M_L = -0.1$, calculated by the entire-magnitude-range method (Woessner & Wiemer 2005) within the software package *ZMAP* (Wiemer 2001). This method uses the entire data set, also the part which is reported incompletely. For the complete part a Gutenberg–Richter relation, for the incomplete part a normal cumulative distribution function is assumed. The maximum variation of M_c is ± 0.07 for different subperiods. Furthermore, the catalogue is not contaminated with quarry blasts which are well distinguishable from earthquakes (Fischer, private communication, 2007). As a consequence, the influence on the bulletin due to different detection thresholds over time is negligible. The cumulative frequency–magnitude distribution of the bulletin is displayed in Fig. 7 as a dashed black line, downscaled to the measurement period of 6 d, that is, the amount of events in the bulletin of several years is normalized to 6 d. The frequency–magnitude distribution is bimodal at about $M_L = 1.2$ which means a splitting of the slope into a high-magnitude and a low-magnitude branch with a greater and a lower *b*-value, respectively.

Breakpoints may occur in the cumulative frequency–magnitude distribution but not in the incremental distribution (Main 2000). However, also the non-cumulative frequency–magnitude distribution shows this breakpoint (dashed red line in Fig. 7). We analysed the behaviour of the frequency–magnitude distribution for different subperiods and could not observe the bimodal type at all times. Further, the break in slope varied for different periods. More detailed

investigations are necessary to draw a final conclusion about the origin of the break in the cumulative magnitude curve.

The focus was not in the continuation of the frequency–magnitude distribution to large but to small magnitudes in the range $M_L \leq 1.0$. A *b*-value of 1.11 ± 0.04 for $M_L \leq 1.0$ was computed using a maximum-likelihood estimate (Aki 1965). This *b*-value is consistent with the determined *b*-value of 1.056 for the focal area near Nový Kostel by Mittag (2000) and the mean *b*-value of 1.13 for the whole Vogtland/NW-Bohemian region determined by Mittag (2003). The cumulative frequency–magnitude distribution of our recorded events is shown with a black line in Fig. 7. As a result of the small amount of events error bars of ± 1 event per 0.3 magnitude bin are added. The shape of the non-cumulative frequency–magnitude distribution of the SNS graph shows that it would not be reliable to determine a *b*-value. The deviation in slope can be either a result of the incompleteness of our catalogue, a natural effect or a statistical fluctuation due to the short-term measurement. For an unambiguous differentiation a long-term observation is necessary. Nevertheless, the characteristics of the cumulative frequency–magnitude distribution of both data sets (bulletin and SNS) indicate a good approximation of the Gutenberg–Richter law down to $M_L = -0.5$ and a reduced detection threshold of about one magnitude.

The cumulative frequency–magnitude distributions of the swarm 1997 and the microswarms 2007 and *i* are also plotted in Fig. 7 to corroborate the difference between interswarm periods (background seismicity) and swarm activities (note: all graphs are downscaled to the measurement period of 6 d in Fig. 7). Swarm 1997 is investigated in detail (e.g. Horálek *et al.* 2000a). For data analysis we specified the swarm durations as follows: swarm 1997 lasted from January 14–January 27 with 978 events, microswarm 2007 from February 9 to February 10 with 664 events and microswarm *i* see Table 2. Two observations can be made with the cumulative frequency–magnitude distribution of the swarms. First, the normalized amount of events is in the same scale (especially swarm 1997 and microswarm *i*). Second, the difference between the bulletin graph and the swarms proves that we performed the measurement during an interswarm period.

