



A E F

**63. Jahrestagung**  
**der**  
**Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft**

in Verbindung mit der Frühjahrstagung der Arbeitsgemeinschaft Extraterrestrische Forschung  
(Fachverband Extraterrestrische Physik der DPG)



**Jena**

**23. Februar bis 28. Februar 2003**

**Friedrich-Schiller-Universität Jena**



seit 1558

## **Recommended citation**

Deutsche Geophysikalische Gesellschaft (Ed.) (2003): 63. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft: in Verbindung mit der Frühjahrstagung der Arbeitsgemeinschaft Extraterrestrische Forschung (Fachverband Extraterrestrische Physik der DPG); 23. Februar bis 28. Februar 2003 in Jena, Jena: Friedrich-Schiller-Universität, 481 p.

DOI: <http://doi.org/10.2312/dgg63>

ISSN: 0344-7251

# RF Forschungsschiffahrt GmbH



## RESEARCH AND SURVEY VESSELS

High-tech on the high seas  
and in the ocean depths



### MARINE PROJECTS



### OFFSHORE TECHNOLOGY



**RF Forschungsschiffahrt GmbH**

Blumenthalstraße 15 · D-28209 Bremen

Postfach 10 23 50 · D-28023 Bremen

Tel. + 49 (0) 4 21 / 2 07 66 - 0 · Fax + 49 (0) 4 21 / 2 07 66 - 70

[www.rf-bremen.de](http://www.rf-bremen.de) · [info@rf-bremen.de](mailto:info@rf-bremen.de)

# Science and Engineering in a Box

## FEMLAB - Das Werkzeug für mathematische Modellierung und Simulation

Einige Anwendungsgebiete in der  
Geophysik sind z.B.

- Gravimetrie
- Magnetik
- Geoelektrik und Elektromagnetik
- Seismische Wellenausbreitung
- Geothermik und -hydraulik



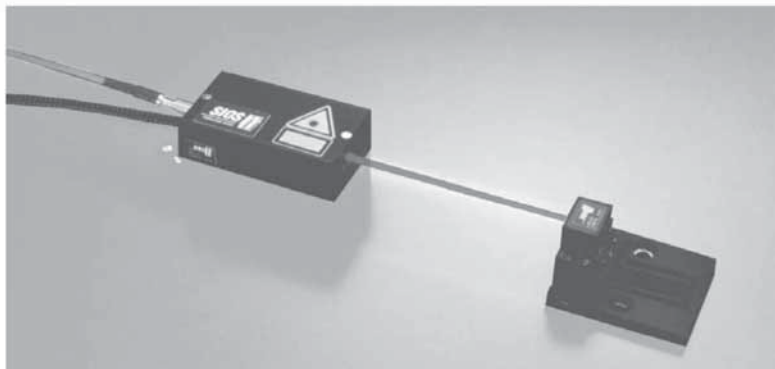
**DGG Tagung 2003:  
Besuchen Sie unseren  
Messestand!**



FEMLAB GmbH  
Berliner Strasse 3  
D-37073 Göttingen  
[www.femlab.de](http://www.femlab.de)

Tel.: +49 (0)551 / 99 72 1 - 0  
Fax: +49 (0)551 / 99 72 1 - 29  
[info@femlab.de](mailto:info@femlab.de)  
[www.femlab.com](http://www.femlab.com)

- **Miniaturinterferometer zur hochgenauen Längenmessung**  
Messbereich bis 40 m, Auflösung bis 0,1 nm
- **Laserinterferometrische Vibrometer**  
Frequenzbereich bis 500 kHz, Wegauflösung 0,3 nm
- **Nanopositionier- und Nanomessmaschinen**  
Positionierbereich 25 mm x 25 mm x 5 mm, Auflösung bis 0,1 nm
- **Laserinterferometrische Messtaster**  
Messbereich bis 50 mm, Auflösung 1 nm
- **Stabilisierte He-Ne-Laser**
- **Interferenzoptische Prüfeinrichtungen für Applanationsgoniometer**



### SIOS Meßtechnik GmbH

Am Vogelherd 46, Ilmenau  
Tel.: 03677 / 6447-0  
Fax: 03677 / 6447-8  
email: [info@sios.de](mailto:info@sios.de)  
URL: [www.sios.de](http://www.sios.de)

**SIOS**   
Meßtechnik GmbH



# Verkauf, Vermietung und Service geophysikalischer Meßinstrumente

## Geräte- sowie Softwaretraining

Verkauf und Vermietung von Geräten und Software u. a. der folgenden Hersteller

- **GEORADAR:** Geophysical Survey Systems Inc. (GSSI)
- **ELEKTROMAGNETIK:** Geonics, Scintrex
- **MAGNETIK:** GEM Advanced Systems, Geoscan Research, Geometrics, Scintrex
- **WIDERSTANDSMESSUNG:** Campus International Products
- **SEISMIK:** Geometrics, BGS, OYO, Mark Products
- **GRAVIMETRIE:** LaCoste & Romberg
- **ZERSTÖRUNGSFREIE PRÜFUNG:** Hilti, Sibert Technology
- **SOFTWARE:** Interpex, GSSI, Sandmeier

**Kompetent - Schnell - Freundlich - Zuverlässig - International  
im Dienste Unserer Kunden**

*ALLIED ASSOCIATES GEOPHYSICAL LTD.*

Büro Deutschland

Halterner Straße 125

46284 Dorsten

Tel.: +49-(0)2362-790652

Fax: +49-(0)2362-790653

Mobil: +49-(0)170-9317439

s.lorra@allied-germany.de



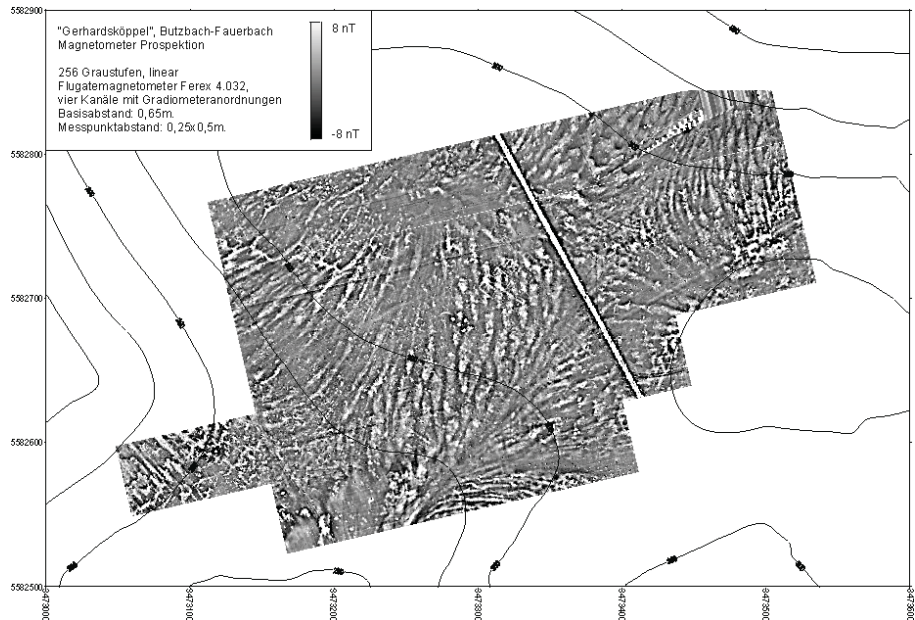


Hausbau in der Steinzeit -  
Magnetometer-Prospektion linearbandkeramischer Siedlungen

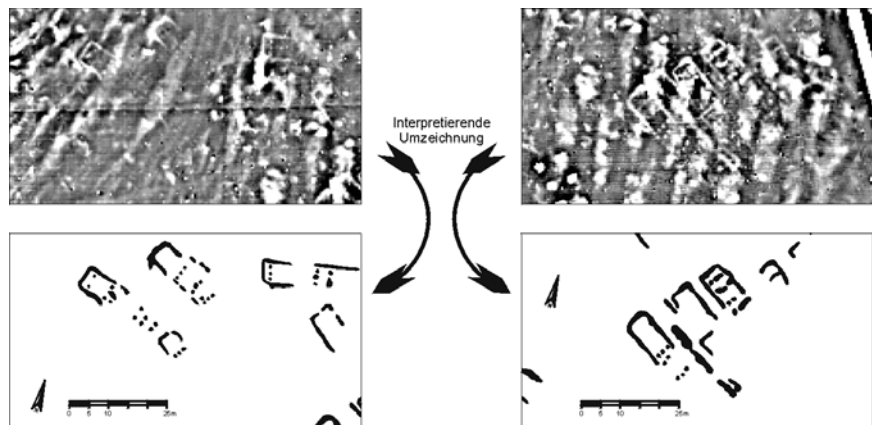
## Von der Sondierung



**FEREX 4.032 DLG**



## Zur Auswertung



Butzbach-Fauerbach v. D. H.-"Gerhardsköpfe".  
Bandkeramische Siedlung.  
Geomagnetische Prospektion September 1999 und Februar 2000.  
Details mit Hausbefunden.  
Stand 08. 02. 2000.



# IGM

## Ingenieurgesellschaft für Geophysikalische Messtechnik mbH

Ingenieure und Geowissenschaftler beraten bei allen geotechnischen und geowissenschaftlichen Aufgabenstellungen

**G**eophysikalische Messgeräte und Systemvorschläge für:

Seismik	Bohrlochmessungen
Energiequellen	Georadar
Seismologie	Leitungsortung
Erschütterungsmessungen	Gravimetrie
EM- und TD-EM- Messtechnik	Gezeitenmessung
Geoelektrik	Magnetik
Spektroskopie	EKS (Elektrokinetik)

**M**esstechnik, Reparaturdienst, Gerätelieferung, Gerätevermietung, Lieferung von Ersatzteilen aller Art, Geophysikalische Dienstleistung und Dateninterpretation, Beratung, Projektstudien und Geräteentwicklung in Zusammenarbeit mit zahlreichen namhaften Herstellern bilden unser umfangreiches geowissenschaftliches Liefer- und Leistungsprogramm

Sie erreichen uns:

<b>Tel.:</b>	<b>+49 7551 40 77 oder 40 78</b>
<b>Fax.:</b>	<b>+49 7551 1623</b>
<b>Email:</b>	<b><a href="mailto:info@igm-geophysik.de">info@igm-geophysik.de</a></b>
<b>Homepage:</b>	<b><a href="http://www.igm-geophysik.de">www.igm-geophysik.de</a></b>

# IGM

## Ingenieurgesellschaft für Geophysikalische Messtechnik mbH

Untere Sankt Leonhard Strasse 16      88662 Überlingen      Germany



**St. Annenufer 2  
20457 Hamburg  
Germany**

**Phone: +49.40.303 99 576**

**FAX: +49.40.303 99 578**

**email: [geopro@geopro.com](mailto:geopro@geopro.com)**

**web: [www.geopro.com](http://www.geopro.com)**

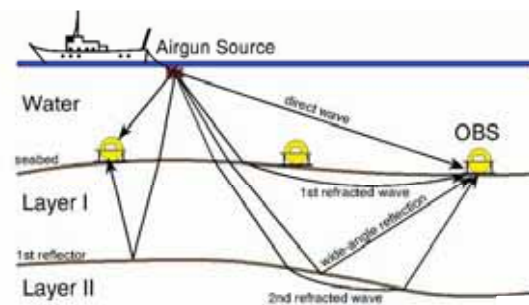
## **World Wide Geophysical Exploration**

- **Wide Aperture Reflection/Refraction Profiling (WARRP) :  
r e s o l v e s**
- **sub-salt, sub-basalt and thrust belt structures**
- **Work Flows for WARRP - migration, - tomography**
- **SEDIS – SEismic Digital Station**
- **Microseismicity and Microzonation Studies**

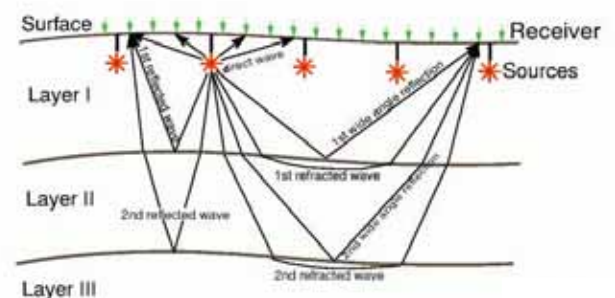


**SEDIS-IV – OBS-Deployment**

### **WARRP offshore – Principle of measurement**



### **WARRP onshore - Principle of measurement**





## Bohrlochmessungen-Dr.K.Buckup

D-39126 Magdeburg / Germany

Hohenwarther Str.2

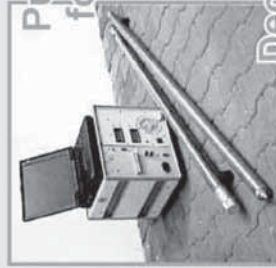
Phone +49-391-505715

Fax +49-391-5057184

E-mail buckup@bohrlochmesser.de

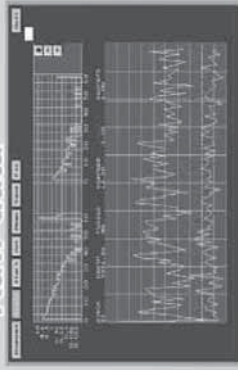


### ! Logging for a better environment !



Pulse-neutron-log  
for multipurpose  
Applications

Raw data



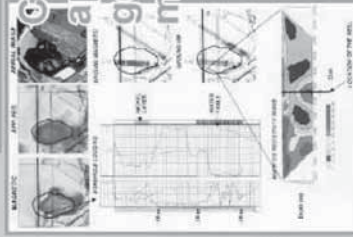
Decay presentation



**We offer:**

- Pulse Neutron for logging and monitoring
- Wallthickness tool, logging equipment and SERVICE anywhere

**Looking forward to work with YOU !!!!**



Complex application of  
geophysical  
methods



Neue Adresse !

Ehrensteinstr. 33 • 04105 Leipzig • Germany  
Telefon: + 0341/58 313-0 • e-mail: info@geophysik-ggd.com  
www.geophysik-ggd.com • www.geophysik-igs.com

### Geokompetenz aus Leipzig

- Exploration von Erdöl und Erdgas
- Erkundung von Steine- und Erdenrohstoffen
- Grundwassersuche
- Erkundung von Deponien und Altlasten
- Ingenieurgeologie:  
Untersuchung von Deichen und Dämmen,  
Erkundung von Verkehrsstrassen

### Minimierung von Georisiken durch Angewandte Geophysik



Über 50 Jahre Geophysikalische Dienste in Leipzig

# Ingenieur- & Umweltgeophysik

One-Stop-Service für Baugrunduntersuchungen und den Umweltschutz



- Geophysikalische Exploration
- Geologische Erkundung und Interpretation
- Bohrlochmessungen
- Geo-Messsysteme



Deutsche  
Montan Technologie GmbH

Mines & More Division

Am Technologiepark 1

45307 Essen, Germany

Telefon 02 01 172-19 70

Telefax 02 01 172-19 71

eMail [minesandmore@dmtd.de](mailto:minesandmore@dmtd.de)

Internet [www.minesandmore.de](http://www.minesandmore.de)

DIN EN ISO  
9001  
zertifiziert

# **Geo Sys GmbH Leipzig** Umwelttechnik und Geogeräte

Braunstraße 23 - 25 • 04347 Leipzig • Germany  
Fon: (0341) 23 45 0 Fax: (0341) 23 45 111  
eMail: [info@geosys-germany.com](mailto:info@geosys-germany.com)  
web: [www.geosys-germany.com](http://www.geosys-germany.com)

Die Firma wurde 1990 gegründet und ist nach DIN EN ISO 9001 zertifiziert. Das Team aus hochqualifizierten Ingenieuren und Facharbeitern verfügt über langjährige Erfahrungen in der Entwicklung von geophysikalischen Messausrüstungen

## Das Produktionsortiment der Firma Geo Sys GmbH Leipzig umfasst:

### Akustische Bohrlochsonden

- **USBA** - einsetzbar als Akustik- und gerichtetes Zement-Log,
- **ABF14** Akustischer Bohrlochfernseher, erzeugt ein genaues Abbild der Innenwand von verrohrten und offenen Bohrföchern.

### Geoelektrische Meßausrüstungen

- **GM100** Standard Geoelektrik-Meßapparatur,
- **GMS 150** Geoelektrische Multielktrodensysteme

Beide Apparaturen werden eingesetzt zur Grundwassererkundung, Baugrunduntersuchungen, Geologische Kartierung, Untersuchungen von Alllasten und Deponien.

### Fahrzeugspezialaufbauten für geophysikalische Messungen

Geo Sys GmbH Leipzig entwickelt und produziert komplett ausgerüstete Windenfahrzeuge für geophysikalische Messungen. Auf einem beliebigen LKW-Chassis wird ein in zwei Räume geteilter Kofferaufbau montiert, der eine hydraulische Windenanlage und ein Meßlabor enthält.

### Hydraulische Windenanlagen

- **GSW** (Geo Sys Winde) mobile und stationäre hydraulische Winden für Teufen bis 10.000 m auf Bohrplattformen und Bohrfeldern.

Geo Sys GmbH Leipzig – *Your partner for geophysical equipment*

# Live und unzensuriert! Der neue Sechskanal! Keine 0190-Rechnung!

Scharfe Seismogramme rund um die Uhr gibt's bei unserer neuen Station TUBL (Tübingen-Lennartz). Das neue LE-3D Bohrlochseismometer tut seinen Dienst in 100 Meter Tiefe, der ebenfalls neue Datenlogger M24 Compact/LP serviert die Daten im WWW. Das alles ohne Programmieraufwand; ein kompletter Webserver mit Seismogrammplot und DRM (Data Request Manager) mit Datenexport in ASCII, SEG-Y, GSE 2 und miniSEED ist Bestandteil der Gerätesoftware. Alles Weitere live in Jena oder unter [lennartz-electronic.de/TUBL/index.html](http://lennartz-electronic.de/TUBL/index.html) (englisch) bzw. [lennartz-electronic.de/TUBL/index\\_d.html](http://lennartz-electronic.de/TUBL/index_d.html) (deutsch).



Bismarckstr. 136 • 72072 Tübingen • Tel. 07071-93550, Fax -935530  
[www.lennartz-electronic.de](http://www.lennartz-electronic.de) • [info@lennartz-electronic.de](mailto:info@lennartz-electronic.de)  
TUBL Station: 48.5227N / 9.0829E 215m NN • <http://m24.homeunix.net>

# Inhaltsverzeichnis

Einladung zur Mitgliederversammlung . . . . .	ii
Allgemeine Hinweise für Tagungsteilnehmer . . . . .	iii
Schülerpräsentationen . . . . .	vii
Sponsoren und Firmen der Tagung . . . . .	viii
Programmübersicht . . . . .	xi
<b>Abstracts</b>	<b>1</b>
Plenarvortrag (PL) . . . . .	2
Elektromagnetik und Geoelektrik (EE) . . . . .	8
Extraterrestrische Physik, Aeronomie und Planetologie (EX) . . . . .	55
Geodynamik und Gravimetrie (GD) . . . . .	133
Geodynamische Modellierung (GD) . . . . .	163
Geodäsie und Gravimetrie (GG) . . . . .	173
Kontinentale Tiefbohrungen (KT) . . . . .	190
Geodynamo und Geomagnetismus (MA) . . . . .	197
Marine Geophysik (MG) . . . . .	204
Seismologie (SL) . . . . .	242
Seismik und seismische Methoden (SM) . . . . .	335
Umwelt- und Ingenieurgeophysik (UI) . . . . .	387
Verschiedenes (VE) . . . . .	440
Physikalische Vulkanologie und Georisiken (VU) . . . . .	450
Autorenverzeichnis . . . . .	470



## Einladung zur Mitgliederversammlung

### W. Webers, Potsdam, Schriftführer

Im Namen des Vorstandes der DGG lade ich alle Mitglieder unserer Gesellschaft zur Mitgliederversammlung ein, die am Donnerstag, dem 27. Februar 2003, in der Zeit von 17.30 - 20.00 Uhr im Hörsaal HS1 des Hörsaalgebäudes der Friedrich-Schiller-Universität am Ernst-Abbe-Platz stattfinden wird.

#### Tagesordnung:

1. Begrüßung, Feststellung der fristgerechten Einberufung und der Beschlußfähigkeit
2. Genehmigung der Tagesordnung
3. Genehmigung des Protokolls der Mitgliederversammlung vom 7. März 2002 in Hannover
4. Bericht des Vorsitzenden
5. Bericht des Schriftführers
6. Bericht des Kassenwarts
7. Bericht des Kassenprüfers und Entlastung des Kassenwarts
8. Bericht der deutschen Herausgeber des GJI
9. Bericht der Redaktion der DGG-Mitteilungen
10. Kurzberichte der Vorsitzenden/Sprecher der DGG-Komitees und Arbeitskreise

Komitee	Publikationen	AK	Angewandte Geophysik
	Öffentlichkeitsarbeit		Elektromagnetische Tiefensondierung
	Internet		Geodynamik des Erdinnern
	Jahrestagungen		Digitale Seismologie
	Ehrungen		Hydrogeophysik
	Mitglieder		Umwelt- und Ingenieurgeophysik
	Firmen		Geothermie
	Studenten		Geschichte der Geophysik
	Frauen		
	Studienfragen		
	Kooperationen		

11. Aussprache
12. Anträge und Beschlüsse
  - Erhöhung der DGG-Mitgliedsbeiträge
  - Einführung des Ernst-v.-Rebeur-Paschwitz-Preises
  - Beteiligung der DGG am Dachverband der Gesellschaften der Festen Erde
13. Entlastung des Vorstandes
14. Wahlen/Bestätigungen zum Vorstand (Vorsitzender, stellv. Vorsitzender, designierter Vorsitzender, Kassenwart, 3 Beisitzer)
15. Bestätigung des neuen Vorstandes
16. Wahl der Kassenprüfer
17. Verschiedenes

**63. Jahrestagung  
der  
Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft  
Jena**

in Verbindung mit der Frühjahrstagung der Arbeitsgemeinschaft Extraterrestrische Forschung  
(Fachverband Extraterrestrische Physik der DPG)

**23. Februar bis 28. Februar 2003**

**Veranstalter**

Deutsche Geophysikalische Gesellschaft e. V.  
Geschäftsstelle: c/o W. Webers, GeoForschungsZentrum Potsdam  
Telegrafenberg  
D-14473 Potsdam  
Telefon +49-331-288-1232  
Fax +49-331-288-1235  
E-Mail [wigor@gfz-potsdam.de](mailto:wigor@gfz-potsdam.de)  
Internet <http://www.dgg-online.de>

**Ausrichter**

Lokales Organisationskomitee DGG-Tagung 2003  
(Universität Jena)  
Burgweg 11  
07749 Jena  
Telefon +49-3641-948-661  
Telefax +49-3641-948-662  
E-Mail [dgg2003@geo.uni-jena.de](mailto:dgg2003@geo.uni-jena.de)  
Internet <http://dgg2003.geo.uni-jena.de>

**Ansprechpartner**

Tagungsleiter stellvertr.	G. Jentzsch	+49-3641-948660	<a href="mailto:jentzsch@geo.uni-jena.de">jentzsch@geo.uni-jena.de</a>
Tagungsleiter wissenschaftl.	P. Malischewsky	+49-3641-948663	<a href="mailto:mali@geo.uni-jena.de">mali@geo.uni-jena.de</a>
Programm	U. Walzer	+49-3641-948680	<a href="mailto:walzer@geo.uni-jena.de">walzer@geo.uni-jena.de</a>
AEF	H. Fichtner	+49-234-3223786	<a href="mailto:hf@tp4.ruhr-uni-bochum.de">hf@tp4.ruhr-uni-bochum.de</a>
Sekretariat	H. Koetitz	+49-3641-948661	<a href="mailto:koetitz@geo.uni-jena.de">koetitz@geo.uni-jena.de</a>
	C. Dietl	+49-3641-948601	<a href="mailto:dietl@geo.uni-jena.de">dietl@geo.uni-jena.de</a>
Posterausstellung	C. Kroner	+49-3641-948609	<a href="mailto:kroner@geo.uni-jena.de">kroner@geo.uni-jena.de</a>
Firmenausstellung	T. Jahr	+49-3641-948665	<a href="mailto:jahr@geo.uni-jena.de">jahr@geo.uni-jena.de</a>
Exkursionen	K. Gottschaldt	+49-3641-948683	<a href="mailto:klgo@geo.uni-jena.de">klgo@geo.uni-jena.de</a>
Schülerpräsentation	P. Malischewsky	+49-3641-948663	<a href="mailto:mali@geo.uni-jena.de">mali@geo.uni-jena.de</a>
Rahmenprogramm	R. Heinrich	+49-3641-948611	<a href="mailto:heinrich@geo.uni-jena.de">heinrich@geo.uni-jena.de</a>
Internet	H. Steffen	+49-3641-948673	<a href="mailto:steff@geo.uni-jena.de">steff@geo.uni-jena.de</a>
	A. Hoffmann	+49-3641-948684	<a href="mailto:ahoff@geo.uni-jena.de">ahoff@geo.uni-jena.de</a>
	K. Fischer		<a href="mailto:kfischer@geo.uni-jena.de">kfischer@geo.uni-jena.de</a>
Unterkunft	E. Weder	+49-3641-664076	<a href="mailto:TagungWeder@t-online.de">TagungWeder@t-online.de</a>

**Tagungsort:** Hörsaalgebäude der Friedrich-Schiller-Universität am Ernst-Abbe-Platz , 07743 Jena

**Tagungsbüro:** Büro ab 24.02.2003:  
Hörsaalgebäude der FSU Jena  
Ernst-Abbe-Platz  
07743 Jena  
Tel. 03641-941876

## Anmeldung zur Tagung

Anmeldungen zur Tagung sind während der Tagung im Tagungsbüro möglich.

Lokale Registrierung, Ausgabe der Tagungsunterlagen usw. erfolgen ab Montag, dem 24. Februar 2003, ab 08:30 Uhr im Tagungsbüro am Tagungsort (Hörsaalgebäude der Universität am Ernst-Abbe-Platz).

## Tagungsgebühren

DGG-Mitglieder	60,00 €
Nicht-Mitglieder*	85,00 €
Studierende Mitglieder	---
Studierende Nicht-Mitglieder	10,00 €
Begleitpersonen	15,00 €
Tageskarte	25,00 €
Tageskarte für Studierende	7,00 €

\*Der Differenzbetrag zwischen Mitgliedern und Nicht-Mitgliedern wird bei einem Beitritt zur DGG auf einen Jahresbeitrag angerechnet.

Die Tagungsgebühren schließen die Kosten des geselligen Abends am Montag, dem 24. Februar, 19:00 Uhr, ein. Sie sind auf das Konto der Tagungsleitung zu überweisen.

## Kontonummer der Tagungsleitung

Sonderkonto Prof. Jentzsch  
Kennwort DGG 2003  
Merkur Bank  
Kto.-Nr.: 40 66 30 286  
BLZ 701 308 00

Bitte geben Sie bei der Einzahlung unbedingt Ihren vollständigen Namen und den Wohnort an.

## Tagungsbeginn

Die Tagung beginnt am 24. Februar 2003 um 9:30 Uhr im Hörsaalgebäude der Friedrich-Schiller-Universität am Ernst-Abbe-Platz.

## Eröffnungsveranstaltung

Die Eröffnungsveranstaltung beginnt am Montag, dem 24. Februar 2003, um 14:00 Uhr in der Aula des Hauptgebäudes der Friedrich-Schiller-Universität Jena, Fürstengraben 1.

## Eröffnungsvortrag

**Prof. Dr. Harald Schuh** (Technische Universität Wien): „**Moderne geodätische Weltraumverfahren - ihr Beitrag für die Geowissenschaften**“

## Abendveranstaltungen

Der **Begrüßungsabend** findet am Sonntag, 23. Februar 2003, ab 18:00 Uhr in der Ratszeise im historischen Rathaus am Markt statt.

Der **gesellige Abend** ist am Montag, 24. Februar 2003, von 19:00 Uhr bis etwa 21:30 Uhr, in der Mensa am Ernst-Abbe-Platz.

Der **öffentliche Abendvortrag** von **Prof. Dr. Tilman Spohn**: „**Geophysiker auf dem Mars**“ wird am Mittwoch, dem 26. Februar 2003, um 20:00 Uhr im Hörsaal HS1 des Hörsaalgebäudes der Friedrich-Schiller-Universität am Ernst-Abbe-Platz gehalten.

Eine **LaserAllDome Ganzkuppelprojektion** der Firma Carl Zeiss Jena findet am Donnerstag, dem 27. Februar 2003, um 20:30 Uhr im Zeisswerk-Laserzentrum, Carl-Zeiss-Promenade 10, statt. Tagungsteilnehmer haben nach vorheriger Anmeldung bei der Tagungsleitung die Möglichkeit, an dieser kostenlosen Veranstaltung teilzunehmen. Die ersten 100 Anmeldungen werden berücksichtigt.

## Exkursionen

Es werden folgende Exkursionen angeboten:

### **Geodynamisches Observatorium Moxa und Pumpspeicherwerk Hohenwarte,**

Donnerstag ganztägig

Kosten: 15 €

**Uranerzbergbaufolgelandschaft Ostthüringen,** Donnerstag nachmittag

Kosten: 15 €

Am Dienstag, dem 25. Februar 2003, findet eine Stadtführung statt:

### **Geschichte von Wissenschaft und Technik in Jena**

Kosten (ohne Eintrittsgelder): 5 €

Die Teilnehmerzahlen der Exkursionen sind beschränkt. Die Tagungsleitung behält sich vor, Exkursionen bei mangelnder Beteiligung zu streichen. Die Anmeldungen werden in der Reihenfolge des Eingangs der Überweisungen der Exkursionsgebühren berücksichtigt. Nicht Berücksichtigte erhalten ihre Teilnahmegebühr zurück. Näheres zu den Exkursionen finden Sie unter <http://dgg2003.geo.uni-jena.de>.

Zusätzlich besteht die Möglichkeit, während der Tagung verschiedene Aktivitäten und Sehenswürdigkeiten in und um Jena wahrzunehmen. Weitere Informationen erhalten sie im Tourist-Informationsbüro der Stadt Jena oder auf den Internetseiten der Stadt Jena <http://www.jena.de>.

## Firmenausstellung

Firmen und Institute stellen von Dienstag, dem 25. Februar, bis Donnerstag, dem 27. Februar, im Zugangsbereich der Tagung geophysikalische Geräte und Neuentwicklungen auf dem Gebiet der Mess- und Processing-Verfahren vor. Fachverlage und der örtliche Buchhandel sind mit einer Präsentation von Fachbüchern und Fachzeitschriften vertreten. Am Dienstag haben die ausstellenden Firmen die Möglichkeit, sich und ihre Produkte ab 17:45 Uhr im Hörsaal HS1 vorzustellen.

## Schülerpräsentation

Am Dienstag, dem 25. Februar, nehmen Schülerinnen und Schüler thüringischer Schulen an der Tagung teil. Von 10:30 bis 12:30 Uhr stellen sie eigene Arbeiten vor, die von 15:00 Uhr bis 16:30 Uhr in zwangloser Form zur Diskussion gestellt werden. Da die Schülerinnen und Schüler sich auch über das Studium informieren möchten, bitten wir alle Institute, entsprechendes Material für einen Info-Stand zur Verfügung zu stellen. Sollten Sie darüber hinaus für ein etwa 20-minütiges Gespräch mit den Schülerinnen und Schülern zur Verfügung stehen, so wenden Sie sich bitte an Herrn Prof. Dr. P. Malischewsky ([mali@geo.uni-jena.de](mailto:mali@geo.uni-jena.de)).

## Schwerpunktt Themen

- **Seismologie**
- **Geodynamische Modellierung**
- **Physikalische Vulkanologie und Georisiken**
- **Vogtland und Nordwestböhmen**
- **Geodynamo und Geomagnetismus**

## Posterausstellung

Die Posterausstellung nimmt eine zentrale Stellung ein. Die Autoren haben die Möglichkeit, am Montag, dem 24. Februar 17:00 Uhr sowie am Dienstag, dem 25. Februar 11:00 Uhr in drei Minuten mit höchstens zwei Folien ihr Poster vorzustellen. Die Autoren von Postern verpflichten sich, während der Posterausstellung am Montag, dem 24. Februar, ab 17.45 Uhr bzw. am Dienstag, dem 25. Februar, ab 15.00 Uhr am Poster anwesend zu sein. Es wird außerdem angeregt, zusätzliches Material wie A3/A4-Versionen des Posters oder andere Zusammenfassungen zur Verfügung zu stellen. Für die Poster stehen Stellwände von 1,5 m Höhe und 1,2 m Breite bereit. Für die Befestigung der Poster an den Tafeln stellt das Tagungsbüro Material zur Verfügung. Die besten Posterpräsentationen werden auf der nächsten Tagung ausgezeichnet.



### Thematische Einordnung der Vorträge (V) und Poster (P)

EEV/EEP	Elektromagnetik und Geoelektrik	MAV/MAP	Geodynamo und Geomagnetismus
EXV/EXP	Extraterrestrische Physik, Aeronomie und Planetologie	MGV/MGP	Marine Geophysik
		SLV/SLP	Seismologie
GDV	Geodynamik und Gravimetrie	SMV/SMP	Seismik und seismische Methoden
GDP	Geodynamische Modellierung	UIV/UIP	Umwelt- und Ingenieurgeophysik
GGP	Geodäsie und Gravimetrie	VEV	Verschiedenes
KOV	Kolloquium der DGG	VOV/VOP	Vogtland und Nordwestböhmen
KTV/KTP	Kontinentale Tiefbohrungen	VUV/VUP	Physikalische Vulkanologie und Georisiken

### DGG-Kolloquium

Das Thema des DGG-Kolloquiums am Mittwoch, dem 26. Februar, lautet

#### Interdisziplinärer Einsatz geophysikalischer Methoden

Es stehen vier Beiträge aus den Bereichen

- Ingenieurgeologie
- Wasserwirtschaft
- Bodenkunde
- Archäologie

fest. Bitte melden Sie sich auch zum Kolloquium an. Zum Kolloquium erscheint ein Sonderband der Mitteilungen der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, in dem die Vorträge in gekürzter Form gedruckt werden. Er ist zum Preis von 3 € im Tagungsbüro zu erhalten.

### Podiumsdiskussion

Am Mittwoch, dem 26. Februar, findet zwischen 17:45 Uhr und 19:00 Uhr im Hörsaal HS1 des Hörsaalgebäudes der Friedrich-Schiller-Universität am Ernst-Abbe-Platz eine Podiumsdiskussion zum Thema „**Wo liegt die Zukunft der Geophysik in Deutschland?**“ statt.

### Arbeitskreise

Die Arbeitskreise werden sich am Dienstag, dem 25. Februar, und am Donnerstag, dem 27. Februar, treffen. Vorgesehen sind zwei Anfangszeiten (19:00 Uhr und 20:00 Uhr), um die Teilnahme an mehreren Arbeitskreisen zu ermöglichen.

### Hinweise für Vortragende und Sitzungsleiter

Ein Vortrag dauert 15 Minuten. Anschließend sind 5 Minuten für die Diskussion vorgesehen. Diese Zeiten sollten unbedingt eingehalten werden, um die Synchronisation der Parallelsitzungen zu gewährleisten und nachfolgende Redner nicht zu benachteiligen.

Benötigen Sie für Ihren Vortrag mehr **Geräte** als zwei Overhead-Projektoren, einen Diaprojektor und einen Beamer (Videoprojektor), so bitten wir um Rücksprache. Falls eine Präsentation mit Beamer vorgesehen ist, so sollte sie auf einer CD oder auf einem mitgebrachten Notebook vorliegen (bitte angeben). Als Präsentationsformate kommen folgende Programme bzw. Formate in Frage: **MS PowerPoint, PDF, HTML**. Im Zweifelsfall oder falls andere Formate gewünscht werden, wenden Sie sich bitte **rechtzeitig** an das Tagungsbüro. Bitte prüfen Sie rechtzeitig vor der Sitzung die Beamerprojektion mit dem Projektionsassistenten. Diapositive können Sie ebenfalls bei den Projektionsassistenten abgeben.

### Weitere Mitteilungen

Weitere Informationen sind den Infowänden am Tagungsbüro und den Hörsälen zu entnehmen.

## **Schülerpräsentationen auf der DGG 2003:**

### **Albert-Schweitzer-Gymnasium Erfurt:**

1. *Caroline Meißner, Dagmar Roth, Tobias Hahn*: Verbesserung der Landbedeckungsanalyse am geografischen Raumbeispiel des Flusses Jahna (Betreuer: R. Kirschner)
2. *Johannes Nicolai und Patric Schenke*: Security Suite für Linux (Freizeitprojekt, ohne Betreuer)
3. *Christoph Thäle und Marcus Wohler*: Gleichseitige n-Ecke und gleichwinklige n-Ecke (Betreuer: em. Prof. W. Mögling; H.-J. Brenner)
4. *Anja Vogler und Christoph Burmeister*: Herschels Visionen werden wahr – Neue Wege in der Infrarotastronomie (Betreuer: Dr. Fischer; H. Staff)
5. *Anne Böhnisch, Maren Weisser, Peter Helbing*: Biochemische Untersuchung historischer Wundheilverfahren (Betreuer: Dr. Stuerzebecher, Dr. Prasa; K.-H. Niessler)

### **Staatliches Gymnasium Greiz:**

1. *Markus Wirth, Thomas Basler, Benjamin Giegling, Doreen Haase*: Automatisierung und Modernisierung in der ENKA GmbH & Co KG Elsterberg (Seminarfacharbeit, Betreuer: Herr Herzog)
2. *Klasse 10d*: Vom Hanf zur Umweltmatte (Projekt "Jugend recherchiert Umwelt - 100 Schulen im Dialog", Greiz-Itzehoe, Betreuer: Ch. Dietel)

### **Staatliches Gymnasium "Am Lindenberg" Ilmenau:**

*Anne Kessler, Martin Schmidt, Martin Kuchorz, Björn Baumgart*: Modellhaus zur Erzeugung von Wasserstoff mittels Sonnenenergie und dessen Nutzung in einer Brennstoffzelle (Betreuer: G. Winter)

### **Gymnasium Fridericianum Rudolstadt:**

*Kerstin Damerau*: Der Sommer war kurz - Synoptische Wetteranalyse des Jahres 2001/02 im Landkreis Saalfeld-Rudolstadt (Betreuer: S. Gerber)

### **Adolf-Reichwein-Gymnasium Jena:**

*Anja Reuter*: Power-Point-Präsentation zum Planetensystem (Betreuer: W. Meier)

### **Carl-Zeiss-Gymnasium Jena:**

1. *Stefan Bartsch*: Ultraschalluntersuchungen zum Anisotropieverhalten natürlicher Gesteine im Ostthüringer Seismischen Netz (OTSN) (Betreuer: Prof. P. Malischewsky, Dipl.-Ing. A. Ziegert)
2. *Franz Carlsen*: Untersuchungen am OTSN zur Bebenfolge nahe Plauen im April 2002 (Betreuer: Dr. A. Hemmann)
3. *Rolf Gehre*: Azimutbestimmung mit Geophonen (Betreuer: Dipl.-Ing. M. Brunner)

### **Friedrich-Schiller-Gymnasium Weimar:**

*Christian Holz*: Einrichtung eines Routers für das Schulnetzwerk auf der Basis des Betriebssystems LINUX (Betreuer: R. Heerdegen)

**Folgende Firmen/Einrichtungen stellen finanzielle Mittel zur DGG 2003 zur Verfügung:**

Friedrich-Schiller-Universität Jena

Gesellschaft der Freunde und Förderer der  
Friedrich-Schiller-Universität Jena e.V.