6 CONCLUSIONS

This study presents the results of a short-term microseismic survey conducted with the concept of nanoseismic monitoring. The measurement was carried out with three small arrays in the focal area Nový Kostel where most of the seismic energy has been released in recent years. Within the measurement period we were able to detect and locate about three times more events than the local network WEBNET. This performance demonstrates that nanoseismic monitoring, the combination of a tailored small array data acquisition with a sophisticated data analysis by sonograms and interactive location, is suited to detect and locate small magnitude events. We prove that it is possible to map active faults within a short time. Event similarity analysis shows that most of the events have a high waveform similarity suggesting that the recorded seismicity was generated by the same fault segment. This is supported by Fischer & Horálek (2003) who found out that a large number of the background events are related to a planar zone in the Nový Kostel area. The recorded events were relocated with the master event technique to determine the fault plane orientation. Furthermore, the amount of our recorded events was compared with the local network data. Time periods containing no significant swarm activity represent the background activity and were taken as bulletin data. In the

Table 2. Microswarms.

ID	Date	Number of events
<i>i</i>	1996.07.31–1996.08.1	114
<i>ii</i>	2004.02.22	66
<i>iii</i>	2004.10.24	48
<i>iv</i>	2005.06.15–2005.06.17	125

cumulative frequency–magnitude distribution a linear extrapolation to $M_L = -0.5$ with the determined b -value of the bulletin shows a coincidence of the amount of our recorded events with the bulletin data. Moreover, although the magnitude of completeness is not clear determinable, the analysis shows a reduced detection threshold of about one magnitude verifying the existence of background activity below the detection threshold of WEBNET.

ACKNOWLEDGMENT

The authors thank Josef Horálek and Tomáš Fischer for field support and the Geophysical Institute in Prague for providing the catalogue of WEBNET. Marco Walter and Bernadette Heinze are acknowledged for field assistance.