EEG Erdöl und Erdgas GmbH  
Zimmerstr. 56  
10117 Berlin



Merkur Bank Jena  
Markt 10  
07743 Jena  
<http://www.merkurbank.de>



Restaurant Ratszeise Jena  
Am Markt 1  
07743 Jena  
<http://www.ratszeise.net>



Scala – Das Turmrestaurant Jena  
Leutragraben 1  
07743 Jena  
<http://www.scala-jena.de>



ALLIED ASSOCIATES GEOPHYSICAL LTD.  
Halterner Str. 125  
46284 Dorsten  
<http://www.allied-associates.co.uk>

DBM Bohrlochmessungen-Dr. K. Buckup  
Hohenwarther Str. 2  
39126 Magdeburg  
<http://www.bohrlochmesser.de>

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung  
Science Publisher  
Johannesstr. 3A  
D-70176 Stuttgart

Geophysik GGD mbH  
Ehrensteinstr. 33  
04105 Leipzig  
<http://www.geophysik-ggd.com>

GeoPro Gesellschaft für geophysikalische Untersuchungen mbH  
St. Annenufer 2  
20457 Hamburg  
<http://www.geopro.com>

Springer Verlag GmbH & Co. KG  
Tiergartenstr. 17  
69121 Heidelberg  
<http://www.springer.de>

**Folgende Firmen stellen auf der DGG 2003 aus:**

ALLIED ASSOCIATES GEOPHYSICAL LTD.  
Halterner Str. 125  
46284 Dorsten  
<http://www.allied-associates.co.uk>

DBM Bohrlochmessungen-Dr. K. Buckup  
Hohenwarther Str. 2  
39126 Magdeburg  
<http://www.bohrlochmesser.de>

DMT-DEUTSCHE MONTAN TECHNOLOGIE GmbH  
Mines & More Division  
Am Technologiepark 1  
45307 Essen  
<http://www.minesandmore.de>

FEMLAB GmbH  
Berliner Str. 4  
37073 Göttingen  
<http://www.femlab.de>

FOERSTER – Institut Dr. Förster GmbH & Co. KG  
In Laisen 70  
72766 Reutlingen  
<http://www.foerstergroup.de>

GeoPro Gesellschaft für geophysikalische Untersuchungen mbH  
St. Annenufer 2  
20457 Hamburg  
<http://www.geopro.com>

Geo Sys GmbH Leipzig  
Braunstr. 23-25  
04347 Leipzig  
<http://www.geosys-germany.com>

Geotomographie  
Am Tonnenberg 18  
56567 Neuwied  
<http://www.geotomographie.de>

HarbourDom GmbH  
Riehler Platz 1  
50668 Köln  
<http://www.harbourdom.de>

HGN Hydrogeologie GmbH, Niederlassung Torgau  
Süptitzer Weg  
04860 Torgau  
<http://www.hgn-online.de>

Hommel Vermessungssysteme GmbH  
Felsbachstr. 5  
07745 Jena  
Email: [Hommel.Vermessungssysteme@t-online.de](mailto:Hommel.Vermessungssysteme@t-online.de)

IGM Ingenieurgesellschaft für Geophysikalische Messtechnik mbH  
Untere St. Leonhard Str. 16  
88662 Überlingen  
<http://www.igm-geophysik.de>



JUB – Jenaer Universitätsbibliothek  
Postfach 10 07 21  
07707 Jena  
<http://www.jub.de>

Lennartz electronic GmbH  
Bismarckstr. 136  
72072 Tübingen  
<http://www.lennartz-electronic.de>

OmniQuest International  
Leipzig Office  
Arndtstr. 5  
04275 Leipzig  
<http://www.omniquest.nl>

OptoSys Mikroskope und Zubehör  
Robert-Bosch-Str. 7  
64293 Darmstadt  
<http://www.opto-sys.de>

RF Reedereigemeinschaft Forschungsschiffahrt GmbH  
PF 330 660  
28336 Bremen  
<http://www.rf-bremen.de>

SIOS Meßtechnik GmbH  
Am Vogelherd 46  
98693 Ilmenau  
<http://www.sios.de>

Yokogawa - nbn GmbH  
Test- und Messtechnik Vertriebsgesellschaft  
Gewerbestr. 17  
82211 Herrsching  
<http://www.yokogawa-nbn.de>

## Programmübersicht

Montag, 24. Februar 2003

**09:30 – 10:25 Plenarvortrag PL01 (Hörsaal HS1)**  
 Harro Schmeling (U Frankfurt am Main)  
 „Konvektion und Schmelzprozesse im Erdmantel“

	HS1	HS2	HS3	HS6	HS7
10:30-11:00	Kaffeepause				
11:00-11:20	SL01	UI01	GD01	VU01	MG01
11:20-11:40	SL02	UI02	GD02	VU02	MG02
11:40-12:00	SL03	UI03	GD03	VU03	MG03
12:00-12:20	SL04	UI04	GD04	VU04	MG04
12:20-12:40	SL05	UI05	GD05		MG05
12:40-13:00	SL06	UI06	GD06		MG06

**13:00 – 14:00 Mittagspause**

**14:00 – 17:00 Eröffnungsveranstaltung (Aula)**  
 Eröffnungsvortrag  
 Harald Schuh (TU Wien)  
 „Moderne geodätische Weltraumverfahren - ihr Beitrag für die Geowissenschaften“

**17:00 – 17:45 Vorstellung von Postern (I)**

	HS1	HS2	HS3
17:00-17:45	SL,VO,KT	VU,GG,GR,EE,UI	GD,MA,MG,SM

**17:45 – 19:00 Posterausstellung (I) (HS4, HS5)**

**19:00 – 21:30 Geselliger Abend (Mensa, Ernst-Abbe-Platz)**

Dienstag, 25. Februar 2003

**08:30 – 09:25 Plenarvortrag PL02 (HS1)**  
 Jürgen Neuberg (U Leeds, GB)  
 „Mehrere Finger am Puls eines Vulkans – ein Multiparameter-Ansatz in der physikalischen Vulkanologie“

**09:30 DGG-Vorstandssitzung (SR 1.13)**

**09:45 – 12:45 Exkursion: Stadtführung zur Geschichte von Wissenschaft und Technik in Jena**  
 Treffpunkt: Vor dem Tagungsgebäude auf dem Ernst-Abbe-Platz

	HS1	HS2	HS3	HS6	HS7
09:30-09:50	SL07	UI07	GD07	VU05	MG07
09:50-10:10	SL08	UI08	GD08	VU06	MG08
10:10-10:30	SL09	UI09	GD09	VU07	MG09
10:30-11:00	Kaffeepause				

**10:30 – 12:30 Schülerveranstaltung (HS7)**  
 Vorstellung der Schülerarbeiten

**11:00 – 12:30 Vorstellung von Postern (II)**

	HS1	HS2	HS3
11:00-12:30	SL,VO,KT	VU,GG,GR,EE,UI	GD,MA,MG,SM

**12:30 – 14:00 Mittagspause**

**13:00 – 17:00 BDG-Ausschuß Geophysikalische Meß- und Beratungsunternehmen (HS6)**

**14:00 – 14:55 Plenarvortrag PL03 (HS1)**  
 Shun-ichiro Karato (Yale University, New Haven, CT, USA)  
 „Mapping water in the Earth's mantle“

**15:00 – 17:30 Posterausstellung (II) (HS4, HS5)**

**15:00 – 16:30 Schülerveranstaltung (HS7)**  
 15:00 – 15:30 Preisverteilung an die Schüler  
 15:30 – 16:30 Diskussionsrunde

**17:45 Eröffnung der Firmenausstellung mit Vorstellung der Industriepartner (HS1)**

**19:00 Studentenabend**  
 Treffpunkt: Vor dem Tagungsgebäude auf dem Ernst-Abbe-Platz

**19:00 Arbeitskreis Geschichte der Geophysik (HS6)**

**19:00 Arbeitskreis ASFA (HS1)**

**19:00 Arbeitskreis Geodynamik (HS7)**

**19:00 Arbeitskreis Angewandte Geophysik (SR 1.13)**

**20:00 Arbeitskreis Studienfragen (HS2)**

**20:00 Arbeitskreis Seismologie (HS1)**

**19:00/20:00 weitere Arbeitskreise siehe Infowand (HS1, HS2, HS3, HS6, HS7, SR 1.13)**

Mittwoch, 26. Februar 2003

**08:30 – 09:25 Plenarvortrag PL 04 (HS1)**  
 David Crossley, (U Saint Louis, USA)  
 „What high precision gravity measurements can tell us about geodynamics“

**Hinweis: EX-Vorträge gliedern sich in Vorträge von 30 (Hauptvorträge) und 15 Minuten Länge!**

	HS1	HS3	HS7	HS2	Zeiten für HS6	HS6
09:30-09:50	SL10	GD10	UI10	KO01	09:30-10:00	EX01
09:50-10:10	SL11	GD11	UI11		10:00-10:15	EX02
10:10-10:30	SL12	GD12	UI12		10:15-10:30	EX03
10:30-11:00	Kaffeepause					
11:00-11:20	SL13	GD13	UI13	KO02	11:00-11:15	EX04
11:20-11:40	SL14	GD14	UI14		11:15-11:30	EX05
11:40-12:00	SL15	GD15	UI15		11:30-12:00	EX06
12:00-12:20	SL16	GD16	UI16	KO03	12:00-12:15	EX07
12:20-12:40	SL17	GD17	UI17		12:15-12:30	EX08
12:40-13:00	SL18	GD18	UI18		12:30-13:00	EX09

**13:00 – 14:00 Mittagspause**

**14:00 – 14:55 Plenarvortrag PL05 (HS1)**  
 Guust Nolet (U Princeton, USA)  
 „Seeing plumes in a new (diffracted) light“

	HS1	HS3	HS7	HS2	Zeiten für HS6	HS6
15:00-15:20	SL19	GD19	UI19	KO04	15:00-15:30	EX10
15:20-15:40	SL20	GD20	UI20		15:30-15:45	EX11
15:40-16:00	SL21	GD21	UI21		15:45-16:00	EX12
16:00-16:30	Kaffeepause					

**16:30 – 17:25 Plenarvortrag PL06 (HS1)**  
 Sami Solanki (MPI Katlenburg-Lindau)  
 „Solar-terrestrische Beziehungen: Das Weltraumwetter und das Erdklima“

**17:45 – 19:00 Podiumsdiskussion (HS1)**  
 Wo liegt die Zukunft der Geophysik in Deutschland?

**AEF-Sitzung**

	HS6
17:45-18:00	EX13
18:00-18:15	EX14
18:15-18:30	EX15
18:30-18:45	EX16
18:45-19:00	EX17

**20:00 Öffentlicher Abendvortrag (HS1)**  
 Tilman Spohn (Münster)  
 „Geophysiker auf dem Mars“

Donnerstag, 27. Februar 2003

**08:30 – 17:15** **Exkursion: Geodynamisches Observatorium Moxa und Pumpspeicherwerk Hohenwarte**  
Treffpunkt: Vor dem Tagungsgebäude auf dem Ernst-Abbe-Platz

**11:45 – 17:15** **Exkursion: Uranerzbergbaufolgelandschaft Ostthüringen**  
Treffpunkt: Vor dem Tagungsgebäude auf dem Ernst-Abbe-Platz

**08:30 – 09:25** **Plenarvortrag PL07 (HS1)**  
Aleš Špicák (Geophys. Institut der Tschechischen Akademie der Wissenschaften, Prag, CZ)  
„Magmatic origin of earthquake swarms in the Vogtland/West Bohemia seismically active region“

	HS1	HS2	HS7		Zeiten für HS3	HS3
09:30-09:50	SL22 (VO01)	SM01	EE01		09:30-10:00	EX18
09:50-10:10	SL23 (VO02)	SM02	EE02		10:00-10:30	EX19
10:10-10:30	SL24 (VO03)	SM03	EE03			
10:30-11:00	Kaffeepause					

	HS1	HS2	HS7	HS3	Zeiten für HS6	HS6
11:00-11:20	SL25 (VO04)	SM04	EE04	11:00-11:30	11:30-11:45	EX25
11:20-11:40	SL26	SM05	EE05	EX20	11:45-12:00	EX26
11:40-12:00	SL27	SM06	EE06	EX21	12:00-12:15	EX27
12:00-12:20	SL28	SM07	EE07	EX22	12:15-12:30	EX28
12:20-12:40	SL29	SM08	EE08	EX23	12:30-12:45	EX29
12:40-13:00	SL30			EX24	12:45-13:00	EX30

**13:00 – 14:00** **Mittagspause**

**14:00 – 14:55** **Plenarvortrag PL08 (HS1)**  
Ulrich Christensen (U Göttingen)  
„Numerische Modelle des Geodynamos“

	HS1	HS2	HS7	HS3	Zeiten für HS6	HS6
15:00-15:20	SL31	SM09	EE09	MA01	15:00-15:30	EX31
15:20-15:40	SL32	SM10	EE10	MA02	15:30-15:45	EX32
15:40-16:00	SL33	SM11	EE11	MA03	15:45-16:00	EX33
16:00-16:30	Kaffeepause					
16:30-16:50	SL34	SM12	EE12	MA04	16:30-17:00	EX34
16:50-17:10	SL35	SM13	EE13	MA05	17:00-17:15	EX35
17:10-17:30		SM14	EE14		17:15-17:30	EX36
					17:30-17:45	EX37
					17:45-18:00	EX38

**17:30 – 20:00** **DGG-Mitgliederversammlung (HS1)**

**18:00 – 19:00** **AEF-Poster-Session (HS4, HS5)**

**19:00 – 20:00** **AEF-Mitgliederversammlung (HS2)**

**20:00** **Arbeitskreis Dynamo-Modellierer (SR 1.13)**

**20:30** **LaserAllDome (Carl Zeiss Jena GmbH); auf aktuelle Aushänge achten!**

Freitag, 28. Februar 2003

**08:30 – 9:25 Plenarvortrag PL09 (HS1)**  
 Hans-Joachim Kumpel (GGA Hannover)  
 „Energie- und Fluidtransport in kontinentalen Bruchsystemen – eine neue Serie großskaliger Experimente an der KTB-Lokation“

	<b>HS1</b>	<b>HS2</b>	Zeiten für HS3	<b>HS3</b>
09:30-09:50	KT01	SM15	09:30-10:00	EX39
09:50-10:10	KT02	SM16	10:00-10:15	EX40
10:10-10:30	KT03	SM17	10:15-10:30	EX41
10:30-11:00	Kaffeepause			
11:00-11:20	VE02	SM18	11:00-11:15	EX42
11:20-11:40	VE03	SM19	11:15-11:30	EX43
11:40-12:00	VE04	VE01	11:30-11:45	EX44
12:00-12:20	VE05		11:45-12:00	EX45
			12:00-12:15	EX46
			12:15-12:45	EX47
			12:45-13:00	EX48
			13:00-13:15	EX49
			13:15-13:30	EX50

**13:00 Tagungsabschluß (Foyer)**

**13:30 DGG-Vorstandssitzung (SR 1.13)**





# **Abstracts**

**PL**

**Plenarvortrag**

---

**PL06** – Mi., 26.2., 16:30-17:25 Uhr · HS1

*Solanki, S. K. (MPAe Lindau)*

### **Solar-terrestrische Beziehungen: Das Weltraumwetter und das Erdklima**

Die Sonne beeinflusst die Erde und ihre unmittelbare Umgebung auf vielfältige Art und Weise. Das variable offene Magnetfeld der Sonne und der Sonnenwind modulieren die Magnetosphäre, Ionosphäre und obere Atmosphäre der Erde. Zudem beeinflussen sie die Intensität der kosmischen Strahlung, die die Erde erreicht und somit die Konzentration kosmogener Isotope, z.B. von  $^{10}\text{Be}$  in grönländischem oder antarktischem Eis. Das sich ändernde Magnetfeld der Sonne verändert auch deren Helligkeit. Diese wiederum beeinflusst das Klima der Erde, wobei der Grad der Beeinflussung noch Gegenstand intensiver Forschung ist. Im Vortrag wird die Variabilität der Sonne und ihre Ursprünge beschrieben. Zudem werden die solar-terrestrischen Beziehungen aus der Sicht eines Sonnenphysikers diskutiert.

PL08 – Do., 27.2., 14:00-14:55 Uhr · HS1

Christensen, U. (Göttingen)

### Numerische Modelle des Geodynamos

E-Mail: [urc@uni-geophys.gwdg.de](mailto:urc@uni-geophys.gwdg.de)

Dynamomodelle, die nur auf den fundamentalen Grundgleichungen der Magnetohydrodynamik ohne Parametrisierungen und ad-hoc-Annahmen beruhen, spielen eine immer wichtigere Rolle zum Verständnis des erdmagnetischen Hauptfeldes. Hierbei werden gleichzeitig die konvektive Strömung und die Magnetfelderzeugung in einer mit einer elektrisch leitenden Flüssigkeit gefüllten und rasch rotierenden Kugelschale numerisch simuliert. Mehrere Kontrollparameter haben allerdings Werte, die sich um viele Größenordnungen von denen des Erdkerns unterscheiden. Die Viskosität ist in den Modellen stark überhöht. Andere wichtige Parameter haben dem gegenüber realistische Werte. Vereinfacht gesagt wird der magnetische Teil des Problems korrekt beschrieben, die turbulente Natur der Strömung dagegen nicht erfasst.

Einfache Modelle bei sehr moderaten Parametern sind benutzt worden, um den grundlegenden Mechanismus der Magnetfelderzeugung besser zu verstehen. Hierbei spielt die gegenseitige Umwandlung der poloidalen und toroidalen Magnetfeldkomponenten eine Schlüsselrolle. In den meisten Modellen zeigt sich, dass dabei der sogenannte  $\alpha$ -Effekt durch helikale Konvektionsströmungen die zentrale Rolle spielt, während der  $\omega$ -Effekt durch differentielle Rotation kaum konstruktiv beiträgt.

Ein Vergleich der Magnetfelder von Modellen mit realistischeren Parametern mit dem Erdmagnetfeld an der Kern-Mantel-Grenze zeigt eine gute Korrelation auch für Details in der Morphologie. Magnetische Flußbündel in hohen Breiten lassen sich mit Hilfe der Mo-

delle durch Abströme im Zentrum zyklonaler Wirbel erklären, während geringer oder inverser magnetischer Fluß direkt an den Rotationspolen mit aufsteigenden Plumes an der Polen und einem antizyklonalen polaren Wirbel in Verbindung zu bringen sind. Dynamomodelle sind auch zum Test von Methoden benutzt worden, mit denen die beobachtete Säkularvariation benutzt wurde, um nach der Flüssigkeitsströmung an der Oberfläche des Kerns zu invertieren.

Die Konvektion im Kern wird durch die heterogene Verteilung des Wärmeflusses an der Kern-Mantel-Grenze strukturiert, welche dem Kern durch den viel langsamer konvektierenden Mantel vorgegeben wird. Modelle mit inhomogenem Wärmefluss zeigen, dass dies zu Abweichung im zeitgemittelten Magnetfeld von dem eines geozentrischen axialen Dipols führt. Solche Abweichungen sind in paläomagnetischen Daten dokumentiert. Auch regionale Unterschiede im Verhalten der Säkularvariation, z.B. in deren Amplitude oder im Auftreten einer Westwärtsdrift, zeigen sich in den Modellen, sind aber in den Daten schwierig zu belegen.

Viele veröffentlichte Dynamomodelle zeigen dipoldominierte Magnetfelder stabiler Polarität. Polumkehrungen treten z.B. bei genügend hoher Rayleighzahl (heftiger Konvektion) auf. Während des Übergangs ist das Restfeld schwächer und von höheren Multipolkomponenten dominiert. In manchen Modellen laufen die Umpolungen sehr ähnlich ab, wie es für die Erde aus der Paläomagnetik geschlossen wird, jedoch ist der Mechanismus

der Feldumkehr noch nicht gut verstanden. Bei Modellen mit lateral variablem Wärmefluss an der Kern-Mantel-Grenze nimmt der virtuelle geomagnetische Pol (VGP), so wie er sich aus Feldrichtungen an der Erdoberfläche berechnen würde, während des Umklappens einen bevorzugten Pfad entlang den Regionen hohen Wärmeflusses. Das gleiche Verhalten ist aus paläomagnetischen Daten postuliert worden, bleibt jedoch umstritten.



PL09 – Fr., 28.2., 08:30-09:25 Uhr · HS1

*Kümpel, H.-J. (Hannover), Erzinger, J. (Potsdam), Rabbel, W. (Kiel), Shapiro, S. (Berlin), KTB Science Team*

### **Energie- und Fluidtransport in kontinentalen Bruchsystemen - Eine neue Serie großskaliger Experimente an der KTB-Lokation**

E-Mail: [kuempel@gga-hannover.de](mailto:kuempel@gga-hannover.de)

Das Kontinentale Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland (KTB) beinhaltet bisher die Phase der Vorerkundungen (1984–86), die aktive Bohrphase (1987–94) und einige Jahre der Nutzung als Tiefenlabor (1995–2001). Während der Bohrphase wurden die 4000 m tiefe Vorbohrung (VB) niedergebracht sowie im Abstand von 200 m von ihr die 9101 m tiefe Hauptbohrung (HB). Die VB ist nur im Tiefenbereich 3850 bis 4000 m unverbohrt und damit zum Gebirge hin offen, die HB im Bereich 9031 bis 9101 m. Die jeweiligen Temperaturen im Bohrloch tiefsten betragen 119 °C bei der VB und 265 °C bei der HB. Seit kurzem ist das Tiefbohrprogramm um das neue Vorhaben „Energie- und Fluidtransport in kontinentalen Bruchsystemen“ erweitert worden.

Zu den Besonderheiten von KTB gehören neben der Existenz der beiden Bohrungen in unmittelbarer Nachbarschaft zueinander die in Quantität und Qualität einzigartige Datenbasis sowie die Tatsache, dass bei 4,0 und 7,2 km Tiefe zwei größere Störsysteme erbohrt wurden. Letztere sind auch seismisch von der Oberfläche aus sichtbar und als SE1- bzw. SE2-Reflektoren bekannt. Zwei der spektakulären wissenschaftlichen Ergebnisse des bisherigen KTB-Programms sind zum einen die unerwartet hohe Präsenz mobiler Tiefenfluide in der Kruste und damit auch ihre Fähigkeit, erhebliche Fluidvolumina zu speichern und zu transportieren. Zum anderen überraschte die niedrige mechanische Stabilität der

hier weitgehend aseismischen Kruste, konnte doch gezeigt werden, dass eine mäßige Erhöhung des Fluiddrucks ausreicht, um Mikroseismizität zu erzeugen. Mit dem Gewinn dieser Erkenntnisse bei Abschluss des Bohrprogramms und deren Bestätigung innerhalb der nachfolgenden Phase des Tiefenlabors war das Potenzial von KTB jedoch bei weitem nicht ausgeschöpft. Im Gegenteil: Es waren gerade diese Erkenntnisse, die nach weiteren Untersuchungen verlangten, hatte man doch an der KTB-Lokation unvergleichliche Möglichkeiten, die von petrohydraulischen Eigenschaften bestimmte Rheologie der kristallinen Kruste sowie die Inhaltsstoffe und Migration von Tiefenfluiden eingehend und beispielhaft zu studieren.

Diese Situation gab Anlass, ein neues, mehrjähriges Forschungsprogramm mit dem o.g. Titel zu konzipieren und seine Förderung im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms ICDP zu beantragen. Vorrangiges Ziel des neuen Vorhabens sollte die experimentelle Untersuchung der beiden Störsysteme auf der Kilometer-Skala sein. Dabei stehen die Gewinnung unkontaminierter Tiefenfluide – was zuvor nicht gelungen war – und ihre Analyse im Vordergrund, ebenso die kontrollierte Erzeugung von Mikroseismizität in Bruchsystemen und schließlich Versuche zum Abbilden von Störsystemen anomalen Fluiddrucks mithilfe geophysikalischer Verfahren. Auf der Basis einer Machbarkeitsstudie wurden die techni-

sche Durchführbarkeit langanhaltender Pump- und Injektionsversuche zum Erreichen dieser Ziele bestätigt und die Kosten abgeschätzt.

Das vorgeschlagene Programm sieht folgende Serie von Großversuchen vor: (1) Einjähriger Pumpstest in der VB mit Fluidförderung aus der 4 km tiefen Störzone; nach seinem Abschluss mindestens 6-monatige Erholungsphase. (2) Einjähriger Injektionstest in der VB mit Fluidverpressung in der 4 km tiefen Störzone; nach seinem Abschluss mindestens 6-monatige Erholungsphase. (3) Vorbereiten der HB für entsprechende Versuche in der 7,2 km tiefen Störzone; hierzu Überbrücken von undichten Abschnitten der Verrohrung der HB, Perforieren der Verrohrung in ca. 7,2 km Tiefe und Setzen eines Packers unterhalb der Perforationsstrecke. (4) Einjähriger Pumpstest in der HB mit Fluidförderung aus der 7,2 km tiefen Störzone; nach seinem Abschluss mindestens 6-monatige Erholungsphase. (5) Einjähriger Injektionstest in der HB mit Fluidverpressung in der 7,2 km tiefen Störzone; nach seinem Abschluss mindestens 6-monatige Erholungsphase. (6) Versuch einer vertikalen Zirkulation zwischen der 7,2 und der 4 km tiefen Störzone zur Gewinnung geothermischer Energie.

Die Pump- und Injektionstests gilt es durch ein Monitoring verschiedener geophysikalischer und geochemischer Parameter zu begleiten. Aufbauend auf der umfangreichen Datenbasis früherer KTB-Vorhaben erlauben die gesammelten Messreihen darüber hinaus, maßgebliche Prozesse der Gesteins-Fluid-Wechselwirkung in kristalliner, kontinentaler Kruste detailliert zu modellieren.

Mit der Bewilligung mehrerer DFG-Anträge Anfang 2002 trat das neue Vorhaben in seine erste aktive Phase. Meilensteine waren bisher Vorversuche zur Ermittlung der Wegsamkeit von Klüften im offenen Abschnitt

der VB, die Installation und Inbetriebnahme einer Pumpe in knapp 1300 m Tiefe in der VB, eines Feldlabors zur online-Analyse der geförderten Fluide und Gase sowie eines Bohrlochgeophons in der HB zur Erfassung von Mikroseismizität.

Nach einer mehrmonatigen Förderrate von 28 l/min werden seit Oktober 2002 bei einer Absenkung von ca. 460 m Wassersäule kontinuierlich 55 l/min Tiefenfluid aus der VB produziert (Stand: 2.12.2002). Die elektrische Leitfähigkeit des geförderten Fluids beträgt 84 mS/cm, der auf das Volumen bezogene Gasanteil bei Atmosphärendruck knapp 90% (zu 2/3 N<sub>2</sub>, zu 1/3 CH<sub>4</sub>), die über den offenen Bohrlochabschnitt gemittelte Permeabilität des Gebirges beträgt ca.  $2 \cdot 10^{-15} m^2$ . Eine Abnahme der Fluidergiebigkeit des Gebirges mit der Zeit ist nicht festzustellen.

Entsprechend dem vorgeschlagenen Programm der neuen Serie von Großversuchen soll der Pumpstest in der VB bis Mitte 2003 fortgesetzt und durch eine halbjährige Erholungsphase abgeschlossen werden. Die Finanzierung des dann folgenden einjährigen Injektionstests in der VB wird für 2004 bei der DFG beantragt. Interessenten, die sich mit begleitenden Untersuchungen daran beteiligen möchten, sind willkommen und werden gebeten, zur Vorbereitung eines DFG-Antrags bald mit einem der Initiatoren des neuen KTB-Programms (s. Autorenliste) Kontakt aufzunehmen.

Webseite: <http://www.icdp-online.de/html/sites/ktbhydraulic/news/news.html>

**EE**

**Elektromagnetik und Geoelektrik**

---

EE01 – Do., 27.2., 09:30-09:50 Uhr · HS7

Schmucker, U. (Göttingen)

**Der innere Anteil tagesperiodischer Variationen und der Dst-Nachphase erdmagnetischer Stürme unter dem Einfluss elektromagnetisch induzierter Ströme in den Weltmeeren**

E-Mail: kuempel@gga-hannover.de

Küstenanomalien und Inseleffekte sind ausgeprägte und wohlbekannte Erscheinungen, soweit es die Vertikalkomponente (Z) von Baystörungen und von ähnlichen kurzperiodischen Variationen des erdmagnetischen Feldes in mittleren Breiten betrifft. Auch im Einflussbereich von ionosphärischen Jets treten sie als erkennbar induktionsbedingte Anomalien hervor. Weniger bekannt sind die zugehörigen Anomalien der Horizontalkomponenten (H,D), welche auf der Landseite in einer räumlich ausgedehnten Verminderung und auf der Seeseite in einer räumlich konzentrierten Verstärkung von H und D bestehen.

Tagesgänge und die Dst-Nachphase von Stürmen besitzen infolge ihrer längeren Perioden abgeschwächte innere Anteile. Gleiches gilt auch für ihre Küsten- und Inselanomalien, die zudem nur in Z unmittelbar erkennbar sind. Zu ihrer Darstellung in der Form bivariater magnetischer Übertragungsfunktionen ( $zH, zD$ ) und Induktionsvektoren ist es ausserdem notwendig, die räumliche Struktur der Quellenfelder einzubeziehen und aus ihr einen Normalanteil ( $Z_n$ ) abzuleiten und von Z vor der Analyse abzuziehen. Dieser Normalanteil kann entweder für eine vorgegebene geschichtete Normalstruktur des Erdmantels berechnet werden oder mittels einer trivariaten Analyse direkt aus den Daten gewonnen werden, wobei die dritte Übertragungsfunktion die aus den räumlichen Ableitungen von H und D bestimmte Eindringtie-

fe (C) ist. In beiden Fällen müssen dabei zunächst Anomalien in H und D unberücksichtigt bleiben.

Dieser Beitrag verfolgt drei Ziele: (1) die Bestimmung von  $zH$  und  $zD$  an küstennahen Observatorien und auf Inseln, und zwar mittels einer Analyse von Stundenmittelwerten und getrennt für die Perioden des Tagesganges (6 bis 24 Stunden) und der Dst-Nachphase (2 bis 25 Tage); (2) Korrekturen für Ozeaneffekte, wenn Tiefensondierungen des Erdmantels mit Tagesgängen und Dst-Nachphasen auf dem Festland oder auf Inseln vorgenommen werden sollen, und zwar unter der Voraussetzung geschichteter Normalstrukturen. (3) Modellstudien zu der Möglichkeit, aus Küsteneffekten auf der Landseite und auf Inseln zu Aussagen über die ozeanische Normalstruktur zu kommen, insbesondere ob diese sich möglicherweise von der ozeanischen Normalstruktur unterscheidet.

Das Ergebnis zu (1) und (2) ist, dass alle küstennahen Observatorien schwache, aber signifikante und korrigierbare Anomalien in Z aufweisen, soweit es den Tagesgang betrifft. Bei der Nach-Phase von Stürmen sind sie jedoch nur an exponiert gelegenen Observatorien klar erkennbar. Das Ergebnis zu (3) ist, dass im Falle von Küstenanomalien ohne Beobachtungen auf der Seeseite kaum Aussagen über die tiefere Leitfähigkeiten im Erdmantel unter den Ozeanen möglich sind. Im Falle von Inseln wäre dies im Prinzip möglich, doch müssten die Meerestie-

fen in einer sehr detaillierten Modellrechnung beruecksichtigt werden, abgesehen davon dass die Inseln selbst mit Leitfaehigkeitsanomalien in Erdmantel verbunden sein koennten.



EE02 – Do., 27.2., 09:50-10:10 Uhr · HS7

*Golden, S., Junge, A. (Frankfurt am Main), Beblo, M. (München), Björnsson, A. (Akureyri)*

### **Langperiodische Magnetotellurik auf Island – Vergleich von Processing Methoden**

E-Mail: golden@geophysik.uni-frankfurt.de

Im Rahmen des Deutsch-Isländischen Gemeinschaftsprojektes CMICMR (Continuous Monitoring of the Icelandic Crust and Mantle Resistivity) werden seit 1999 langperiodische magnetotellurische Messungen an drei Stationen auf Island durchgeführt: Akureyri (AKU), Húsafell (HUS) und Skrokkalda (SKR). Die Messungen an den Stationen Húsafell und Akureyri dauern noch an. Jede Station zeichnet die beiden horizontalen elektrischen Feldkomponenten sowie alle drei magnetischen Feldkomponenten kontinuierlich mit einer Abtastperiode von 1 s auf. Der auswertbare Periodenbereich erstreckt sich von etwa 16 s bis in den Bereich der täglichen Variationen, möglicherweise auch darüber hinaus. Bis jetzt haben sich die Auswertungen auf den Periodenbereich von einer Minute bis zu 9 Stunden konzentriert.

Die aufgezeichneten Zeitreihen werden nach einer Instrumentenkorrektur und einer zeitlichen Synchronisation zum geomagnetischen Observatorium Leirvogur (LRV) in Zeitsegmente zerlegt, und nach ihrer Fouriertransformation zur Berechnung von Übertragungsfunktionen zwischen unterschiedlichen Kanälen und Stationen verwendet. Die zeitliche Synchronisation ist notwendig, um trotz Verzicht auf eine GPS-Zeitbasis an den Feldstationen eine genügend hohe Absolutzeitgenauigkeit für die Berechnung der Übertragungsfunktionen zwischen den Stationen zu erreichen. Dies gelingt durch eine Bestimmung der Zeitversätze zwischen den Stationen für unterschiedliche Zeitfenster, wozu die Lage der Maxima der Kreuzkorrelationen zwi-

schen gleichartigen Kanälen verwendet wird. Der verbleibende Zeitfehler beträgt – bei einer Abtastperiode der Observatoriumsdaten von 60 s – weniger als 1 s.

Die berechneten Übertragungsfunktionen hängen von der Quellfeldgeometrie und von der elektrischen Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund ab. In der Magnetotellurik wird in der Regel ein quasi-homogenes Quellfeld angenommen, um auf die Untergrund-Leitfähigkeit zu schließen. Starke Quellfeld-Inhomogenitäten führen dabei zu systematischen Verzerrungen der bestimmten Leitfähigkeiten, die als Quellfeldeffekte bekannt sind. Aufgrund der Lage von Island nahe dem polaren Elektrojet muss mit starken Quellfeldeffekten gerechnet werden. Daher wurde wie im folgenden nach geeigneten Kriterien für eine automatische Selektion von Zeitsegmenten mit schwachen Quellfeldeffekten gesucht.

Die MT-Übertragungsfunktionen zeigten sich verhältnismäßig stabil gegenüber Quellfeldeffekten, wohingegen die Übertragungsfunktionen zwischen den horizontalen Magnetfeldkomponenten unterschiedlicher Stationen einen besonders starken Einfluss des Quellfeldes zeigten. Dennoch wurde versucht, durch den Einbezug der Information aus den Übertragungsfunktionen zwischen den horizontalen Magnetkomponenten eine Verbesserung der MT-Übertragungsfunktionen zu erreichen. Zu diesem Zweck wurden unterschiedliche Processing-Algorithmen angewandt und ihre Ergebnisse gegenübergestellt: Es handelt sich im einzelnen um MT-Einzelstationsanalyse mit Least-Squares

oder robustem Processing, Remote-Reference mit Least-Squares oder robustem Processing, die Verwendung der Übertragungsfunktionen zwischen horizontalen Magnetfeldkomponenten sowie der Übertragungsfunktionen zwischen horizontalen und vertikalen Magnetfeldkomponenten als Selektionskriterium. Die Ergebnisse dieser Gegenüberstellung sollen vorgestellt und diskutiert werden.

Mit Hilfe gesicherter MT-Übertragungsfunktionen jenseits einer Periode von 1000 s soll geklärt werden, ob und wie sich der Island-Plume in der Magnetotellurik bemerkbar macht, um so gegebenenfalls Leitfähigkeiten für den Plume zu bestimmen, die z.B. als Randbedingungen für mögliche Schmelzanteile in geodynamische Modellierungen eingehen könnten.

Webseite: <http://www.geophysik.uni-frankfurt.de/em/icelmt/>

EE03 – Do., 27.2., 10:10-10:30 Uhr · HS7

Brost, E., Binot, F., Noell, U., Sauer, J., Suckow, A. (GGA-Institut), Siemon, B. (BGR)

### Eine Süßwasserlinse im Wattenmeer

E-Mail: golden@geophysik.uni-frankfurt.de

Am Anfang war die Erfahrung der Einwohner des Raums Sahlenburg, dass es im Watt strandnah Quellen gibt, deren Wasser im Sommer kühlt und im Winter die Eisdecke des Watts in merkwürdigen Formen auftauen lässt. Geologen des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung (NLFb) studierten das Phänomen qualitativ in den siebziger Jahren (KUSTER, pers. Mitteilung) und interpretierten diese Quellen als ausströmendes süßes Grundwasser, das in der Geest, die bei Sahlenburg direkt an das Watt grenzt, neu gebildet wird. Damit gehören sie als Sonderfall zu den typischen Geestrandquellen. Dass sich dieses Süßwasservorkommen nicht allein auf den unmittelbaren Geestrand mit seinen Quellen beschränkt, wurde deutlich, als im Jahre 2000 die Hubschrauberelektromagnetische (HEM) Vermessung des Gebietes Cuxhaven/Bremerhaven vorgenommen und ausgewertet wurde. Sie zeigt das Süßwasservorkommen als ca. 5 km langes ca. N-S streichendes, linsenförmiges Gebilde erhöhten elektrischen Widerstands (40-100  $\Omega\text{m}$ ), welches sich ca. 2 km weit ins Watt erstreckt. An der Stelle, wo nach der HEM Messung die Widerstände oberflächennah am höchsten sind, etwa 1000 m von der MTHW-Linie im Watt, wurde eine ca. 1 m tiefe Flügelbohrung abgeteuft. Das dort geförderte Wasser war süß. Tritium-Untersuchungen haben ergeben, dass das Süßwasser der strandnahen Quellen ein Grundwasser ist, welches sehr schnell vom Infiltrationsgebiet zur Quelle fließt, denn die Niederschläge, aus denen dieses Grundwasser entstand, fielen nach den atmosphärischen

Wasserstoffbombentests von 1963. Das Wasser aus der Flügelbohrung hingegen lieferte Hinweise, dass es bis zum Fundpunkt länger als 50 Jahre unterwegs war. Dennoch ist es nach den Ergebnissen für  $\delta^{18}\text{O}$  nicht aus Meerwasser entstanden sondern echtes, aus Niederschlägen an Land neugebildetes Grundwasser.

In 2002 wurden im Watt zwei Profile mit Schlumberger-Tiefensondierungen vermessen. In dem etwa SE-NW verlaufenden ersten Profil im Nordbereich des Süßwasservorkommens wurden unter einer dünnen Kleischicht für den süßwassergefüllten Sand spez. Widerstände von 70-230  $\Omega\text{m}$  bestimmt. Die Mächtigkeit der auf Süßwasservorkommen hinweisenden Schicht mit erhöhten spez. Widerständen beträgt am Messpunkt 110 ca. 50 m. Zu den Rändern hin nimmt die Mächtigkeit ab (Abb. 1). Damit war die Existenz und die Größe des Süßwasservorkommens, so wie es die HEM-Ergebnisse zeigten, bestätigt, aber der Ursprung des Wassers warf neue Fragen auf. Eine Süßwasserlinse unter der Geest, die sich bei Sahlenburg bis ins Watt hinein erstreckt, müsste sich in Richtung Geest vertiefen. Das Profil zeigt aber abnehmende Mächtigkeit der Linse mit erhöhten spez. Widerständen in Richtung Geest. Zur Klärung der landwärtigen Abnahme der spez. Widerstände wurde in Sahlenburg, 150 m von der MTHW-Linie entfernt, eine 110 m tiefe Schneckenbohrung, CAT\_CSW 01, niedergebracht. Die gewonnenen Proben wurden mittels eines einfachen Eluationsverfahrens auf ihren Salzgehalt hin untersucht. Bis

## Geoelektrik - Cuxhaven 2002

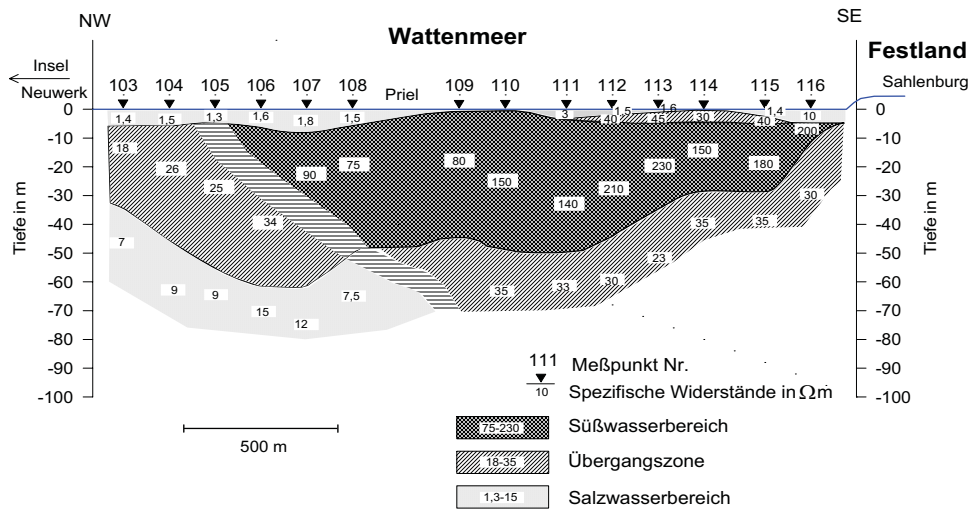


Abbildung 1: Geoelektrisches Profil im Wattenmeer

zur Endtiefe konnte kein relevanter Salzgehalt festgestellt werden. Bis zur Tiefe von ca. 20 m u. NN wurden Geestsande angetroffen. Darunter folgt ca. 3 m Ton, an den sich eine zunächst mittelsandige, später feinsandige Schichtenfolge mit häufigen bindigen (Schluff und Ton) Zwischenlagen anschließt. Die Widerstandsabnahme des geoelektrischen Profils kann durch diese bindigen Einschaltungen verursacht sein. Demnach ist die hier geoelektrisch interpretierte Schichtgrenze keine Süßwasser-Salzwassergrenze, sondern die Grenze zwischen reinem Geestsand und den darunter liegenden Sanden mit häufigen tonig-schluffigen Einlagerungen. Darauf deuten auch die spez. Widerstände von 30 - 35  $\Omega\text{m}$  hin, die bei tonigen und schluffigen Sedimenten üblich sind. Niedrige spez. Widerstände von 7 - 15  $\Omega\text{m}$ , die auf Grundwasserversalzung hindeuten, wurden nur im NW-Teil des Profils angetroffen. In diesem Bereich sinken auch die Widerstände innerhalb der „Linse“; vermutlich dringt hier das Salzwasser in die „saubereren“ Geestsande ein. Ein zweites Profil

längs der Küste zeigte den erwarteten Verlauf; unter einer dünnen (2-5m) leitfähigen Schicht von Wattsedimenten zeigt sich das Süßwasserkommen mit einer Mächtigkeit von 100 - 120 m und Widerständen zwischen 100 - 250  $\Omega\text{m}$ . Dieses Ergebnis lässt sich zwanglos interpretieren als Abbild der unter der Geest tiefreichenden Süßwasserlinse, die unter dem Watt ausstreicht und als Quellen strandnah im Watt zu Tage tritt. Mit Annäherung an die Bohrlotation verringert sich auch in diesem Profil die Mächtigkeit der Linse mit erhöhten spez. Widerständen. Dies deutet darauf hin, dass mit der Bohrung eine lokal begrenzte Hochlage der Schichtfolge mit bindigen Anteilen erbohrt wurde.

EE04 – Do., 27.2., 11:00-11:20 Uhr · HS7

*Koch, O., Helwig, S., Scholl, C. (Köln, IGM)*

### TEM-Messungen in Jordanien zur Erkundung der Leitfähigkeitsstruktur der Arava-Störung

E-Mail: golden@geophysik.uni-frankfurt.de

Im September 2002 wurden in Jordanien Transient-elektromagnetische Messungen vom Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln im Rahmen des DESERT-Projekts (Dead-Sea-Rift-Transec-Projekts) durchgeführt. Untersuchungsobjekt der Messkampagne war die Arava-Störung, die Teil der Dead-Sea-Störungszone ist. Es handelt sich dabei um eine Transformverschiebung, bei der sich die Arabische Erdplatte relativ zur Sinai Erdplatte nördlich verschiebt. Das DESERT-Projekt beschäftigt sich mit der Erforschung des Dead-Sea-Rift-Systems unter der Anwendung verschiedenster Methoden. Transient-elektromagnetische Untersuchungen tragen dazu Erkenntnisse über die Leitfähigkeitsstruktur im Untergrund bei. Insbesondere kann die Leitfähigkeitsverteilung Hinweise über die Existenz von Fluiden im Untergrund geben.

Die Ergebnisse der bisherigen MT-Messungen im diesem Gebiet lassen aufgrund der Leitfähigkeitsverteilung auf die Position der Störungszone schließen. Die Region lässt sich in ein westliches und östliches Gebiet einteilen, deren Widerstandscontrast signifikant ist. Die TEM-Messungen sollten nun die MT-Ergebnisse bestätigen und mehr Information über die Leitfähigkeitsverteilung an der Störung und deren Umgebung liefern. Hierzu wurde auf einem etwa zehn Kilometer langen Profil senkrecht zur Verwerfungslinie eine LOTEM-Messung durchgeführt (siehe Abbildung 1). Dabei wurden auf jeder Seite der Verwerfung jeweils zwei Sender aufgebaut.

Die Empfängerpositionen zu den insgesamt vier Sendern wurden so gewählt, dass sowohl Messungen, bei denen Sender und Empfänger auf der gleichen Seite der Verwerfung lagen, als auch Messungen, bei denen Sender und Empfänger auf unterschiedlichen Seiten der Verwerfung lagen, zustande kamen. Insgesamt wurden dabei 65 Empfängerstationen aufgebaut, an denen jeweils die horizontale Komponente des Magnetfeldes und die parallel zum Sender stehende Komponente des elektrischen Feldes gemessen wurde. An jeder zweiten Station wurde außerdem die senkrecht zum Sender stehende Komponente des Magnetfeldes und die senkrecht zum Sender stehende Komponente des elektrischen Feldes aufgezeichnet.

Darüber hinaus wurde eine oberflächennahe Erkundung auf einem etwa 1km langen Profil über den inneren Bereich der Verwerfung durchgeführt. Hierbei wurde ein Transient-elektromagnetisches Messgerät in einer Central-Loop-Anordnung verwendet.

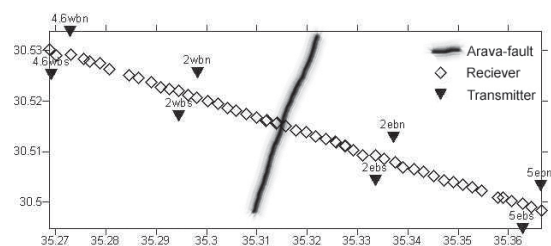


Abbildung 1: Positionen der Empfänger und Sender der LOTEM-Messkampagne. X- und Y-Achse geben die zugehörigen Längengrad- und Breitengradwerte an.



Es sollte festgestellt werden, ob es möglich ist, die Störungszone oberflächennah zu bestätigen [Koch et al. 2002].

Bei den Ergebnissen der LOTEM-Messung zeigt sich, dass Daten aus Konfigurationen, bei denen sich Empfänger und Sender auf der gleichen Seite der Störung befanden, eindimensional interpretiert werden können. Erste resultierende Modelle der Leitfähigkeitsverteilung können die MT-Resultate bestätigen. Das bestehende Modell der Leitfähigkeitsverteilung kann mit Informationen aus Tiefenbereichen ergänzt werden, die bisher nicht gut aufgelöst werden konnten. Daten, die aus denjenigen Konfigurationen gewonnen wurden, bei denen Empfänger und Sender auf unterschiedlichen Seiten der Verwerfung standen, scheinen wie erwartet nur durch ein mindestens zweidimensionales Modell erklärbar zu sein.

Das LOTEM-Profil wurde speziell danach ausgerichtet, um eine zweidimensionale Auswertung der Daten zu ermöglichen. Daher besteht ein zukünftiger Schwerpunkt der Auswertung in der Entwicklung eines zweidimensionalen Modells der Störung, welches die gemessenen Daten ausreichend erklären kann. Hierzu soll ein zweidimensionaler Inversionscode verwendet werden, welcher bisher nur mit synthetischen Daten getestet wurde [Scholl et al. 2002]. Für die Anwendung auf reale Daten ist eine Weiterentwicklung des Programmcodes notwendig.

#### Literatur:

Koch, O., Helwig, S., Scholl, C., Erste Ergebnisse einer TEM-Messung zur Bestimmung der oberflächennahen Widerstandsverteilung an der Arava-Störung in Jordanien, DGG-Tagungsband, 2003

Scholl, C., Commer, M., Helwig, S., Martin, R., Lotem-3D-Inversion auf kleinen Linux Clustern, DGG-Tagungsband, 2002

EE05 – Do., 27.2., 11:20-11:40 Uhr · HS7

*Lange, J., Helwig, St. L., Scholl, C., Tezkan, B. (Universität Köln), Goldman, M. (G.I.I.)*

### **Joint Inversion von Central-Loop-TEM und LOTEM Transienten am Beispiel von Messdaten aus Israel**

E-Mail: lange@geo.uni-koeln.de

Der See Genezareth ist das größte Süßwasserreservoir Israels. Sein Salzgehalt ist jedoch überdurchschnittlich hoch. Um die Mechanismen der Versalzung zu erklären, existieren verschieden hydrogeologische Modelle. Entscheidend dabei ist die Verteilung und Tiefe mit Salzwasser gefüllter Aquifere (siehe Beitrag von Scholl et al.).

Zur genauen Bestimmung vor allem der Tiefe der Salzwasser enthaltenden und daher niedrigohmigen Schicht wurden im März LOTEM Messungen mit 9 verschiedenen Sender und 28 Empfänger Positionen zwischen dem Mittelmeer und dem See Genezareth durchgeführt. Pro Empfänger wurden mindestens drei Komponenten (Hz, Ex, Hy) aufgezeichnet. Wegen der guten Ankopplung konnte meist mit ungefähr 30 A bei einer Senderlänge von ca. 1 Km gesendet werden. Der Zeitbereich der aufgezeichneten Transienten liegt zwischen 10 ms und 900 ms. Die sich daraus ergebene Explorationstiefe beträgt bei angenommenen Widerständen um die 10 Ohmm etwa 400 m - 4 km.

Eine genauere Auflösung der oberen 400 m ist demnach nicht möglich. Zur Bestimmung des gesamten Tiefenbereichs und zur bessern Auflösung der Aquifertiefe wurden die LOTEM Messungen mit SHOTEM Messungen (Central-Loop-TEM), die zu früheren Zeiten aufzeichnen kombiniert. Die SHOTEM Messungen wurden von M. Goldman vom Geophysical Institute of Israel an 15 Standorten durchgeführt. Der Zeitbereich dieser Messungen liegt zwischen 0.1 bis ca. 40 ms, die Ex-

plorationstiefe also etwa zwischen 40 und 800 m.

Durch eine gemeinsame (joint) Inversion verschiedener geophysikalischer Messungen an einem Punkt reduziert man Äquivalenzen die bei der individuellen Inversion auftreten (Jupp and Vozoff, 1974).

Dazu wurde ein bestehendes LOTEM 1D Inversionsprogramm um die Central-Loop TEM Vorwärtsrechnung erweitert und verschiedene Inversionsarten implementiert (Marquardt-Levenberg, Occam und Monte-Carlo). Die Joint-Inversion mit diesem Programm kann mit bis fünf Komponenten durchgeführt werden. Durch die unterschiedliche Sensitivität der einzelnen Komponenten gegenüber Abweichungen vom 1D Fall ist meist jedoch nur die gemeinsame Inversion von weniger Komponenten erfolgreich (z. B. LOTEM-Hz, LOTEM-Ex und SHOTEM). Die Central-Loop-TEM Messungen wurden mit einem Geonics Gerät gemessen, das die Daten in drei sich stark überlappenden Zeitfenstern misst. Jedes Zeitfenster beinhaltet einen Transienten der aufgrund unterschiedlicher Sendeperioden und Sendeabschaltfunktionen unterschiedlich stark verzerrt ist.

Mittels einer Dekonvolution (siehe auch Poster von Helwig, Lange und Hanstein) wurden die Verzerrungen beseitigt und die Transienten der einzelnen Zeitfenster zu einem Transienten vereinigt. Der so erhaltene Datensatz wurde zunächst mit der Hz-Komponente der LOTEM Messung gemeinsam invertiert. Da für die SHOTEM Daten keine Fehler vorlie-

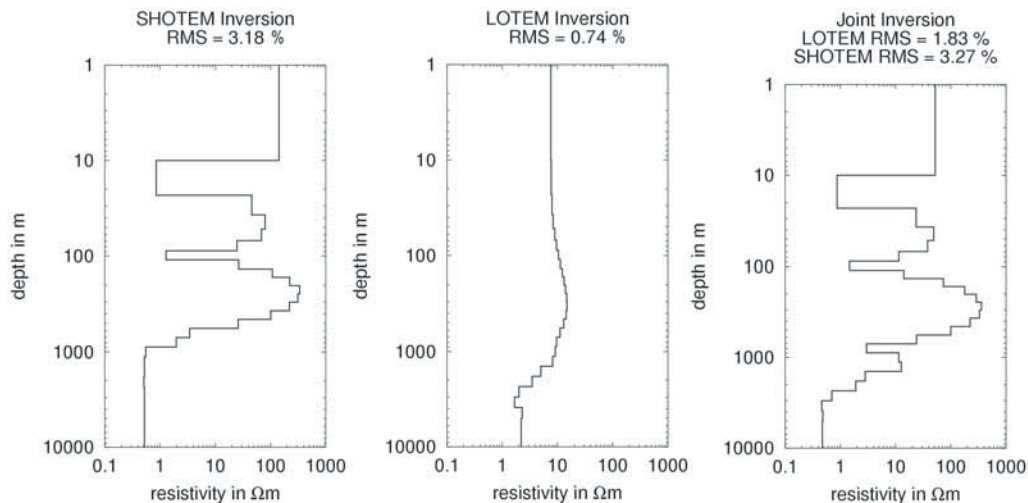


Abbildung 1: Resultate der SHOTEM (links) und LOTEM (mitte) Einzelinversionen, sowie der gemeinsamen Inversion (rechts).

gen wurde für beide Datensätze ein Fehler von einem Prozent angenommen.

Das Beispiel zeigt die Occam Inversionsergebnisse für einzelne SHOTEM und LOTEM Inversion, sowie die gemeinsame Inversion beider Komponenten. Die Darstellung ist doppeltlogarithmisch gewählt, so dass auf den ersten Blick die Schichtdicken verzerrt erscheinen.

Die Inversion der SHOTEM Daten zeigt eine differenzierte Schichtung der oberen 500 m. Der darauf folgende gute Leiter ist allerdings nicht gut bestimmt, besonders der sehr niedrige Widerstand ist fragwürdig und durch die Daten nicht abgedeckt.

Das LOTEM Inversionsergebnis zeigt eine schlechte Auflösung der oberen 200 m, jedoch auch einen guten Leiter in größerer Tiefe.

Eine Voraussetzung für eine erfolgreiche Joint Inversion ist nun das der integrierte Widerstand beider einzelnen Inversionsergebnisse ungefähr übereinstimmt. Die hier gezeigten Modelle erfüllen diese Voraussetzung.

Dass durch die Joint Inversion beider Methoden erhaltene Modell zeigt nun bei geringer Verschlechterung der Anpassung, Charakte-

ristika beider Modelle. Die oberen 200 m entsprechen weitgehend dem SHOTEM Modell, während die darunter liegenden dem LOTEM Modell ähneln. Vor allem die für die Untersuchung wichtige gutleitende Schicht zwischen 700 und 900 m ist deutlicher erkennbar.

Aufgrund der erhaltenen Occam Modelle können dann Startmodelle für die Marquardt Inversion gefunden werden und so die Anzahl der Schichten reduziert und die Glättung vermieden werden.

Literatur : K. Vozoff and D. L. B. Jupp, 1975. Joint Inversion of Geophysical Data, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 42, 977-991.

EE06 – Do., 27.2., 11:40-12:00 Uhr · HS7

*Scholl, C. (IGM), Goldman, M. (GII), Helwig, S. L. (IGM), Kafri, U. (GSI), Tezkan, B. (IGM)*

### **Grundwasserexploration mit Long-Offset-TEM in Nordisrael**

E-Mail: scholl@geo.uni-koeln.de

Für Israel ist die Frischwasserversorgung ein äußerst wichtiger Faktor. Eine der wichtigsten Quellen für Frischwasser stellt der See Genezareth im Norden des Landes dar. Etwa 25% des jährlich in Israel verbrauchten Wassers wird diesem See entnommen und über eine Pipeline bis in den Küstenbereich und den ariden Süden gepumpt.

Problematisch ist dabei der für einen Süßwassersee hohe Salzgehalt von etwa 220 mg Cl<sup>-</sup> pro l. Zum Vergleich: Die den See speisenden Flüsse weisen einen Salzgehalt von 20-30 mg/l auf, das Mittelmeer liegt bei rund 22000 mg/l. Die hohe Salinität wird verursacht durch den See speisende, saline Quellen mit Salzgehalten von bis zu 22000 mg/l. Wichtig für die weitere Versorgung Israels mit Frischwasser ist, den Ausstoß von Salz aus den Quellen möglichst niedrig zu halten. Dazu ist es notwendig, den Mechanismus der Versalzung zu kennen.

In den letzten Jahrzehnten wurden verschiedene hydrogeologische Modelle diskutiert, die versuchen, den Salzgehalt, die Grundwasserdynamik und die sonstigen chemischen Befunde zu erklären. Einige Modelle geben als Quelle der Versalzung entweder eine vor Urzeiten gebildete Sole, die in tiefen Aquifereen liegt und durch unterschiedlichste Prozesse wieder an die Oberfläche tritt. Ein anderes Modell nimmt an, das Mittelmeerwasser im Küstenbereich in die oberen Aquifere ein- und gravitativgetrieben an den etwa 200 m tieferliegenden Quellen am See austritt. Um eines der Modelle verifizieren zu können, sind bessere Kenntnis über die Verteilung des salinen

Grundwassers in Nordisrael notwendig.

Die salzwasserführenden Aquifere weisen eine hohe elektrische Leitfähigkeit auf. Je nach Porosität und Salzgehalt werden spezifische Widerstände zwischen 1 und 10  $\Omega$ m erwartet. Für derartig niedrige Widerstände kommt in Nordisrael keine andere geologische Ursache als Salzwasser in Betracht. Untersuchungen der elektrischen Leitfähigkeit im Untergrund mit elektromagnetischen Methoden bieten sich daher an, um die Verteilung salinen Wassers festzustellen. Entsprechende Messungen wurden bereits in anderen Teilen Israels mit Erfolg durchgeführt.

In Zusammenarbeit mit dem Geophysical Institut of Israel (GII) und dem Geological Survey of Israel (GSI) hat das Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität Köln (IGM) im Frühjahr 2002 eine erste Messung in Nordisrael durchgeführt. Dabei soll die Leitfähigkeitsstruktur des Untergrundes zwischen der Bucht von Haifa und dem See Genezareth sowie dem Küstenstreifen südwestlich des Karmelgebirges untersucht werden. Für die Tiefe bis zu 500 m wurde dazu vom GII die „Short-Offset Transient ElectroMagnetics“-Methode (SHOTEM) eingesetzt. Um die Tiefenbereiche zwischen 300 und 3000 m auflösen zu können, führte das IGM Messungen mit der „Long-Offset Transient ElectroMagnetics“-Methode (LOTTEM) durch.

Mit neun Sendern wurden an insgesamt 28 Empfängerstationen Daten aufgezeichnet (siehe Abbildung 1. Für diese erste Phase des Projektes wurden die Messlokationen in der Nähe

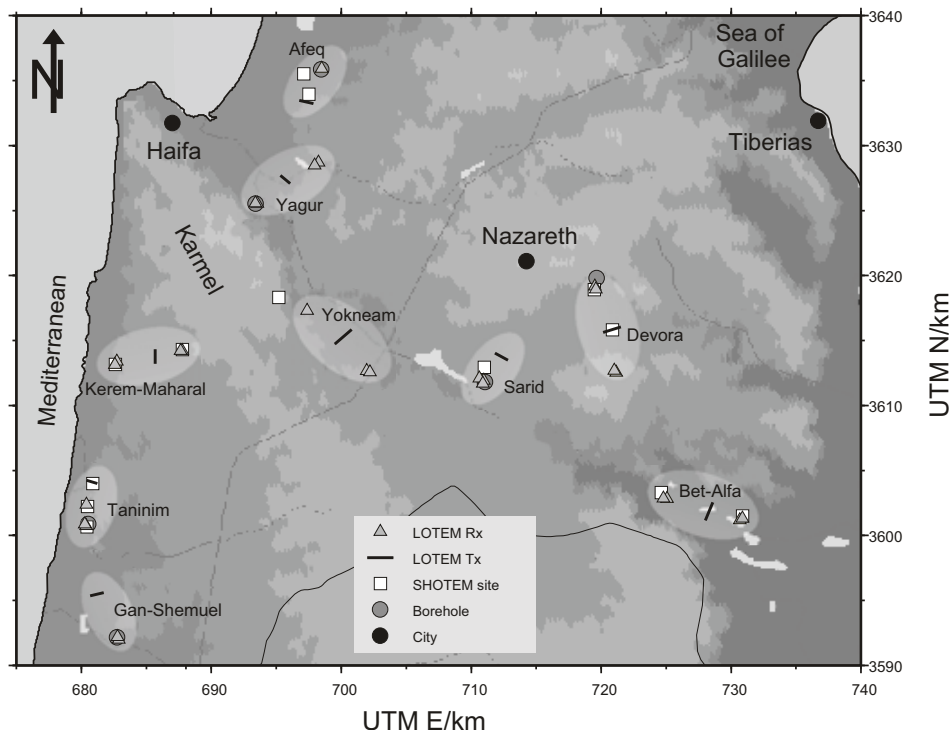


Abbildung 1: Topographische Karte des Messgebiets. Eingezeichnet sind Bohrlöcher, die Lokationen der bisher durchgeführten SHOTEM-Messungen sowie LOTEM Sender und Empfänger. Die unterlegten helleren Ellipsen zeigen, welche Empfänger mit den jeweiligen Sendern verwendet wurden.

von vorhandenen Bohrungen gewählt, um die Ergebnisse anhand der Bohrlochdaten zu kalibrieren. An allen Stationen wurden Sensoren für die Ableitung der magnetischen Vertikalkomponente  $\dot{H}_z$ , die Ableitung des horizontalen magnetischen Feldes senkrecht zur Senderrichtung  $\dot{H}_y$ , sowie das elektrische Feld parallel zum Sender  $E_x$  aufgebaut, an einigen Stationen wurde sogar der komplette Tensor (zusätzlich also  $\dot{H}_x$  und  $E_y$ ) gemessen.

Die Ergebnisse der 1D-Inversionen der einzelnen LOTEM-Komponenten ergeben an den meisten Stationen ein uneinheitliches Bild, was auf eine komplexere Erdstruktur hinweist. Weiterhin wurden erstmals Joint-Inversionen mit mehr als zwei gemessenen LOTEM-Datensätzen durchgeführt. Durch einen Vergleich mit den Bohrlochdaten kann nun ge-

prüft werden, welche Kombination von Komponenten die besten Ergebnisse liefert.

Im Herbst 2003 sollen weitere Messungen durchgeführt werden, um die Traverse von der Küste bis zum See zu vervollständigen.

EE07 – Do., 27.2., 12:00-12:20 Uhr · HS7

*Binot, F., Grinat, M., Noell, U. (GGA-Institut), Ringelhan, A. (Universität Bremen), Suckow, A., Wonik, T. (GGA-Institut)*

### **Kartierung von Eem-Tonen mit geophysikalischen Methoden: Ein Beitrag zur regionalen Hydrogeologie?**

E-Mail: scholl@geo.uni-koeln.de

Seit 1999 bearbeitet das Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA-Institut) in Zusammenarbeit mit dem Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung (NLFb) das Projekt Coastal Aquifer Testfield (CAT). In diesem Projekt werden geophysikalische, hydrogeologische und geochemische Untersuchungen im Gebiet Bremerhaven/Cuxhaven zur Erforschung der hydrogeologischen Prozesse durchgeführt. Die eingesetzten Methoden umfassen neben traditionellen Verfahren wie Geoelektrik, Bohrlochgeophysik und Seismik auch Isotopenhydrologie und hubschraubergestützte elektromagnetische Messungen (HEM). Das CAT umfasst eine Fläche von ca. 800 km<sup>2</sup> im nordwestlichen Niedersachsen. Hier befinden sich mindestens zwei glaziale Rinnen, die durch subglaziale Strömungen am Ende der Elster-Eiszeit entstanden sind. Die Bremerhaven-Cuxhavener Rinne ist an der Rinnenbasis (z. T. tiefer als 300 m unter NN) teilweise mit Grobsanden und Kiesen gefüllt. Sie wird zur Wasserversorgung genutzt. Im überwiegenden Teil der Rinne ist in Tiefen zwischen 50 m und 120 m Ton abgelagert, der als Lauenburger Ton angesprochen wird. In den HEM-Messungen zeigen sich diese Tone mit spezifischen Widerständen von 8-30 Ωm. Nahe Cuxhaven wurden in der Forschungsbohrung CAT\_LUD 1/1a in Tiefen zwischen 13 m und 25 m unter NN grüne und schwarze, z.T. schillführende Tone und Mergel erbohrt.

Diese wurden in ähnlicher Ausprägung in über 20 Bohrungen im Umfeld angetroffen. Durch pollenanalytische Untersuchungen konnten sie als eemzeitliche Sedimente identifiziert werden. Ihre Ablagerung erfolgte unter marinen und limnischen Bedingungen. Bohrlochgeoelektrische Messungen sowohl in der Forschungsbohrung wie in PVC-verrohrten Grundwassermessstellen der Umgebung weisen in diesem Schichtpaket auffällig niedrige spez. Widerstände auf (Abb. 1). Die geoelektrischen Oberflächennmessungen (Schlumberger-Sondierungen, Dipol-Dipol-Messungen) entlang eines Profils in diesem Bereich zeigen für diese Tone spez. Widerstände unter 3 Ωm. Die Auswertung der HEM-Messungen zeigt eine Zone niedriger spez. Widerstände (< 8 Ωm) im Tiefenbereich 0 m bis 30 m, die sich 16 km<sup>2</sup> sichelförmig von Lüdingworth bis Cuxhaven erstreckt. An 65 Bohrkernhälften der Forschungsbohrung CAT LUD 1 wurden im Rahmen eines Praktikums mit dem Messgerät 4-Punkt light C der Firma LGM Messungen des spezifischen Widerstandes in Wenner-Elektrodenanordnung mit einem Elektrodenabstand von 2 cm durchgeführt. Der Messpunktabstand betrug 5 cm. An den Kernen aus dem Tiefenbereich 13 m bis 25 m unter NN treten i.a. niedrige scheinbare spez. Widerstände von 2 Ωm bis 8 Ωm auf. Lediglich die Sandschicht zwischen 15 m und 16 m Tiefe tritt mit deutlich erhöhten scheinbaren spez. Widerständen bis 40 Ωm in Erscheinung. Eine

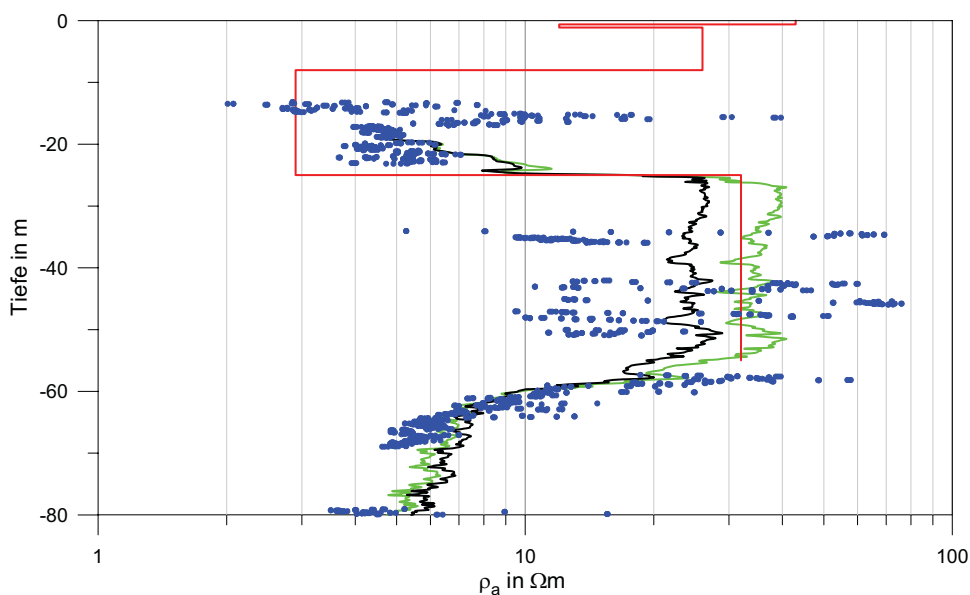


Abbildung 1: Scheinbare spez. Widerstände  $\rho_a$  aus Kernmessungen [\*] und Dual Laterolog [deep, shallow] zusammen mit dem Untergrundmodell aus geoelektrischen Messungen

Kalibrierung der Messapparatur an Wässern mit unterschiedlichen NaCl-Gehalten zeigt, dass die wahren spez. Widerstände noch etwa ein Drittel niedriger sein dürften. Auch in der Oberflächengeoelektrik und im Dual Laterolog, das aufgrund der Stahlverrohrung in der Bohrung erst unterhalb von 18 m Tiefe messen konnte, treten spez. Widerstände unter  $10 \Omega\text{m}$  auf. Spezifische Widerstände von weniger als  $8 \Omega\text{m}$  sind für Tone außerordentlich niedrig. Die Auswertung der Daten (Lithologie, spez. Widerstand, elektrische Leitfähigkeit des Wassers) im Bereich Bremerhaven/Cuxhaven zeigt, dass in fast allen Fällen spez. Widerstände unter  $8 \Omega\text{m}$  nur in Gebieten festgestellt werden, in denen salz- bzw. brackwasserführende Sande oder Tone vorkommen. Selbst der stratigraphisch ältere Lauenburger Ton hat für Quartärtonne bereits einen ungewöhnlich niedrigen spez. Widerstand, meist aber Werte größer als  $8 \Omega\text{m}$ . Wasserproben in zwei Bohrungen zeigten in

Tiefen direkt oberhalb der Eem-Tone erhöhte Salzgehalte. Die Genese dieser Salzwässer wird momentan durch weitere Untersuchungen erforscht. Isotopenhydrologische Untersuchungen ergeben für diese Wässer holozäne Alter größer als 50 Jahre. Oberflächennahe Brackwasservorkommen sind für die regionale Hydrogeologie von Bedeutung. Ihr Auftreten ist im norddeutschen Raum nicht ungewöhnlich. Bisher war im Bereich der Eem-Tone mit Süßwasser gerechnet worden, denn das hydrogeologische Konzeptmodell geht von Grundwasserneubildung in der Geest und Aufstieg dieses neugebildeten Süßwassers im Marschbereich aus. Die Auswertung der HEM-Messungen erlaubt die Kartierung der Bereiche mit oberflächennahen Brackwasservorkommen mit hoher Genauigkeit und liefert dadurch Beiträge zur hydrogeologischen Konzeptbildung.



EE08 – Do., 27.2., 12:20-12:40 Uhr · HS7

*Danckwardt, E., Petzold, G., Jacobs, F., Voigt, R. (Leipzig)*

### **Field experiments with a Vertical Electrical System (VES) in the KTB-VB**

E-Mail: erikdt@rz.uni-leipzig.de

A Vertical Electrode System (VES) was developed in a one-year project funded by the DFG (Ja 590/19-1) and tested in the KTB pilot borehole. The VES consists of a 100 m Bridle-cable (10 streaks outside, inside the carrying rope). In a distance of 25 m are 5 electrodes in contact with an outside streak. The VES is connected with a normal drillhole measurement cable by a so-called torpedo. The potential differences between the electrodes (for example 1-2, 2-3, 3-4, 4-5, 1-3, 3-5 and 1-5) can be measured by transient recorders (for example TEXAN 125). The current electrodes are fixed on the surface using dipole widths 0.5 to 1 km.

The VES test in april 2002 was carried out in two experiments:

- Surface to hole experiment
  - . Current injection of 2-4 A at 9 concentric arranged around the pilot hole dipoles with the Scintrex TSQ - 4.
  - . Length of the current dipoles 250 m and the middle distance to the hole 1000 m.
  - . Potential registered in the pilot hole at 4 dipoles ( $l=25$  m) in depths of 3863.5, 3887.5, 3912.5 and 3937.5 m with data logger TEXAN 125 (REFTEK).

This experiment is used as basic measurement for the detection of fluid motion which are initialized by the pumping test. By way of comparison of measurements in later phases of the pumping test it is possible to find out the dependence on the azimuth of the fluid motion. Different potential in different depths refer to vertical fluid motion.

- In hole experiment

During the in hole experiment was carried out resistivity measurements with the VES and the resistivity meter GEOTOM in the pilot hole part below the casing. The horizontal investigation depth around the hole is nearly 25 m with the electrode arrangements dipole - dipole (electrode distances  $AB=BM=MN=25$  m).

Measurements was carried out immediately after a fresh water injection within the project "Hydraulischer Test KTB-VB" (Gräsle, Kessels, GGA Hannover). The apparent resistivity was distinct increased around the open part of pilot hole by exchange of the much mineralized water with the low conductive fresh water. A comparison to according measurements in June 2001 shows a four time increasing of the apparent resistivity. The quotient's maximum has in 3900 m a lower depth as hydraulic relevant fault (3944 m). A first estimation results a "angle of incidence" to the horizon of 70 degree. This caused a much vertical fresh water motion.

EE09 – Do., 27.2., 15:00-15:20 Uhr · HS7

Schwarzbach, C. (TU Bergakademie Freiberg)

### **Inversion gleichstromgeoelektrischer Daten mittels eines genetischen Algorithmus**

E-Mail: cschwarz@student.tu-freiberg.de

Die inverse Aufgabe in der Geoelektrik besteht darin, Verteilungen des spezifischen elektrischen Widerstands im Untergrund zu bestimmen, die Messwerte – scheinbare spezifische elektrische Widerstände, Spannungen oder Potentiale – im Rahmen der Messfehler erklären. Aus der Menge aller möglichen Lösungen der Anpassung der Daten werden aber nur Modelle gesucht, die weiteren Anforderungen genügen. Dies können minimale Struktur, Glattheit, minimale Variation über einem Hintergrundwiderstand u. a. sein. Wir formulieren das inverse Problem als nichtlineare, multikriterielle Optimierungsaufgabe. Nichtlinear, da die Abbildung des Modellraums auf den Datenraum, der Vorwärtsoperator, nichtlinear ist. Multikriteriell, da mehrere Zielfunktionen, der Fehler der Datenanpassung sowie weitere Modellnormen, minimiert werden sollen. Der klassische Lösungsweg ist die Linearkombination der verschiedenen Zielfunktionen und die Bestimmung eines optimalen Modells mit Hilfe der L-Kurve. Dazu wird ein benachbartes linearisiertes Problem minimiert, das die rechen- und speicherintensive Erstellung der Sensitivitätsmatrix erfordert. Das Inversionsergebnis ist dabei i. A. von der Wahl des Startmodells abhängig. Stochastische Optimierungsmethoden, wie Monte-Carlo-Suche, *simulated annealing* und genetische Algorithmen, erfordern keine geeigneten Startmodelle und benötigen keine Sensitivitätsmatrix, sind jedoch sehr rechenintensiv. Es ist möglich, die Optimierungsaufgabe ohne Linearkombination der Zielfunktionen mit Hilfe eines genetischen Algorith-

mus zu lösen. Dazu wird die Technik der nicht-dominierten Sortierung eingesetzt, wie sie von Srinivas und Deb (1994)<sup>1</sup> vorgestellt wurde. Dabei wird ausgenutzt, dass genetische Algorithmen nicht mit einem einzelnen Modell, sondern mit einer Population, einer großen Anzahl von Modellen gleichzeitig arbeiten. Man erhält nach einem Durchlauf des genetischen Algorithmus eine Anzahl sogenannter quasi-optimaler Lösungen. Eine quasi-optimale Lösung ist ein Modell, zu dem kein anderes Modell existiert, dessen Zielfunktionswerte *alle* besser sind als diejenigen des ersten Modells. Somit unterscheiden sich die Lösungen im Grad ihrer Anpassung der Daten und im Grad der Glattheit, Strukturiertheit, etc.

Neben den gebäuchlichen Ansätzen für die Einschränkung des Modellraums, wie z. B. die Norm des Modellvektors oder die Norm der Ableitung des Modellvektors, ist es mit einem genetischen Algorithmus einfach möglich, andere Maße zu verwenden. Wir setzen einen Operator ein, der die Anzahl von Blöcken unterschiedlicher Widerstandswerte zählt. Damit wird eine blockige Struktur erzielt und der Anpassung des Rauschanteils der Daten mit oszillierenden Modellen entgegengewirkt. Blöcke in geringer sensitiven Bereichen können dabei leicht zu größeren Einheiten zusammengefasst werden, so dass sich der Informationsgehalt des Datensatzes im Modell widerspiegelt.

---

<sup>1</sup>Srinivas, N., Deb, K. (1994). Multiobjective optimization using nondominated sorting in genetic algorithms. *Evolutionary Computation*, 2(3), 221-248.

Um mit dem genetischen Algorithmus eine statistisch zuverlässige Konvergenz zu erreichen, sind bei einer großen Anzahl von gesuchten Parametern große Populationen und damit viele Evolutionsschritte erforderlich. Essentiell für den praktischen Einsatz ist wegen der enormen Anzahl benötigter Modellrechnungen ein schneller Vorwärtsoperator. Weiterhin lässt sich die Rechenzeit durch Parallelisierung des genetischen Algorithmus deutlich verkürzen. Auf einem kleinen Cluster herkömmlicher PCs ist damit derzeit die Inversion kleiner 2D-Datensätze möglich.

EE10 – Do., 27.2., 15:20-15:40 Uhr · HS7

*Becken, M., Schenk, A., Burkhardt, H. (TU Berlin)*

### **Zur Parametrisierung des Impedanzensors**

E-Mail: cschwarz@student.tu-freiberg.de

Die Dimensionalität des magnetotellurischen Impedanzensors wird durch die Anzahl der Freiheitsgrade bestimmt. Fünf Freiheitsgrade entsprechen dem 'strengen' 2D-Fall, acht Freiheitsgrade - die maximale Anzahl von Freiheitsgraden - spiegelt 'starke' 3D-Effekte wider. Es treten aber auch Fälle mit sechs oder sieben Freiheitsgraden auf, die vom strengen 2D-Fall abweichen, unter Umständen aber noch mit einem regionalen 2D-Modell und lokaler 2D/3D Verzerrung erklärt werden können (z. B. Bahr 1988, Groom-Bailey 1989, Smith, 1995). Bei der Verzerrungsanalyse wird implizit vorausgesetzt, dass sich der Polarisationszustand des elektrischen Feldes nicht ändert, d.h. ein linear polarisiertes elektrisches Feld in Richtung der Hauptachsen der regionalen 2D-Struktur bleibt bei galvanischer Verzerrung linear polarisiert, während die Polarisationsrichtung gedreht und die Amplitude skaliert wird.

Ein anderer Ansatz in der MT-Datenanalyse ist eine modifizierte Singulärwertzerlegung nach LaTorraca et al. (1986) bzw. die kanonische Zerlegung des Impedanzensors nach Yee und Paulson (1987). Im Gegensatz zur Verzerrungsanalyse sind die elektrischen und magnetischen Singulärvektoren generell elliptisch polarisiert, aber bi-orthogonal, d.h. die elektrischen wie die magnetischen Singulärvektoren bilden jeweils ein Orthogonalsystem. Daraus wird gefolgert, dass sich die Verzerrung des regional zweidimensionalen elektrischen Feldes durch eine zweidimensionale Inhomogenität in linearen elektrischen Polarisationszuständen in einem gedrehten Orthogo-

nalsystem äußert, wohingegen im Fall einer dreidimensionalen verzerrenden Inhomogenität mit unterschiedlichen Drehwinkeln für die beiden Feldkomponenten elliptische Polarisationszustände in jedem orthogonalen Koordinatensystem auftreten.

Deshalb wird in Analogie zur SVD eine alternative Parametrisierung des Impedanzensors mit acht Freiheitsgraden eingeführt, die eine nicht-orthogonale Basis für das elektrische Feld zulässt. Wenn ein Verzerrungsmodell die Daten erklären kann, dann werden ein oder zwei Parameter Null, während die nicht verschwindenden Parameter die regionalen Impedanzen, das regionale Koordinatensystem sowie die Verzerrungswinkel ergeben. Im Fall von sechs Freiheitsgraden entspricht diese Parametrisierung der SVD, womit gleichzeitig deutlich wird, dass hier die SVD und die Verzerrungsanalyse das gleiche Ergebnis liefern.

Die Anwendung auf MT-Daten, die über einer mittelskaligen Grabenstruktur gemessen wurden, führen zu der Hypothese, dass die hochleitfähigen Grabensedimente mit einer Mächtigkeit von bis zu 500 m zur Verzerrung der Daten mit Perioden größer 10 s führen, indem die Ströme in Richtung der Grabenachse kanalisiert werden. Die großskalige regionale Struktur scheint dabei in einem Winkel von 45 Grad zur Grabenachse zu streichen. Diese Ergebnisse werden momentan mit 3D-Modellrechnungen überprüft.

Die Daten, die hier verwendet wurden, wurden während einer Messkampagne im Jahr 2001 im Rahmen des DFG-Projektes 'Geo-

physikalische Untersuchungen von Beckenstrukturen und Sedimentinventar in der nördlichen Badain Jaran Shamo, NW-China' gewonnen.

EE11 – Do., 27.2., 15:40-16:00 Uhr · HS7

*Braun, M., Hertrich, M., Yaramanci, U. (TU Berlin)*

### **Modellierung komplexwertiger SNMR Signale im leitfähigen Untergrund**

E-Mail: braun@geophysik.tu-berlin.de

Die SNMR (Surface Nuclear Magnetic Resonance) wird zur Erkundung und Charakterisierung von Aquiferen verwendet. Bei der SNMR können der Wassergehalt und die effektive Porengröße direkt aus Messungen an der Erdoberfläche bestimmt werden.

Zur Durchführung des NMR-Experimentes wird eine an der Erdoberfläche liegende stromdurchflossene Spule verwendet, die ein mit der lokalen Larmorfrequenz oszillierendes Wechselfeld erzeugt. Das Erdmagnetfeld dient als statisches Hauptfeld. Die Eindringtiefe wird durch das Pulsmoment bestimmt. Eine Vergrößerung des Pulsmomentes bewirkt eine Tiefenfokussierung [1]. In einem leitfähigen Halbraum ist das anregende Magnetfeld elliptisch polarisiert. So erhält man eine komplexe SNMR Sondierungskurve, deren Amplitude proportional zum Wassergehalt ist und deren Phase sensitiv bezüglich leitfähiger Strukturen ist [2].

Unter eindimensionalen Bedingungen setzt sich das SNMR Signal aus einer komplexen Sensitivitätsmatrix (Kernfunktion), welche die lokalen Randbedingungen (Spulengeometrie, Erdmagnetfeld, Leitfähigkeit des Untergrundes) berücksichtigt, und einer eindimensionalen Wasserverteilung zusammen [3].

Zur Untersuchung der Auswirkungen von leitfähigen Schichten auf das SNMR Signal wird ein für Norddeutschland typisches geologisches Beispiel verwendet, bei dem in ca. 150 m Tiefe eine hochleitfähige Schicht (Ton) ansteht. Die Untergrundmodelle A und B unterscheiden sich durch eine hochleitfähige Schicht in ca. 150 m Tiefe bei gleicher

Wassergehaltsverteilung (Abb. 1a). Abb. 1c zeigt die Kernfunktionen in Real- und Imaginärteil für vier unterschiedliche Pulsmomente der Modelle A und B. Insbesondere bei höheren Pulsmomenten kann man eindeutig erkennen, dass die hochleitfähige Schicht einen bedeutenden Einfluss auf die Kernfunktion hat. Oberhalb von 150 m werden die Amplituden vergrößert, in der leitfähigen Schicht wird das Signal stark gedämpft. Dabei sind die Effekte im Imaginärteil größer als im Realteil. Dem entsprechend unterscheiden sich die SNMR Sondierungskurven für die Modelle A und B (Abb. 1b). Das Modell A weist sowohl höhere Amplituden als auch größere Phasen auf.

Nachdem es nun möglich ist, das SNMR Signal in Betrag und Phase zu modellieren, wird die Relevanz der Leitfähigkeit bis in große Tiefen deutlich. So kann eine erweiterte Auswertung von bisher unerklärten Phänomenen in SNMR Daten erfolgen.

[1] Yaramanci, U., 2000. Surface Nuclear Magnetic Resonance (SNMR) - A new method for exploration of ground water and aquifer properties. *Ann. Geofis.*, 43 (6), 1159-1175.

[2] Weichman, P., Lavelly, E., Ritzwoller, M., 2000. Theory of surface nuclear magnetic resonance with applications to geophysical imaging problems. *Phys. Rev. E*, 62 (1), 1290-1312.

[3] Braun, M., 2002. Untersuchungen komplexwertiger Oberflächen-NMR Signale im leitfähigen Untergrund. Diplomarbeit. TU Berlin.

Webseite: <http://www.geophysik.tu-berlin.de>

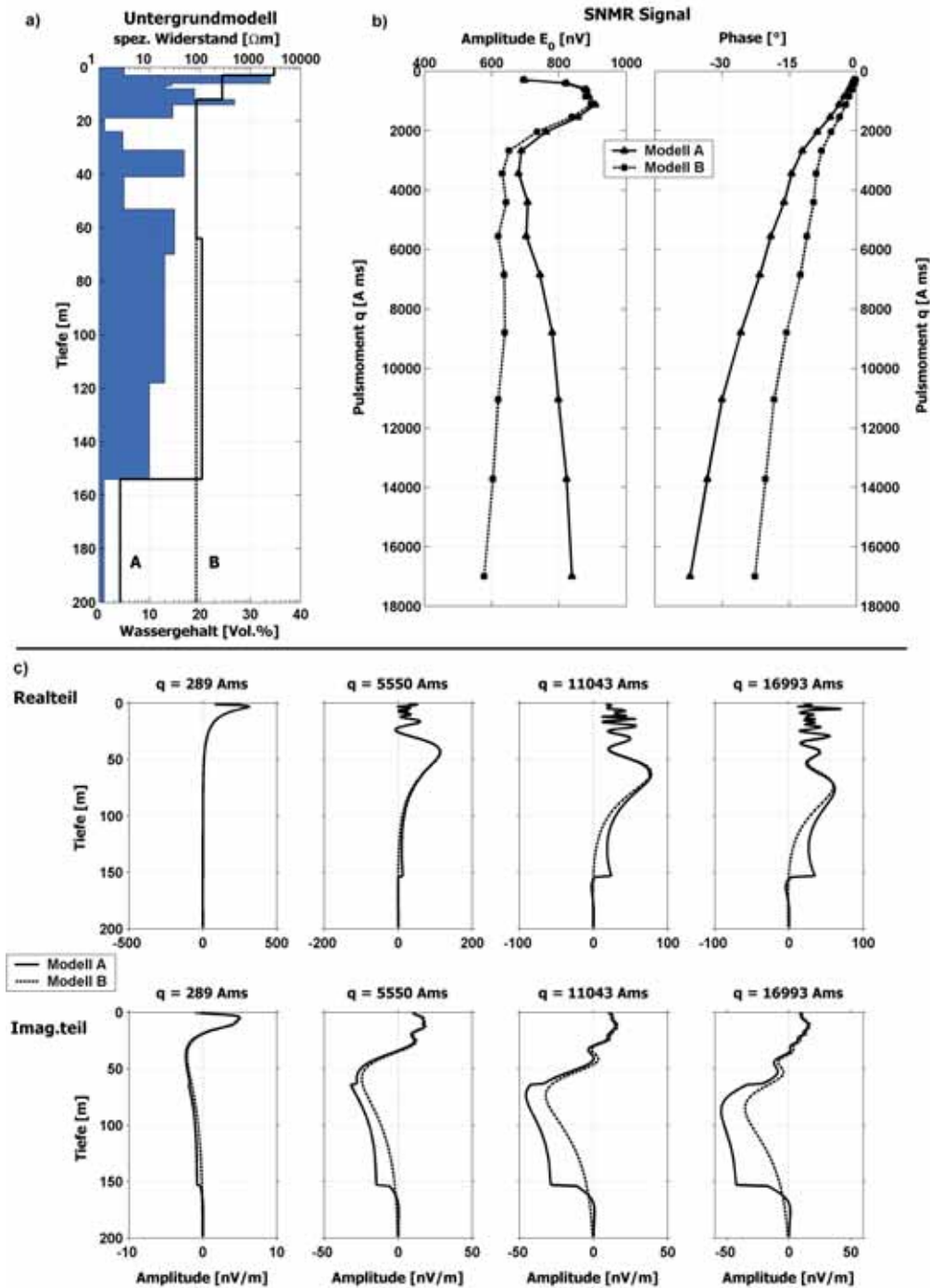


Abbildung 1: a) Untergrundmodell mit Wassergehaltsverteilung (graue Fläche, linear skaliert) und Widerstandsverteilung A und B (Linien, halblogarithmisch skaliert); b) modelliertes SNMR Signal; c) Kernfunktionen in Real- und Imaginärteil für vier Pulsmomente für Modelle A und B; Kreisspule mit 100 m Durchmesser,  $B_0 = 48985.92$  nT,  $I = 60^\circ$ .



EE12 – Do., 27.2., 16:30-16:50 Uhr · HS7

Tillmann, A. (FZ Jülich, ICG-IV), Verweerd, A. (FZ Jülich, ZEL), Kemna, A. (FZ Jülich, ICG-IV)

**MERIT: Eine nichtinvasive Methode zur Bestimmung der dreidimensionalen elektrischen Leitfähigkeitsverteilung**

E-Mail: a.tillmann@fz-juelich.de

Die nichtinvasive Messung physikalischer Parameter in porösen Medien ist ein notwendiges Hilfsmittel, um Fließ- und Transportprozesse in ungestörten Bodenproben zeitlich und räumlich kontinuierlich zu beobachten, um das Verständnis der Transportprozesse zu vertiefen. Allerdings ist es notwendig einen meßbaren physikalischen Ersatzparameter zu finden, der die eigentlichen interessierenden Parameter wie Porosität, Wassersättigung, Salinität etc. repräsentiert. In diesem Falle dienen die Variationen der elektrischen Leitfähigkeit als physikalisch messbare Größe, die aus der zeitlichen und räumlichen Änderung der Fluidsalinität bzw. der Fluidsättigung des Porenraumes herrührt. Mit Hilfe von MERIT (Magneto-Electrical Resistivity Imaging Technique) untersuchen wir daher die dreidimensionale elektrische Leitfähigkeitsverteilung in Bodensäulen und Lysimetern.

Die Methode basiert auf der kombinierten Messung und Auswertung des elektrischen Potentials an der Probenoberfläche und der aus der Stromeinspeisung resultierenden Magnetfeldstärken außerhalb der Probe. Damit stellt MERIT eine Kombination der Elektrischen Widerstandstomographie (ERT) und Magnetometrischen Widerstandsmethode (MMR) dar. Um eine räumliche Auflösung der elektrischen Leitfähigkeitsverteilung zu erreichen, werden niederfrequente Ströme mit Frequenzen kleiner als 100 Hz in zahlreichen Konfigurationen in eine zylindrische synthetische oder natürliche Bodenprobe ein-

gespeist. Die Berechnung des dreidimensionalen elektrischen Potentials erfolgt mit Hilfe der Finite-Elemente-Methode, wobei die Geometrie der zylindrischen Probe in einzelne Hexaeder und Prismen zerlegt wird. Die daraus ermittelte Stromdichteverteilung in den einzelnen Elementen dient als Grundlage für die Berechnung der magnetischen Feldstärken an beliebigen Messpunkten durch das Gesetz von Biot-Savart.

Anhand von Modellrechnungen werden die Sensitivitäten und das Auflösungsvermögen bezüglich der Leitfähigkeitsänderungen in den einzelnen Elementen sowohl der elektrischen und magnetischen Messungen als auch deren Kombination durch MERIT für unterschiedliche Messkonfigurationen bestimmt und gegenübergestellt. Die Vorteile von MERIT gegenüber der alleinigen Verwendung von ERT oder MMR werden aufgezeigt.

Untermauert werden die theoretischen Ergebnisse durch Messungen an einer Testsäule durchgeführt wurden. Der Messaufbau umfasst einen robotergesteuerten 3-Komponenten-Fluxgatesensor unter abgeschirmten Bedingungen. Der Messaufbau und die damit gewonnenen Erkenntnisse aus den theoretischen Überlegungen und den bisherigen Messungen bezüglich der Anwendung auf der Lysimeterskala werden dargelegt.

Webseite: <http://www.fz-juelich.de/icg>

EE13 – Do., 27.2., 16:50-17:10 Uhr · HS7

Rücker, C. (Leipzig)

### 3D Finite-Elemente Methode zur DC Widerstandsmodellierung

E-Mail: cruecker@uni-leipzig.de

Mit immer leistungsfähigeren Rechnersystemen und genauer werdenden Inversionsalgorithmen steigen auch die Anforderungen und Wünsche an die Vorwärtsmodellierungsmethoden für die Gleichstromgeoelektrik. Eine Leitfähigkeitsverteilung in 3 Dimensionen oder die freie Wahl von Elektrodenpositionen, wie sie z.B. für Modellierungen von Bohrlochmessungen oder nicht äquidistanten Meßkonfigurationen notwendig sind, bereiten den meisten Algorithmen wenig Schwierigkeiten. Modellprobleme mit komplizierter Topographie, hohen Leitfähigkeitskontrasten oder die Modellierung mit großen Geometrieverhältnissen sind mit Hilfe der klassischen Methoden, wie z.B. die Finite Differenzen Modellierung, nur durch enorm hohen Aufwand oder gar nicht zu lösen.

Bei der gerade in der Geophysik weit verbreiteten Methode der Finiten Differenzen erfolgt die Diskretisierung des Modellraums in Quader, was nur eine bedingte Anpassungsfähigkeit an die gewünschte Modellgeometrie zur Folge hat. Die Finite Elemente Modellierung unterliegt dieser Einschränkung nicht und bietet durch die freie Wahl der Diskretisierungsformen die Flexibilität die für moderne Modellierungsprobleme notwendig ist. Mit der vielseitigsten Geometrische Form in 3 Dimensionen, dem Tetraeder, ist die Möglichkeit gegeben nahezu jede Geometrie nachzubilden und somit für eine Modellierung vorzubereiten. Mit einem aus Tetraedern aufgebauten nicht regulären Diskretisierungsgitter sind leicht Geometrieverhältnisse von 1:100000 zu verwirklichen. Ein Beispiel

für die Notwendigkeit einer solchen Geometriedynamik wäre die Einbettung eines Bohrlochs von 40 cm Durchmesser in einen Modellraum von 40 km. Komplizierte Topographische Reliefs wie sie bei der Modellierung von Messungen an Vulkanen auftreten sind ebenso realisierbar wie lokale Verfeinerungen des Meßgitters. Numerische Probleme welche durch Singularitäten an den Einspeisepunkten oder sehr hohe Leitfähigkeitskontraste auftreten können so entgegengewirkt werden. Modelle mit Kontrasten in der Leitfähigkeit von  $1:10^7$  konnten somit bisher erfolgreich berechnet werden.

Der numerische Aufwand einer auf Diskretisierung beruhender Modellierungsmethode ist im wesentlichen von der Anzahl an Stützstellen im Modellraum, den sogenannten Knoten, abhängig. Eine Erhöhung der Knotenanzahl bringt in der Regel eine Verbesserung des Modellierungsergebnisses, läßt aber auch die Rechenzeit überproportional ansteigen. Eine an das Problem angepaßte Verteilung der Diskretisierungsdichte bietet dabei einen guten Kompromiß zwischen Rechenzeit und erzielter Genauigkeit. Durch nichtreguläre Tetraedergitter ist es nun möglich eine lokale Verdichtung von Knotenpunkten an kritischen Stellen im Modell zu erreichen und somit die Anzahl an Knotenpunkten gering zu halten.

In diesem Vortrag wird eine auf Tetraederdiskretisierung basierende 3D FE-Modellierung vorgestellt und die Vor- und Nachteile dieses Verfahrens diskutiert.