REFERENCES

- Aki, K., 1965. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, **43**, 237–239.
- Babška, V. & Plomerová, J., 2003. Seismic experiment searches for active magmatic source in deep lithosphere, Central Europe, *EOS*, **84**(40), 409, 416–417.
- Babuška, V., Plomerová, J. & Fischer, T., 2007. Intraplate seismicity in the western Bohemian Massif (central Europe): a possible correlation with a paleoplate junction, *J. Geodyn.*, **44**, 149–159, doi:10.1016/j.jog.2007.02.004.
- Bankwitz, P., Schneider, G., Kämpf, H. & Bankwitz, E., 2003a. Structural characteristics of epicentral areas in Central Europe: study case Cheb Basin (Czech Republic), *J. Geodyn.*, **35**, 5–32.
- Bankwitz, P., Bankwitz, E., Bräuer, K., Kämpf, H. & Störr, M., 2003b. Deformation structures in Plio- and Pleistocene sediments (NW Bohemia, Central Europe), *Geol. Soc. Spec. Pub., Lond.*, **216**, 73–93.
- Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G. & Weise, S.M., 2003. Isotopic evidence ($^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) of fluid-triggered intraplate seismicity, *J. geophys. Res.*, **108**(B2), doi:10.1029/2002JB002077.
- Fischer, T. & Horálek, J., 2003. Space-time distribution of earthquake swarms in the principal focal zone of the NW Bohemia/Vogtland seismoactive region: period 1985–2001, *J. Geodyn.*, **35**, 125–144.
- Geissler, W.H. *et al.*, 2005. Seismic structure and location of a CO_2 source in the upper mantle of the western Eger (Ohře) Rift, central Europe, *Tectonics*, **24**, TC5001, doi:10.1029/2004TC001672.
- Geller, R.J. & Mueller, C.S., 1980. Four similar earthquakes in Central California, *Geophys. Res. Lett.*, **7**(10), 821–824.
- Grünthal, G., 1989. About the history of earthquakes activity in the focal region Vogtland/Western Bohemia, in *Monitoring and Analysis of the Earthquake Swarm 1985/86 in the Region Vogtland/Western Bohemia*, pp. 30–34, ed. Bormann, P., Akad. der Wissensch. der DDR, Potsdam.
- Gutenberg, B. & Richter, C.F., 1944. Frequency of earthquakes in California, *Bull. seismol. Soc. Am.*, **34**, 185–188.
- Havíř, J., 2000. Stress analyses in the epicentral area of Nový Kostel (Western Bohemia), *Studia geoph. et geod.*, **44**, 522–536.
- Hill, D.P., 1977. A model for earthquake swarms, *J. geophys. Res.*, **82**(8), 1347–1352.
- Horálek, J., Šílený, J., Fischer, T., Slancová, A. & Boušková, A., 2000a. Scenario of the January 1997 West Bohemia earthquake swarm, *Studia geoph. et geod.*, **44**, 491–521.
- Horálek, J., Fischer, T., Boušková, A. & Jedlička, P., 2000b. The Western Bohemia/Vogtland region in the light of the WEBNET network, *Studia geoph. et geod.*, **44**, 107–125.
- Ishimoto, M. & Iida, K., 1939. Observation of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **17**, 443–478.
- Joswig, M., 1990. Pattern recognition for earthquake detection, *Bull. seism. Soc. Am.*, **80**, 170–186.
- Joswig, M., 1995. Automated classification of local earthquake data in the BUG small array, *Geophys. J. Int.*, **120**, 262–286.
- Joswig, M., 1999. Automated processing of seismograms by *SparseNet*, *Seism. Res. Lett.*, **70**, 705–711.
- Joswig, M., 2008. Nanoseismic monitoring fills the gap between microseismic networks and passive seismic, *First Break*, **26**, 121–128.
- Main, I., 2000. Apparent breaks in scaling in the earthquake cumulative frequency–magnitude distribution: fact or artifact? *Bull. seism. Soc. Am.*, **90**, 86–97.
- Málek, J., Horálek, J. & Janský, J., 2005. One-dimensional qP-wave velocity model of the upper crust for the West Bohemia/Vogtland earthquake swarm region, *Studia geoph. et geod.*, **49**, 501–524.
- Mittag, R., 2000. Statistical investigations of earthquake swarms within the Vogtland/NW-Bohemian area, *Studia geoph. et geod.*, **44**, 465–474.
- Mittag, R.J., 2003. Fractal analysis of earthquake swarms of Vogtland/NW-Bohemia intraplate seismicity, *J. Geodyn.*, **35**, 173–189.
- Neunhöfer, H. & Hemmann, A., 2005. Earthquake swarms in the Vogtland/Western Bohemia region: Spatial distribution and magnitude-frequency distribution as an indication of the genesis of swarms? *J. Geodyn.*, **39**, 361–385.
- Schorlemmer, D. & Wiemer, S., 2004. Earthquake statistics at Parkfield: 1. Stationarity of b values, *J. geophys. Res.*, **109**, B12308, doi:10.1029/2004JB003235.
- Weinlich, F.H., Tesář, J., Weise, S.M., Bräuer, K. & Kämpf, H., 1998. Gas flux distribution in mineral springs and tectonic structure in the western Eger Rift, *J. Czech Geol. Soc.*, **43**(1–2), 91–110.
- Wiemer, S., 2001. A software package to analyze seismicity: *ZMAP*, *Seismol. Res. Lett.*, **72**(2), 374–383.
- Wirth, W., Plenefisch, T., Klinge, K., Stammer, K. & Seidl, D., 2000. Focal mechanisms and stress field in the region Vogtland/Western Bohemia, *Studia geoph. et geod.*, **44**, 126–141.
- Woessner, J. & Wiemer, S., 2005. Assessing the quality of earthquake catalogs: estimating the magnitude of completeness and its uncertainty, *Bull. seism. Soc. Am.*, **95**(2), 684–698.
- Wust-Bloch, G.H. & Joswig, M., 2006. Pre-collapse identification of sinkholes in unconsolidated media at Dead Sea area by ‘nanoseismic monitoring’ (graphical jackknife location of weak sources by few, low-SNR records), *Geophys. J. Int.*, **167**, 1220–1232, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03083.x.