EE14 – Do., 27.2., 17:10-17:30 Uhr · HS7

Radic, T. (TU Berlin)

**Erkennung und Minderung von systematischen Fehlern bei spektralen IP-Messungen**

E-Mail: radic@geophysik.tu-berlin.de

## EINLEITUNG

Spektrale IP-Messungen werden mittlerweile zur Klärung der unterschiedlichsten geowissenschaftlichen Fragestellungen eingesetzt. Waren die Untersuchungsobjekte vor kaum mehr als einem Jahrzehnt primär Erzvorkommen, so sind es jetzt, dank verbesserter Messtechnik, auch sämtliche nichtmineralisierten Gesteine. Die klassische Tiefenerkundung von der Oberfläche her wird dabei ergänzt durch Rammloch, Bohrloch, Crosshole und untertägige Messungen, sowie

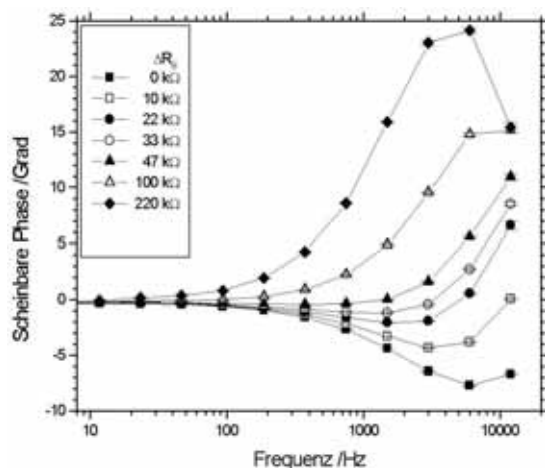


Abbildung 1: Am Teststandort Nauen (bei Berlin) gemessene Phase in Abhängigkeit von der Frequenz und einem Zusatzwiderstand  $R$  an einer der Stromelektroden (B). Zur Berechnung des spezifischen Widerstandes wurde der an dieser Elektrode gemessene Strom verwendet. Der Betrag des scheinbaren spezifischen Widerstandes beträgt bei 10 Hz 2610 Ohmm. Konfiguration:  $AB=10$  m,  $MN=1$  m (Schlumberger).

Mischformen zwischen diesen. Sämtliche Feldkonfigurationen findet man im Labormaßstab wieder. Weitere Anwendungsfelder sind die Charakterisierung von technischen Stoffen, Gebäuden und lebende Objekten wie Bäumen.

## PROBLEMSTELLUNG

Diese vielfältigen Einsatzbereiche bedingen extrem unterschiedliche Anforderungen an die Messtechnik. Zum Teil werden die Messungen durch hohe Störsignalpegel erschwert oder aufgrund extrem hoher oder niedriger Leitfähigkeiten von systematischen Fehlern verfälscht. Während Störsignale leicht erkannt und, z.B. mit der geoelektri-

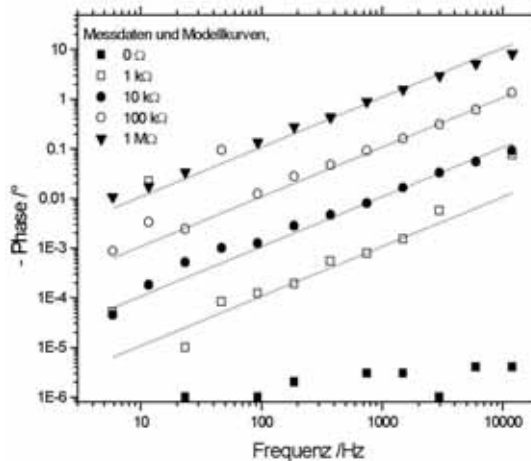


Abbildung 2: Im Labor an einem nicht polarisierbarem Medium gemessene parasitäre Phase des spezifischen Widerstandes in Abhängigkeit von der Frequenz und dem Ankopplungswiderstand  $R$ . Linien: Beste Anpassung mit RC-Tiefpässen ( $C = 3$  pF,  $R$  s. Legende).

schen Referenztechnik (Radic, 2002), vielfach wirksam gemindert werden können, sind die Methoden zur Erkennung von systematischen Fehlern sowie deren Behebung noch unvollständig und, wenn vorhanden, wenig bekannt. Typisch für systematische Fehler ist, dass sie sich stark auf die Messdaten auswirken können, ohne dass dies bemerkt wird. Fehlinterpretationen sind dann unvermeidlich. Wenn die Frequenzcharakteristiken aber keine Auffälligkeiten zeigen, dann sind Techniken zu Ihrer Aufdeckung von essentieller Bedeutung für den erfolgreichen Einsatz von Wechselstrommessungen. Gut untersucht und verstanden sind Induktionsercheinungen (Kretzschmar, 2001). Weniger bekannt, obwohl immer vorhanden, sind die, in Fällen unzureichender galvanischer Ankopplung der Potential- und Stromelektroden, hervortretenden ungewollten Signalpfade. Diese konkurrieren stets, mehr oder weniger erfolgreich, mit den gewollten Pfaden. Da restriktive Randbedingungen (getrocknetes Probenmaterial, kleine Probenvolumina, verbaute Proben etc.) eine optimale Ankopplung nicht selten behindern, müssen die parasitären Leitungspfade identifiziert und durch technische Maßnahmen versperrt oder durch eine Modellierung der Störeffekte ihr Einfluss gemindert werden.

#### FALLBEISPIELE

Im Rahmen des Vortrages werden 3 parasitäre Signalpfade hinsichtlich ihres Erscheinungsbildes in den Messdaten vorgestellt:

- Kapazitive Kopplung der stromführenden Kabel mit dem Erdboden (Abb. 1)
- Tiefpasseffekt bei der Spannungsmessung (Abb. 2)
- Galvanische Einspeisung von Störsignalen in die Signalquelle

Ausgehend von Schlüsselexperimenten wur-

den Störmodelle aufgestellt und Methoden zur Minderung dieser Fehler entwickelt und erprobt. Sämtliche Methoden wurden so gewählt, dass sie möglichst breit eingesetzt werden können, ohne dass es zu ihrer Anwendung besonderer Fertigkeiten und Kenntnisse bedarf. Auch sogenannte Gleichstromapparaturen verwenden zeitlich variierende Anregungssignale. Daher muss auch bei diesen mit dem Auftreten von systematischen Fehlern gerechnet werden, sofern die unerwünschten Leitungsvorgänge bei Frequenzen um ein Hertz bedeutsam sind. Allerdings können die neu entwickelten Methoden mit Gleichstromapparaturen nicht genutzt werden, da zu ihrer Anwendung die Kenntnis der Phase des frequenzabhängigen spezifischen Widerstandes erforderlich ist.

#### LITERATUR

Kretzschmar, D. (2001): Untersuchungen zur Inversion von spektralen IP-Daten unter Berücksichtigung elektromagnetischer Kabelkopplungseffekte. Dissertation D83, Technische Universität Berlin.

Radic, T. (2002): Wirksame Unterdrückung von Störspannungen bei SIP-Messungen mittels geoelektrischer Referenztechnik. Zusammenfassungsverband zur DGG-Tagung 2002, Hannover.

Webseite: <http://www.radic-research.de>

**EEP01***Börner, R.-U. (Freiberg)***3D Finite Difference Time Domain Modelling of Electromagnetic Fields**E-Mail: [radic@geophysik.tu-berlin.de](mailto:radic@geophysik.tu-berlin.de)

The Finite Difference Time Domain modeling technique provides much needed insight about the response of transient electromagnetic fields in complicated conductivity structures. The FDTD method, introduced by Yee in 1966, has remained the subject of continuous development. There are several reasons for the expansion of interest in FDTD solution approaches for Maxwell's curl equations.

Being a fully explicit computation, FDTD avoids difficulties with linear algebra that limit the size of conductivity models to generally fewer than  $10^6$  electromagnetic field unknowns. Moreover, the sources of error in FDTD calculations are well understood. While the trend of rapidly increasing computer capacities positively influences all numerical techniques, it is of particular advantage to FDTD methods which are founded on discretizing space over a volume, and therefore inherently require large memory.

We have developed a solution for 3D problems, which is based on a time-stepping of the system of Maxwell equations using a staggered-grid approach. By introducing a transformation of the spatial and temporal variables, a regular grid is obtained which reduces the need for many enlarged conductivity blocks near the boundaries of the modeling domain. This is of particular interest, since the inhomogeneous boundary condition at the air-earth interface requires an upward continuation of the magnetic field which is performed by a two-dimensional Fourier transform. The regular grid avoids numerical inaccuracies which would occur by interpolating

the fields at the non-transformed model surface. In contrast, interpolation is computed in the wavenumber domain by zero-padding and proper windowing the spectra, thus preserving the spatial frequency content of electromagnetic fields.

**EEP02**

Wu, X. (TU Freiberg)

**3-D DC resistivity / IP inversions using conjugate gradient method**

E-Mail: wxp@geophysik.tu-freiberg.de

A rapid DC resistivity / IP inversion algorithm has been developed using conjugate gradient (CG) relaxation techniques and Jacobian matrices  $G$  obtained by the Rodi method. The objective function of the 3-D resistivity inversion for minimum structure is given by

$$\Psi = \Delta m^T (R_x^T R_x + R_y^T R_y + R_z^T R_z) \Delta m + \lambda^{-1} (\Delta d - G \Delta m)^T (\Delta d - G \Delta m), \quad (1)$$

where the vector  $\Delta d$  is the difference between the measured potential data  $d^{obs}$  and the theoretical potential  $d_0$  of the synthetic model. The vector  $\Delta m$  is the model update,  $G$  is the derivative or Jacobian matrix. For 3-D models, we use a 3-D prismatic grid of  $n_x \times n_y \times n_z$  grid nodes. The model parameter is the conductivity  $\sigma$  of each block, which will be reconstructed in the 3-D resistivity inversion. The measured data are E-SCAN pole-pole potentials  $\phi^{obs}$ .  $R_x$ ,  $R_y$ , and  $R_z$  are the roughness matrices in the x-, y-, and z- directions, respectively.  $\lambda$  is a Lagrange multiplier. Both the model parameters and the potential data values are logarithmically scaled in order to improve the stability of the 3-D inversion, i.e.  $d = \ln \phi^{obs}$  and  $m = \ln \sigma$ . A smoothest solution is obtained by minimizing the objective function. The CG method is used to solve the large optimization problem. It bypasses the computation of the derivative matrix  $G$  and only requires the results of the derivative matrix  $G$  and its transpose  $G^T$  multiplying vectors, which gives  $Gx$  and  $G^T y$ , respectively. The inversion is computed rapidly without huge storage requirements for  $G$  and  $G^T G$ . On

the other hand, to solve the smoothest solution effectively erases unnecessary structures, suppresses non-uniqueness and obtains stable, trustworthy results close to the true model.

There is an intimate connection between DC resistivity and IP data. The developed resistivity inversion can be easily transferred into 3-D IP inversion. Let  $\eta$  denote the chargeability of each block. The IP data  $\eta_a$ , which we refer to as apparent chargeabilities, have a linear relation to  $\eta$ , written as

$$\eta_a = G\eta, \quad (2)$$

where  $G$  is the same Jacobian matrix as in 3-D resistivity inversion. In the same way, the inverse IP problem is solved by minimizing an objective function similar to eq. (1). This obtains a system of linear equations

$$[G^T G + \lambda(R_x^T R_x + R_y^T R_y + R_z^T R_z)] \eta = G^T \eta_a. \quad (3)$$

First, the conductivity distribution is recovered in the 3-D DC resistivity inversion and then it is used to compute the Jacobian matrix  $G$  in the previous equation. Finally, this equation is solved using the conjugate gradient method to obtain the chargeability  $\eta$ . The algorithm is tested using simple synthetic models and it shows promising results.

**ACKNOWLEDGMENTS**

This work was supported by funds from the Natural Sciences Foundation of China (No.40004005)

**EEP03**

*Günther, Th., Spitzer, K. (TU Freiberg)*

**Improvements on 3d dc resistivity inversion**

E-Mail: guenther@geophysik.tu-freiberg.de

In multi-dimensional inversion problems the number of free model parameters is usually higher than the number of data points. Furthermore, when data errors are considered, a lot of possible models exist, which agree with the data within a given error limit. Thus, such problems are generally ill-posed and have to be regularized in an appropriate way to obtain a confident and plausible result. The difficulties can be significantly reduced by the following ways:

**Effective data sets** Especially in 3d problems it is useful to think about effectively combining various measurements giving a maximum of information at a given cost. Assuming a certain data error one can define an "data efficiency" which helps to find a trade-off between data quality and resolution.

**Model parameterization** The arrangement of model cells has to consider the resolving capabilities of the data set. This can be obtained regarding "model resolution" by means of SVD analysis of the Jacobian matrix. The result is a reduction of cells without loss of information. Hence one has to distinct model discretization for inverse procedure and forward calculation.

**Optimized Regularization** With an optimal choice of regularization method and strength one can avoid losing information by the regularization procedure. The optimum can be determined by regard-

ing the L-curve of the varying regularization parameter  $\lambda$ . Solutions for many  $\lambda_i$  can be obtained simultaneously using fast CG-based algorithms.

**Sensitivity calculation** In nonlinear inversion the Jacobian (or sensitivity) matrix has to be computed in every iteration step. This can be accomplished by updating schemes like Broyden's method or by Finite Difference (FD) approximations of the sensitivity theorem. The decomposition into normal and anomalous potential in the forward operator can be exploited to derive an update formula, which is more accurate than FD approximations, since the anomalous potential is generally smaller and smoother than the normal potential.

The new approaches are applied to three-dimensional inversion of synthetic and field data sets. It can be seen, how the solution of the inverse problem is improved in a very fast way.

*Web page:* <http://www.geophysik.tu-freiberg.de/spitzer/>

**EEP04**

*Krause, Y., Just, A., Tuch, A. (Leipzig)*

**3D-Modellierung zur Auswertung linienhaft gemessener Untertage-Geoelektrikdaten**

E-Mail: [ykra@rz.uni-leipzig.de](mailto:ykra@rz.uni-leipzig.de)

Bei der untertägigen geophysikalischen Erkundung ist die Profilanlagengeometrie auf die Streckenauffahrung durch den Bergbaubetrieb angewiesen. Insbesondere wenn sich keine Möglichkeit zur Tomographie oder Kreuzsondierung des Untersuchungsobjekts bietet, erfordern Untertagemessungen die Berücksichtigung einer Systemantwort aus dem Vollraum, der von den Hohlräumen des Grubengebäudes durchdrungen wird.

Im Rahmen des Forschungsvorhabens „Geophysikalische Erkundung als Beitrag zur Bewertung der Langzeitsicherheit von Endlagern und Untertagedeponien“ (Fkz. BMBF 02C0861), das in einem gesonderten Beitrag (JACOBS ET AL.) vorgestellt wird, wurden im Kalisalz-Bergwerk Sigmundshall auf der 480m Sohle Geoelektrikmessungen durchgeführt. Gegenstand der Untersuchungen war ein Salzlösungsvorkommen in etwa 60m Entfernung vom Stoss, dessen Lage und Ausmass nicht genau bekannt ist.

Ein Profil von 318m Gesamtlänge wurde am Stoss der Strecke mit einem Elektrodenabstand von 2m angelegt und in Dipol-Dipol-Anordnung gemessen. Bei einer Breite der Strecke von 11m und einer Höhe von 6m erreicht das Verhältnis von Dipolauflage zur Streckenbreite bei Weitaufstellungen der Messanordnung Werte von 20:1, was die Interpretation der Daten im dreidimensionalen Raum erforderlich macht.

Für die Auswertung der linienhaft gemessenen Untertage-Geoelektrikdaten sollen daher anhand von dreidimensionalen Modellrechnungen die folgenden Fragen geklärt wer-

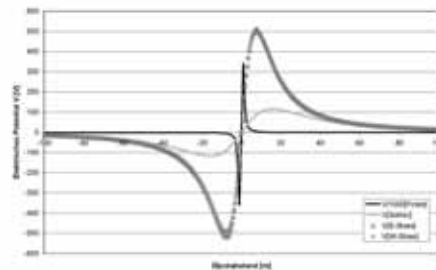
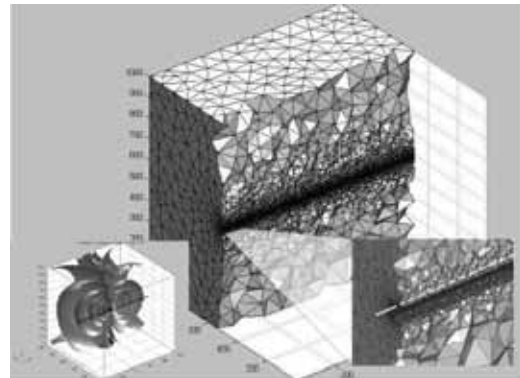


Abbildung 1: 3D-Modellierung einer Dipoleinpeisung an der Firste eines quaderförmigen Hohlraums

den: Unter welchen Voraussetzungen darf angenommen werden, dass die auf einem Messprofil gewonnenen Messdaten tatsächlich aus einer zweidimensionalen Profilschnittebene kommen? Von zentraler Bedeutung ist hier, bis zu welcher Entfernung zum Messprofil ein Target als dreidimensionaler Störkörper noch richtungsabhängig lokalisiert werden kann. Darüber hinaus kann davon ausgegangen werden, dass die Hohlraumgeometrie des Grubengebäudes, speziell Streckenabzweigungen oder existente Nachbarsohlen, die Geoelektrikmessung im Vollraum beeinflusst.



Ziel der Modellierung ist die Erstellung eines 3D-Referenzmodells der untertägigen Strecke im Bereich des Messprofils, um die Geoelektrikdaten anhand des zweidimensionalen Inversionsergebnisses besser interpretieren zu können.

Der Beitrag widmet sich in numerischen Modelluntersuchungen den Schwierigkeiten der Mehrdeutigkeit und den Störeinflüssen, die bei geoelektrischen Untertagemessungen auftreten können, sowie der Inversion der Messdaten aus Sigmundshall.

Abbildung 1 zeigt ein Gitter mit 930000 Finiten Elementen für einen quaderförmigen Hohlraum der Abmessungen 10x10m in einem homogenen, 1km grossen Modell. Die Modellierung einer Einspeisung an der Firste mit einem achsenparallelen Dipol von 2m ergibt in Einspeisungsnähe Abweichungen von 100% zum Dipolpotential im Vollraum, die auf die an der Firste geltenden Halbraumbedingungen zurückgeführt werden können. Dargestellt auf vier achsenparallelen Profilen entlang der Flächen von Firste, Sohle und Stössen, ist das elektrische Potential in etwa 100m Dipolentfernung auf eine Abweichung von unter 1% abgefallen, und es können Vollraumbedingungen angenommen werden.

#### REFERENZ:

JACOBS, F., JUST, A., KRAUSE, Y., TUCH, A., SCHUCK, A. (Leipzig), SCHULZ, R., KURZ, G., IGEL, J. (Hannover), LINDNER, U., SCHICHT, T. (Sondershausen), SCHWANDT, A. (Erfurt), KÜHNICKE, H., SCHULZE, E. (Dresden): Geophysikalische Erkundung als Beitrag zur Bewertung der Langzeitsicherheit von Endlagern und Untertagedeponien.- 63. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, 24.-28.2.2003 in Jena.

**EEP05***Mohnke, O., Yaramanci, U. (TU-Berlin)***Spektrale Inversion und Interpretation von Oberflächen NMR Felddaten**

E-Mail: yaramanci@geophysik.tu-berlin.de

Mit dem geophysikalischen Verfahren der Oberflächen NMR (Surface Nuclear Magnetic Resonance, SNMR oder Magnetic Resonance Sounding, MRS) ist es möglich, durch Oberflächenmessungen direkt auf die Verteilung des freien Porenwassers im Untergrund zu schließen und Informationen über die Verteilung der Porengrößen zu gewinnen. Bei einer SNMR Sondierung werden die Wasserstoffprotonen des Porenwassers durch ein magnetisches Wechselfeld angeregt, welches mit der lokalen Larmorfrequenz oszilliert (ca. 2 kHz). In der Praxis wird dies durch eine an der Oberfläche ausgelegte stromdurchflossene Spule realisiert (Durchmesser 50 - 100 m). Die Intensität der Anregung wird durch das Pulsmoment  $q$  charakterisiert, welches die Eindringtiefe des Verfahrens steuert. Durch die Verwendung höherer Pulsmomente wird die NMR Anregung auf größere Tiefenbereiche fokussiert. Nach dem Abschalten des Pulses wird das durch die Relaxation der angeregten Wasserstoffprotonen hervorgerufene Magnetfeld mit derselben Spule registriert. Die Signalamplitude ist dabei proportional zur Menge des freien Porenwassers. Das Relaxationsverhalten (Abklingkonstante) des SNMR Signals ist abhängig von der Verteilung der Porengrößen im Untergrund. Die Signalphase steht in Beziehung zur elektrischen Leitfähigkeit des Untergrundes [1, 2].

Bislang konzentriert man sich bei der Auswertung von SNMR Sondierungen auf die Interpretation der Verteilung des freien Porenwassers. Für die Analyse des Abklingverhaltens der gemessenen SNMR Signale wird je-

weils nur eine Abklingzeit für jedes Schichtpaket angepasst, d.h. es wird näherungsweise von einer mittleren Porengröße ausgegangen [3, 4]. Dies hat jedoch oft eine nicht optimale Anpassung der einzelnen Abklingkurven zur Folge und kann zu Fehlinterpretationen der Ergebnisse von SNMR Sondierungen in Bezug auf Wassergehalt und Porenverteilung im Untergrund führen.

Mit der erstmaligen Anwendung einer spektralen Inversion, d.h. einer multi-exponentiale Anpassung, von SNMR Abklingkurven lassen sich analog zur Labor- bzw. Bohrloch-NMR differenziertere Aussagen über die Porenverteilung im Untergrund allein aus Oberflächenmessungen machen. Bei der spektralen Anpassung werden für ein festgelegtes Spektrum (z.B. 32 Abklingzeiten zwischen 10 und 1000 ms) SNMR Amplituden optimiert. Für jede Abklingzeit des Spektrums wird eine eigene individuelle Sondierungskurve angepasst. Die Inversion ergibt dann jeweils die Verteilung des freien Porenwassers innerhalb eines zu einer charakteristischen Abklingzeit zugeordneten Porenradienbereiches.

Aufbauend auf die an synthetischen Modellen gewonnenen Erkenntnisse werden die SNMR Datensätze zweier Messgebiete spektral analysiert. Die Geologie des Messgebietes Nauen ist geprägt durch Wechsellagerungen quartärer Sande und ist aufgrund von Bohrlochmessungen sowie begleitenden geophysikalischen Untersuchungen petrophysikalisch gut erfasst [5]. Das Messgebiet Waalwijk befindet sich innerhalb einer Marschlandschaft im Küstenbereich der Niederlande.

Neben einer erheblichen Verbesserung der Datenanpassung kann im Vergleich zur konventionellen Interpretation von SNMR Daten auf diese Weise für beide Datensätze eine tiefenhängige Porenradienverteilung ermittelt werden, die in guter Übereinstimmung mit vorhandenen Bohrlochdaten ist.

#### **Literatur**

[1] Shirov, M., Legchenko, A.V. and Creer, G. 1991. A new direct non-invasive groundwater detection technology for Australia. *Exploration Geophysics* 22, 333-338.

[2] Weichmann, P.B., Lavelly, E.M. and Ritzwoller, M., 2000. Surface nuclear magnetic resonance with application to geophysical imaging problems. *Physical Review E* 62(1), Part B, 1290-1312.

[3] Legchenko, A.V. and Shushakov, O.A. 1998. Inversion of surface NMR data. *Geophysics* 63,75-84.

[4] Mohnke, O. and Yaramanci, U. 2002. Smooth and block inversion of surface NMR amplitudes and decay times using simulated annealing. *Journal of Applied Geophysics*, 50, 163-177.

[5] Yaramanci, U., Lange, G. and Hertrich, M. 2002. Aquifer characterisation using Surface NMR jointly with other geophysical techniques at the Nauen/Berlin test site. *Journal of Applied Geophysics*, 50, 47-65.

Webseite: <http://www.geophysik.tu-berlin.de/Forschung/Projekte/SNMR/snmr.html>

**EEP06**

*Thierner, M., Tezkan, B. (Köln)*

**Mehrdimensionale Auswertung von Geoelektrik-Messungen am Vulkan am Rodderberg bei Bonn**

E-Mail: thierner@geo.uni-koeln.de

Der Rodderberg-Vulkan bei Bonn gehört trotz seiner geographischen Nähe zum Siebengebirge zu den Maar-Vulkanen der Osteifel und ist damit ihr nordöstlichster Vertreter. Obwohl schon nachweislich im Jahre 1835 Geologen bei Brunnenbohrungen anwesend waren, fehlt es weiterhin an einer genauen Altersdatierung. Gesichert ist nur eine Spanne von 130 bis 778 tausend Jahren vor heute. Das Geographische Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn hat daher ein Forschungsprojekt gestartet, an dem über eine Verbindung zum Geologischen Institut der Universität zu Köln auch das Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln eingebunden ist.

Ziel der geophysikalischen Untersuchungen ist, die Schichtdicke der Sedimentfüllung im Krater zu bestimmen. Da der Vulkan seit seinem letzten Ausbruch eine geschlossene Hohlform darstellt, sollte eine lückenlose Sedimentabfolge bis heute erwartet werden können. Neben einer genauen Altersbestimmung wäre damit auch Material für eine Klimastrategie gegeben.

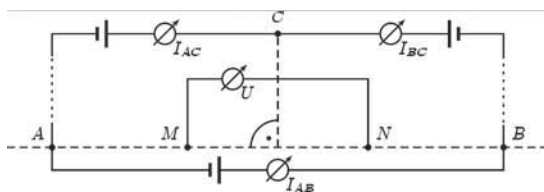


Abbildung 1: Elektroden-Anordnung für kombinierte Schlumberger- und Halb-Schlumberger-Messungen

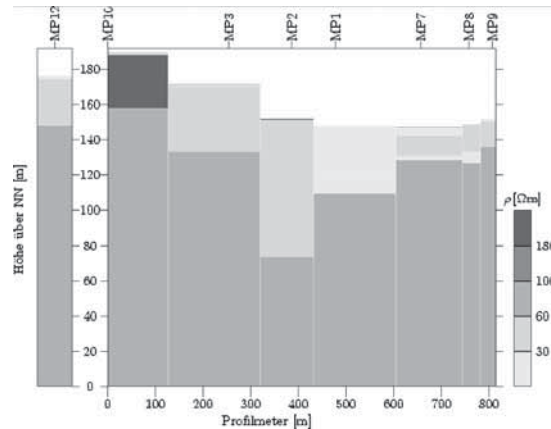


Abbildung 2: Inversionsergebnisse des Nord-Süd-Profil. Die Darstellung ist etwa 3,7-fach überhöht.

Die bisherigen Modelle über den Aufbau des Rodderberg-Vulkans gingen von einer Sedimentschichtdicke mit etwa 20 m Mächtigkeit aus. Eine bis auf über 50 m Tiefe abgeteufte Testbohrung enthielt aber im Bohrkern nur Sedimente, hatte also noch nicht die Unterkante der Sedimentschicht erreicht. Um den Rodderberg-Vulkan mit weiteren Bohrungen untersuchen zu können, wird ein neues Modell des Untergrundes benötigt. Die neuen Bohrungen sind für das Frühjahr 2003 geplant.

Nach umfangreichen Tests wurde im Juli 2001 eine Geoelektrik-Messkampagne durchgeführt. Gemessen wurden Schlumberger- und Halb-Schlumberger-Auslagen mit  $L/2$  bis zu 340 m. Da das Messgebiet von Siedlungen, Privatbesitz und dem Rheintal begrenzt ist, ließen sich die Auslagen nicht weiter vergrößern. Zusätzlich galt es, den Betrieb des

in der Mitte des Kraters liegenden Broichhofs mit seiner Reitschule möglichst nicht zu stören. Für die Kombination aus Schlumberger- und Halb-Schlumberger-Auslagen sprach die erwartete Kesselform des Kraters, die neben einer Schichtung in der Mitte mit dem Kraterand auch eine laterale, schräg einfallende Störung aufweist. Während die Schlumberger-Auslage gut geeignet ist, einen geschichteten Halbraum aufzulösen, reagieren die Halb-Schlumberger-Auslagen gut auf laterale Störungen.

Zur Realisierung wurde die Messanordnung nach SCHULZ und TEZKAN verwendet, bei der eine dritte Stromelektrode senkrecht zur ursprünglichen Auslage in großer Entfernung positioniert wird (siehe Abbildung 1). Insgesamt wurden an zehn Punkten auf zwei Profilen innerhalb des Kraters vollständige Sondierungen durchgeführt, Referenzmessungen gab es an zwei weiteren Punkten außerhalb des Kraters mit einfachen Schlumberger-Auslagen.

Bei einem Teil der Messpunkte ist die für laterale Störungen bekannte Schere für Halb-Schlumberger-Untersuchungen in den  $\rho_a$ -Kurven zu erkennen. Es liegt damit ein deutliches Zeichen für ein mehrdimensionales Problem vor. Auch die eindimensionale Auswertung der Schlumberger-Auslagen deutet auf ein unsymmetrischeres Aussehen des Kraters hin, als bisher angenommen. So scheinen die Flanken der Kraterwand nicht gleichmäßig geneigt zu sein, sondern eher eine Trichterform mit sehr großen Tiefen in der Kratermitte zu bilden. Auch sind die Widerstandskontraste zwischen der Sedimentfüllung und deren Unterbau nicht so groß wie erwartet. Die Abbildung 2 zeigt den Schnitt durch den Krater von Süden nach Norden, die Abbildung 3 den Schnitt von Osten nach Westen. Die eindimensionale Inversion und die

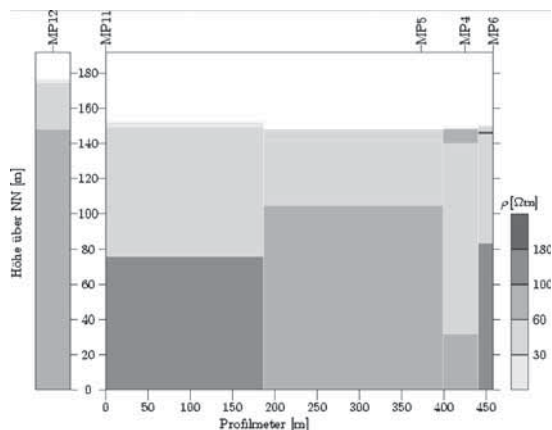


Abbildung 3: Inversionsergebnisse des Ost-West-Profil. Die Darstellung ist etwa 2,1-fach überhöht.

Profildarstellung erfolgte mit dem Programm IPI2Win. Auf der  $x$ -Achse sind die Profilmeter aufgetragen, auf der  $y$ -Achse die Höhe über Normalnull. Mit MP $x$  ist der jeweilige Messpunkt bezeichnet.

Um auch die Halb-Schlumberger-Auslagen auszuwerten, wird das Modellierungsprogramm 3DDC von K. SPITZER verwendet. Es bietet eine freie Elektrodenpositionierung auch für Werte von  $z > 0$  m. Diese Funktion wird zur groben Nachbildung der Topographie im Messgebiet benutzt, indem der Bereich zwischen einem Referenzniveau ( $z = 0$  m) und der Geländeoberkante mit Luft ( $\rho = 10^5 \Omega\text{m}$ ) gefüllt wird. Das entstandene Gitter nutzt die maximal mögliche Gitterpunktzahl von  $10^6$  Gitterpunkten fast vollständig aus. Das Modell wird systematisch vom homogenen Halbraum zum Modell mit der geringsten Blockanzahl entwickelt. So kann eine Überinterpretation der Daten vermieden werden. Die eindimensionalen Inversionsergebnisse geben dabei den Rahmen vor.

**EEP07***Hördt, A. (Universität Bonn), Scholl, C. (Universität zu Köln)***Verzerrungen in LOTEM- Daten durch Störkörper in Empfänger- und in Sendernähe**

E-Mail: hoerdt@geo.uni-bonn.de

Kleine, oberflächennahe Körper werden von elektromagnetischen Messungen in der Regel zwar nicht aufgelöst, können die Daten aber empfindlich stören. In der Magnetotellurik (MT) kann die Wirkung von Störkörpern zu hinreichend niedrigen Frequenzen durch einen frequenzunabhängigen Verzerrungstensor beschrieben werden, der mit dem elektrischen Feld multipliziert wird. Für bestimmte Symmetrien ergibt sich dann ein static shift der scheinbaren Widerstandskurven. Die Verzerrung elektrischer Felder im Zeitbereich ist besonders für die long-offset transient electromagnetic (LOTEM) Methode interessant. Sie ist zu späten Zeiten ebenfalls durch einen konstanten Tensor beschreibbar, der mit dem Vektor des elektrischen Feldes multipliziert wird.

Durch die Tensor-Multiplikation werden verschiedene Komponenten des elektrischen Feldes miteinander vermischt, so dass einzelne Komponenten im allgemeinen Fall zeitabhängig verzerrt werden. Wünschenswert ist aber eine statische Verzerrung, da sich dann der Störkörper mit nur einem einzigen, skalaren Parameter beschreiben lässt. Sie kann durch Wahl spezieller Sender-Empfänger Geometrien erreicht werden, oder durch die Verwendung zweier aufeinander senkrecht stehender Sender und tensorielle Messung des elektrischen Feldes. Die Determinante des so bestimmten scheinbaren Widerstandstensors erfährt dann ebenfalls eine statische Verzerrung.

Die Verzerrung kann korrigiert werden, indem man die Elemente des Tensors als freie Parameter während einer Inversion bestimmt.

Da es in der Praxis nicht immer möglich ist, tensorielle Messungen durchzuführen, sind für jede Empfängerlokation vier zusätzliche Parameter zu bestimmen. Hierdurch wird allerdings die Mehrdeutigkeit der Interpretation erhöht, so dass eine geeignete Regularisierung erforderlich ist. Für ein synthetisches Beispiel wird gezeigt, dass sich ein Modell mit verzerrten Daten auch dann rekonstruieren lässt, wenn Daten für nur einen Sender verwendet werden.

Zusätzlich wird auch der Fall eines Störkörpers in der Nähe des Senders untersucht. Mit Hilfe des Reziprozitätsgesetzes wird gezeigt, dass sich die Verzerrung ebenfalls durch einen konstanten Tensor darstellen lässt, der allerdings von rechts an den Vektor des elektrischen Feldes multipliziert wird. Physikalisch entsteht ein zusätzliches Dipolmoment senkrecht zum realen Sendedipol. Da dies auch für Magnetfeldempfänger gilt, lässt sich elegant der Transmitter overprint erklären, d.h. eine statische Verzerrung von zeitlichen Ableitungen des vertikalen Magnetfeldes, welche bisher durch 3-D Modellrechnungen diagnostiziert wurde. Sowohl Empfänger- als auch Senderverzerrungen lassen sich in gemessenen LOTEM - Daten nachweisen, so dass die hier angestellten theoretischen Überlegungen auch eine praktische Bedeutung haben.

**EEP08***Helwig, S., Lange, J., Hanstein, T. (Universität zu Köln)***Kombination dekonvolvierter Messkurven zu einem langen Transienten**

E-Mail: helwig@geo.uni-koeln.de

Bei transient-elektromagnetischen (TEM) Messungen zu frühen Zeiten kann wegen der hohen Dynamik des Messsignals der Transient mit gängigen Apparaturen, wie z.B. Geonics PROTEM oder Zonge NanoTEM-ZeroTEM, nicht als eine durchgängige Zeitreihe gemessen werden. Stattdessen werden üblicherweise mehrere Messungen für unterschiedliche Zeit- und Spannungsbereiche am gleichen Ort und mit der gleichen Auslage durchgeführt. Neben der Kombination mehrerer Messungen mit identischem Sendesignal, identischem Zeitbereich und unterschiedlichen Empfängerverstärkungen (Gaidetzka et al. 2001) zu einem Transienten ist für die Interpretation auch die Kombination von Messungen mit unterschiedlichen Sendesignalen wünschenswert.

Dabei müssen zumindest zwei durch das Sendesignal verursachte Verzerrungen des Transienten berücksichtigt werden. Zum ersten die unterschiedliche Länge des Abschaltvorgangs (Rampe) des Sendesignals und zum zweiten der unterschiedliche Einfluß der Überlagerung mit vorherigen Transienten durch unterschiedliche Grundfrequenzen des Sendesignals.

Eine Möglichkeit, beide Verzerrungen auf ein Mal anzugehen bietet die parametrisierte Dekonvolution (Hanstein 1992) bei der der unverzerrte Transient  $\dot{h}_z(t)$  durch eine endliche Summe von Exponentialfunktionen dargestellt wird:

$$\dot{h}_z(t) = \sum_{k=1}^m a_k e^{-b_k t}$$

Die gemessenen Daten  $y(t_i)$  lassen sich da-

mit als Faltung der Abschaltfunktion (Rampe)  $R(\tau)$  mit dem unverzerrten Transienten  $\dot{h}_z(t)$  darstellen.

$$y(t_i) = \sum_{k=1}^m a_k \int_0^{t_i} R(t) e^{-b_k(t_i-\tau)} d\tau$$

Entscheidend für die Güte der Dekonvolution ist die möglichst optimale Wahl der Parameter  $a_k$  und  $b_k$  und damit eine möglichst perfekte Wiedergabe des Transienten durch die Parametrisierung. Sie wird, da das Problem nicht linear ist, durch ein zweistufiges Inversionsschema erreicht.

Die Abbildung zeigt ein Beispiel der Dekonvolution für Daten die mit der Kombination NanoTEM-ZeroTEM von Zonge gemessen wurden. Der lang gestrichelte obere Graph ist die NanoTEM-Messkurve, die nicht verändert wird. Der gepunktete Graph im unteren Bereich ist die ZeroTEM-Messkurve die durch den Einfluß einer  $52\mu s$  langen Rampe verzerrt ist. Sie weicht deutlich von der NanoTEM-Kurve ab. Nach Durchführung der Dekonvolution schmiegt sich die ZeroTEM-Kurve an die NanoTEM-Kurve an und beide können zu einem Transienten vereinigt werden.

Wir diskutieren im Beitrag die Einsatzmöglichkeiten dieser Technik sowie ihre Auswirkung auf 1D-Inversionsergebnisse.

**Literatur:**

Gaidetzka, A., Goldman M., Helwig, S. L., Tezkan, B., 2001, Erste Erfahrungen mit der NanoTEM-Apparatur, 19 Kolloquium „Elektromagnetische Tiefenforschung“ Burg-Ludwigstein, Seite 68-77

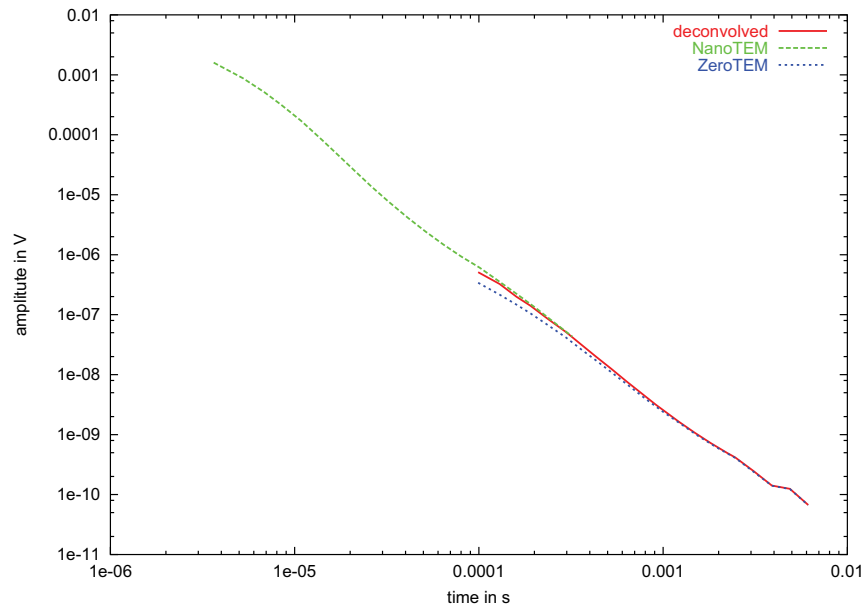


Abbildung 1: Beispiel für einen dekonvolvierten ZeroTEM Datensatz (durchgezogene Linie) und Kombination mit einem NanoTEM Datensatz der unverändert bleibt.

Hanstein, T., 1992, Iterative und parametrisierte Dekonvolution für (LO)TEM Daten, 14 Kolloquium „Elektromagnetische Tiefenforschung“ Borkheide, Seite 163-172



**EEP09***Hözl, S., Burkhardt, H. (TU Berlin)***Praktische Aspekte bei der Datenbearbeitung und Bewertung von äquivalenten 1D-Modellen von TEM-Daten**

E-Mail: hoelz@geophysik.tu-berlin.de

In den Jahren 2000-01 wurden in einem Beckengebiet in NW-China 160 Meßpunkte mit der TEM-Methode aufgenommen. Nachdem im letzten Jahr die erste Auswertung eines Teildatensatzes vorgestellt wurde, sollen hier Probleme der Datenbearbeitung / -auswertung mit Lösungsansätzen präsentiert werden. Wesentliche Punkte bei der Untersuchung der Daten waren die Abschätzung realistischer Meßfehler für die einzelnen Meßpunkte, die Abschätzung von Äquivalenzen für das invertierte Modell sowie die Bestimmung einer minimalen und maximalen Aussagetiefe. Die aus der Inversion von TEM-Daten resultierenden Modelle hängen teilweise stark von der Anzahl der in der Inversion verwendeten Datenpunkte ab [Munkholm & Anken, 1996]. Es ist deswegen wichtig, zu einer realistischen Abschätzung des Noise zu gelangen, um den zu invertierenden Transienten auf den richtigen Zeitbereich zu beschränken. Eine erste Auswertung der Daten wies hierbei systematisch größere Fehler auf, als aus dem glatten Verlauf der Transienten zu späten Zeiten zu erwarten war. Eine genauere Untersuchung der Rohdaten zeigte, daß die fehlerhafte Berechnung des Noises durch eine geräteinterne Drift der verwendeten Laptern-Apparatur verursacht wurde, die in der Datenauswertung korrigiert werden muß, um zu einer besseren Abschätzungen für den Noise zu gelangen. Äquivalenzmodelle wurden zunächst durch systematisches Verändern der einzelnen Modellparameter des invertierten Modells, anschließende Vorwärtsrechnung und Auswer-

tung des RMS-Fehlers abgeschätzt, was sich allerdings häufig nicht als sehr aussagekräftig erwies. Als bessere Methode hat sich das systematische Verändern eines Modellparameters mit anschließender Inversion bei festgehaltenem veränderten Parameter herausgestellt [vgl. Goldman, 1994]. Die so gefundenen Äquivalenzmodelle zeigen bei quasi identischem RMS-Fehler eine sehr viel größere Variabilität in den einzelnen Modellparametern. Somit ist eine bessere Abschätzung der Signifikanz der einzelnen Parameter möglich. Weiterhin lassen sich durch diese Methode der Äquivalenzbestimmung teilweise signifikant bessere Inversionsmodelle finden, die von der ursprünglichen Inversion nicht erfaßt worden sind. Die so gefundenen Äquivalenzmodelle wurden als Ausgangspunkt für die Abschätzung der minimalen und maximalen Aussagetiefe verwendet. Hierzu wurden die Modelle durch das Einfügen einer zusätzlichen Schicht erweitert, deren jeweilige Tiefe in Vorwärtsrechnungen mit Bezug auf den RMS-Fehler variiert wurden. - Munkholm, M., Auken, E.: EM Noise Contamination on TEM Soundings in Culturally Disturbed Environments. JEEG (1,2), '96, pp.119-127. - Goldman, M., du Plooy, A., Eckard, M.: On Reducing Ambiguity in the Interpretation of TEM Sounding Data. Geo. Pros., 42, '94, pp.3-25.

Webseite: <http://www.geophysik.tu-berlin.de/Forschung/Projekte/China>

**EEP10***Becken, M., Hölz, S., Burkhardt, H. (TU Berlin)***1D Dünne-Schicht Modelle in der TEM: quasianalytische Transformation in den Zeitbereich und Vergleich mit optimierten Hankelfilterlängen**

E-Mail: hoelz@geophysik.tu-berlin.de

Für die Berechnung von transient-elektromagnetischen Sondierungskurven werden für die Transformation vom Frequenz- in den Zeitbereich Hankelfilter, die ein Frequenzspektrum in der Größenordnung von 8-11 Dekaden abdecken, verwendet. Dies stellt für 2D/3D Modellierungen einen Rechenaufwand hinsichtlich der Anzahl der Frequenzen und der räumlichen Diskretisierung des Modells dar, der ohne Genauigkeitsverluste nur schwer zu erfüllen ist. Die Transformationsfilter müssen hinreichend lang sein, um für alle realistischen Modelltypen und denkbaren Zeitbereiche ausreichend genau zu sein. Sie werden dabei für verschiedene Modelltypen geschichteter Halbräume und unterschiedliche Spulengrößen untersucht, um für jeden Zeitpunkt des zugehörigen Transienten die minimal benötigten Filterlängen festzustellen. Aus den so gewonnenen minimalen Filtern können Aussagen über das zum betrachteten Zeitpunkt wesentliche Frequenzspektrum bzw. Wellenzahlspektrum gemacht werden.

Im Vergleich zur schnellen Hankeltransformation werden hier in Analogie zur Magnetotellurik sogenannte D+ - Modelle betrachtet, die aus einer Serie dünner Schichten mit integrierten Leitfähigkeiten bestehen, und für die die Polstellen der Übertragungsfunktion in der komplexen Frequenzebene bis auf numerische Rundungsfehler im Prinzip exakt bestimmt werden können. Aus der Kenntnis der Verteilung der Pole, die alle auf der positiven imaginären Achse liegen, kann analytisch die Originalfunktion im Zeit-Wellenzahlbereich als

Superposition endlich vieler abfallender Exponentialfunktionen angegeben werden. Im Exponenten treten dabei die Zerfallskonstanten als Funktion der Wellenzahl auf. Die anschließende Transformation in den Ortsbereich erfolgt abhängig von der Spulengeometrie ebenfalls mit einer schnellen Hankeltransformation.

Folgende Schritte sind also mit dem neuen Ansatz durchzuführen: (a) Ausgehend von der Darstellung des Transienten im Frequenz-Ortsbereich wird zunächst mit einer Inversionsrechnung ein äquivalentes Dünne-Schicht Modell bestimmt. Über eine Rekursionsformel für den Reflexionskoeffizienten an der Erdoberfläche kann das Frequenz-Wellenzahlspektrum rekonstruiert werden. (b) Die Bestimmung der Polstellen in der komplexen Frequenzebene erfolgt über eine Entwicklung der Rekursionsformel in einen Kettenbruch und seiner anschließenden Zerlegung in Partialbrüche. (c) Die gefundenen Partialbrüche werden analytisch in den Zeitbereich transformiert und ergeben dort die Impulsantwort.

Die Anwendung auf 1D-Modelle und die systematische Einschränkung des Frequenzinhaltes bei der Inversion des 1D Dünne-Schicht Modells (Schritt (a)) sowie die Verteilung der Pole (Schritt (b)) soll Erkenntnisse darüber bringen, ob das Verfahren ein schmaleres Frequenzband benötigt als die digitale Filterung im Sinne der schnellen Hankeltransformation.

## EEP11

*Koch, O., Helwig, S., Scholl, C. (Köln, IGM)*

### Erste Ergebnisse einer TEM-Messung zur Bestimmung der oberflächennahen Widerstandsverteilung an der Arava-Störung in Jordanien

E-Mail: hoelz@geophysik.tu-berlin.de

Im Rahmen des DESERT-Projekts (Dead-Sea-Rift-Transec-Projekt) wurden im September 2002 in Jordanien an der Arava-Störung Transient-elektromagnetische Messungen vom Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln durchgeführt. Die Arava-Störung ist von zentraler Bedeutung im Störungssystem des Toten-Meer-Raumes. Sie ist eine Transformverschiebung zwischen der Sinai und der Arabischen Erdplatte, durch die sich Arabische Platte gegenüber der Sinai Platte bis heute um etwa 110km nordwärts verschoben hat.

Das DESERT-Projekts (Dead-Sea-Rift-Transec-Projekt) soll die grundlegenden Mechanismen und das Verhalten des Dead-Sea-Rifts mit verschiedenen Methoden untersuchen. Elektromagnetische Messungen können dabei einen wesentlichen Beitrag durch die Bestimmung der Leitfähig-

keitsstruktur im Untergrund liefern. Diese wiederum steht im engen Zusammenhang zu der Existenz von Fluiden.

In bisherigen MT-Ergebnissen zeigt sich die Störung insbesondere durch einen drastischen Widerstandscontrast in einer Tiefe von etwa zwei bis drei Kilometern. Im Gebiet, in dem eine Störungszone vermutet wird, ist allerdings optisch an der Erdoberfläche keinerlei Anzeichen für eine Grenze zwischen zwei unterschiedlich beschaffenen Gebieten auszumachen. Es stellt sich die Frage, wie die genaue Ausdehnung der Störung in der oberflächennahen Leitfähigkeitsverteilung in der untersuchten Region ist. Zur Klärung wurde ein 1050m langes TEM-Profil mit 22 Messpunkten senkrecht zur vermuteten Störung positioniert. Verwendet wurde eine Central-Loop-Konfiguration mit einer 50m x 50m großen Sendespule mit einem Mess-

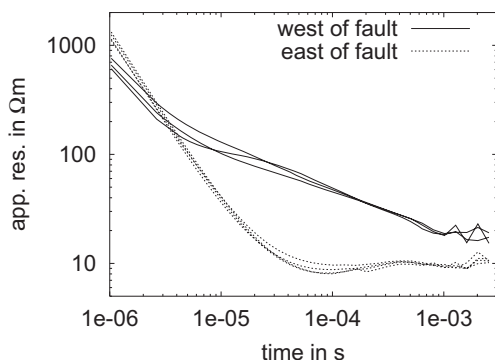


Abbildung 1: Übersicht über die gemessenen scheinbaren Widerstandskurven der drei östlichsten und drei westlichsten Stationen.

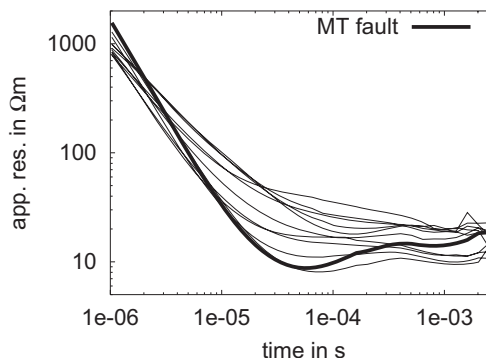


Abbildung 2: Übersicht über die gemessenen scheinbaren Widerstandskurven der Stationen im inneren Bereich des Messprofils.

punktabstand von jeweils 50m.

Bereits die Rohdaten der TEM-Messung zeigen eine deutliche Gruppierung, aufgrund derer die Messregion in drei Bereiche gegliedert werden kann. Die Transienten der drei östlichsten Messpunkte zeigen einen nahezu identischen Verlauf und lassen sich gut durch ein eindimensionales Modell erklären. Es existiert daher in diesem Gebiet kein Anzeichen für eine Störungszone. Die Transienten der drei westlichen Stationen verlaufen ebenfalls sehr ähnlich, womit auch in diesem Gebiet keine Störung zu existieren scheint. Die Form der gemessenen Transienten unterscheidet sich jedoch stark von der Form der Transienten der östlichen Stationen (siehe Abbildungen 1). Die Leitfähigkeitsverteilung im Osten ist demnach auch nahe der Oberfläche signifikant anders als die im Westen. Im inneren Bereich des Messprofils auf einer Länge von ca. 700m zeigt sich eine Art Übergangsbereich, der die eigentliche Störung darstellen könnte. In dieser Region wechselt die Form der Transienten von Messpunkt zu Messpunkt (siehe Abbildung 2).

Ergebnisse der Inversionsrechnungen und Modellstudien zur Widerstandsverteilung sollen mehr Erkenntnisse über die untersuchte Region bringen. Durch weitere Messungen an anderen Stellen der Störung soll untersucht werden, inwieweit die Ausdehnung des gestörten Bereichs entlang der Transformverschiebung variiert. Außerdem soll in einem weiteren Experiment geklärt werden, ob der zweidimensionale Charakter der Störungszone durch die Messung der Horizontalkomponenten des Magnetfeldes in einer Central-Loop-Anordnung bestätigt werden kann.

**EEP13***Just, A., Danckwardt, E., Jacobs, F. (Leipzig)***Elektrische Widerstandstomographie zur Zustandsbewertung von Bauwerken - Ergebnisse von Messungen im Pergamonmuseum**E-Mail: [ajust@rz.uni-leipzig.de](mailto:ajust@rz.uni-leipzig.de)

Der zerstörungsfreien Prüfung von Bau- denkmälern kommt große Bedeutung zu, da möglichst detaillierte Informationen über den Zustand des Kulturgutes bei möglichst wenig Verlust an wertvoller Bausubstanz und vollständiger Erhaltung der Oberfläche gewünscht sind.

Zur Lösung dieser Aufgabe werden auch aus der Geophysik bekannte physikalische Verfahren herangezogen (z. B. NIEDERLEIT- HINGER et al. 2002).

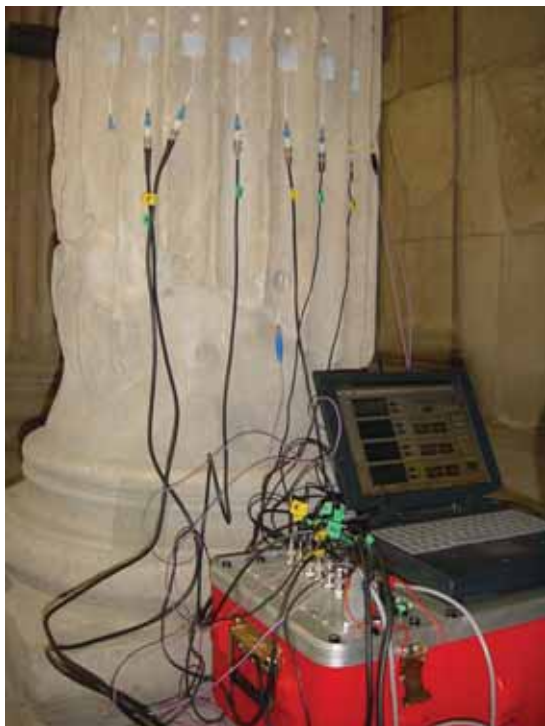


Abbildung 1: Messaufbau zur Elektrischen Widerstandstomographie mit der Apparatur SIP Fuchs Kompakt an einer Säule am Tor von Milet.

Prinzipiell geeignet zur Untersuchung insbesondere zylindrischer Säulen ist die spezielle Form der Elektrischen Widerstandstomographie (2D), die an der Universität Leipzig zur Untersuchung zylinderförmiger Objekte wie Bohrkernen und zylindrischer Gefäße mit Lockersedimenten entwickelt wurde und auch erfolgreich zur Untersuchung von Baumstämmen angewendet wird (JUST 2002).

Beispielhaft wurden Messungen am Tor von Milet im Pergamonmuseum Berlin durchgeführt. Die Säulen des Tores bestanden ursprünglich aus Marmor. Im Zuge der Aufstellung der zu Beginn des 20. Jahrhunderts in Milet (Türkei) ausgegrabenen Teile des Tores im Pergamonmuseum wurden die erhaltenen Säulensegmente ausgebohrt, innen mit Beton aufgefüllt und mit Stahlträgern versehen. Fehlende Säulensegmente wurden durch Betonsegmente, teils mit Ziegelementen abwechselnd, ersetzt.

Zur Messung des komplexen elektrischen Widerstandes (Betrag und Phase) im Frequenzbereich 366 mHz bis 12 kHz wurde die Apparatur SIP Fuchs Kompakt von Radic Research Berlin genutzt. Als Elektroden kamen medizinische Elektroden, wie sie zur Reizstrombehandlung verwendet werden, zum Einsatz. Diese mit einem Leitgel versehenen Elektroden werden auf die Oberfläche des zu untersuchenden Objektes geklebt (Abb. 1).

Die Widerstandsmessungen wurden an zwei Segmenten einer Säule durchgeführt, deren unteres Segment außen aus Original-

Marmor besteht, während das obere Segment komplett aus Ersatzmaterial ist. Die ermittelten Widerstandsverteilungen der beiden Segmente (Abb. 2, Widerstandstomogramme bei einer Frequenz von 1.46 Hz) unterscheiden sich signifikant: Während in der unteren Ebene sehr hohe spezifische elektrische Wider-

stände ( $10^8$  bis zu  $10^{10}$  Ohm\*m, Marmor, Hohlräume im darunterliegenden Beton ?) auftreten, liegen die Werte oben bei maximal  $10^6$  bis  $10^7$  Ohm\*m (trockener Beton). Im unteren Tomogramm erkennt man ein deutliches Widerstandsminimum im Zentrum, das dem Stahlträger im Inneren zugeordnet werden kann. Das obere Tomogramm weist ein kreisförmiges Widerstandsminimum auf, das auf eine zusätzliche ringförmige Bewehrung des Betonsegmentes hindeutet. Durch die quasi abschirmende Wirkung dieser Bewehrung wird der zweifelsfrei auch hier vorhandene Stahlträger im Zentrum nicht mehr aufgelöst. Der Stahlträger wurde durch Ultraschallmessungen (Universität Göttingen) und durch Radarmessungen (TU Berlin) nachgewiesen. Das Radar erbrachte auch Indikationen auf Bewehrungsringe im oberen Segment.

Referenzen:

NIEDERLEITHINGER, E., MAIERHOFER, CH., KRAUSE, M., WERITZ, F., GARDEI, A. (2002): Zerstörungsfreie Bauwerksdiagnose.- 62. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, 3.-8.3.2002, Hannover.

JUST, A. (2002): Bestimmung der räumlichen Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes an zylinderförmigen Körpern mit Hilfe der Elektrischen Widerstandstomographie - Anwendung in der Petrophysik auf Bohrkerne und Lockersedimente.- Dissertation, Universität Leipzig 2001 und Shaker Verlag Aachen 2002, ISBN 3-8265-9894-6.

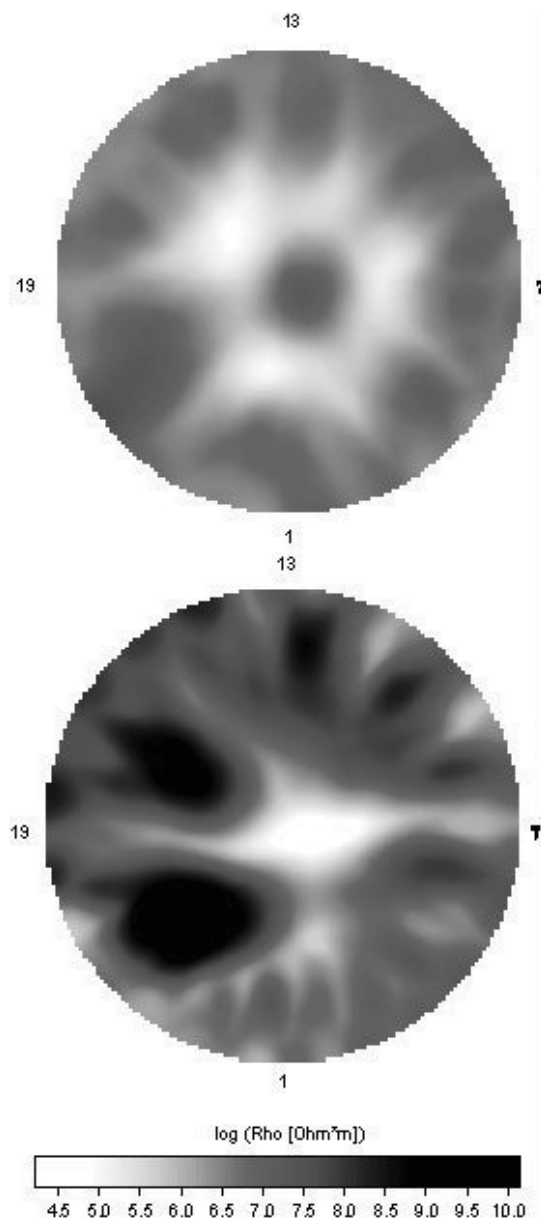


Abbildung 2: Widerstandstomogramme (Frequenz 1.46 Hz) einer Säule am Tor von Milet.

**EEP14**

*Münch, H.-M., Mojid, M. (ICG-IV), Zimmermann, E. (ZEL, FZ Jülich), Kemna, A. (Institut für Chemie und Dynamik der Geosphäre: Agrosphäre (ICG-IV), Forschungszentrum Jülich)*

**Optimierung eines Labormessplatzes zur elektrischen Impedanzspektroskopie an Boden- und Sedimentproben**

E-Mail: h.m.muench@fz-juelich.de

Von elementarer Bedeutung für eine erfolgreiche Anwendung elektrischer bildgebender Verfahren zur Erfassung und Charakterisierung von Fließ- und Transportprozessen in Böden und Sedimenten ist die quantitative Verknüpfung der erfassten elektrischen Leitungs- und Polarisations-eigenschaften mit fließ- und transportrelevanten Strukturmerkmalen und Zustandsvariablen. Insbesondere die induzierten Polarisations-eigenschaften enthalten Strukturinformationen, die wesentlich zur erforderlichen Parameterverknüpfung beitragen können, da sich elektrische Polarisationsphänomene vor allem in der Nähe der Grenzflächen Bodenmatrix-Porenfluid manifestieren.

Um den Zusammenhang elektrischer Leitungs- und Polarisations-eigenschaften mit stofftransportrelevanten Strukturmerkmalen und Variablen zu untersuchen, wird gegenwärtig am ICG-IV ein optimierter Labormessplatz zur Vermessung der Spektralen Induzierten Polarisation (SIP) im Frequenzbereich 1 mHz bis 45 kHz entwickelt. Relevante Strukturmerkmale sind z. B. Porosität, Korn-/Porengrößenverteilung, spezifische Oberfläche; relevante Zustandsvariablen sind z. B. Wassergehalt der Bodenprobe und chemische Zusammensetzung des Porenfluids. Es soll die komplexe elektrische Leitfähigkeit im genannten Frequenzbereich von verschiedenen künstlichen und natürlichen Proben gemessen werden. Künstliche Proben sind z.B. Glaskugeln, Teco-Sil und gesiebter Sand;

bei den natürlichen Proben handelt es sich um ungesiebte Sande und ungestörte Bodenproben. Die jeweiligen Strukturmerkmale sind zu bestimmen und die Zustandsvariablen systematisch zu verändern.

Zur Variation des Wassergehaltes soll eine Multi-Step-Outflow-Anlage verwendet werden, die ebenfalls am ICG-IV entwickelt wird. Die SIP-Messungen sollen unmittelbar während des Betriebs der Multi-Step-Outflow-Anlage erfolgen, so dass der Messzylinder dem vorgesehenen Druck von 1 bar angepasst sowie um eine den Lufteintrittswert festsetzende Keramikplatte erweitert werden muss. Nachdem in Vormessungen das geeignete Elektrodenmaterial ermittelt wurde (Bronze für die Strom- und Platin für die Spannungselektroden), soll der Aufbau dahingehend geändert werden, dass statt stiftförmiger Spannungssonden ringförmige verwendet werden, um so über den Probenquerschnitt (Durchmesser: 60 mm) zu mitteln und dadurch den Einfluss lokaler Inhomogenitäten zu minimieren.

Aufgrund der ersten Untersuchungsergebnisse an dem neuen Meßaufbau wurden konstruktive Verbesserungen zur genaueren Bestimmung der Phase geplant. Diese Modifikationen werden zur Zeit durchgeführt.

Webseite: <http://www.fz-juelich.de/icg/icg-iv/de/docs/ziel01.htm>

**EEP15**

*Roßberg, R., Golden, S. (Frankfurt am Main), Beblo, M. (München), Fischer, V., Junge, A. (Frankfurt am Main)*

**Geolore – Ein neuer Langzeit-Datenlogger**

E-Mail: h.m.muench@fz-juelich.de

Im Verlaufe des Jahres 2002 wurde an der Johann Wolfgang Goethe-Universität, Frankfurt am Main und an der Ludwig-Maximilians-Universität, München der Prototyp eines neuen Datenloggers mit dem Namen Geolore (Geophysical longtime recorder) entwickelt. Zielsetzung dieser Entwicklung ist ein Datenlogger, der für unterschiedliche geophysikalische Feldmessungen einsetzbar und für lange Messreihen optimiert ist. Unter „lang“ versteht sich dabei ein Zeitraum von bis zu einem Jahr (mit zusätzlichem Speicher und Batterien auch länger), während dessen keine externe Stromversorgung und keinerlei Wartungseingriffe erforderlich sind.

Bei mobilen Feldstationen ohne externe Stromversorgung begrenzt im wesentlichen der Stromverbrauch die Einsatzzeiten. Der Schwerpunkt bei der Entwicklung der Geolore lag daher bei der Minimierung des Stromverbrauchs. Desweiteren sollte das Gerät natürlich eine möglichst hohe Messgenauigkeit aufweisen, als Feldgerät robust, zuverlässig und leicht zu transportieren, und letztendlich kostengünstig sein. Das Ergebnis dieser Entwicklung ist ein Prototyp, der bereits eine Reihe von Labortests bestanden hat und derzeit seine erste Felderprobung durchläuft.

Im momentanen Grundaufbau verfügt die Geolore über drei Messkanäle. Weitere Kanäle können bei Bedarf bei zukünftigen Geräten durch zusätzliche Wandlerkarten hinzugefügt werden. Jeder Kanal verfügt über einen unabhängigen 24-bit Analog-Digital-Wandler. Es können Abtastraten bis zu 1 Hz eingesetzt

werden. Die Daten werden in einem stromsparenden Speicher zwischengepuffert und in regelmäßigen Intervallen (z.B. einmal pro Tag) auf eine CompactFlash®-Karte geschrieben, die nach der Messung entnommen und von einem PC ausgelesen werden kann.

Im Rahmen der ersten Felderprobung wird ein Gerätevergleich mit einem RAP-Datenlogger durchgeführt: Während mit dem RAP-Datenlogger eine Standard-MT-Sondierung mit drei magnetischen und zwei elektrischen Feldkomponenten vorgenommen wird, werden mit der Geolore simultan in der Nähe nur die horizontalen elektrischen Feldkomponenten aufgezeichnet. Auf diese Weise können die elektrischen Feldkomponenten beider Datenlogger verglichen werden.

Da der Geolore-Datenlogger klein ist (ca. 60 cm langer Zylinder) und über lange Zeiträume ohne Wartungseingriffe auskommt, kann er auch unter Wasser eingesetzt werden, um so das elektrische Feld unter wesentlich stabileren Umweltbedingungen zu messen, als dies an Land möglich ist. Diese Technik könnte insbesondere in Permafrostgebieten vorteilhaft sein, wo die Elektroden an Land, im Winter durch Einfrieren die Ankopplung an das Erdreich verlieren. Die Erprobung dieser Technik ist für den Sommer 2003 auf Island geplant.

Obwohl der momentane Einsatzschwerpunkt bei der Magnetotellurik liegt, sind auch andere Anwendungen denkbar, bei denen die Aufzeichnung langer Zeitreihen mit niedrigen



Abstraten gefordert sind.

Webseite: <http://www.geophysik.uni-frankfurt.de/em/geolore/>

**EX**

**Extraterrestrische Physik, Aeronomie und  
Planetologie**

---

**EX01** – Mi., 26.2., 09:30-10:00 Uhr · HS6

*Strassmeier, K. G. (AIP)*

### **Stellare Aktivität**

E-Mail: [kstrassmeier@aip.de](mailto:kstrassmeier@aip.de)

Fast alles, was ein Mensch in einer klaren Nacht am Himmel sehen kann, sind Sterne. 5000 an der Zahl, in Wirklichkeit aber rund 400 Milliarden in unserer Galaxis, davon etwa 1 Milliarde sonnenähnlicher G2V-Sterne.

Unsere Sonne ist ein recht durchschnittlicher Stern, der sich vor allem durch seine geringe Entfernung zu uns auszeichnet. Bei näherer Betrachtung entpuppt sich die Sonnenoberfläche aber als wahrer "Hexenkessel" mit Magnetfeldern aller Art, den Sonnenflecken, Plasma-Eruptionen und plötzlichen Explosionen, die alle einen fundamentalen Einfluß auf unseren Planeten haben, einen Einfluß den wir erst mit der heutigen, modernen Astronomie zu messen und langsam zu verstehen beginnen. Diese ganze Palette magnetischer Aktivitäten, die wir auf der Sonne beobachten, treten auch bei anderen Sternen auf, manchmal aber tausend- ja sogar millionenfach verstärkt – dies sind die Aktiven Sterne. Was erzählen uns nun diese Sterne? Können sie uns helfen unsere eigene Sonne besser zu verstehen, etwa den berühmten Sonnenfleckenzyklus? Oder ist die Sonne tatsächlich ein einzigartiger Stern? Wie immer, vom Schicksal des uns am nächsten stehenden Sternes, der Sonne, hängt die Zukunft der Menschheit ab. Ihre Leben spendende Energie bestimmt, ob und wie lange wir in der gegenwärtigen Form existieren können.

In diesem Vortrag möchte ich einige aktuelle Forschungsergebnisse auf dem Gebiet aktiver Sterne, deren ungelöste Fragen und überraschende Erkenntnisse vorstellen. Es sollen modernste Beobachtungstechniken - wie z.B. die Doppler Tomographie (siehe Abbildung) - und neuestes Datenmaterial aus erster Hand vorgestellt werden. Doppler Tomographie ist eine Inversionstechnik, die aus einer beobachteten Zeiterie hochaufgelöster Spektren rotierender astronomischer Objekte eine Karte von deren Oberfläche erstellen kann. Wir wenden diese Technik bei Sternen mit magnetischen Aktivitäten an um die Temperaturverteilung bzw. Magnetfeldverteilung zu kartografieren, und so auf etwaige Aktivitätszyklen in solarer Analogie schliessen zu können.

Webseite: <http://www.aip.de>

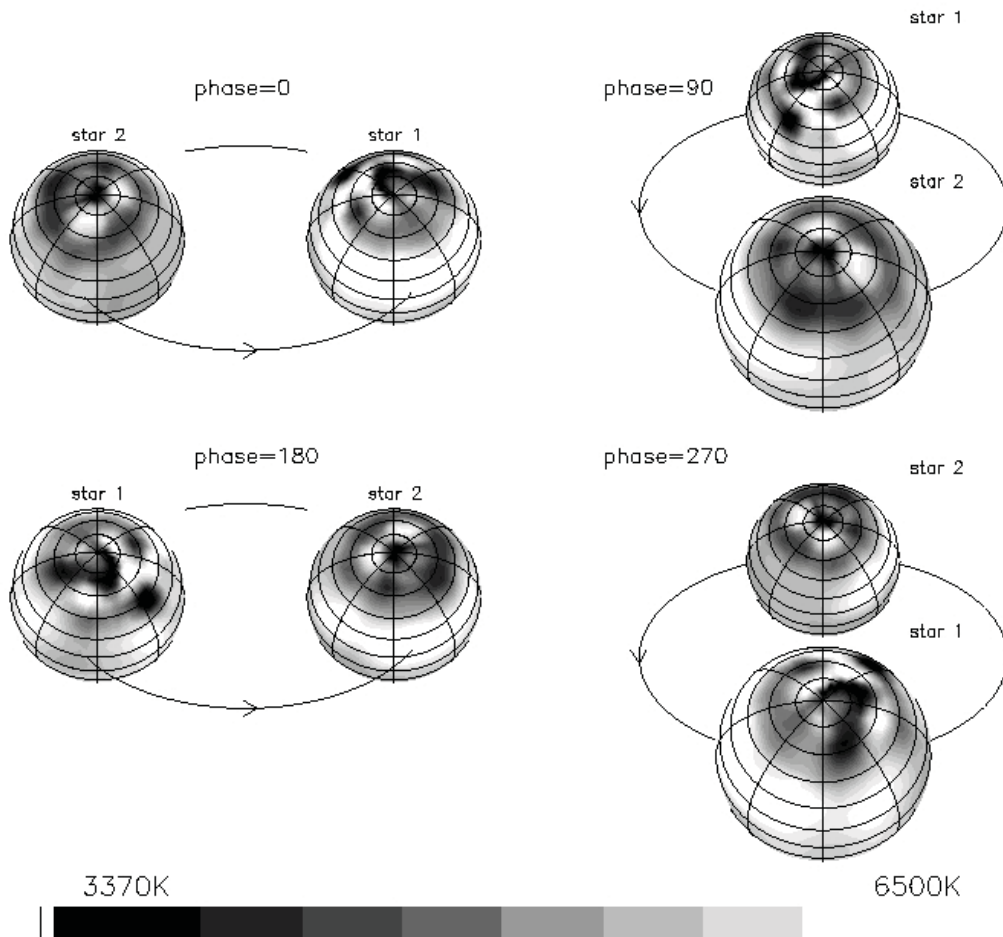


Abbildung 1: Example of two active stars in a binary system. Pseudo three-dimensional view of the  $\sigma^2$  CrB binary containing two solar-type stars. The surface maps were obtained from a full-spectrum tomographic line-profile inversion.

**EX02** – Mi., 26.2., 10:00-10:15 Uhr · HS6

*Mann, G. (Potsdam, Astrophysikalisches Institut Potsdam)*

### **First RHESSI Results**

E-Mail: GMann@aip.de

The NASA small explorer mission RHESSI (Ramaty High Energy Solar Spectroscopic Imager) is able to provide images of the Sun in the light of hard X-rays at the first time. It was launched on February 5, 2002. The detectors of RHESSI observe the electromagnetic radiation from the Sun in the energy range 3 keV - 20 MeV with a highly energetic, temporal and spatial resolution. The aim of the mission is the study of processes of impulsive energy release and particle acceleration as well as the particle and energy transport in the solar atmosphere. The Astrophysical Institute Potsdam (AIP) is involved to the RHESSI mission by providing solar radio data to the RHESSI data center and the joint RHESSI and radio data analysis. The temporal data down-link by the GSOC of the DLR in Weilheim is an additional contribution of Germany to the RHESSI mission. The solar radio data are recorded by the radiospectralpolarimeter of the AIP working in the range 40-70 MHz. First results of the joint RHESSI and solar radio data analysis are presented. The solar events on February 26 and June 2, 2002 are of particular interest with respect to particle acceleration by magnetic reconnection and shock waves in the solar corona and the transport of energetic electrons into the interplanetary space..

EX03 – Mi., 26.2., 10:15-10:30 Uhr · HS6

Kliem, B. (AIP, Potsdam)

### **Dreidimensionale Expansion des ausbrechenden Magnetflußsystems im solaren X Flare und CME am 21. April 2002**

E-Mail: bkliem@aip.de

Detaillierte Beobachtungen des solaren X-Flares am 21. April 2002, der einen der schnellsten bisher beobachteten koronalen Massenauswürfe (CME) auslöste, werden präsentiert. Die Eruption ereignete sich nahe am Sonnenrand, so daß sowohl die schwache Emission des aufbrechenden Magnetflußsystems vor dem Himmelshintergrund als auch die hellen Fußpunktstrukturen auf der Sonnenscheibe in EUV-Aufnahmen des TRACE-Satelliten bei 195 Å abgebildet werden konnten. Gleichzeitige Beobachtungen des UV-Spektrometers SUMER auf dem SOHO-Satelliten an einer festen Position in der aktiven Region über dem Sonnenrand ermöglichen quantitative Untersuchungen des Plasmas in der aufbrechenden Struktur. Die Daten stützen einige der essentiellen Elemente sowohl des "Tether Cutting Modells" für die Öffnung der magnetischen Konfiguration als auch des "Standardmodells" für die Hauptphase von Flares, insbesondere das Auslösen der Eruption durch magnetische Rekonnexion in einem niedrig liegenden stark verscherten "Kernflußsystem" und die Bildung einer großskaligen Stromschicht im Gefolge des sich öffnenden Flusses, in der schnelle magnetische Rekonnexion einsetzt und die langdauernde Energiefreisetzung bewirkt. Andererseits zeigen die Daten jedoch auch wesentliche Differenzen zu diesen Modellen. Im Unterschied zu einer Hypothese des Tether Cutting Modells konnten keine Anzeichen für eine Verlängerung der Feldlinien im Kernfluß vor dem Einsetzen der Instabilität gefun-

den werden, und das Plasma im aufbrechenden Kernfluß wurde bereits lange vor der impulsiven Flarephase auf typische Flaretemperaturen von  $> 10^7$  K geheizt. Dies legt nahe, daß Rekonnexion des Kernflusses mit einem kompakten System magnetischer Loops an einem Ende des Kernflusses die Ursache für die Destabilisierung bildete. Im Unterschied zum Standardmodell, aber in Übereinstimmung mit der Beobachtung einer grossen Raumwinkelausdehnung des CMEs in der betrachteten und in vielen anderen Eruptionen, behielt der aufbrechende Kernfluß seine anfänglich quasi-lineare Geometrie nicht bei, sondern entfaltete sich während des Aufstiegs in ein komplexes, voll dreidimensional expandierendes Loopsystem. Für das zum Tether Cutting Modell alternative "Magnetic Break-out Modell" konnten keine Anzeichen in den Daten gefunden werden.

Webseite: <http://www.aip.de/kli>

**EX04** – Mi., 26.2., 11:00-11:15 Uhr · HS6

*Vocks, C., Mann, G. (Astrophysikalisches Institut Potsdam)*

**Generation of suprathermal electrons by resonant wave-particle interaction in the solar corona and wind**

E-Mail: cvocks@aip.de

Observations of solar wind electron velocity distribution functions (VDFs) show enhanced numbers of suprathermal electrons compared to a Maxwellian VDF. These distributions often are described as core and halo population, or fitted by kappa distributions. The question arises whether these suprathermal tails of the electron VDFs are generated in the solar wind, or if they originate from the solar corona. A study of the relaxation process of suprathermal electrons in the corona shows that a coronal origin of the tails is possible. We present a model based on resonant interaction between electrons and whistler waves to investigate the acceleration of suprathermal electrons. The wave-electron interaction is described within the framework of quasilinear theory and leads to pitch-angle diffusion of the electrons in the reference frame of the waves. In a plasma regime with high Alfvén speed, as found in the lower corona, electrons with low  $v_{\parallel}$  can be accelerated to high  $v_{\perp}$ . A kinetic model for the electrons is developed in order to study this acceleration process in detail against the background of the inhomogeneous plasma conditions in a coronal funnel, and its competition with Coulomb collisions. Simulation results for electron VDFs from the corona up into the interplanetary space and in the energy range of several keV are presented. The VDFs show deformations from a Maxwellian distribution that are expected from theory. The effect of the waves is clearly visible in the corona, and towards interplanetary space the mirror force in the opening magnetic field geometry leads

to the formation of a “strahl”. The resonant absorption of the whistler waves in the corona results in a considerable enhancement of solar wind suprathermal electron fluxes, in coincidence with the observations. Higher electron energies up to 100 keV are also discussed.

EX05 – Mi., 26.2., 11:15-11:30 Uhr · HS6

Marsch, E. (Katlenburg-Lindau), Tu, C.Y. (Beijing)

**Pitch-Winkel Diffusion, Welle-Teilchen-Wechselwirkungen und Ionen-Strömungen in der Korona und im Sonnenwind**

E-Mail: marsch@linmpi.mpg.de

Es werden kinetische Prozesse und Welle-Teilchen-Wechselwirkungen im Sonnenwind und in der Sonnenkorona untersucht. Die gemessene Temperaturanisotropie der Protonen lässt sich durch resonante Diffusion der Protonen im Wellenfeld von Zyklotronwellen erklären, wobei sich Plateaus ausbilden und die Verteilungsfunktion die Form von zwei zusammengefügt Kugelschalen-Segmenten (bi-shells) annimmt. Der Protonenbeam wird in seiner Driftgeschwindigkeit ebenfalls durch resonante Diffusion reguliert. In der unteren Sonnenkorona wurden mit SUMER auf SOHO hohe Temperaturen von vielen MK gemessen. Bei niedrigen Höhen von einigen 10000 km über der Photosphäre beobachtete SUMER in der Emissionslinie von Ne VIII Dopplerverschiebungen von bis zu 10 km/s, die als Ausströmen des Sonnenwindes von seinen Quellen in den koronalen Trichtern (expandierende Magnetfelder) interpretiert werden. Zur theoretischen Beschreibung dieser Phänomene wurden Zwei-Flüssigkeitsmodelle und eine reduzierte kinetische Theorie entwickelt. Numerische Ergebnisse aus diesen Modellrechnungen werden vorgestellt. Es stellt sich heraus, dass resonante Diffusion der Ionen auch die Opazität und Absorption von Zyklotronwellen bestimmt, die vermutlich im Netzwerk erzeugt werden und die untere Korona heizen.



**EX06** – Mi., 26.2., 11:30-12:00 Uhr · HS6

*Brueggen, M. (IUB)*

**Theoretical Challenges in Helioseismology**

E-Mail: marsch@linmpi.mpg.de

Here I will give a general overview of the latest advances in the field of helioseismology. Recent results will be presented as well as remaining challenges. Particular emphasis will be put on the field of local helioseismology. In recent years it has become possible to measure the travel times of acoustic waves travelling through the outer layers of the Sun through ‘time-distance helioseismology’. These travel times are used to infer information about the sub-surface structure of the Sun and have revealed inhomogeneities in the wave propagation conditions. Here we calculate the effect of temperature inhomogeneities on the travel times of sound waves. A temperature increase, e.g. in active regions, not only increases the sound speed but also lengthens the path along which the wave travels because the expansion of the heated layers shifts the upper turning of the waves upward. Using a ray tracing approximation we find that in many cases the net effect of a temperature enhancement is an increase of the travel times. We argue that the reduced travel times that are observed are caused by a combination of magnetic fields in the active region and reduced subsurface temperatures. Such a reduction may be related to the increased radiative energy loss from small magnetic flux tubes. Temperature variations near the surface might also drive geostrophic flows which - according to a model - drive the torsional oscillation pattern of the Sun’s rotation.

**EX07** – Mi., 26.2., 12:00-12:15 Uhr · HS6

*Hilchenbach, M. (Max-Planck-Institut für Aeronomie)*

**Remote Sensing of the Inner and Outer Heliosphere**

E-Mail: marsch@linmpi.mpg.de

The heliosphere can be observed remotely from 1 AU via energetic neutral atoms and, possibly, via photons. We will present our conclusions from the observations of energetic hydrogen and helium atoms with the instrument CELIAS/STOF onboard the SOHO satellite. The data shows evidence that the termination shock of the heliosphere might be a weak shock, i.e. the compression ratio could be about 2.5 . We will then discuss future methods of observing remotely the outer heliosphere.

**EX08** – Mi., 26.2., 12:15-12:30 Uhr · HS6

v. *Kienlin, A. (MPI Garching)*

### **Das Gammastrahlungsobservatorium INTEGRAL**

E-Mail: marsch@linmpi.mpg.de

INTEGRAL ist das International Gamma-Ray Astrophysics Laboratory der ESA zur Beobachtung von astronomischen Objekten im Licht der Gammastrahlung von 15 keV bis 10 MeV. Der vier Tonnen schwere INTEGRAL-Satellit wurde am 17. Oktober 2002 erfolgreich mit einer russischen Protonrakete vom Kosmodrom in Baikonur in eine stark exzentrische Umlaufbahn mit einer Umlaufzeit von drei Tagen eingeschossen. Die geplante Missionsdauer ist 3 Jahre mit einer möglichen Verlängerung um 2 Jahre.

Die wissenschaftliche Nutzlast des Satelliten besteht aus zwei Hauptinstrumenten, die für verschiedene sich ergänzende Aufgaben vorgesehen sind. Mit dem Imager IBIS soll der Gammahimmel mit hoher Ortsauflösung beobachtet werden. Das Spektrometer SPI soll dagegen die Quellen mit hoher Energieauflösung beobachten. Die beiden Hauptinstrumente werden von den beiden Monitorinstrumenten JEM-X und OMC unterstützt, die Messungen im Röntgenbereich und im sichtbaren Licht vornehmen sollen. Unser Institut, das Max-Planck-Institut für extraterrestrische Physik in Garching, ist mit dem Antikoinzidenzschild ACS des Spektrometers SPI an der Mission beteiligt.

Die ersten drei Monate der Mission wurden für Inbetriebnahme und Eichung der Instrumente verwendet. Während dieser Zeit war es möglich, schon erste wissenschaftliche Ergebnisse zu erzielen. Nach dieser Phase wird INTEGRAL der wissenschaftlichen Gemeinde als Observatorium übergeben. Im Vortrag wird die Mission, ihre wissenschaftlichen

Zielsetzungen und die Ergebnisse der ersten Beobachtungen vorgestellt.

**EX09** – Mi., 26.2., 12:30-13:00 Uhr · HS6

*Falcke, H. (MPI f. Radioastronomie, Bonn)*

**LOFAR - the next generation radio telescope**

E-Mail: hfalcke@mpifr-bonn.mpg.de

The rapid evolution in information technology makes it now possible to build fully digitally phased radio arrays at low radio frequencies using ultra-high speed internet links. One major effort in this direction is the Dutch/American Low-Frequency Array (LOFAR) planned for 2006 which may be supplemented by a deep space radar (LOIS). While being initially designed as a radio telescope LOFAR will be a very interdisciplinary project with many applications also in extraterrestrial research, atmospheric, solar and plasma physics. The project promises an increase by three orders of magnitude in sensitivity and resolution compared to earlier telescopes. Due to its fully digital nature it will also feature multiple, electronically steered beams that allow simultaneous and independent imaging of widely separated patches on the sky and rapid switching. The ionosphere is continuously monitored. A data buffer allows beams to be formed retrospectively in response to transient events and thus effectively allows one to look back in time. This feature will for the first time enable a detailed study of the transient radio sky. Scientific drivers for LOFAR are: the epoch of reionization and the formation of the first stars in the universe, search for the first generation of black holes, clusters, radio relics and star forming galaxies at large redshifts, Galactic transients, cosmic rays, search for nearby planets, study of the sun and coronal mass ejections, and the structure of the earth ionosphere and atmosphere. First prototypes of LOFAR are currently being built and locations of LOFAR stations within

Germany are being considered.

Web page: <http://www.mpifr-bonn.mpg.de/staff/hfalcke>

**EX11** – Mi., 26.2., 15:30-15:45 Uhr · HS6

*Krueger, H. (MPIK Heidelberg)*

### **In-Situ-Staubmessungen in Jupiters Gossamer-Ring**

E-Mail: Harald.Krueger@mpi-hd.mpg.de

Das Ring-System Jupiters besteht aus dem dünnen, hellen Hauptring und dem schwächeren, ausgedehnteren Gossamer-Ring. Optische Beobachtungen des Gossamer-Rings ergeben mindestens 3 Komponenten verschiedener Dichte, die überwiegend aus mehrere Mikrometer großen Staubteilchen bestehen. Quellen für den Staub sind die in der Ringregion um Jupiter umlaufenden kleineren Monde Amalthea, Thebe, Adrastea und Metis. Die beobachteten Strukturen im Ring deuten darauf hin, daß für die Dynamik der Ringteilchen die Poynting-Robertson-Kraft über Plasmakräfte dominiert. Am 5. November 2002 hat die Galileo-Raumsonde zum ersten Mal den Gossamer-Ring durchflogen und dabei In-situ-Daten mit dem Staubinstrument an Bord gewonnen. Diese Daten liefern u.a. Informationen über die Dichte- und die Größenverteilung der Staubteilchen im Ring und lassen so auch Rückschlüsse auf ihre Dynamik zu. Zum Zeitpunkt des Einreichens dieser Zusammenfassung waren die Meßdaten des Staubinstruments erst teilweise von der Galileo-Sonde zur Erde übertragen. Es werden die ersten Ergebnisse der Messungen vorgestellt.

**EX12** – Mi., 26.2., 15:45-16:00 Uhr · HS6

*Srama, R., Grün, E., Kempf, S., Krüger, H., Moragas-Klostermeyer, G. (Max-Planck-Institut Kernphysik)*

### **Staubastronomie - Ein neues Forschungsfeld**

E-Mail: ralf.srama@mpi-hd.mpg.de

Staubteilchen werden an weit entfernten Orten geboren: in den Atmosphären roter Riesensterne, in den Aschewolken von Vulkanen, in der Kälte dichter Molekülwolken und in den Wirbeln protoplanetarer Scheiben. Aus der Untersuchung von Staubteilchen können wir über diese entfernten Welten, in denen die Teilchen entstanden sind, Informationen gewinnen. Diese Methode nennen wir Staubastronomie. Staubastronomie wird mit einem Staubteleskop an Bord eines Staubobservatoriums im Weltraum durchgeführt. Staubastronomie liefert uns wertvolle Informationen über den Ursprungsort der Teilchen und die dort herrschenden Bedingungen, die mit anderen Mitteln nicht erreichbar sind. Beobachtungsobjekte eines solchen Staubteleskops sind der interstellare Staub und der interplanetare Staub kometarer und asteroidaler Herkunft.

Seit etwa 10 Jahren wissen wir, dass interstellarer Staub in unserem Planetensystem zu finden ist. Staubmessungen auf der Ulysses Sonde konnten einen Strom von interstellaren Staubteilchen nachweisen, der durch das Sonnensystem fliegt. Die Richtung dieses Stroms von submikrometergroßen Teilchen stimmt mit derjenigen des interstellaren Gases überein und auch die Geschwindigkeit der Staubteilchen ist von vergleichbarer Größe. Dieser Strom interstellarer Staubteilchen wurde auch über den Polen der Sonne in unverminderter Stärke nachgewiesen. Neue in-situ Messungen mit den Staubdetektoren

auf den Hiten und Cassini Raumsonden habe interstellarer Staub auch in Erdentfernung nachgewiesen. Modellierungen der Ulysses und Galileo Daten sagen voraus, dass ca. 30% des Flusses von kosmischen Staubteilchen der Masse  $10^{-13}$  g tatsächlich interstellaren Ursprungs sind. Radar Messungen von Meteoriten mit Geschwindigkeiten oberhalb der heliozentrischen Fluchtgeschwindigkeit zeigen dass sogar interstellare Teilchen mit der Masse  $10^{-7}$  g vorhanden sind.

Ziel eines Staubobservatoriums ist es, verschiedene Sorten von interstellaren und interplanetaren Staub zu unterscheiden und ihre physikalischen

Eigenschaften und chemische und isotopische Zusammensetzung zu bestimmen. Um den Beitrag von menschengemachten festen Teilchen in Erdnähe zu minimieren, sollte das Observatorium außerhalb der Staubgürtel der Erde d.h. außerhalb des geosynchronen Bahn liegen. Mögliche Bahnen sind hoch exzentrische Bahnen in großer Erdeentfernung oder Bahnen um den Librationspunkt des Erde Sonne System.

Webseite: <http://www.mpi-hd.mpg.de/dustgroup/dune/index.html>

EX13 – Mi., 26.2., 17:45-18:00 Uhr · HS6

Rietveld, M. T., Hagfors, T., Röttger, J. (Max-Planck Institut für Aeronomie)

### **Future Directions in Solar-Terrestrial physics using the EISCAT Facilities in Northern Scandinavia**

E-Mail: ralf.srama@mpi-hd.mpg.de

The core of the EISCAT facilities in northern Scandinavia comprises start-of-the-art tristatic, (931 MHz) and (224 MHz) monostatic incoherent scatter radars in the auroral zone, together with a 550 MHz radar with two antennas on Svalbard in the polar cap. A powerful HF-facility in Tromsø allows artificial perturbation techniques to be applied to ionospheric, atmospheric and magnetospheric studies. Together with an excellent collection of other diagnostic instruments in the region and dedicated satellite missions like Cluster-II, TIMED, CHAMP and GRACE, the EISCAT facilities allow comprehensive studies of energy and mass flow from the Sun to the lower atmosphere.

An outline will be presented of the research possibilities to German users of EISCAT. Universities are encouraged to use the facilities, the German share (23%) of which will be paid for by the Max-Planck-Gesellschaft until 2006. Research opportunities include studies of the solar wind by using interplanetary radio scintillations, studies of magnetospheric and ionospheric processes, auroral physics, atmospheric physics, and plasma physics including the use of artificial perturbations induced by HF radio waves. A list of new science opportunities is given in the following table:

#### **New EISCAT-related science in the polar/auroral region**

##### **Polar troposphere, stratosphere and**

##### **mesosphere:**

Synoptic-scale disturbances: frontal passages and tropopause foldings,  
Stratosphere-troposphere exchange,  
Radar reflectivity layers and sheets: their relation to aerosol layers,  
Mountain lee waves propagating into the middle atmosphere,  
Wave-wave interaction in the lower and middle atmosphere,  
Lower-middle-upper atmosphere coupling in polar regions,  
Momentum and energy deposition by gravity waves into the polar atmosphere,  
Studies of dusty complex plasma causing the Polar Mesosphere Summer Echoes (combine several instruments),  
High spatial resolution of dusty plasma structures in the polar mesopause by using radar interferometry,  
Dependence of dusty plasma on background ionization, temperature, electric fields, particle precipitation, waves and turbulence,  
Impact of meteors into the mesosphere and lower thermosphere.

##### **Polar thermosphere:**

Coupling from above (magnetosphere) and below (lower and middle atmosphere),  
Coupling between ionized and neutral atmosphere in the magnetospheric cusp region and under severe space weather conditions.  
Neutral gas outflow in the CUSP region,  
Coordinated experiments with satellites e.g., CHAMP, GRACE, Cluster-II

**Polar/auroral ionosphere:**

Measure fine horizontal structure of auroral arcs and associated anomalous echoes,  
Measure relativistic electron precipitation bursts into the D region,  
Ion outflows in the cusp region,  
Excitation of energetic electrons and artificial aurora by plasma instabilities,  
Heating and cooling processes in the cusp region,  
Polar patches and other large-scale density structures,  
Coordinated experiments with satellites.

**Plasma physics:**

The acceleration of auroral particles from the thermal plasma in the magnetosphere is not understood. Time is now ripe for deeper investigation with Cluster-II on EISCAT field lines and vastly improved optical observations.

Observing along the magnetic field lines with EISCAT, strongly asymmetric spectra not of thermal origin are often seen. Field aligned currents may flow in constricted ducts and be related to these spectra. EISCAT now is equipped to directly observe such structure.

Use the HF facility to get magnetospheric echoes off plasma turbulence.

EISCAT is in position to study turbulent plasma flow near 100 km. The resulting anomalous conductivity has a controlling influence on the current flow in the magnetosphere. With Cluster-II on EISCAT field lines unique opportunities exist for understanding the relation.

EISCAT is unique in being capable of inducing ionospheric plasma turbulence by HF waves and observe the effects with an ISR. The role of the geomagnetic field in the process is unclear. The reason for turbulence

after wave penetration of the ionosphere is not understood.

Ionospheric modification will be conducted at Svalbard by a UK group (SPEAR) for plasma investigations and for ionospheric/magnetospheric studies. The EISCAT HF facility in Tromsø is crucial for properly understanding the results of this initiative.

**Extraterrestrial science:**

Measure extra high energy cosmic rays,  
Quantify interstellar dust fluxes,  
Solar wind velocity and turbulence measurements



**EX14** – Mi., 26.2., 18:00-18:15 Uhr · HS6

*Heibey, W., Neubauer, F. M. (Köln)*

### **Das Weltraumwetter zwischen Erde und Jupiter**

E-Mail: heibey@geo.uni-koeln.de

In dieser Arbeit wird ein Konzept zur Vorhersage des Weltraumwetters bis in fünf astronomische Einheiten (AE) vorgestellt, wobei Messdaten des Satelliten WIND (1 AE) und der Raumsonde Ulysses verwendet werden. Um das solare Aktivitätsminimum ist die großskalige Struktur des Sonnenwindes bei der Erde noch stark geprägt von den koronalen Quellregionen. Die heliosphärische Stromschicht im interplanetaren Raum ist dann ein guter Indikator für die Sonnenwindstruktur, da ihr in einem statistischem Sinne Eigenschaften der relevanten physikalischen Parameter zugeordnet werden können. Wir bestimmen deshalb aus den Beobachtungen der Raumsonde Ulysses zur Zeit des Periheldurchganges im Frühjahr 1995 ein Modell der Stromschicht in 1 AE, unter der Annahme der Stationarität in einem mit der Sonne korotierenden Koordinatensystem. Aus Beobachtungen in situ durch WIND, dem Modell der Stromschicht und den ihr zugeordneten Eigenschaften sowie den durch Ulysses bestimmten Mittelwerten der Observablen über den Koronalöchern ermitteln wir zweidimensionale Karten der Parameter des Sonnenwindes in idealer magnetohydrodynamischer (MHD) Beschreibung. Diese Karten werden verwendet als innere Randbedingungen einer MHD-Computersimulation in sphärischen Polarkoordinaten, durchgeführt im rotierenden Koordinatensystem. Der stationäre Endzustand dieser Simulationen kann als Vorhersage des Weltraumwetters in 5 AE dienen. In der radialen Evolution zeigt sich ein morphologischer Wandel des Sonnenwindes im Rück-

gang der koronalen Prägung zugunsten starker dynamischer Effekte. In 5 AE dominieren Kompression und Verdünnung das Bild, es entstehen korotierende Wechselwirkungszonen (engl. CIR), die teilweise von Stoßwellenpaaren umrahmt sind. Die räumliche Orientierung der Kompressionszonen in der Simulation entspricht den Erwartungen und wird bestimmt von der Lage der sie treibenden Hochgeschwindigkeitsströme.

**EX15** – Mi., 26.2., 18:15-18:30 Uhr · HS6

*Vogt, J., Zieger, B. (International University Bremen), Glassmeier, K., Stadelmann, A. (Technische Universität Braunschweig), Gombosi, T., Hansen, K., Ridley, A. (University of Michigan)*

### **MHD-Simulationen der Paläomagnetosphäre**

E-Mail: [j.vogt@iu-bremen.de](mailto:j.vogt@iu-bremen.de)

Da die Erdmagnetosphäre durch die Wechselwirkung des geomagnetischen Innenfeldes mit dem magnetisierten Plasma des Sonnenwindes kontrolliert wird, haben Variationen des Erdinnenfeldes auf geologischen Zeitskalen auch Änderungen der magnetosphärischen Struktur zur Folge. Während Phasen der Polaritätsumkehr dürften Multipole höherer Ordnung wichtig werden. Wir konzentrieren uns auf den Quadrupolanteil und studieren die resultierende magnetosphärische Struktur mit Hilfe des BATS-R-US MHD-Simulationscodes, der an der University of Michigan entwickelt wurde.

Im Vergleich zu Dipolmagnetosphären weisen Quadrupolmagnetosphären neue topologische Merkmale auf. Es zeigt sich weiterhin, dass die globale magnetosphärische Konfiguration nicht nur quantitativ, sondern auch qualitativ von der Orientierung der Quadrupolfelder abhängt. Die damit verbundenen Änderungen des geomagnetischen Feldes im Außenraum haben Auswirkungen auf die Flüsse hochenergetischer geladener Teilchen in die Erdatmosphäre.

Zwei topologisch verschiedene Klassen von Quadrupolkonfigurationen werden genauer untersucht: (1) axialsymmetrische Quadrupole, und (2) Quadrupolfelder, die magnetische Neutrallinien aufweisen.

Im axialsymmetrischen Fall hängt die Topologie der Magnetosphäre stark von der Stellung der Symmetrieachse zur Richtung des einfallenden Sonnenwindes und der Richtung des interplanetaren Magnetfeldes ab. Rekon-

nexion kann sowohl auf der Tagseite und an den Flanken der Magnetopause als auch an mehreren Orten im Schweif gleichzeitig stattfinden. Anders als im Dipolfall lassen sich praktisch keine Konfigurationen finden, in denen Rekonexion überhaupt nicht auftritt, so dass der Sonnenwind in eine Quadrupolmagnetosphäre kontinuierlicher einkoppeln kann.

In der Kategorie der Quadrupolfelder mit Neutrallinien kommt es insbesondere dann zu starker Wechselwirkung der Magnetosphäre mit dem Sonnenwind, wenn die Neutrallinie parallel zum einfallenden Sonnenwind gerichtet ist. An der Tagseite haben dann hochenergetische Teilchen direkten Zugang zur oberen Erdatmosphäre.

**EX16** – Mi., 26.2., 18:30-18:45 Uhr · HS6

*Borrmann, T., Fichtner, H. (Bochum, Ruhr-Universität Bochum), Scherer, K. (Katlenburg-Lindau, dat-hex), Stawicki, O. (Bochum, Ruhr-Universität Bochum)*

**Die großskalige Struktur der Heliosphäre und des lokalen interstellaren Mediums :  
Ein neuer Modellierungsversuch**

E-Mail: [tb@tp4.ruhr-uni-bochum.de](mailto:tb@tp4.ruhr-uni-bochum.de)

Die Modellierung der Struktur der Heliosphäre auf großen Skalen, hat in den letzten Jahren deutliche Fortschritte gemacht. Von reinen Flüssigkeitsmodellen für die Protonen und den neutralen Wasserstoff, in welchen noch Pick-Up Ionen und Kosmische Strahlen eingebunden werden, bis hin zu magnetohydrodynamischen Modellen. Nichts desto weniger sind die gegenwärtigen Modelle noch nicht in der Lage eine realistische dreidimensionale Heliosphäre zu beschreiben, in der mehrere Teilchenpopulation sowie das solare und interstellare magnetische Feld miteinander wechselwirken.

Die Entwicklung der letzten Jahre auf dem Gebiet der parallelen Programmierung, gibt uns aber nunmehr die Möglichkeit realistischere dreidimensionale Heliosphären zu modellieren. Es wird und darüber hinaus die Möglichkeit gegeben die Auswirkungen und Effekte bei Änderungen im interstellaren Medium und dessen Auswirkung auf die Heliosphäre und nichtzuletzt der Erde zu studieren.

Wir informieren über eine neue Modellierungsmöglichkeit basierend auf dem ZEUS-MP Code, der eine parallele Version des bekannten ZEUS-3D Code ist. Es werden erste Testresultate präsentiert.

**EX17** – Mi., 26.2., 18:45-19:00 Uhr · HS6

*Fahr, H.-J., Scherer, K. (Bonn)*

**Die Heliosphäre der ruhenden Sonne**

E-Mail: [tb@tp4.ruhr-uni-bochum.de](mailto:tb@tp4.ruhr-uni-bochum.de)

Das gegenwärtige Bild der Heliosphäre ist ganz wesentlich bestimmt durch die nachgewiesene Tatsache, daß das Sonnensystem sich mit einer Relativgeschwindigkeit von 25 km/s relativ zum umgebenden interstellaren Medium bewegt. Unter diesem Umstand ergibt sich eine Leedimension der Heliopause von 150 AU und ein mindestens 800 AU langer luvseitiger Helioschweif. Interessant ist nun aber eine Betrachtung alternativer Heliosphärenkonfigurationen unter geänderten interstellaren Randbedingungen. In diesem Beitrag werden wir speziell den interessanten Fall einer Heliosphäre für eine Sonne betrachten, die gegenüber dem umgebenden interstellaren Medium fast in Ruhe ist. Mit unseren Multifluid-Simulationen zeigen wir die dabei resultierende, zeitabhängige Entwicklung einer Heliosphärenstrukturen in der Zeit nach Aufkommen des Sonnenwindes. Es zeigt sich, daß unter letzteren Umständen eine Heliosphäre von ständig wachsender Dimension und einer gestörten zirkumsolaren Plasmaregion bis hinaus zu Entfernungen von 5000 AU resultieren würde.

**EX18** – Do., 27.2., 09:30-10:00 Uhr · HS3

*Klinkmann, W. (DLR Bonn)*

**Zukunft des Extraterrestrik - Programms der DLR - Raumfahrtagentur**

E-Mail: [tb@tp4.ruhr-uni-bochum.de](mailto:tb@tp4.ruhr-uni-bochum.de)

Im Zuge der aktuellen Haushaltsentwicklung und verstärkt durch Mehrkosten bei aktuellen und geplanten Projekten gestaltet sich die Extraterrestrik - Förderung derzeit sehr schwierig. Die extraterrestrische Wissenschaft in Deutschland hat auf den verschiedensten Forschungsgebieten eine internationale Spitzenstellung erreicht. Dies gilt in der Astrophysik für die IR-, Röntgen- und Gamma- Bereiche wie auch für die Planetenforschung inklusive Staubexperimenten und für die Magnetosphärenphysik. Wenn man sich die Entwicklung des Extraterrestrikhaushalts beginnend mit den Neunziger Jahren betrachtet, musste die Förderung allein nominal um mehr als 50% bis Ende 2002 zurückgefahren werden. Unter diesen Randbedingungen ist nachvollziehbar, dass die Exzellenz der deutschen extraterrestrischen Forschung in Zukunft nur noch in reduziertem Umfang erhalten werden kann.

Ansonsten läuft man Gefahr, dass auch die Zahl der Wissenschaftler, die in der extraterrestrischen Forschung arbeiten, abnimmt und damit auch das Interesse der Jugend an der Weltraumforschung zurückgeht. Hier gilt es aus Erfahrungen in den USA zu lernen, wo die Förderung der Extraterrestrik um 20% pro Jahr bis 2007 gesteigert werden soll.

**EX19** – Do., 27.2., 10:00-10:30 Uhr · HS3

*Wimmer-Schweingruber, R.F. (Universität Kiel)*

**Interplanetare Störungen**

E-Mail: [tb@tp4.ruhr-uni-bochum.de](mailto:tb@tp4.ruhr-uni-bochum.de)

Gewaltige Eruptionen auf der Sonne, sogenannte koronale Massenauswürfe, rufen auf ihrer Reise durch das interplanetare Medium entsprechende Störungen hervor. Dieser Vortrag fasst die wichtigsten Eigenschaften dieser “interplanetary coronal mass ejections” zusammen und konzentriert sich auf die in-situ Erkennungsmerkmale, sowie auf ausgewählte Effekte der ICMEs, wie z.B. Teilchenbeschleunigung und Forbush decreases.

**EX20** – Do., 27.2., 11:00-11:30 Uhr · HS3

*Hatzes, A. (Thüringer Landessternwarte Tautenburg)*

### **Extrasolar Planets**

E-Mail: [artie@tls-tautenburg.de](mailto:artie@tls-tautenburg.de)

To date precise stellar radial velocity measurements have discovered over 100 giant gaseous planets in orbit around other solar type stars. None of these extrasolar planets have characteristics that are similar to the planets in our own solar system. Is this a selection effect, or are the properties of our planetary system unique? These discoveries may provide important clues as to how our own solar system formed. The current status of extrasolar planet research will be presented and the ensemble properties of these systems examined. Future prospects for the study of extrasolar planets will also be discussed including future space-based missions which may one day detect terrestrial extrasolar planets in the habitable zone of other stars.

EX21 – Do., 27.2., 11:40-12:00 Uhr · HS3

*Buske, M., Christensen, U. (Göttingen)*

### **Dreidimensionale Evolutionsmodelle der Konvektion im Marsmantel**

E-Mail: [artie@tls-tautenburg.de](mailto:artie@tls-tautenburg.de)

Auf dem Mars legt die starke Konzentration des Vulkanismus, der tektonischen Aktivitäten und der Anomalien im Schwerfeld auf nur eine Region, die Tharsis Region, besondere, sich von der Erde unterscheidende Konvektionsformen im tiefen Mantel nahe.

Es ist möglich, dass das heutige Konvektionsmuster im Marsmantel von nur einem starken Aufstrom unter der Tharsis Region geprägt ist. Eine mögliche Ursache für diese starke Reduktion der Aufströme kann die konvektionshemmende, endotherme Phasengrenze vom  $\gamma$ -Spinell zum Magnesiowüstit und Perowskit sein, die im Mars knapp über der Kern-Mantelgrenze liegen könnte.

In 3-D Modellen wird die zeitliche Evolution des Marsmantels bzw. seiner Konvektionsströmung unter Einbeziehung der säkularen Abkühlung und der endothermen Phasengrenze zum Perowskit numerisch simuliert. Die Viskosität variiert radial und hängt über ein Arrheniusgesetz von der mittleren Temperatur beim Radius  $r$  ab. Entsprechend der Temperaturänderung kann sie zeitlich variieren und erlaubt so, das Anwachsen der Lithosphärendicke zu simulieren.

Neben Modellen mit einem festen Temperaturkontrast zwischen der Kern-Mantelgrenze und der Oberfläche sind Modelle berechnet worden, in denen das Abkühlen des Kerns mitberücksichtigt wird und die Temperatur an der Kern-Mantelgrenze in jedem Zeitschritt aus der Wärmeabgabe an den Mantel bestimmt wird.

Die Ergebnisse zeigen, dass die Anwesenheit der Phasengrenze zu einer starken Reduktion

der Anzahl der Aufströme führt. In den Modellen, in denen das Abkühlen des Kerns mit simuliert wird, beobachtet man eine Reduktion auf nur zwei Aufströme über einen Zeitraum von etwa 4.5 Ga.

Die Variation der Dicke der Perowskitschicht und des Phasenparameters zeigen, dass der reduzierende Effekt der Phasengrenze von ihrer Lage innerhalb der kernnahen thermischen Grenzschicht abhängt. Liegen große Teile der Grenzschicht oberhalb der Phasengrenze, so ist der Einfluss geringer.

Die Phasengrenze beeinflusst zudem die Wärmeabgabe aus dem Kern. Ohne Phasengrenze kühlt der Kern nach 4.5 Ga um ca. 500 K ab, wohin gegen die Abkühlung im Fall mit Phasengrenze je nach Wahl der Parameter zwischen 400 K und 450 K liegt.

In den Modellen mit abkühlendem Kern hat die Phasengrenze nur geringen Einfluss auf die Dicke der Lithosphäre am Ende der Evolution, die bei etwa 150 km liegt.



EX22 – Do., 27.2., 12:00-12:20 Uhr · HS3

*Knapmeyer, M., Spohn, T. (Münster), Oberst, J. (Berlin, DLR)*

### **Seismologische Leistungsfähigkeit verschiedener für NetLander vorgeschlagener Netzwerk-Konfigurationen**

E-Mail: [mknappmeyer@uni-muenster.de](mailto:mknappmeyer@uni-muenster.de)

Im Europäischen NetLander-Projekt soll erstmalig ein Netzwerk aus vier Seismometern auf dem Mars installiert werden. Die geplante Lebensdauer beträgt ein Marsjahr. Wissenschaftliche Zielsetzung des seismischen Experiments sind sowohl die Untersuchung der Krustenstruktur als auch die Ermittlung der genauen Grösse des Kerns und seines Aufbaus.

Bei der Auswahl der Standorte sind, neben den technischen Randbedingungen, die sich u.a. aus der Landung mit Fallschirmen und Airbags sowie der geplanten Überwinterung ergeben, auch die Anforderungen der verschiedenen Experimente zu berücksichtigen. Den derzeit diskutierten Konfigurationen ist gemein, dass jeweils drei Stationen in einem mehr oder weniger kompakten Dreieck um die vermutlich seismisch aktivsten Gebiete (Tharsis und Elysium) plaziert werden, während die vierte antipodal zu den erwarteten Bebenherden aufgestellt wird, um dort seismische Kernphasen zu registrieren.

Wir haben neun verschiedene Konfigurationen auf ihre Eignung speziell für eine globale Seismologie hin untersucht, d.h. unter dem Gesichtspunkt der Detektion, Lokalisierung und Auswertung von Beben auf dem gesamten Mars mit dem Ziel der Erstellung eines Geschwindigkeitsmodells für den gesamten Mantel und Kern. Dazu wurden diese Konfigurationen mit der theoretisch idealen Aufstellung auf den Eckpunkten eines gleichseitigen Tetraeders verglichen.

Als Mass für die globale Detektionsfähig-

keit wurde für jeden Punkt eines den Mars umspannenden 2x2-Grad Gitters berechnet, wie weit er von der nächstgelegenen Station entfernt ist. Bei der Tetraederkonfiguration kann man sich nicht weiter als 70.5 Grad von der nächsten Station entfernen. Andere Konfigurationen weisen dem gegenüber Gebiete mit grösserer Minimalentfernung und damit relativ schlechterer Detektionsfähigkeit auf. Solche Gebiete gilt es zu minimieren und in Teile der Marsoberfläche zu legen, an denen geringe Seismizität erwartet wird.

Als Mass für die Lokalisierungsfähigkeit wurde für jeden Punkt desselben Gitters ermittelt, wie genau er sich durch eine Kreuzpeilung von allen vier Stationen mit Azimuten einer angenommenen Genauigkeit von +/- 10 Grad lokalisieren lässt. Auch hier gibt die Tetraederkonfiguration einen Maximalfehler vor, mit dem die anderen Konfigurationen verglichen werden. Die beschriebenen Berechnungsverfahren wurden ausgewählt, weil sie keinerlei Annahmen über die erst noch zu ermittelnde seismologische Struktur des Mars erfordern.

Die seismologische Untersuchung des tiefen Mantels und des Kerns erfordert die Registrierung von Wellen, welche bis in diese Tiefen vorgedrungen sind. Diese Wellen gelangen, in Abhängigkeit von der Geschwindigkeitsstruktur, in bestimmten Entfernungen vom Herd wieder an die Oberfläche. Um herauszufinden, ob überhaupt Beben in den relevanten Entfernungen der geplanten Stationsstandorte zu erwarten sind, müssen daher so-

wohl die Geschwindigkeitsstruktur als auch die Verteilung der Epizentren modelliert werden. Als Geschwindigkeitsmodelle wurden das Modell B von Sohl & Spohn (1997) und das 40%-Fe-Modell von Mocquet et al. (1996) verwendet, die sehr unterschiedlich aufgebaut sind und sich z.B. hinsichtlich der Laufzeiten der P-Welle um bis zu 60s unterscheiden. Es wird angenommen, dass der wahre Mars sich irgendwo in dem von diesen Modellen abgesteckten Wertebereich befindet. Für die Modellierung der globalen Seismizität wurde angenommen, dass diese in einem ca. 3000km durchmessenden Kreis um das Zentrum von Tharsis sowie in einem 600km durchmessenden Kreis um Elysium Mons konzentriert ist. Zusätzlich wurden 20% der gesamten Seismizität gleichmässig über den Mars verteilt. Da für eine Untersuchung des tiefen Mantels praktisch nur global registrierbare Beben in Frage kommen, wurden die aus der modellierten Verteilung der Epizentren ermittelten wahrscheinlich beobachteten Epizentraldistanzen auf eine erwartete Zahl von 40-80 global detektierbaren Beben pro Marsjahr (Golombek et al., 2002) bezogen und die resultierenden Verteilungsdichten mit den benötigten Epizentraldistanzen verglichen.

Es stellt sich heraus, dass eine Netzwerkkonfiguration mit drei um den Nordrand von Tharsis herum platzierten Stationen und einer antipodischen Station am Nordrand des Hellas-Beckens (namentlich die unter Bezeichnung T1 diskutierte Konfiguration) hinsichtlich aller drei Kriterien die besten Ergebnisse erbringt. Die antipodale Station ist zur Detektion von Phasen aus dem tiefen Mantel unabdingbar. Mit allen lokal stärker konzentrierten Konfigurationen (etwa einem Netz unmittelbar am Rand des Elysium-Massivs) lassen sich Beben nur auf einem sehr kleinen Teil des Mars zuverlässig lokalisieren.

Golombek, M.P. (2002): A Revision of Mars Seismicity From Surface Faulting; *Lunar and Planetary Science*, vol. XXXIII

Mocquet, A.; Vacher, P.; Grasset, O.; Sotin, C. (1996): Theoretical Seismic Models of Mars: the Importance of the Iron Content of the Mantle ; *Planet. Space Sci.*, vol. 44, No. 11, pp.1251-1268

Sohl, Frank; Spohn, Tilman (1997): The Interior Structure of Mars: Implications from SNC Meteorites ; *JGR*, vol. 102, No. E1, pp.1613-1635

EX23 – Do., 27.2., 12:20-12:40 Uhr · HS3

Hezel, D.C., Palme, H., Brenker, F. E. (Köln), Nasdala, L. (Mainz)

### Silica rich components in meteorites as indicators of early solar system processes

E-Mail: d.hezel@uni-koeln.de

**Introduction:** Solid matter of the solar system evolved from a protostellar disk surrounding the young sun. Unmelted or undifferentiated meteorites – i.e. chondrites – contain primitive components, which formed in the protostellar disk. Thus meteorites provide a unique insight into the physical and chemical properties, as well as in the dynamics of the protostellar disk. The main components of chondrites are micrometer to millimeter sized, round droplets, termed “chondrules”. Further abundant components are FeNi–metals, fine grained matrix and Ca, Al–rich inclusions, often designated as “CAIs”.

It is generally assumed that components of meteorites formed during cooling of an initially hot, more or less chemically and isotopically homogenized, nebula. The first phases to condense are oxides, followed by Mg–rich silicates – which are gradually converted to more Si–rich phases. Meteoritic components formed at various temperatures, including fine grained material as the basic ingredients of chondrules, which formed during transient and intense heating events with temperatures of up to over 2000 K and subsequent rapid cooling at cooling rates between 1 and 10.000 K/hr. Possible heat sources are nebular lightning, density waves or the X–wind.

In the CH-carbonaceous chondrites Acfer 182 and 207 we have discovered a subgroup of chondrules rich in SiO<sub>2</sub>. The existence of SiO<sub>2</sub>–rich objects in primitive meteorites is puzzling, because they are not predicted by equilibrium condensation. We have studied several of these SiO<sub>2</sub>–rich chondrules and

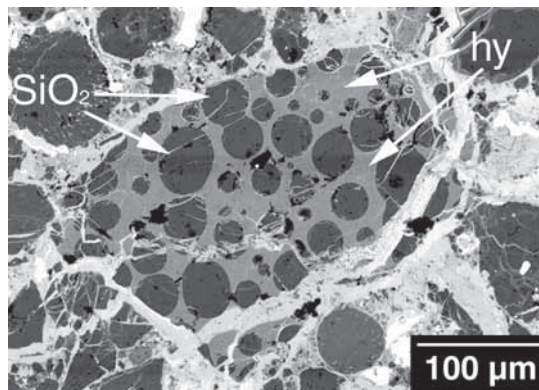


Figure 1: BSE-picture of a SRC-fragment. Here a cryptocrystalline pyroxene (hy) normative matrix contains blebs of SiO<sub>2</sub>.

fragments by optical microscopy, electron microprobe and micro Raman spectrometry.

**Petrology:** The silica rich components (SRCs) are rare with <0.1 vol.% abundance. They are usually mixtures of two phases: (1) nearly pure SiO<sub>2</sub> and (2) a pyroxene normative composition, which is sometimes slightly SiO<sub>2</sub>-oversaturated. The bulk chemical composition has SiO<sub>2</sub>-concentrations, between 65 and 85 wt.%. The SRCs have a distinctive texture: either the silica occurs as blebs within the pyroxene normative matrix or – vice versa – the pyroxene occurs as blebs within a silica matrix (Fig. 1). Both, silica and pyroxene appear either cryptocrystalline or glassy. When crystalline, micro Raman analyzes revealed that the silica occurs in the modifications quartz and cristobalite.

**Discussion:** Most chondrules in meteorites are Mg-rich. Their abundances of SiO<sub>2</sub> is far

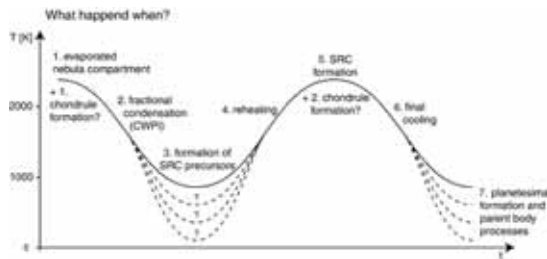


Figure 2: A “what happened when” plot for the SRCs in the CH–chondrites. (1) A completely evaporated nebular compartment begins to cool. (2) Solids begin to condense, at first Ca, Al–rich components, later Mg–rich phases, the more volatile Si remains in the gas. (3) Condensation of SiO<sub>2</sub>–rich phases and formation of SRC precursors. (4) These precursors are reheated to at least 1968 K (5). (6) After reheating the SRCs quickly cool down and are finally (7) incorporated into planetesimals, which later become asteroids, parent bodies of meteorites.

below 65 wt.%. Components with high SiO<sub>2</sub>–concentrations can be produced by fractional condensation where Mg–rich components do not react with the SiO of the gas because cooling is faster than solid state diffusion. Under these conditions SiO<sub>2</sub>–rich phases form as calculated by [1]. The SiO<sub>2</sub>–rich phases are the basic constituents of the SRCs.

We thus propose a two stage model for the formation of the SRCs (Fig. 2):

1. In the first stage an evaporated nebula compartment cooled, leading to fractional condensation according to [1]. Silica condensed at low temperatures and then agglomerated with other condensed silicates to dusty SRC–precursors.
2. The texture of the SRCs, with blebs of one phase within the other and the high temperature modification cristobalite require that the SRCs formed within a liquid immiscibility gap that opens above 1968 K in the system MgO–FeO–SiO<sub>2</sub>

[2]. This means that the SRC precursors in the second stage were reheated to more than 1968 K, thereby receiving their present texture.

**Conclusion:** This result demonstrates that the history of solid matter in the solar nebula may be more complicated than usually assumed. The SRC components of CH–chondrite require fractional condensation and later reheating to high temperatures.

**References:** [1] Petaev MI and Wood JA (1998) MAPS 33:1123–1137; [2] Bowen N. L. and Schairer J. F. (1935) Am. J. Sci. 29, 151–217.

Web page: <http://www.kosmochemie.de>

**EX24** – Do., 27.2., 12:40-13:00 Uhr · HS3

*Oberst, J., Heinlein, D., Köhler, U. (DLR), Neukum, G. (Freie Universität, Berlin)*

### **Der Meteoritenfall vom 6. April 2002 und die erfolgreiche Suche nach “Neuschwanstein”**

E-Mail: Juergen.Oberst@dlr.de

Am Abend des 6. April dieses Jahres (2002), 20h 20m 17.7s UT, ereignete sich über Süddeutschland ein Meteoritenfall. In den Ortschaften Mittenwald und Garmisch Partenkirchen, die sich direkt unter der Flugbahn des Boliden befanden, war dessen Druckwelle so heftig, dass der Boden vibrierte und Fenster klirrten. Da ausgezeichnete Sichtbedingungen herrschten, konnten insgesamt 10 Kameras des “Europäischen Feuerkugelnetzes” (Oberst et al., 1998), vom Schwarzwald bis in die tschechische Republik, den Meteor erfassen.

Auf der Grundlage von 7 dieser Aufnahmen wurde das Ereignis rekonstruiert und die Flugbahn des Projektils vermessen. Die Auswertung, die am Ondrejov Observatorium in Prag erfolgte (Spurny et al., 2002), zeigt, dass der Meteoroid (mit einer Masse von geschätzt ca. 600 kg) unter einem Winkel von etwa 40° mit einer Geschwindigkeit von 20 km/s in die Erdatmosphäre eintrat. Die sichtbare Leuchtspur begann in einer Höhe von 84,9 km und endete nur etwa 16 km über dem Boden, ein Hinweis darauf, dass Fragmente (geschätzt 20 kg) im Dunkelflug den Boden erreicht hatten. Die Einschlagstelle der Hauptmasse konnte auf ein Gebiet von etwa 700 mal 1.000 Meter östlich der Stadt Füssen eingegrenzt werden, leider in gebirgigem und schwer zugänglichem Gelände.

Nach mehreren vom DLR geleiteten systematischen Suchkampagnen, mit Mannschaften von bis zu 30 Teilnehmern, wurde am 14. Juli das erste etwa 1,7 kg schwere Teilstück des Meteoriten, mit charakteristischer matt-

schwarzer Schmelzkruste und rostigen Flecken, gefunden. Der Meteorit wurde auf den Namen “Neuschwanstein” getauft, da der Fundort nur sechs Kilometer entfernt von dem bekannten Schloss in der Nähe von Hohenschwangau lag.

Erste Labor-Untersuchungen, die an den Max-Planck Instituten von Mainz und Heidelberg, sowie an der Universität Münster durchgeführt wurden, konnten kurzlebige radioaktive Isotope im Fundstück nachweisen, was bestätigt, dass Neuschwanstein tatsächlich vom Meteoritenfall des 6. April stammt. Die Untersuchungen zeigten weiter, dass es sich bei dem Exemplar um einen relativ seltenen Enstatit-Chondriten handelt.

Die fotografischen Aufzeichnungen eines Meteoritenfalls sind ein wichtiges Hilfsmittel für die gezielte Meteoritensuche. Sie erhalten jedoch eine ebenso große Bedeutung dadurch, dass man den Orbit des astronomischen Flugkörpers vor seiner Kollision mit der Erde genau bestimmen kann. Ein erstaunliches Ergebnis in diesem Fall war, dass die Bahn von Neuschwanstein ( $q=0,79$  AE,  $Q=4.01$  AE,  $i=11,4^\circ$ ) nahezu identisch ist mit der Bahn des Meteoriten Pribram (eines gewöhnlichen Chondriten vom Typ H), der 43 Jahre zuvor auch von Feuerkugelkameras aufgezeichnet und danach — ebenso wie Neuschwanstein — geborgen werden konnte. Die Übereinstimmung legt nahe, dass beide Meteorite möglicherweise Mitglieder eines “Schwarms” von Objekten darstellen, obwohl die unterschiedliche Klassifizierung der beiden Meteorite dies eher unwahrscheinlich erscheinen lässt.

Meteoritenfälle sind äußerst seltene Naturereignisse. Mit Neuschwanstein konnte in Deutschland erstmals ein Meteorit aufgrund fotografischer Beobachtungen des seit fast 40 Jahren bestehenden Europäischen Feuerkugelnetzes gezielt gesucht und geborgen werden. Im kommenden Frühjahr sind weitere gezielte Suchaktionen nach der Hauptmasse des Meteoriten geplant, die auf etwa 15 Kilogramm geschätzt wird.

Oberst, J., D. Heinlein, et al., The 'European Fireball Network': current status and future prospects, *Meteoritics and Planetary Science* 33, 49-56, 1998.

Spurny, P., D. Heinlein, und J. Oberst, The atmospheric trajectory and heliocentric orbit of the Neuschwanstein meteorite fall on April 6, 2002, *Proceedings of the 'Asteroids, Comets and Meteors Conference' 2002, Berlin, 29. Juli - 2. August, 2002.*

*Webseite:*

<http://solarsystem.dlr.de/PG/EN/>

**EX25** – Do., 27.2., 11:30-11:45 Uhr · HS6

*Kleimann, J., Fichtner, H., Grauer, R., Kopp, A. (Bochum, Ruhr-Universität)*

### **Numerische Modellierung des Sonnenwindes: Erste Ergebnisse mit einem neuen MHD-Code**

E-Mail: jk@tp4.rub.de

Die Mehrzahl der existierenden magnetohydrodynamischen Modelle des Sonnenwindes verwenden zur Reduktion des numerischen Rechenaufwandes die vereinfachende Annahme der axialen Symmetrie, sodass insbesondere die Achse des magnetischen Dipols mit der Rotationsachse zusammenfällt. Während dieser Ansatz im solaren Aktivitätsminimum gut mit den beobachteten Verhältnissen im Einklang steht, so sind axialsymmetrische Modelle dennoch ungeeignet, die komplexe, dreidimensionale Struktur des Magnet- und Massstromfeldes im solaren Maximum zu beschreiben. Zwar ist diese Problematik schon seit vielen Jahrzehnten bekannt, doch hat erst die enorme Steigerung der Rechnerleistung der letzten Jahre — verbunden mit der Entwicklung leistungsfähiger Algorithmen — die Möglichkeit einer echten 3D-Modellierung praktikabel werden lassen.

Dies motiviert unser Vorhaben, ein zeitabhängiges, voll dreidimensionales MHD-Modell der Sonnenwindexpansion zu entwickeln, das sich außerdem durch folgende Punkte von existierenden Arbeiten abheben soll:

- Berücksichtigung der verschiedenen Temperaturen von Elektronen und H-Ionen (gemessen werden typischerweise  $T_p/T_e \approx 5$ ) in einem (reduzierten) Zwei-Fluid-Modell mit je einer Energiegleichung für Elektronen und Protonen,
- explizite Behandlung der elektrischen Resistivität anstelle des Rückgriffs auf die stets vorhandene, jedoch viel schlech-

ter zu kontrollierende „numerische“ Resistivität,

- selbstkonsistente Behandlung der Plasmaheizung durch magnetische Wellen, welche in der Photosphäre angeregt werden, ihre Energie in größerer Entfernung von der Sonne durch Proton-Zyklotron-Resonanz an das koronale Plasma abgeben und dadurch sowohl einen zusätzlichen Druck als auch eine Heizung der Protonen bewirken.

Zum Einsatz kommt die C++ - Implementierung eines CWENO - Algorithmus dritter Ordnung, dessen Details im Rahmen des Posters „*On the dynamics of the solar corona: first results obtained with a new 3D MHD model*“ von Kleimann et al. auf dieser Konferenz vorgestellt werden. Die Eigenschaften dieses Codes („eingebaute“ Flussserhaltung, präzise Auflösung von Schocks (weitgehend) ohne oszillatorische Artefakte, einfache cartesische Implementierung) ermöglichen komplexe Simulationen bei durchweg moderatem Rechenaufwand. Die Kombination mit einem leistungsfähigen Verfahren zur adaptiven Gitterverfeinerung gestattet zusätzlich nochmals eine erhebliche Steigerung der effektiven Gitterauflösung bei fast unverändertem Bedarf an Rechenzeit und Speicherplatz.

Das implementierte Gleichungssystem besteht aus den klassischen Gleichungen der resistiven (nichtidealen) MHD für Gesamt-

massendichte, mittl. Massengeschwindigkeit, Magnetfeld und (beiden) Temperaturen, jeweils als Funktion von Ort und Zeit. Zu ergänzen ist die Evolutionsgleichung des magnetischen Wellendrucks nach Tu, Pu & Wei (1984).

Ein bisher ungelöstes Problem besteht in der scheinbaren Unvereinbarkeit eines Zwei-Fluid-Modells mit diskontinuierlichen Lösungen (Schocks). Dies ergibt sich daraus, dass es in diesem Fall im Allg. keine eindeutig bestimmte Lösung der entsprechenden Evolutionsgleichungen gibt, sondern nur mehrere, mathematisch gleichwertige sog. *schwache Lösungen*. Um zu vermeiden, dass der Algorithmus zu einer „falschen“ Lösung konvergiert, muss das Problem mit Erhaltungsgrößen formuliert werden. Da aber im Fall des Zwei-Fluid-Modells (höchstens) die Gesamtenergie  $E_{\text{Protonen}} + E_{\text{Elektronen}}$  erhalten ist, gibt es offenbar eine solche Größe zu wenig.

Die im Vortrag dargestellten Simulationen beschreiben zunächst das Verhalten rein hydrodynamischer Lösungen (etwa des isothermen Modells nach Parker (1958)) beim Induzieren einer zeitabhängigen „Störung“ und die Rückkehr der Konfiguration in den Gleichgewichtszustand. Für nicht-isotherme Simulationen wird zunächst ein neues Gleichgewicht hergestellt, das durch Vorgabe einer *ad hoc*-Heizfunktion stabilisiert wird. Die nachfolgende Expansion und Propagation der Störung kann über lange Zeit verfolgt werden.



**EX26** – Do., 27.2., 11:45-12:00 Uhr · HS6

*Posner, A. (Univ. Kiel)*

### **Suprathermische und energiereiche Teilchen von Erde und Sonne: Wind/STICS und SOHO/COSTEP**

E-Mail: [posner@physik.uni-kiel.de](mailto:posner@physik.uni-kiel.de)

Es existieren verschiedene Populationen von beschleunigten Teilchen in der Heliosphäre. Zwei dieser Populationen werden in diesem Vortrag vorgestellt:

1: Energiereiche Teilchen, die in unmittelbarer Nähe der Sonne beschleunigt werden. Der Beschleunigungsprozess für Ionen läuft sehr schnell ab. SOHO/COSTEP-Beobachtungen zeigen, dass Protonen und Heliumkerne im MeV-Bereich die Erde bereits innerhalb weniger Stunden erreichen. Niederenergetische Teilchen hingegen benötigen wie der Sonnenwind einige Tage, bis sie 1 AU erreichen. Mit einer Kombination von Teilchenexperimenten bei 1 AU lässt sich diese für schnelle Beschleunigungsprozesse charakteristische Energiedispersion erkennen. Aus dem zeitlichen Verlauf des Einsatzes solcher Teilchenereignisse lassen sich Rückschlüsse auf den Ort, den Einsatzzeitpunkt sowie auf den Beschleunigungsprozess ziehen. Es zeigt sich, dass diese Energiedispersion kontinuierlich ist von relativistischen Energien bis in den niedrigen keV-Bereich hinein, was auf eine gemeinsame Beschleunigung hindeutet. EUV- und Radiobeobachtungen der solaren Korona werden vergleichend herangezogen.

2: Suprathermische Teilchen aus der Erdmagnetosphäre. Im Gegensatz zum Vorhandensein im Schweif der Erdmagnetosphäre ist erst seit wenigen Jahren bekannt, dass Sauerstoff- und Stickstoffionen auch stromaufwärts (bis zum Lagrange-Punkt 1) den erdnahen Raum bevölkern. Die Charakterisierung zweier neuer Teilchenpopulationen aus

der Erdmagnetosphäre mit Messungen des STICS-Instrumentes der Raumsonde Wind wird vorgestellt. Die Beschleunigung dieser Teilchen geschieht innerhalb der Erdmagnetosphäre, während geomagnetische Stürme verschiedener Intensität beobachtet werden. Eine Injektion in das Magnetfeld der Heliosphäre ist möglich, wenn Rekonnektion zwischen den Feldern von Erde und Sonne erfolgt. Die Zusammenhänge zwischen dem Auftreten von einfach geladenem Sauerstoff/Stickstoff stromaufwärts von der Erde und Parametern im Sonnenwind werden anhand einer Korrelation aus den Jahren 1995 bis 2001 deutlich. Neben dieser generellen Charakterisierung wird auf das bemerkenswerte Ereignis vom 12. Februar 2000 eingegangen, welches aus der Dynamik der Teilchen heraus die Abschätzung der Größe der Rekonnektionsregion erlaubt.

Webseite: <http://www.heliosphere.de>

EX27 – Do., 27.2., 12:00-12:15 Uhr · HS6

*Kissmann, R., Fichtner, H. (Institut für Theoretische Physik IV, Ruhr-Universität Bochum), Ferreira, S. E. S. (Unit for Space Physics, School of Physics, Potchefstroom University for C.H.E., South Africa), Heber, B. (Fachbereich Physik, Universität Osnabrück)*

### **Die Wirkungen von Corotating Interaction Regions auf den Fluss Jovianischer Elektronen bei 1 AU**

E-Mail: rk@tp4.rub.de

Ein überarbeitetes Modell zur Beschreibung des Transports energetischer Elektronen in der Heliosphäre wurde erfolgreich auf die Untersuchung von deren Ausbreitung in der inneren Heliosphäre angewandt. Insbesondere konzentrierten sich die Untersuchungen auf die Beschreibung des Einflusses von Corotating Interaction Regions (CIRs) auf den Transport von Jupiter-Elektronen zur Erdbahn. Durch einen Vergleich der Modellierungsergebnisse mit Daten, die von der IMP 8 und der SOHO Raumsonde aufgenommen wurden, war es möglich, erste Aussagen über die Modulation von Elektronen innerhalb von CIRs zu treffen.

Dazu wurde die Auswirkung der Variation der Sonnenwindgeschwindigkeit und der Einfluß der erhöhten Turbulenz auf den Diffusionstensor innerhalb der CIRs durch das Modell berücksichtigt. Für beide Aspekte wurde jeweils ein einfaches Modell benutzt, das die durch verschiedene Raumsonden gemessenen Variationen von Magnetfeldstärke und Sonnenwindgeschwindigkeit in erster Näherung wiedergeben konnte.

Dabei wurde ein einfacher Ansatz benutzt, der die Magnetfeldstärke innerhalb der CIRs zur dortigen Stärke der Diffusion in Beziehung setzt. Im Verlauf der Untersuchungen zeigte sich, daß dieser einfache Ansatz für die Änderung des Diffusionstensors innerhalb der CIRs die 1 AU Daten nicht wiederzugeben vermochte. Dies legt eine komplexere

Beschreibung des Diffusionstensors in diesen Strukturen nahe, wie es angesichts der höheren Turbulenzlevel in diesen Gebieten auch plausibel erscheint. Insbesondere zeigen Messungen von CIRs das Auftreten von Wellentypen, die außerhalb dieser Regionen nicht gefunden wurden.

Außerdem konnte gezeigt werden, daß die Variation der Sonnenwindgeschwindigkeit über einen CIR einen erheblichen Einfluß auf die Modulation der Elektronen hat. Ein wichtiger Schluß aus der Modellierung ist somit, daß Variationen der Sonnenwindgeschwindigkeit bei einer solchen Untersuchung nicht vernachlässigt werden dürfen.

EX28 – Do., 27.2., 12:15-12:30 Uhr · HS6

Grießmeier, J.-M., Motschmann, U., Glassmeier, K.-H. (TU Braunschweig)

**Exomagnetosphären und ihre Wechselwirkung mit dem Sternenwind**

E-Mail: j-m.griessmeier@tu-bs.de

Die Mehrzahl der Planeten unseres Sonnensystems ist magnetisiert und bildet ausgeprägte Magnetosphären, die sich in Wechselwirkung mit dem Sonnenwind formen. Für extrasolare Planeten sind z. T. sehr viel extreme magnetosphärische Bedingungen zu erwarten. Abb. 1 zeigt, daß mehrere der bereits bekannten Exoplaneten den Riesenplaneten zuzuordnen sind, zugleich jedoch Bahnhalbachsen kleiner als die des Merkur besitzen. Diese extrasolaren Riesen sind dem Sternenwind sehr stark ausgesetzt. Die Nähe zum Stern läßt einen hohen kinetischen Sternenwinddruck erwarten, der die Magnetosphäre stark zusammenpreßt. Die substellare Magnetosphären- bzw. Magnetopausen-Ausdehnung hängt zum anderen aber auch wesentlich vom inneren

planetaren Magnetfeld ab. Da die solaren Riesen durchweg starke innere Magnetfelder aufweisen (vgl. Abb. 2), ist man geneigt, solche auch für extrasolare Riesen zu erwarten. Hierbei ist aber zu beachten, daß ein geringer Abstand zum Zentralkörper mit starken Gezeitenkräften einhergeht. Man darf nicht davon ausgehen, daß derartige Planeten schnell rotieren; die Rotation wird möglicherweise gebunden bzw. in einer Resonanz mit der Umlaufperiode erfolgen wie von Venus und Merkur bekannt. Dementsprechend ist die Ausbildung des  $\omega$ -Effektes für das Anlaufen eines  $\alpha\omega$ -Dynamos keineswegs sicher. Wir ziehen deshalb einen  $\alpha^2$ -Dynamo für derartige Planeten ebenfalls in Erwägung.

Für die Abschätzung des planetaren magnetischen Momentes  $M$  ist eine ganze Kollektion von Skalengesetzen vorgeschlagen worden. Folgen wir den neueren Arbeiten, so ergibt sich:

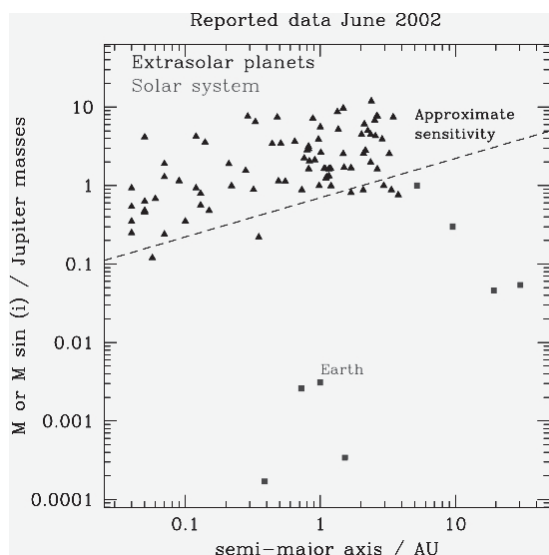


Abbildung 1: Massen und Bahnhalbachsen bekannter extrasolarer Planeten (nach Armitage).

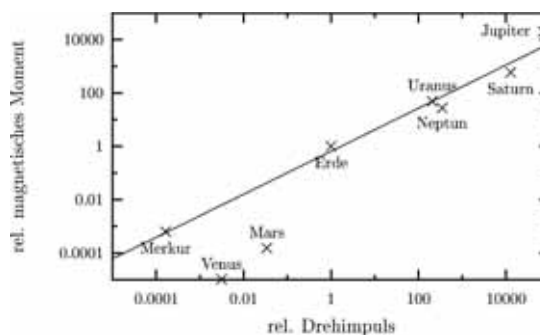


Abbildung 2: Magnetische Momente und Drehimpulse der solaren Planeten. Daten nach Cain (1995). Durchgezogene Linie: Fit an die Datenpunkte (ohne Mars und Venus, die keinen ausgeprägten Dynamo besitzen).

1.  $M \propto \rho^{1/2} \omega r_c^4$  (Busse, 1976)
2.  $M \propto \rho^{1/3} \omega^{1/2} r_c^{7/2} E^{1/6}$  (Curtis und Ness, 1986)
3.  $M \propto \rho^{1/2} \omega^{3/4} r_c^{7/2} \sigma^{-1/4}$  (Mizutani et al., 1992)
4.  $M \propto \rho^{1/2} \omega^{3/4} r_c^3 \sigma^{-1/2}$  (Mizutani et al., 1992)
5.  $M \propto \rho^{1/2} \omega r_c^{7/2}$  (Sano, 1993)

Hierbei sind  $\rho$  die Dichte,  $\omega$  die Rotationsfrequenz und  $r_c$  der Kernradius des Planeten. Für den Kernradius verwenden wir

$$r_c \propto M_p^\gamma, \quad (1)$$

wobei  $M_p$  die Masse des Planeten ist.  $\gamma$  wird von Curtis und Ness (1986) aus einem best fit für das Sonnensystem zu  $\gamma = 0.44$  berechnet. Die oben angegebenen Skalengesetze wenden wir exemplarisch auf den Exoplaneten HD 209458b an und finden das magnetische Moment (relativ zum Jupiter) in den Grenzen  $M = 0.031 - 0.062$ . Zum Vergleich ergeben diese Skalengesetze für Saturn  $M = 0.079 - 0.14$ ; der tatsächliche Wert ist mit  $M = 0.1$  im abgeschätzten Bereich.

Das magnetische Moment wird nun benutzt, um die charakteristische Skala der Magnetopause zu ermitteln. Wenn wir vereinfachend annehmen, daß am substellaren Punkt der Strömungsdruck des stellaren Windes durch den magnetischen Druck des Planeten balanciert wird, ergibt sich für den Magnetopausenabstand:

$$R_M \propto M^{1/3} \alpha^{-1/6} \quad (2)$$

Dabei ist  $\alpha \propto R^{-2}$  der dynamische Sonnenwinddruck.

Mit den oben angegebenen Abschätzungen für das magnetische Moment ergibt sich für

den Planeten HD 209458b ein Abstand von etwa zwei bis drei Planetenradien (oder 3-4% des Abstandes zum Stern). Die Jupitermagnetosphäre dehnt sich subsolar immerhin auf ca. 50 Planetenradien aus.

Von besonderem Interesse sind Exomagnetosphären für die Erzeugung elektromagnetischer Strahlung, vor allem im Radiobereich. Das Eindringen des stellaren Windes in Teilbereiche der Exomagnetosphären kann zur Anregung einer Zyklotron-Maser-Instabilität führen. Diese bewirkt die Emission nicht-thermischer Radiostrahlung. Derartige Emissionen sind von den solaren Riesen sowie in der terrestrischen Magnetosphäre gut bekannt. Die Emissionen aus Exomagnetosphären können jedoch wesentlich stärker sein, da die Nähe zum Stern den Pumpprozess verstärkt. In naher Zukunft könnte derartige nichtthermische Radiostrahlung unter günstigen Bedingungen auf der Erde beobachtbar sein (Rucker, 2002).

**Referenzen:**

Armitage P. J., <http://star-www.st-and.ac.uk/~pja3/planets/extrasolar.html>  
 Busse F. H., Phys. Earth Planet. Inter., **12**, 350 (1976)  
 Cain J. C. et al., JGR, **100**, 9439 (1995)  
 Curtis S. A. und Ness N. F., JGR, **91**, 11003 (1986)  
 Mizutani et al., Adv. Space Res., **12**, 265 (1992)  
 Rucker H. O., ESA-SP518 (2002)  
 Sano Y., J. Geomag. Geoelectr., **45**, 65 (1993)

**EX29** – Do., 27.2., 12.30-12:45 Uhr · HS6

*Scholer, M., Sidorenko, I., Jaroschek, C., Treumann, R. A. (Garching, MPI f. extraterr. Physik)*

**Three-dimensional full particle simulations of magnetic reconnection in thin current sheets**

E-Mail: [mbs@mpe.mpg.de](mailto:mbs@mpe.mpg.de)

We have investigated the onset of reconnection in thin current sheets by three-dimensional full particle simulations with a relatively high ion to electron mass ratio of 160. Instead of imposing reconnection ab initio, reconnection is allowed to develop out of the numerical noise. No symmetry about the midplane is imposed, and the sausage instability, the drift kink instability, and the Kelvin-Helmholtz instability can in principle occur. Two cases are investigated: (1) a current sheet with exactly antiparallel fields; (2) a current sheet with a guide field in the main current direction of the same order as the antiparallel field. In case (1) the electric field due to the lower hybrid drift instability in the center of the current sheet accelerates the electrons and leads to a strong localized current, i.e. to a further thinning of the current sheet. This, in turn, results in rapid patchy onset of reconnection. The reconnection patches merge into one neutral line. In case (2) the growth rate of the lower hybrid drift instability is considerably smaller, but leads eventually also to a thinning of the current sheet and to reconnection along a single neutral line.

**EX30** – Do., 27.2., 12:45-13:00 Uhr · HS6

*Silin, I., Büchner, J. (MPAe)*

**Nonlinear instability of thin current sheets with magnetic shear.**

E-Mail: [mbs@mpe.mpg.de](mailto:mbs@mpe.mpg.de)

The influence of current-aligned magnetic guide field on the nonlinear resonant instability of thin current sheets is investigated by means of 3D electromagnetic Vlasov code simulations. First, due to the density gradient at the current sheet edges lower-hybrid-drift (LHD) waves are excited, which propagate perpendicular to the local magnetic field and obliquely to the current direction. With growing guide field the propagation directions of the LHD waves are further declined from the current flow and the number of particles which get in resonance with the waves decreases. This causes the decrease in growth rate of the LHD waves. Finally, the LHD waves can no longer drive the global eigenmodes of the current sheet.

EX31 – Do., 27.2., 15:00-15:30 Uhr · HS6

*Lübken, F.-J., Rapp, M. (Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik, Kühlungsborn)*

### **Starke Radarechos aus der Mesosphäre im Sommer: ein Phänomen steht vor der Aufklärung**

E-Mail: mbs@mpe.mpg.de

Seit etwa 20 Jahren beobachtet man im Sommer in mittleren und polaren Breiten gelegentlich sehr starke Radarechos aus einem Höhenbereich von etwa 82 bis 90 km. Diese Echos werden nach ihrer englischen Bezeichnung „(polar) mesosphere summer echoes“ als (P)MSE bezeichnet. In diesem Vortrag konzentrieren wir uns auf Echos von VHF-Radars bei einer Frequenz von 50 MHz, was einer Bragg-Skala ( $\lambda/2$ ) von 3 m entspricht. Dies bedeutet, daß es räumliche Strukturen im Elektronengas bei sehr kleinen Skalen von bis zu 3 m geben muß. Da die PMSE nur im Sommer und nur in der Nähe der sehr kalten Mesopause mit Temperaturen unterhalb von 150 K auftreten, bestand schon früh die Vermutung, daß sie im Zusammenhang mit Eisteilchen („Aerosole“) stehen, die sich nur dort bilden können. Eisteilchen mit Radien größer als etwa 20 nm kann man mit bloßem Auge und mit Lidars vom Boden aus beobachten, ein Phänomen, das als sogenannte „leuchtende Nachtwolken“ (engl.: noctilucent clouds, NLC) seit mehr als 100 Jahren bekannt ist. In der Abbildung ist eine gleichzeitige Messung einer NLC mit einem Lidar und einer PMSE mit einem VHF-Radar gezeigt. Man erkennt deutlich die enge Korrelation zwischen beiden Phänomenen. Es fällt auf, daß die Unterkanten von NLC und PMSE sehr genau übereinstimmen, wohingegen die PMSE sich im Vergleich zur NLC bis in größere Höhen erstreckt.

Als primärer Erzeugungsmechanismus für PMSE wurde schon Anfang der 90er Jahre Neutralgasturbulenz vorgeschlagen, wobei die

kleinskaligen Strukturen im Plasma aufgrund der niedrigen Diffusivität der geladenen Aerosole von der Neutralgasturbulenz entkoppeln. Neutralgasturbulenz allein müßte nämlich unrealistisch intensiv sein (mit entsprechenden Aufheizraten von mehreren zigtausend Kelvin pro Tag), um Strukturen bei 3 m zu erzeugen. Die Entkopplung der Spektren bei kleinen Skalen wird bestimmt durch das Verhältnis der kinematischen Viskosität der Atmosphäre  $\nu$  (bestimmt die Dissipation der turbulenten Geschwindigkeitsfluktuationen bei kleinen Skalen) zur Diffusivität der Aerosole (und damit der Elektronen). Dieses Verhältnis, welches auch als Schmidt-Zahl  $Sc=\nu/D$  bezeichnet wird, sollte innerhalb einer PMSE also deutlich größer als eins sein. In der Tat haben insitu-Messungen mit raketengeträgten Instrumenten die Entkopplung der Spektren bei kleinen Skalen nachgewiesen und Schmidt-Zahlen von bis zu einigen Hundert aufgezeigt. Es zeigte sich aber leider auch, daß im unteren Teil der PMSE des öfteren keine Turbulenz auftritt, sodaß die soeben erläuterte Erklärung in diesen Fällen nicht funktionieren kann.

Mit Hilfe von Modellrechnungen wurden in den vergangenen Monaten weitere Einzelheiten zur Lebensdauer von Plasmairregularitäten in der Anwesenheit von geladenen Aerosolen aufgedeckt. Es stellte sich heraus, daß diese Irregularitäten je nach Größe der Eisteilchen auch mehrere Stunden nach Abschalten des Erzeugungs-

mechanismus (Turbulenz) noch vorhanden sein können. Typische „Lebensdauern“ der Irregularitäten sind 10 Minuten für  $r_A=10$  nm ( $r_A$  = Radius der Aerosole) und zwei Stunden für  $r_A \sim 35$  nm. Unter Berücksichtigung des klimatologischen Auftretens von Turbulenz läßt sich hiermit die beobachtete Diskrepanz zwischen Turbulenz und PMSE erklären: In der Mesopausenregion (ca. 88 km) sind die Aerosole klein (d.h. kleine Lebensdauer der Irregularitäten), aber die Häufigkeit von Turbulenz ist groß. Man erwartet und beobachtet eine gute Korrelation zwischen Turbulenz und PMSE. In NLC-Höhen (ca. 82-83 km) sind die Teilchen groß (d. h. große Lebensdauer der Irregularitäten) und Turbulenz ist selten. Man erwartet und beobachtet eine schlechte Korrelation zwischen PMSE und Turbulenz. Da die Aerosole hier „groß“ sind, kann man sie mit bloßem Auge und auch mit Lidars als NLC beobachten. Dies erklärt die gute

Koinzidenz der NLC-Schicht mit dem unteren Teil der PMSE (siehe Abbildung).

Die damit verfügbare Erklärung von PMSE ermöglicht es, die weltweit durchgeführten Radar-Messungen von PMSE im Hinblick auf Eisteilchen (d.h. extrem niedrige Temperaturen) und Turbulenz neu zu interpretieren und daraus geophysikalisch relevante Schlußfolgerungen über den thermischen und dynamischen Zustand der Hintergrundatmosphäre abzuleiten. Dies betrifft u. a. die fehlenden PMSE in der Antarktis, sowie die praktisch permanent vorhandenen PMSE in Spitzbergen.

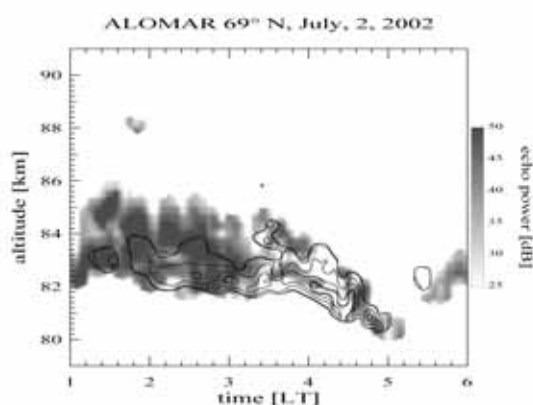


Abbildung 1: Zeitliche Entwicklung der als PMSE bekannten starken Radarechos (grau schattiert), gemessen am 2. Juli 2002 mit dem ALWIN VHF Radar auf ALOMAR in Nordnorwegen. Zum Vergleich sind Konturlinien einer sogenannten „leuchtenden Nachtwolke“ gezeigt, die am gleichen Ort zur gleichen Zeit mit einem Lidar gemessen wurde.



**EX32** – Do., 27.2., 15:30-15:45 Uhr · HS6

*Fricke-Begemann, C., Höffner, J., Lübken, F.-J., Müllemann, A. (Kühlungsborn, IAP)*

### **Messung von leuchtenden Nachtwolken und Temperaturen auf Spitzbergen**

E-Mail: fricke-begemann@iap-kborn.de

Leuchtende Nachtwolken (NLCs, *noctilucent clouds*) werden in mittleren und hohen Breiten (ca. 50–70°N) seit über 100 Jahren jedes Jahr im Sommer beobachtet. Mit dem Auge erkennt man dabei auffällige „leuchtende“ Strukturen am Nachthimmel. Nach heutigem Verständnis handelt es sich um dünne Eiswolken, die sich in einer Höhe von 80–85 km bilden. Aufgrund ihrer Höhe können sie dort noch von der Sonne angestrahlt werden, wenn diese tief unter dem nördlichen Horizont steht.

Um in dieser Höhe die Existenz von Wassereis zu ermöglichen sind sehr niedrige Temperaturen von unter 150 K erforderlich. Das sind die tiefsten Werte, die in der gesamten Atmosphäre vorkommen, und diese werden nur im Sommer in polaren Breiten in Höhen um 85 km erreicht. Verantwortlich dafür ist eine erstaunliche Temperaturanomalie: Die Temperaturen in der mittleren Atmosphäre sind dort im Winter, ohne Sonneneinstrahlung, beinahe einhundert Grad wärmer als im Sommer und damit weit entfernt vom intuitiv erwarteten Strahlungsgleichgewicht. Da die Entstehung der NLCs so eng mit der Temperatur verknüpft ist, erwartet man auch einen Einfluss von Klimaveränderungen auf deren Auftreten.

In polaren Breiten können NLCs aufgrund des ständigen Tageslichtes im Sommer nicht mit dem Auge beobachtet werden. Aufgrund der dort auftretenden extrem niedrigen Temperaturen wird dort jedoch ein besonders häufiges Vorkommen erwartet.

Mit bodengebundenen Lidar-Instrumenten (*light detection and ranging*) können vertikale Rückstreuprofile an festen Standorten aufge-

nommen werden. Daraus lassen sich die NLC-Stärken und ihre Höhen, sowie deren Häufigkeit und zeitliche Veränderung bestimmen. Mit speziellen Filtern ausgerüstet, können diese Geräte auch bei Tageslicht arbeiten, so dass NLCs auch im Polarsommer und zu beliebigen Tageszeiten untersucht werden können.

Das Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik betreibt das einzige mobile Kalium-Lidar, das speziell zur Messungen von Lufttemperatur und Aerosolgehalt in diesem Höhenbereich am Tage entwickelt wurde. Dieses Instrument wurde im Jahr 2001 auf der arktischen Insel Spitzbergen (78°N) aufgebaut und betrieben. NLCs wurden dort über einen Zeitraum von 2 Monaten beobachtet. Sie treten in der Tat häufiger auf als in niedrigeren Breiten, wobei ihre Höhe jedoch unverändert bei ca. 83 km liegt und die Wolken weniger als 2 km dick sind. Damit zeigen die NLCs ein erstaunliches Verhalten: Ihre Höhe ist, unabhängig von der geographischen Breite, innerhalb von 1 km konstant.

Die Messungen fanden im Rahmen einer Kampagne gemeinsam mit anderen atmosphärischen Untersuchungen statt. Die Bestimmung der Temperatur mittels Höhenforschungsraketen zeigt die enge Verknüpfung zwischen dem NLC-Vorkommen und der Übersättigung des Wasserdampfgehalts der Luft.

Webseite: <http://www.iap-kborn.de>

EX33 – Do., 27.2., 15:45-16:00 Uhr · HS6

Füllekrug, M. (Universität Frankfurt am Main, Institut für Meteorologie und Geophysik)

### Ozeanische und kontinentale Blitze im globalen atmosphärischen elektrischen Feld der Erde

E-Mail: [fuellekr@geophysik.uni-frankfurt.de](mailto:fuellekr@geophysik.uni-frankfurt.de)

Ein globales Netzwerk von ULF/ELF Magnetometern wird benutzt um außergewöhnlich starke ozeanische und kontinentale Blitze auf globalem Maßstab zu triangulieren. Mit einer Modenentwicklung des Magnetfeldes und meteorologischen Randbedingungen kann die Ladungsmenge abgeschätzt werden, die im Blitzkanal von der Wolke zur Erde transportiert wird. Der mittlere Tagesgang dieses Ladungsflusses wird durch die lokalen meteorologischen Bedingungen bestimmt, die zur Konvektion führen. Ordnet man die Beobachtungen des Ladungsflusses negativer und positiver Blitze über den Ozeanen und den Kontinenten nach Weltzeit, so erhält man einen charakteristischen Tagesgang, der mit dem Tagesgang des globalen atmosphärischen elektrischen Feldes vergleichbar ist.

dungsfluß haben und daß sich daher ihre Beiträge zum atmosphärischen elektrischen Feld der Erde gerade aufheben. Dagegen summieren sich die Beiträge der positiven Blitze und tragen zu einer Abschwächung des globalen atmosphärischen elektrischen Feldes der Erde von maximal  $\sim 1\%$  bei. Berücksichtigt man die Leitfähigkeit der Atmosphäre, so erhält man einen Mindestbeitrag von  $\sim 0.03\%$ . In jedem Fall liesse sich der Beitrag außergewöhnlich starker Blitze zum globalen atmosphärischen elektrischen Feld der Erde von elektrostatischen Meßgeräten mit einem Dynamikbereich von  $\sim 10^{-4}$  quantitativ nachweisen.

Webseite: <http://www.geophysik.uni-frankfurt.de/fuellekr>

Das atmosphärische elektrische Feld der Erde wird durch die globale Gewitteraktivität aufrecht erhalten und liegt in einer Größenordnung von 100 V/m. Diesem elektrischen Feld kann eine Ladung von 500 kC auf der Erde zugeordnet werden, die in der Atmosphäre gerade kompensiert wird. Der Ladungsfluß in den außergewöhnlich starken ozeanischen und kontinentalen Blitzen kann prinzipiell diesen Ladungszustand verstärken oder abschwächen.

Der quantitative Vergleich der beiden Prozesse zeigt, daß die außergewöhnlich starken negativen Blitze über den Ozeanen und den Kontinenten einen vergleichbaren integrierten La-

**EX34** – Do., 27.2., 16:30-17:00 Uhr · HS6

Lühr, H., Liu, H., Köhler, W., Rother, M. (GFZ Potsdam)

### **Wirkung des Magnetfeldes auf Dichte und Wind in der Thermosphäre: CHAMP-Entdeckungen**

E-Mail: [fuellekr@geophysik.uni-frankfurt.de](mailto:fuellekr@geophysik.uni-frankfurt.de)

Mit der CHAMP-Mission ist zum ersten Mal ein hochempfindliches Akzelerometer an Bord eines Raumfahrzeugs zum Einsatz gekommen. Primäre Aufgabe dieses Instruments im Rahmen der Schwerefeldmission ist es, die nicht-gravitativen Kräfte, die auf den Satelliten wirken, zu messen. Seit dem Start am 15. Juli 2000 umrundet CHAMP etwa 16 mal pro Tag die Erde auf einer polnahen Bahn in einer Höhe von ca. 400 km. In dieser Höhe ist die Luftreibung die größte nicht-gravitativ Kraft, die auf den Satelliten wirkt. Bei Kenntnis des balistischen Koeffizienten ist es möglich, die lokale Luftdichte aus der gemessenen Abbremsung zu bestimmen. In ganz ähnlicher Weise lässt sich aus der beobachteten Querbeschleunigung auf die Windgeschwindigkeit aus den Richtungen quer zur Bahn schließen. Die Daten von CHAMP erlauben zum ersten Mal ein detailliertes Bild der Dichteverteilung und der Windfelder der oberen Thermosphäre zu erstellen. An ruhigen Tagen beobachtet man die erwartete Verteilung, hohe Dichten am tagseitigen Äquator und um den Faktor 3 geringere auf der Nachtseite. Zu magnetisch gestörten Zeiten ergibt sich ein ganz anderes Bild. In den auroralen Gebieten findet man lokal begrenzte Dichteerhöhungen, die sich teilweise um mehr als den Faktor 2 von der Umgebung abheben. Im Laufe der Zeit breitet sich die Dichte äquatorwärts aus, um dann einige Stunden nach dem Abklingen der Aktivität wieder die gewohnte Tag-Nachtverteilung anzunehmen. Ein besonders ausgezeichnetes Gebiet ist die untere Cusp-Region. Hier fin-

det man auch an ruhigen Tagen ein Aufsteigen von Luftmassen mit der anschließenden Ausbreitung in Richtung Äquator. CHAMP ist weiterhin mit Instrumenten zur hochgenauen Vermessung des Magnetfeldes ausgerüstet. Hiermit ist es uns möglich, ionosphärische Ströme, die möglicherweise die Ursache für das Aufsteigen des Neutralgases sind, zu bestimmen. Erste Studien haben gezeigt, dass offensichtlich weniger die Pedersen-Ströme, wie im Allgemeinen angenommen, für die Aufheizung des Gases verantwortlich sind, sondern mehr die feld-parallelen Ströme und hier im Speziellen die kleinskaligen. Dichteerhöhungen sind in der Regel begleitet von sehr intensiven feld-parallelen Stromfilamenten im Kilometerbereich. In speziellen Messkampagnen, die auch EISCAT und Bodenmagnetometernetze mit einbeziehen, versuchen wir die Dissipationsmechanismen zu ergründen.

**EX35** – Do., 27.2., 17:00-17:15 Uhr · HS6

*Schwarte, J. (GeoForschungsZentrum Potsdam), Chambodut, A. (IPGP Paris, Laboratoire Geomagnetisme), Luehr, H. (GeoForschungsZentrum Potsdam), Manda, M. (IPGP Paris, Laboratoire Geomagnetisme)*

### **Modelierung des externen Erdmagnetfeldes anhand von CHAMP Daten**

E-Mail: [judith@gfz-potsdam.de](mailto:judith@gfz-potsdam.de)

Eine erste Modelierung des externen magnetischen Feldes mittels CHAMP Skalardaten zeigt, dass es immer noch Probleme in der Parameterisierung des magnetischen Effekts von externen Quellen gibt. Eine übliche Korrektur bei der Modellierung des magnetischen Innenfeldes ist die Beschreibung der großräumigen magnetosphärischen Quellen durch den geomagnetischen  $D_{ST}$ -Index. Schwierigkeiten gibt es in der Nähe der Pole und bei der Modelierung von Lokalzeitabhängigkeiten. In einem zweiten Schritt wurden daher CHAMP Vektordaten verwendet, um den Effekt der magnetosphärischen Ströme zu beschreiben. Immer wieder fliegt der Satellite in Resonanz mit der Erdrotation. Die Vorteile dieser sogenannten 'repeat tracks' werden genutzt, indem die Differenzen zweier aufeinanderfolgender 'repeat tracks' betrachtet werden. Die Beiträge der Lithosphäre und Fehler im Hauptfeldmodell werden dabei eliminiert. Vor der Inversion wird außerdem noch eine Korrektur im Bereich von  $\pm 20^\circ$  um den Nord- und Südpol angewandt. Um die Beiträge der nicht skalaren Potentiale zu minimieren, wird das Ampere'sche Ringintegral über einen ganzen Orbit berechnet und als Korrekturgröße in der Polregion herangezogen. Außerdem wird die Ost-Komponente nicht mit in die Berechnung einbezogen, da sie stark durch feldparallele Ströme beeinflusst wird. Alle Berechnungen werden dabei in geomagnetischen Koordina-

ten und im Lokalzeitsystem durchgeführt.

Webseite: <http://www.gfz-potsdam.de/champ>

<http://www.gfz-potsdam.de/champ>

**EX36** – Do., 27.2., 17:15-17:30 Uhr · HS6

*Bouhram, M., Klecker, B. (Max-Planck-Institut fuer extraterrestrische Physik), Reme, H. (CESR, Toulouse, France), Paschmann, G., Puhl-Quinn, P. (Max-Planck-Institut fuer extraterrestrische Physik), Kistler, L. (University of New Hampshire, USA)*

**Solar wind control of the dayside ionospheric oxygen ion source : Case studies with Cluster**

E-Mail: bouhram@mpe.mpg.de

The outflow of ionospheric ions from the high-latitude auroral and polar regions is one of the main signatures of the coupling between the solar wind, the magnetosphere, and the ionosphere. This outflow acts as a significant supply of oxygen ions for the Earth's magnetosphere. The dayside cusp/cleft region has been identified as the major source of oxygen ions. After being energized in the cusp/cleft, oxygen ions overcome gravity via the mirror force, and drift poleward under the effect of the magnetospheric convection. Therefore, when outflowing ionospheric ions are observed at high altitudes, a detailed knowledge of the convection field is needed so as to locate their source. The present study is focussed on the characteristics (location, upward flux) of the oxygen ion source that leads to the outflow observed in the dayside high-latitude regions by the Cluster multi-satellite system for a few passes at geocentric distances from 4 up to 9 Earth radii. For doing so, we use upflowing oxygen distributions recorded by the CIS/CODIF experiment as input to numerical simulations, which model the backward motion of ions from the observation point down to the ionosphere. In this model, we compute the horizontal transport of ions using time-dependent, small-scale convection maps, as inferred from in-flight convection measurements from the oxygen distributions and the Electron Drift Instrument (EDI), depending on the available data from

the four Cluster satellites. Here, the footpoints of magnetospheric field lines or the mapping of the convection field measurements in the ionosphere are obtained using the Tsyganenko 96 model, which takes into account temporal variations of the interplanetary magnetic field (IMF) and the solar wind bulk parameters, as inferred from ACE satellite measurements. Because the cusp is a region of direct entry for solar wind plasma, changes in the IMF and the solar wind bulk parameters are expected to influence the characteristics of the ionospheric ion source. Hence, the response of the dayside ionospheric source, on the basis of our simulation results, to these solar wind changes is also discussed.

EX37 – Do., 27.2., 17:30-17:45 Uhr · HS6

*Förster, M. (Max-Planck-Institut für extraterrestrische Physik (MPE), Garching, Germany), Baker, J., Greenwald, R. (Johns Hopkins University, Laurel, Maryland, USA), Paschmann, G., Puhl-Quinn, P., Vaith, H. (MPE Garching, Germany), Quinn, J. M., Torbert, R. B. (University of New Hampshire, Durham, NH, USA)*

**Simultane Messungen der magnetosphaerischen Konvektion von EDI auf Cluster und vom SuperDARN Radarnetz**

E-Mail: mfo@mpe.mpg.de

In-situ Messungen der magnetosphärischen Konvektion, die mit dem Electron Drift Instrument (EDI) auf Cluster gewonnen wurden, werden mit gleichzeitigen Messungen dieser grossräumigen Drift im erdnahen Bereich der ionosphärischen F-Schicht verglichen, die mittels des Beobachtungsnetzes SuperDARN von neun kohärenten Radaren in der nördlichen Hemisphäre erzielt wurden. Mittels eines Mapping-Verfahrens werden die Driftvektoren vom innermagnetosphärischen Meßort entlang der magnetischen Feldlinien in die Ionosphäre (oder umgekehrt) projiziert. Dieses Verfahren stützt sich auf ein zuverlässiges empirisches Modell des Erdmagnetfeldes für variierende Bedingungen des Sonnenwindes (Tsyganenko) und es beruht auf der Annahme der Equipotentialität entlang der Feldlinien. Der Vergleich zeigt über grössere Zeiträume eine gute Übereinstimmung der Messungen. Andererseits offenbart er aber auch signifikante Abweichungen, deren Interpretation von großem Interesse für die Plasmaphysik des erdnahen Raumes ist, da sie Rückschlüsse auf elektrodynamische Kopplungsprozesse zwischen Sonnenwind, Magnetosphäre und Ionosphäre erlaubt.

**EX38** – Do., 27.2., 17:45-18:00 Uhr · HS6

*Streb, C., Richter, P., Lebert, M., Häder, D.-P. (Lehrstuhl für Ökophysiologie der Pflanzen, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen), Dachev, T. (Sofia, Bulgarian Academy of Science)*

### **R3D-B, ein vollautomatisches Dosimeter für sichtbare, UV und ionisierende Strahlung**

E-Mail: dphaeder@biologie.uni-erlangen.de

Das R3D Radiometer-Dosimeter wurde entwickelt, um das Strahlungsklima während Weltraummissionen mit biologischer Langzeitexperimenten, wie z.B. dem Life Science Experiment SPORES auf der EXPOSE Plattform der ISS zu protokollieren. Es stellt eine miniaturisierte Kombination zweier bereits bestehender Prototypen von Strahlungsmessgeräten dar: Das ELDONET (entwickelt für das European light dosimeter network) ist ein Gerät zur Erfassung von UV-A, UV-B und PAR (photosynthetic active radiation) Strahlung, das Liulin Instrument wurde auf der MIR zur Bestimmung der Dosis der ionisierenden Strahlung eingesetzt.

#### **European Light DOSimeter NETwork (ELDONET)**

Die ELDONET Instrumente wurden im Rahmen eines EU Projektes entwickelt, sie erfassen die Solarstrahlung in drei biologisch relevanten Wellenlängenbereichen: UV-B (280 nm – 315 nm), UV-A (315 nm – 400 nm) und PAR (400 nm – 700 nm). Die Aufgabenstellung der über 40 hauptsächlich in Europa, aber auch in aller Welt installierten Systeme liegt in der Beobachtung des Verlaufs der solaren Strahlendosis (über Tage, Monate und Jahre), die auf die Erdoberfläche auftrifft und in die Wassersäule eindringt [1–4]. Das Hauptaugenmerk des 1986 gestarteten Projekts lag auf der Entwicklung der UV-B Strahlung infolge der möglicherweise durch anthropogene Umweltverschmutzung verursachten [5, 6] Ausdünnung der stratosphärischen Ozonschicht. Ein ELDONET Gerät besteht



Abbildung 1: Das ELDONET Messgerät für sichtbare und UV-Strahlung.

aus einem Messkopf (Ulbrichtsche Kugel) mit drei angeflanschten Dioden/Filterkombinationen und ist über den RS232 Anschluß mit einem Hostcomputer verbunden. Die erhobenen Daten werden automatisch im ASCII-Format aufgezeichnet und mit dem eigens entwickelten Programm WinDose 2000 bearbeitet.

#### **Einsatz des Liulin auf der MIR**

Das in bulgarisch-russischer Zusammenarbeit entstandene hochsensitive Dosimeter-Radiometer Liulin wurde ab 1988 auf der Weltraumstation MIR eingesetzt, um die absorbierte Dosis und den Flux der eindringenden Partikel zu bestimmen. [7]. Das System besteht aus einer read/write Mikrocomputer- und Telemetrieinheit und einer batteriebetriebenen Silikon Solid State Detektoreinheit.

#### **R3D**

Mit dem Strahlungs-Dosimeter R3D erhält

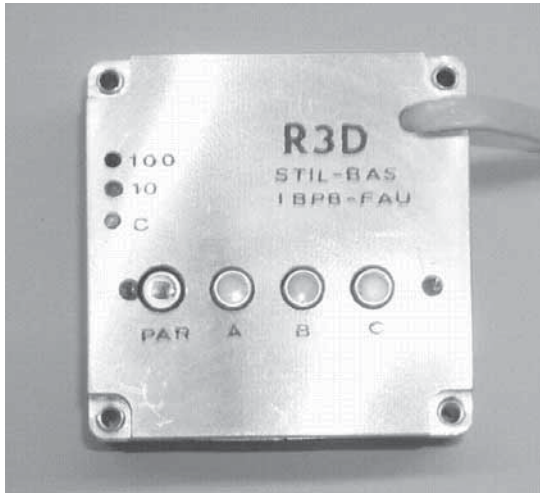


Abbildung 2: Ansicht des R3D Strahlungsmessgeräts.

man die Möglichkeit, die UV- und ionisierende Strahlung auf der Außenseite von Weltraumfahrzeugen mit einer Auflösung von einer Minute aufzuzeichnen. Ein Vierkanal Filterdosimeter erfasst UV-A, UV-B, UV-C ( $< 280$  nm) und PAR. Die kosmische ionisierende Strahlung wird mit einem 256 Kanal Spektrometer-Dosimeter gemessen und in den beiden in der Raumfahrt gängigen Einheiten Mikrogray / h und Partikel / cm<sup>2</sup> ausgegeben. Das Gerät hat eine Größe von 76 x 76 x 36 mm und ein Gewicht von 250 g. Die aufgenommenen Messwerte werden auf einem internen Flash Memory Chip gespeichert und in definierten Zeitintervallen über ein RS-422 Interface zum Hostcomputer der ISS übermittelt. Die Daten, die mit R3D aufgenommen werden können, spielen eine wichtige Rolle bei der Evaluierung von direkt in Weltraum exponierten Life Science Experimenten, die eine Dosisabhängigkeit aufzeigen sollen [8].

#### Literatur

1. Häder D.-P. et al. ELDONET – European light dosimeter network: hardware and software, *J. Photochem. Photobiol. B. Biol.* Vol. 52, 51 – 58, 1999.
2. Marangoni R. et al. ELDONET – European light dosimeter network. Structure and function of the ELDONET server, *J. Photochem. Photobiol. B. Biol.* Vol. 58, 178 – 184, 2000.
3. Häder D.-P. et al. European light dosimeter network (ELDONET): 1998 data. *Helgol. Mar. Res.*, Vol. 55, 35 – 44, 2001.
4. Lebert M. et al. The European Light Dosimeter Network: Four years of measurements, *J. Photochem. Photobiol. B: Biol.*, Vol. 66, (1) 81 – 87, 2002.
5. Madronich S. et al. Changes in biologically active ultraviolet radiation reaching the Earth's surface, *J. Photochem. Photobiol. B: Biol.*, Vol. 46, 5 – 19, 1998.
6. Ma J. et al. Effects of stratospheric ozone depletion and tropospheric pollution on UVB radiation in the troposphere, *Photochem. Photobiol.*, Vol. 66, 346 – 355, 1997.
7. Dachev Ts. et al. New results for the space radiation environment of MIR space station obtained by Liulin dosimeter-radiometer. Comparison with LET spectrometer NAUSICAA, *Acta Astronaut.*, Vol. 36 (8-12), 505 – 515, 1995.
8. Horneck G. et al. Biological experiments on the EXPOSE facility of the International Space Station, *Proceedings on the Expose Facility of the International Space Station*, ESTEC, Noordwijk, The Netherlands 16–18 November 1998, 459 – 468 (ESA SP-433), 1999.



**EX39** – Fr., 28.2., 09:30-10:00 Uhr · HS3

*Oberst, J. (DLR)*

### **Die Mondforschung im Wandel: Von den Apollo-Landungen bis heute**

E-Mail: Juergen.Oberst@dlr.de

Die Erforschung des Mondes war lange Zeit den Astronomen und ihren Teleskopen vorbehalten. Die Kartierung der Mondoberfläche in hoher fotografischer Auflösung mit den unbemannten Missionen Surveyor und Lunar Orbiter, schließlich in ganz erheblichem Maße die Apollo-Landungen haben unser Bild vom Erdtrabanten grundlegend verändert und entscheidend dazu beigetragen, den inneren Aufbau des Mondes und seine Geschichte zu entsleiern. Von größter Bedeutung war natürlich die Analyse von 382 kg Probenmaterial. Daneben jedoch gab es eine Vielzahl von wissenschaftlichen Experimenten, die aus der Umlaufbahn der Apollo-Kapseln oder von der Mondoberfläche Daten lieferten, denen man noch heute —mit modernen technischen Hilfsmitteln— neue Geheimnisse entlocken kann.

Ein Beispiel dafür sind die Daten der Seismographenstationen an den Apollo Landeplätzen, die in den siebziger Jahren ca. 13.000 seismische Ereignisse aufzeichnen konnten. Auf der Grundlage dieser Daten wurden mit Hilfe neuer numerischer Verfahren in den letzten Jahren verbesserte seismische Modelle des Mondes erstellt (Khan und Mosegaard, 2002), die z.B. zeigen, dass die Mondkruste mächtiger ist, als bislang angenommen wurde. Bei einer neuen Durchmusterung dieser Seismogramme konnte außerdem eine Vielzahl neuer Mondbeben identifiziert werden (Oberst und Mizutani, 2002).

Auch auf dem Gebiet des “Lunar Laser Ranging” (Laser-Laufzeitmessungen zu den an den Mondlandestellen zurückgelasse-

nen Licht-Reflektoren), die z.B. auch hier in Deutschland vom Observatorium Wettzell im Bayerischen Wald aus durchgeführt werden, sind seit der Apollo Ära deutliche Fortschritte gemacht worden. Mittlerweile erreichen diese Entfernungsbestimmungen eine Genauigkeit im Bereich von Zentimetern. Damit können erstmals Verformungen des Mondes durch die Gezeitenkräfte direkt gemessen werden.

In den letzten 12 Jahren eröffneten die Missionen Galileo, vor allem aber Clementine und Lunar Prospector der Mondforschung völlig neue Perspektiven. Mit modernen Instrumenten der Fernerkundung beobachteten die beiden amerikanischen Raumsonden den Erdtrabanten aus polaren Mondumlaufbahnen mehrere Monate lang. Clementine gelang es, mit Hilfe digitaler Kameras den Mond fast vollständig multispektral zu kartieren. Ein Laser Altimeter tastete über 90% der Mondoberfläche ab und lieferte Daten zur Morphologie der großen Einschlagsbecken, wie z.B. das 2200 km durchmessende Südpol-Aitken Becken. Auch verbesserte Werte für die Verschiebung von Figuren- und Massenmittelpunkt des Mondes wurden ermittelt. Das Neutronenspektrometer an Bord des Lunar Prospector lieferte Karten des Mondes mit der Verteilung chemischer Elemente, wie H, U, Th, K, O, Si, Mg, Fe, Ti, Al, und Ca. Die Messungen ergaben deutliche Hinweise auf Wassereis in den polaren Schatten- Gebieten des Trabanten.

Die beiden Missionen haben jedoch auch eine Reihe von neuen Fragen aufgeworfen, die zukünftige Raumsonden und Planeten-

forscher beantworten müssen. So geht im nächsten Jahr (2003) die europäische Raumsonde Smart-1 an den Start, ausgestattet u.a. mit optischen Kamerasystemen und Röntgenstrahlen-Spektrometern. Im darauf folgenden Jahr erfolgt der Start der japanischen Mission Lunar-A. Zwei jeweils antipodal abgesetzte Penetratoren sollen neue seismische Messungen, sowie Wärmeflussbestimmungen durchführen. Lunar-A will damit die Frage nach dem Vorhandensein und der Größe des Mondkerns klären.

Khan, A. and K. Moosegaard, An inquiry into the lunar interior: A nonlinear inversion of the Apollo lunar seismic data, *J. Geophys. Res.* 107, No. E6, 10.1029/2001JE001658, 2002.

Oberst, J. and H. Mizutani, A new inventory of Deep Moonquake nests visible in the Apollo 12 area, Lunar and Planetary Science Conference, Houston, Tx, March 11-15, 2002.

**EX40** – Fr., 28.2., 10:00-10:15 Uhr · HS3

*Giese, B. (DLR, Berlin)*

### **Die Topographie von Ganymed im Übergangsbereich zwischen einem dunklen und einem hellen Gebiet**

E-Mail: Juergen.Oberst@dlr.de

1. Einführung Voyager-Bilder haben gezeigt, dass die Oberfläche von Ganymed aus zwei Arten von Gebieten besteht: dunkle, mit vielen Kratern überdeckte Gebiete und hellere, deutlich jüngere Gebiete, die mehr als die Hälfte der Oberfläche ausmachen. Besonderes Interesse galt den hellen Gebieten, da ihre Entstehung wichtige Informationen über die Evolution von Ganymed liefern kann. Als potentieller Entstehungsprozess wurde eine Kombination von Vulkanismus und Tektonik vorgeschlagen, obwohl es bei der von Voyager erzielten Bildauflösung ( $> 1\text{ km/pixel}$ ) keine Anzeichen für Vulkanismus gab.

Eines der wissenschaftlichen Ziele der Galileo-Mission war es darum, die existierenden Entstehungsmodelle einzugrenzen. Das sollte durch eine bessere Bildauflösung ( $\ll 1\text{ km/pixel}$ ) und Stereobildaufnahmen erreicht werden. Stereobilder ermöglichen, die Topographie der Oberfläche zu rekonstruieren, so dass die geologische Interpretation der Bilder wesentlich unterstützt wird.

Während Galileos 28. Orbit um Jupiter wurden Stereobilder im Übergangsbereich von Ganymedes Nicholson Regio zu Harpasia Sulcus gewonnen (Figure 1). Zwei Bilder mit  $130\text{ m/pixel}$  Bildauflösung bilden Stereopaare mit fünf  $20\text{ m/pixel}$  Bildern. Der Konvergenzwinkel beträgt ca.  $50^\circ$ . Diese Bildsequenz wurde speziell zusammengestellt, um die topographischen Eigenschaften sowohl von dunklem und hellem Gebiet, als auch ihre topographische Beziehung zu erfassen.

2. Ergebnisse Das aus den Stereobildern abgeleitete digitale Geländemodell hat eine horizontale Auflösung von etwa  $500\text{ m}$  und eine vertikale Punktgenauigkeit von  $15\text{--}30\text{ m}$ . Es zeigt, dass dunkles und helles Gebiet durch einen mehrere km breiten und bis zu  $400\text{ m}$  tiefen Trog getrennt sind. Die östliche Flanke des Trogs liegt gegen weiter entfernt liegendes, helles Gebiet um einige hundert Meter höher. Die Flankenneigung beträgt bis zu  $7^\circ$ . Helles und dunkles Gebiet befinden sich etwa auf gleichem topographischen Niveau (Profil p3). Ein markanter Unterschied zwischen beiden Gebieten besteht in der Oberflächenrauigkeit. Wie das Höhenmodell zeigt, hat das dunkle Gebiet mehr Relief als das helle Gebiet, das wesentlich glatter erscheint.

3. Implikationen Das helle Gebiet ist, weil es vergleichsweise glatt ist, durch Ablagerung von Material mit geringer Viskosität entstanden. Da das topographische Niveau etwa dem des dunklen Gebiets entspricht, ist ein vulkanischer Prozess auf der Grundlage von Wasser (+Salze) eher unwahrscheinlich. Vielmehr könnte es warmes Eis gewesen sein, das eine durch tektonische Prozesse entstandene Lücke infolge isostatischen Druckausgleichs (und Gletscher-artigem Fließen) gefüllt hat. Der dunkle und helle Gebiet trennende Trog ist sehr wahrscheinlich durch spätere Dehnung der Oberfläche entstanden und die erhöhte östliche Flanke das Resultat der isostatischen Reaktion einer duktilen Eisschicht in der Tiefe.

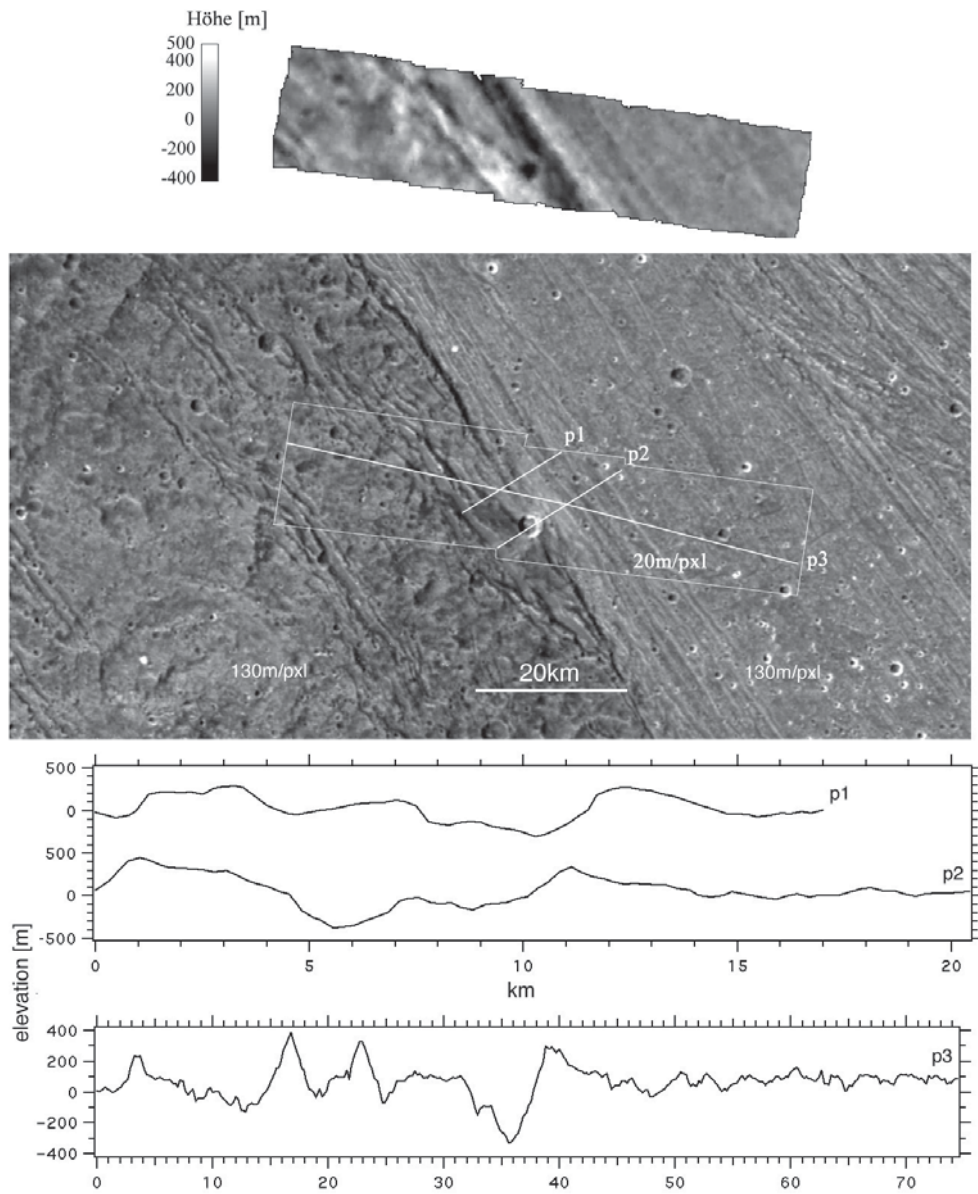


Abbildung 1: Höhenmodell im Übergangsbereich zwischen Ganymeds Nicholson Regio (dunkles Gebiet links) und Harpagia Sulcus (helleres Gebiet rechts)

**EX41** – Fr., 28.2., 10:15-10:30 Uhr · HS3

*Werner, S., Titov, D. (Max-Planck-Institut für Aeronomie, Katlenburg-Lindau), Erard, S., Bibring, J.P. (Institut d'Astrophysique Spatiale, CNRS, Université Paris XI, Orsay)*

**Die Wechselwirkung des atmosphärischen Wasserdampfs mit dem Regolith der Marsoberfläche: Ergebnisse der Messungen des Infrarot-Spektrometers (ISM) der Phobos-2 Sonde unter Verwendung von MOLA/MGS-Topographiedaten**

E-Mail: [werners@linmpi.mpg.de](mailto:werners@linmpi.mpg.de)

Der Wasserdampfgehalt der Marsatmosphäre ist ein wesentlicher Aspekt der Erforschung dieses Planeten. Wasserdampf ist das Spurengas der Marsatmosphäre, das die höchste Variabilität aufweist. Er kann mit der Jahreszeit und mit der Breite um einen Faktor 10 variieren. Dazu kommen Änderungen mit der Tageszeit und Variationen, die mit den Eigenschaften der Oberfläche korreliert sind. Auch die Höhenverteilung dieses Gases ist variabel. Die Ursachen dieser Variationen sind Sublimation und Kondensation des atmosphärischen Wasserdampfes an den Polkappen und Oberflächenfrost, Adsorption am und Desorption vom Regolith der Oberfläche und der advective Transport des Gases in der Marsatmosphäre durch die globale Konvektion. Sowohl der jahreszeitliche Wechsel, als auch die tageszeitlichen und räumlichen Variationen legen nahe, dass der Austausch mit dem Regolith der Marsoberfläche eine bedeutende Rolle bei diesen Änderungen des atmosphärischen Wasserdampfs spielt. Der Wasserdampfgehalt der Marsatmosphäre wurde sowohl von der Erde aus, als auch von Sonden im Marsorbit gemessen. Neben den Viking-Sonden Ende der 70er Jahre führte die Phobos-2 Sonde, die 1989 für einige Monate den Mars beobachtet hat, entsprechende Messungen durch. Deren Infrarot-Spektrometer (ISM) lieferte räumlich aufgelöste Spektren im Wellenlängenbereich von 0.8–3.5  $\mu\text{m}$ . Ein sehr gutes Signal-zu-

Rausch-Verhältnis erlaubt die Untersuchung sehr schwacher spektraler Charakteristika des atmosphärischen Wasserdampfs. Da die Absorptionsbanden des in der Marsatmosphäre dominanten Kohlendioxids die H<sub>2</sub>O-Banden überlappen, muss bei deren Untersuchung der Beitrag des Kohlendioxids berücksichtigt werden. Nun liegen räumlich hochaufgelöste Daten zur Topographie der Marsoberfläche vor, die es erlauben die dazu benötigte CO<sub>2</sub>-Säulendichte genauer zu berechnen. Diese Daten stammen vom Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) an Bord der Sonde Mars Global Surveyor (MGS). Mit Hilfe dieser Altimeter-Daten werden die vom ISM gemessenen Spektren nochmals analysiert. Die ersten Ergebnisse dieser Untersuchung sollen vorgestellt werden. Im Besonderen soll die räumliche Variabilität des atmosphärischen Wasserdampfgehalts und seine Korrelation mit der Topographie und den Oberflächeneigenschaften untersucht werden. Diese können einen Einblick in die Mechanismen liefern, die den Austausch von H<sub>2</sub>O zwischen Atmosphäre und Regolith bestimmen. Beispielfhaft wird dies anhand eines Vergleichs der über den Tharsis-Vulkanen gewonnen Daten mit den Daten, die über den umgebenden Ebenen gewonnen wurden, untersucht.

Webseite: <http://www.linmpi.mpg.de>

EX42 – Fr., 28.2., 11:00-11:15 Uhr · HS3

Imre, B. (*Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt*)

**Numerical Slope Stability Simulations of Chasma Walls in Valles Marineris/Mars using a Distinct Element Method (DEM).**

E-Mail: bernd.imre@gmx.net

Numerical Slope Stability Simulations of Chasma Walls in Valles Marineris/Mars using a Distinct Element Method (DEM).

B. Imre, University of Graz - KFU, Austria and German Aerospace Center - DLR, Berlin (bernd.imre@gmx.net)

The Martian equatorial canyon system of Valles Marineris (VM) extends approximately east-west for about 4000-km. Individual chasmata are as much as 100-km wide. Their 8- to 10-km depths offer excellent views into the upper Martian crust (Kieffer et al., *IN Mars*, 1992). This deep insight allows to bring light into the still poorly known history of volcanism, tectonic, erosion and sedimentation of the Red Planet. Mostly recent publications relate the formation of this canyon system to erosional widening and tectonic processes which are of alternate dominance (e.g. Lucchitta et al., *J. Geophys. Res.* 99, 1994; Peulvast et al., *Geomorphology* 37, 2001; Schultz & Lin, *J. Geophys. Res.* 106, 2001). The stratigraphic column of the upper Martian crust as seen at VM Chasma walls consists roughly of three geological units:

- A dominant uppermost cap rock of diagenetic material (Treiman et al., *J. Geophys. Res.* 100, 1995).
- A horizontally layered rock unit builds prominent parts of the wall. It consists most likely of volcanic material.
- Fractured bedrock near the bottom of the canyon (McEwen et al., *Nature* 397, 1999).

VM Chasma walls show numerous signs of mass wasting in form of dry rock avalanches

(McEwen, *LPSC XXI*, 1990) and (or) wet Landslides due to ice and or water (Geissler et al., *LPI Techn. Rep.* 90-06, 1990; Lucchitta, *J. Geophys. Res.* 84, 1979).

Layering, fracturing, lithology, stratigraphy and the content of volatiles are results of the geologic and climatic history of Mars. But these parameters also reflect the development of VM and its wall slopes. The scope of this work is to gain understanding in these parameters by back-simulating the development of wall slopes in VM. For doing so the two dimensional Particle Flow Code PFC2D has been chosen (ITASCA, version 2.0, update 04/04/2002). PFC2D is a distinct element code for numerical modelling of movements and interactions of assemblies of arbitrarily sized circular particles. Particles may be bonded together to represent a solid material. Movements of particles are unlimited. That is of importance because results of open systems with numerous unknown variables are non-unique and therefore highly path dependent. This DEM allows the simulation of whole development paths of VM walls what makes confirmation of the model more complete (e.g. Oreskes et al., *Science* 263, 1994). To reduce the number of unknown variables a proper, that means as simple as possible field-site has to be selected. This site will first serve as base for creating a numerical model. Secondly the field-site will be compared to the model results to confirm them. As field-site the northern wall of eastern Candor Chasma has been chosen. This wall is up to 8-km high

and represents a valuable outcrop of the upper Martian crust. It is quite uncomplex, well-aligned and of simple morphology. Currently the work on the model is at the stage of performing the parameter study. Results will be available by the AEF-Meeting.

**EX43** – Fr., 28.2., 11:15-11:30 Uhr · HS3

Pätzold, M. (Universität zu Köln), Häusler, M. (Universität der Bundeswehr, München), *MaRS Team*

**Mars Express Orbiter Radio Science (MaRS)**

E-Mail: bernd.imre@gmx.net

Die Mars Express Raumsonde wird Ende Mai 2003 von Baikonur gestartet und wird den Mars Weihnachten 2003 erreichen. Nach zwei Monaten Tests im Mars Orbit wird etwa im März 2004 die operationelle Phase der Mission beginnen. Die Ziele des Mars Express Orbiter Radio Science Experimentes sind die systematische Radiosondierung der Marsatmosphäre (0 - 50 km Höhe) und Ionosphäre (80 km - 300 km Höhe) über zwei Marsjahre, das Ausmessen von Schwereanomalien über bestimmten Zielgebieten, die Bestimmung der Masse des Mondes Phobos und die Charakterisierung der Oberfläche mit einem bistatischen Radarexperiment. Vorbereitungen zur operationellen Phase und die erwarteten Genauigkeiten werden erläutert.



EX44 – Fr., 28.2., 11:30-11:45 Uhr · HS3

Bagdonat, T., Motschmann, U. (TU Braunschweig), Kührt, E. (DLR Berlin)

**Plasmagrenzschichten und magnetische Kavität bei schwachen Kometen**

E-Mail: t.bagdonat@tu-bs.de

Die Daten der in-situ Messung an Komet Halley weisen neben dem Bow shock noch zwei weitere Plasmagrenzschichten auf, die sogenannte Ion Composition Boundary (ICB) sowie die magnetische Kavität. Die ICB trennt die Protonen des solaren Windes von den kometaren Ionen. Gleichzeitig steigt die magnetische Feldstärke an (Magnetic Pile-up Boundary, MPB). In der Nähe des Kerns verschwindet das Magnetfeld völlig (Kavität). Ähnliche Strukturen finden sich auch bei grossen, unmagnetisierten Körpern, wie z.B. dem Mars.

Bei schwachen Kometen liegt die charakteristische Längenskala des Hindernisses in der Größenordnung der Ionengyrationsradien. Kinetische und nicht-lineare Effekte spielen dann eine wesentliche Rolle. Es wird untersucht, inwieweit sich die genannten Strukturen in diesem Fall wiederfinden, insbesondere hinsichtlich der Bildung der magnetischen

Kavität.

Hierzu wurden dreidimensionale Hybrid-Code Simulationen für einige Modellfälle und ein quantitatives Modell von Komet Wirtanen durchgeführt. Es zeigt sich, daß z.B. bei Komet Wirtanen die Kavität erst ab einer heliosphärischen Distanz um 2,5AE auftritt. Bei größeren Abständen ist das Magnetfeld in der Koma hingegen erhöht. Ebenso zeigen die übrigen Grenzschichten ein anderes Erscheinungsbild. Diese Ergebnisse versprechen interessante neue plasmaphysikalische Entdeckungen durch die Rosetta-Mission.

Webseite: <http://www.tu-braunschweig.de/theophys/research/plasma>

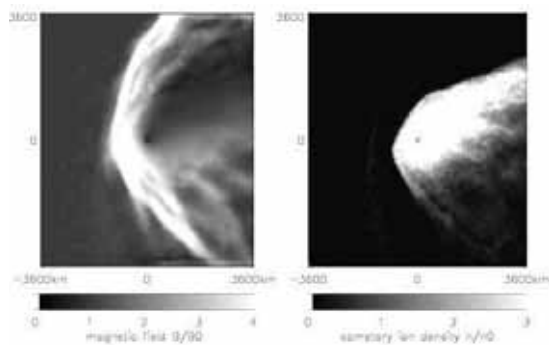


Abbildung 1: Komet Wirtanen bei 2.8AU. Gezeigt ist die magnetische Feldstärke (links) und die Dichte der kometaren Ionen (rechts). Bei dieser heliozentrischen Distanz tritt erstmals eine magnetische Kavität auf.

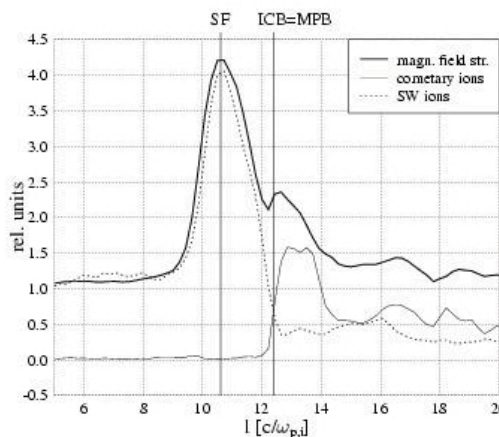


Abbildung 2: Schnitt durch den Schweif aus Abb. 1. Man erkennt die scharfe Trennung von SW und kometaren Ionen (ICB). Das Magnetfeld steigt leicht an (MPB).

**EX45** – Fr., 28.2., 11:45-12:00 Uhr · HS3

*Schmitt, J. E., Pätzold, M., Neubauer, F. M. (Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln)*

**Sonnenwindwechselwirkung des Kometen Wirtanen**

E-Mail: [schmitt@geo.uni-koeln.de](mailto:schmitt@geo.uni-koeln.de)

Zur Vorbereitung des Radiosondierungsexperimentes RSI der ROSETTA-Mission wird die Umgebung des Kometen Wirtanen simuliert. Das Ziel ist die Abschätzung der Effekte der Kometenumgebung auf das Radioträger-signal. Basierend auf einer thermischen Modellierung des Kometenkerns und damit seines Sublimationsverhaltens, sowie einer dreidimensionalen hydrodynamischen Simulation der inneren Koma, wird die Entstehung des kometaren Plasmas und seine Wechselwirkung mit dem Sonnenwind in Abhängigkeit zum heliozentrischen Abstand untersucht. Die wichtigsten Prozesse in einer  $H_2O$  dominierten Koma und die Lage der Plasmagrenzen aus der MHD-Theorie werden diskutiert. Da die Dynamik des Sonnenwindes zu starken Variationen der Plasmaumgebung des Kometen führen kann, werden die für die Radiosondierung interessanten Zeiträume während der Hauptphase der Mission vorgestellt, insbesondere die solare Opposition im Juli/August 2012.

**EX46** – Fr., 28.2., 12:00-12:15 Uhr · HS3

*Stawicki, O. (Institut für Theoretische Physik IV, Ruhr-Universität Bochum, Bochum, Germany), Lerche, I. (Department of Geological Sciences, University of South Carolina, Columbia, South Carolina, USA), Fichtner, H. (Institut für Theoretische Physik IV, Ruhr-Universität Bochum, Bochum, Germany)*

**On the transport of pick-up ions in the heliosphere: A new semi-analytical model**

E-Mail: [os@tp4.ruhr-uni-bochum.de](mailto:os@tp4.ruhr-uni-bochum.de)

We present new solutions of the pitch-angle averaged transport equation of pick-up ions in the heliosphere. These solutions supplement those so far available for the case of a vanishing momentum diffusion. A general solution is derived for non-vanishing momentum diffusion. This solution, which is valid for a simple spatial power law behaviour of the solar wind plasma and for arbitrary source functions, is applied to the stochastic acceleration of pick-up ions and generalizes earlier solutions.

Based on this we present several asymptotic phase space integrals for the outer heliosphere and solve them analytically for a standard pick-up ion source function. Numerical calculations for interstellar neutral hydrogen yield phase space distributions depending sensitively on the underlying turbulence and its dependence on heliocentric distance.

**EX47** – Fr., 28.2., 12:15-12:45 Uhr · HS3

*Flury, W. (ESA/ESOC Darmstadt)*

### **SPACE DEBRIS - EINE GEFAHR FUER DIE RAUMFAHRT?**

E-Mail: os@tp4.ruhr-uni-bochum.de

Seit dem Start von Sputnik am 4. Oktober 1957 haben mehr als 4000 erfolgreiche Raketenstarts stattgefunden. Zurzeit befinden sich ungefähr 10000 Objekte größer als 10-30 cm - operationelle und ausgediente Satelliten, Raketenoberstufen, Fragmente von Satelliten und Raketenstufen - in Bahnen um die Erde. Tagtäglich werden sie mit Radars und optischen Teleskopen der amerikanischen sowie der russischen Weltraumüberwachung geortet und die aktuellen Bahndaten in einem Katalog festgehalten. Die zurzeit 600 - 700 operationell genutzten Satelliten sind durch diese sogenannten katalogisierten Objekte, aber auch durch die 100 - 200 Tausend Objekte größer als 1 cm gefährdet. Der Grund ist die hohe Bahngeschwindigkeit mit der die Erde umkreist wird. Bei einer Kollision kann selbst ein 1 cm großes Teilchen einen Satelliten ernsthaft beschädigen.

Im Vortrag werden die heutige und die zukünftige Situation im Weltraum, die Risiken durch Weltraummüll im Orbit sowie auf der Erde, Sicherungsmaßnahmen zum Schutz gegen Kollisionen, Maßnahmen zur Eindämmung der Raumfahrtrückstände, sowie die Aktivitäten der Weltraumagenturen beschrieben. Space Debris stellt ein Umweltproblem dar, welches nur im internationalen Rahmen gelöst werden kann. Die Diskussionen im Weltraumausschuß der Vereinten Nationen sind für eine effektive Lösung von grundlegender Bedeutung.

**EX48** – Fr., 28.2., 12:45-13:00 Uhr · HS3

*Oswald, M., Wegener, P., Wiedemann, C. (Braunschweig, ILR)*

### **Space-Based Optical Observation of Space Debris with the ROGER Demonstrator**

E-Mail: m.oswald@tu-bs.de

This paper analyzes a concept for the in-situ detection of space debris by an optical telescope to be mounted on an orbiting platform as a secondary payload. For the purpose of this investigation, the main region of interest is the geostationary earth orbit (GEO). It will be shown that even smaller telescopes are suitable means of extending the knowledge of the space debris environment in GEO. The analysis was performed using the ESA-PROOF tool (Programm for Radar and Optical Observation Forecasting). The main purpose of this tool has been the validation of current space debris models like ESA-MASTER by simulating the detection of space debris objects by passive and active ground- and space-based sensors. Here, the ESA-PROOF tool was used as a design tool which makes a detailed performance evaluation of different telescope configurations possible. The tool enables a mission planner to estimate the performance trade-offs without the need to build any hardware.

Although GEO is frequently used by all kinds of military and civilian satellites only few is known about the actual space debris environment in GEO and its vicinity. With the sensors currently available, only objects larger than 10 cm diameter can be detected in this region. Thus the largest number of the population remains unobserved, and current space debris environment models are subject to high uncertainties as there is no means for validating the smaller sized population yet.

A major contributor to the GEO space debris environment are explosion events. Cur-

rently there are only two events confirmed yet: the explosion of the Russian-built Ekran satellite and the explosion of the US-built Titan 3C Transtage. Nevertheless, even with the above mentioned ground-based sensors, like the ESA Space Debris Telescope, a large debris population below the catalogue threshold (about 1 m) could be detected in recent observation campaigns. The analysis of the results from the observations of the ESA Space Debris Telescope indicated that even more fragmentations might have occurred. Current space debris models assume that up to 11 more fragmentation events have taken place there. With a space-based sensor designed to observe space debris objects down to a diameter of 1 cm the information on these suspected events could be extended providing valuable input for future space debris models.

Another major contributor to the GEO space debris environment is solid rocket motor slag. Due to its size, no ground based observation of SRM slag is possible. Thus, a space-based sensor flying near or directly through the area of interest, the geostationary ring and its vicinity, could provide first insight into the actual SRM slag environment and could thus provide valuable information for the validation of current space debris models like ESA-MASTER 2001.

For the purpose of the planned ROGER (RObotic GEostationary orbit Restorer) Demonstrator mission, Aerospace Systems has investigated the possible addition of an optical telescope for the observation of orbital debris.

The ROGER Demonstrator shall be riding

as piggyback-payload on an Ariane 5 rocket. Its target orbit will be GTO. Due to the launch policy of Arianespace initially the apogee will be facing towards the sun. The inclination of the vehicle will be around 5.2 degrees. In order to have both an optimum orientation of the spacecraft for power generation and the best possible target illumination, the line of sight of the optical sensor would have an inertial orientation, facing away from the sun.

This orbit will be significantly influenced by the perturbation forces resulting from the non symmetric gravitational field of the Earth. As a major consequence, the line of apsides will rotate with an inertial angular velocity of about  $0.7^\circ$  per day. RAAN would be changing at about  $-0.35^\circ$  per day (assuming a typical Ariane 5 GTO).

This effect causes a change of the orientation of the LOS with respect to the orbit, leading to an observation scenario that changes with time. Consequently, different crossing and detection rates should be expected. The impact of the Earth shadow on the observation result will also change steadily. In addition, objects are invisible to the detector when the Earth is inside the FOV which is inevitable for  $0^\circ$  declination staring directions. An observation scenario that constantly provides optimum viewing conditions is thus not possible.

Nevertheless, the influence of these variable conditions does not significantly affect the mission performance. A detailed 24-month mission simulation for the telescope on the ROGER-Demonstrator platform showed that the variation of the number of detectable debris objects remains rather low. About 300 objects could be observed every month.

A variation of telescope parameters showed that even a small telescope with a 15 cm aperture could yield promising observation results within cost-effective constellations. This con-

figuration would be able to detect a large number of objects below 10 cm diameter and could thus provide valuable insight into a diameter regime that could previously not be observed.

Web page: <http://www.aerospace-systems.de>

**EX49** – Fr., 28.2., 13:00-13:15 Uhr · HS3

*Wiedemann, C., Oswald, M., Wegener, P. (Braunschweig, ILR)*

### **Neue Quellen von Weltraummüll**

E-Mail: c.wiedemann@tu-bs.de

Einen wesentlichen Forschungsschwerpunkt am Institut für Luft- und Raumfahrtssysteme der TU Braunschweig bildet die Bahndynamik der Gesamtheit aller Objekte auf Erdumlaufbahnen (Weltraummüll). Auf diesem Gebiet wurde in der jüngeren Vergangenheit intensiv im Rahmen des Projektes MASTER (ESA's Meteoroid and Space Debris Terrestrial Reference Model) gearbeitet. MASTER ist das europäische Modell zur Abschätzung des Risikos durch Raumfahrt-Rückstände für frei definierbare Missionen. MASTER liegt ein sehr komplexes Modell der Weltraumumgebung zugrunde, um die räumliche Dichte und Geschwindigkeitsverteilung der Weltraummüllobjekte einschließlich natürlicher Meteoriten in einem dreidimensionalen Kontrollvolumen zu bestimmen.

Weltraummüll besteht aus künstlichen Objekten verschiedener Größe, Zusammensetzung und Herkunft. Die bekanntesten Beiträge zum Weltraummüll umfassen ausgediente Satelliten, missionsbedingte Objekte und Trümmer von zahlreichen Explosionen und wenigen Kollisionen. In den vergangenen Jahren wurden weitere Beiträge entdeckt und in das MASTER Modell eingefügt. Im folgenden werden zwei davon näher dargestellt. Dies sind Flüssigmetalltropfen aus Natrium und Kalium sowie Cluster aus Kupfernadeln.

Flüssigmetalltropfen sind beim Einsatz von Kernreaktoren in den achtziger Jahren freigesetzt worden. Diese Reaktoren mit der russischen Bezeichnung "Buk" (zu deutsch "Buche") wurden zur Erzeugung

elektrischer Leistung an Bord von Radar-Ozeanüberwachungssatelliten des Typs RORSAT eingesetzt. Nach dem Ende ihres Betriebes wurden die Reaktoren meistens auf höhere Umlaufbahnen zwischen 900 km bis 950 km Bahnhöhe gebracht, um dort zu verbleiben. Nach Erreichen dieses Orbits öffnete sich der Reaktorbehälter und stieß den Reaktorkern, bestehend aus einem kleinen Paket von 37 Uranbrennstäben, in den Weltraum hinaus. Insgesamt haben 16 Kernabstoßungen stattgefunden. Die mit der Reaktorkernabstoßung verbundene Öffnung des Reaktorbehälters hatte zur Folge, dass damit auch der primäre Kühlkreislauf geöffnet wurde. Der Reaktorbehälter und der Kühlkreislauf stehen unter Druck, der sich bei der Öffnung des Behälters vermutlich schlagartig abbaut. Die darin enthaltene Kühlflüssigkeit, eine eutektische Natrium-Kalium-Flüssigmetalllegierung (NaK-78), konnte durch diesen Vorgang in den Weltraum entweichen. Dort entstanden dann kugelförmige Tropfen, die sich noch heute im All befinden. Die Tropfen können unter Weltraumbedingungen existieren, da die verwendete Flüssigmetalllegierung eine sehr niedrige Verdampfungsrate aufweist. Natrium-Kalium-Tropfen sind nur zwischen 1980 und 1988 freigesetzt worden. Sie haben eine Größe von 100 Mikrometer bis 5 cm. Simulationsrechnungen zeigen, dass kleine Tropfen mit einem Durchmesser von einigen Millimetern abgestiegen sind und sich heute nicht mehr im Weltraum befinden. Die Tropfen treten in einem schmalen Höhenband

gehäuft auf. Die Flüssigmetalltropfen im Zentimeterbereich finden sich noch heute nur auf Umlaufbahnen nahe 900 km Höhe. Fragmente und Schlacke aus Feststoffmotoren dagegen sind in allen Höhenbereichen, bis hin zur geostationären Bahn anzutreffen.

Cluster aus kurzen dünnen Kupferdrähten wurden bei zwei Experimenten im Rahmen des West Ford Projektes in den frühen sechziger Jahren auf Umlaufbahnen nahe 3.600 km Bahnhöhe freigesetzt. Die Drähte sollten als Dipolantennen dienen und werden auch als "West Ford Needles" bezeichnet. Die Entstehung von Clustern, d. h. zusammenhängenden Nadelklumpen, war eine unerwünschte Begleiterscheinung der Freisetzungsvorgänge. Für die Experimente wurden Umlaufbahnen gewählt, bei denen der Solardruck das Perigäum der jeweiligen Umlaufbahn kontinuierlich verringert (Resonanz), bis die Dipole die oberen Schichten der Atmosphäre erreichen und wiedereintreten. Die Verklumpung der Nadeln reduzierte allerdings das Flächen-zu-Massen-Verhältnis ( $A/m$ ) der Objekte. Dadurch fiel die Wirkung des Solardruckes auf das Abstiegsverhalten der Cluster deutlich geringer aus als ursprünglich geplant. Infolge dessen erhöhte sich die orbitale Lebensdauer der Cluster, so dass viele Objekte der Freisetzungsexperimente heute noch im All sind und einen Beitrag zum Weltraummüll leisten, der allerdings relativ gering ist. Es wird gezeigt, dass die Cluster des ersten Experimentes sehr hohe orbitale Lebensdauern aufweisen. Es sind zwei Modelle entwickelt worden, um das unbeabsichtigte Freisetzen von Clustern bei zwei Experimenten im Rahmen des West Ford Projektes zu beschreiben. Beide Modelle haben ähnliche Parameter und berücksichtigen Cluster mit  $A/m$ -Verhältnissen, die ungefähr zwischen  $1 \text{ m}^2/\text{kg}$  und  $5 \text{ m}^2/\text{kg}$  liegen. Die Cluster haben durchschnittliche

geometrische Durchmesser zwischen einigen 100 Mikrometern und wenigen Millimetern. Die Gesamtmasse aller Cluster im Weltraum im Jahre 2002 wird auf ungefähr 60 g geschätzt. Die Gesamtzahl der Cluster umfasst etwa 40.000 Objekte, die insgesamt ca. 750.000 Nadeln enthalten. Als wesentliche Gründe für die Langlebigkeit einiger Cluster sind zwei Ursachen identifiziert worden. Dies sind die Verringerung des  $A/m$ -Verhältnisses durch das Auftreten kompakter Komponenten infolge der Verklumpung einiger Nadeln und im Falle des ersten Experimentes der Einschuss des Satelliten in einen falschen Orbit, auf dem die Resonanzbedingung nicht erfüllt ist. Es kann erwartet werden, dass die meisten Cluster des ersten Experimentes für lange Zeit im Orbit verbleiben werden.

Webseite: <http://www.aerospace-systems.de>



**EXP01***Scherer, K., Fahr, H.-J. (Bonn)***Überwachung der Zeitabhängigkeit der Heliosphäre durch energetische Neutralteilchen.**

E-Mail: c.wiedemann@tu-bs.de

Wie in den letzten Jahren klar erwiesen, kann die Plasmakonfiguration der Wechselwirkung zwischen Sonnenwind und interstellarem Medium nur durch eine Multifluidsimulation angemessen repräsentiert werden. Bei unserer Modellierung berücksichtigen wir Protonen, H-Atome, Pick-up Ionen, anomale und galaktische kosmische Strahlung als wechselwirkende Fluide. Im Hinblick auf die solarzyklischen Variationen der Sonnenwindimpulsströme läßt diese Simulation nunmehr auch zeitabhängige Berechnungen zu, die die solarzyklische Variation der Heliosphärenkonfiguration darzustellen erlauben. Wie wir zeigen werden, läßt sich diese zeitabhängige Reaktion der äußeren Heliosphäre durch energetische Neutralteilchen direkt erfassen, welche im Gebiet jenseits des Sonnenwindshocks durch Ladungsaustausch entstehen und frei bis in Erdnähe vordringen, um dort von entsprechenden Teilchendetektoren registriert werden zu können. Wir stellen erste Rechnungen zu vorhergesagten Teilchenflüssen vor.

**EXP02**

*Fichtner, H. (Institut für Theoretische Physik, Lehrstuhl IV: Weltraum- und Astrophysik, Ruhr-Universität Bochum), Laitinen, T. (Space Research Laboratory, Department of Physics, Turku University, Finland), Vainio, R. (Department of Physical Sciences, University of Helsinki, Finland)*

**Eine selbstkonsistente Behandlung der Heizung und Beschleunigung des Sonnenwindplasmas durch Zyklotronwellen**

E-Mail: hf@tp4.ruhr-uni-bochum.de

Die für die Heiz- und Beschleunigungsraten verwendeten Plasmawellenfelder sind nicht vereinbar mit den Folgerungen aus den Beobachtungen des Transports solarer energetischer Teilchen. Um letztere als zusätzlichen Test für Modelle der Sonnenwindheizung und -beschleunigung nutzen zu können, haben wir eine 2-Fluid-Beschreibung der radialen Sonnenwindexpansion nahe der koronalen Basis entwickelt, bei der die entsprechenden Momentengleichungen des Plasmas ergänzt sind durch eine Gleichung, die die Entwicklung der spektralen Energiedichte der Plasmawellen beschreibt. Das Modell ist somit bezüglich der radialen Entwicklung der Turbulenz selbstkonsistent formuliert. Unter der Annahme, dass im Ionzyklotronfrequenzbereich genügend Energie vorhanden ist, können die Heiz- und Beschleunigungsraten des thermischen Plasmas in der Korona und im interplanetaren Medium neu bestimmt werden. In Verbesserung früherer Modelle der nicht-lokalen Dynamik der solaren Korona wird dabei die Dissipationsfrequenz selbstkonsistent aus der Dämpfungsrate von Ionzyklotronwellen bestimmt. Im Vortrag wird zunächst gezeigt, dass die zeitunabhängige Modellierung die gleichen Lösung wie die (im obigen Sinne) nicht-selbstkonsistenten Modelle liefert. Anschliessend wird die Signifikanz einer selbstkonsistenten Behandlung anhand der neuen Lösungen demonstriert und deren Implikatio-

nen für den Transport solarer energetischer Teilchen diskutiert.

**EXP03**

*Kleimann, J., Fichtner, H., Germaschewski, K., Grauer, R., Kopp, A. (Bochum)*

**On the dynamics of the solar corona: the numerics behind a self-consistent 3D MHD model**

E-Mail: [jk@tp4.rub.de](mailto:jk@tp4.rub.de)

Space missions like SOHO have renewed the interest in the physics of the solar corona. This complex system is not yet fully understood due to lack of sufficiently detailed observations, and also because realistic models should cover processes occurring on various spatial scales, while being both multidimensional and time-dependent. Significant progress with respect to their numerical realization was achieved recently with the "Central Weighted Essentially Non-Oscillatory" scheme. A 3rd order CWENO scheme efficiently capturing strong gradients forms the basis of our new code. After describing the algorithm and its implementation, we present test results as well as comparisons with preexisting codes.

*Web* *page:*  
[http://www.tp4.rub.de/  
jk/science/aef-  
poster.html](http://www.tp4.rub.de/jk/science/aef-poster.html)

**EXP04**

Marsch, E. (Katlenburg-Lindau), Tu, C.Y. (Beijing), Wang, L.H. (Berkeley)

**A way of understanding the differential motion of minor ions in the solar wind**

E-Mail: marsch@linmpi.mpg.de

Measurements with SOHO/CELIAS in high speed solar wind show that some minor ions such as  $O^{6+}$  have a relatively high drift velocity, however other ions such as  $Fe^{9+}$  tend to lag behind oxygen by a few tens of km/s. This subtle observational feature has not yet been understood. A possible way, based on the quasi-linear theory of cyclotron resonance, of understanding this phenomenon is presented in this paper. The charge per mass of the ion  $O^{6+}$  and  $Fe^{9+}$  are different, a fact which results in different features of the ion-cyclotron resonance with waves. In a plasma with protons, drifting alpha particles and electrons, the dispersion relation of cyclotron waves has two branches. The oxygen ions tend to resonate with the inward propagating waves of the left-hand polarized (LHP) first branch and the outward propagating waves of the LHP second branch. These resonances may together lead to a velocity distribution with a central velocity higher than the proton (solar wind) bulk velocity by about 50 km/s at 1 AU. The  $Fe^{9+}$  ions tend to resonate with both the inward and outward propagating waves of the first branch and may thus form a velocity distribution with a central velocity very near the proton bulk velocity. These analytical results are shown to be supported by numerical results from a two-dimensional simulation based on the quasi-linear diffusion equation. The limitations of the present analysis and further work, which should be done to corroborate the ideas proposed here, are also discussed.

**EXP05**

*Hagermann, A., Pätzold, M. (IGM Uni Köln), Häusler, B. (Universität der Bundeswehr München), Aksnes, K. (Oslo University), Anderson, J.D., Asmar, S.W. (JPL Pasadena), Barriot, J.P. (Observatoire Midi-Pyrenees, Toulouse), Bird, M.K. (Universität Bonn), Grün, E. (MPI Heidelberg), Ip, W.H. (Chung-Li National University, Taiwan), Marouf, E. (San Jose State University), Morley, T. (ESOC Darmstadt), Neubauer, F.M. (IGM, Uni Köln), Rickmann, H. (Uppsala Astronomical Observatory), Schmitt, J. (IGM, Uni Köln), Thomas, N. (MPAe, Katlenburg-Lindau), Tsurutani, B. (JPL Pasadena), Wennmacher, A. (IGM, Uni Köln)*

**Rosetta Radio Science Investigations (RSI)**

E-Mail: [hagerman@geo.uni-koeln.de](mailto:hagerman@geo.uni-koeln.de)

The Rosetta spacecraft, launched in January 2003 will be equipped with the Rosetta Radio Science Investigations (RSI) experiment. This experiment addresses fundamental aspects of cometary physics such as the mass and bulk density of the nucleus, its gravity field as well as nongravitational forces, nucleus size and shape, internal structure, composition and roughness of the nucleus surface, the abundance of large dust grains, the plasma content in the coma and the combined dust and gas mass flux.

RSI does not have a dedicated instrument on the Rosetta spacecraft but makes use of the onboard radio subsystem which is responsible for communication between the spacecraft and the ground stations on Earth. The Rosetta radio subsystem is specially equipped with an Ultra-Stable Oscillator (USO) which significantly improves the sensitivity and accuracy of the measurements. The spacecraft is capable of receiving two uplink signals at S-band via the Low Gain Antennas (LGAs), or non-simultaneously receiving at either X-band (7100 MHz) or S-band via the HGA. The downlink transmission via the High Gain Antenna (HGA) can occur simultaneously at S-band and X-band or at S-band only via the LGAs. RSI is interested in the nondispersive frequency shifts (classical Doppler) and

dispersive frequency shifts (due to the ionized propagation medium), the signal power and the polarization of the radio carrier waves. Variations in these parameters will yield information on the motion of the spacecraft, the perturbing forces acting on the spacecraft and the propagation medium.

The primary and secondary science objectives of RSI at the comet, the asteroids flybys and during cruise. The science objectives are divided into categories

- cometary gravity field investigations,
- comet nucleus investigations,
- cometary coma investigations
- asteroid mass and bulk density

as the prime science objectives, and

- solar corona sounding

as secondary science objective Provided first commissioning data are available, an overview of the RSI science performance will be given.

Web page: <http://www.radio-science.de>

**EXP06**

Pätzold, M. (Universität zu Köln), Häusler, B. (Universität der Bundeswehr, München), VeRa Team

**Venus Express Radio Science (VeRa)**

E-Mail: hagerman@geo.uni-koeln.de

Die Europäische Raumfahrtagentur ESA hat auf ihrer letzten SPC Sitzung die Venus Express Mission bestätigt. Die Raumsonde wird auf dem Satellitenbus von Mars Express aufbauen, die ausgewählten Instrumente sind Ersatzinstrumente von Rosetta und Mars Express. Die Ziele der Mission werden sich auf die Zusammensetzung und Dynamik der Atmosphäre und die Wechselwirkung der Atmosphäre mit dem Sonnenwind konzentrieren. Das Venus Express Radio Science Experiment (VeRa) ist Teil der Nutzlast. Ein Ultrastabiler Oszillator (USO) wird dem Radiosystem zur Stabilisierung der Trägersignale im X-Band und S-Band beigestellt. Wichtigstes Ziel des VeRa Experimentes ist die Sondierung der Venusatmosphäre und -ionosphäre zwischen 600 km und 40 km (Höhe der Wolkendecke), die Charakterisierung der Oberfläche (Rauigkeit und Zusammensetzung) über ein bistatisches Radarexperiment und die Ausbreitung von Radiowellen im Sonnenwind und der Sonnenkorona während unterer und oberer solarer Konjunktion. Methoden und Besonderheiten des VeRa Experimentes werden vorgestellt.

**EXP07**

*Stanzel, C., Pätzold, M., Neubauer, F. (Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln)*

**Staubteufel auf dem Mars**

E-Mail: hagerman@geo.uni-koeln.de

Staubteufel sind staubtragende atmosphärische Wirbel, die typischerweise am Nachmittag auftreten, wenn der Boden die darüber liegende Luft erwärmt hat, und diese nun beginnt aufzusteigen. Durch die aufsteigende Luft können kleine Teilchen wie Staub aufgenommen werden und diese machen den Wirbel sichtbar. Auf der Erde ist dies ein bekanntes Phänomen.

Auf dem Mars ergaben Bilder von Viking Orbiter 1985 ein vornehmliches Auftreten der Staubteufel ebenfalls am Nachmittag im Sommer auf der Nordhemisphäre. Es wird vermutet, dass Staubteufel für den Eintrag von Staub in die Atmosphäre verantwortlich sind und somit einen wichtigen Aspekt in der Grenzschicht der Marsatmosphäre darstellen. Auf den Bildern der Marsorbiter sind Staubteufel als helle Wolken mit länglichen Schatten zu erkennen. Außerdem gilt als Merkmal, dass sich Staubteufel fortbewegen. Bei der Untersuchung der Viking Orbiter Bilder wurde als positives Kriterium ein Nichtvorhandensein der Merkmale auf einem nachfolgenden Bild gewertet. Insgesamt wurden (ohne positive Bestätigung ermittelte Staubteufel mitgezählt) über 250 Staubteufel entdeckt. Am häufigsten treten diese Phänomene zwischen 14.30 Uhr und 16 Uhr am Nachmittag auf. Die Größe liegt im Mittel bei 1000 m und der Durchmesser bei 200 bis 300 m.

Zukünftig soll mit Hilfe von Pattern Recognition die Analyse von Viking und Mars Global Surveyor Bildern fortgesetzt werden, um weitere Ergebnisse in bezug auf das zeitliche

und räumliche Vorkommen, die Größe, die Bewegung und Bewegungsrichtung, sowie die Geschwindigkeit und den Staubeintrag in die Atmosphäre zu erhalten. Dies wird ab 2004 mit dem HRSC Experiment auf Mars Express fortgeführt werden.

**EXP08***Török, T., Kliem, B. (AIP, Potsdam)***Quasi-statische und dynamische Entwicklung verdrillter koronaler Flußröhren**E-Mail: [bkliem@aip.de](mailto:bkliem@aip.de)

Numerische Simulationen der Verdrillung einer anfänglich stromfreien koronalen Magnetfluß-Röhre durch Wirbelbewegungen an den photosphärischen Fußpunkten als ein Modell für solare Eruptionen werden vorgestellt. Hierzu wurden die kompressiblen idealen MHD-Gleichungen für ein kaltes (d.h. druckfreies) Medium mittels eines Differenzenverfahrens integriert. Die aufgeprägten Wirbelbewegungen führen zur Bildung einer verdrillten Flußröhre, die in geringer verdrillten bzw. verscherten Magnetfluß eingebettet ist. Unter der Wirkung sehr langsamer Wirbelbewegungen entwickelt sich die Flußröhre quasi-statisch entlang einer Folge von stabilen kraftfreien Gleichgewichten, die mit zunehmender Verdrillung eine geringfügige Höhenzunahme sowie eine helikale Form zeigen. In der Simulation existiert ein kritischer Wert der Verdrillung, oberhalb dessen kein Gleichgewicht mehr gefunden wird und die Flußröhre eine sehr schnelle Expansion zu größerer Höhe beginnt. Entweder es existiert dann in der Realität ebenfalls kein Gleichgewicht mehr, oder benachbarte Gleichgewichte sind durch extrem schnell anwachsende Höhe bei nur geringfügig anwachsender Verdrillung gekennzeichnet. Die Simulation kann zwischen diesen Fällen aufgrund der endlichen Boxgröße nicht unterscheiden, aber beide Fälle würden sich in der Beobachtung als eine Eruption darstellen. Die erreichte Höhe der Flußröhre beim Abbruch der Simulation entspricht etwa drei Sonnenradien – der Höhe, in der der einsetzende Sonnenwind alle Strukturen weiter nach außen trägt. Der

kritische Wert der Verdrillung (der Gesamt-Twist der Flußröhre) liegt für die untersuchte Konfiguration im Bereich  $2.5\pi < \Phi_c < 3.0\pi$ .

Webseite: <http://www.aip.de/> kli



**EXP09**

*Heber, B. (Universitaet Osnabrueck), Ferrando, P., Raviart, A. (DAPNIA/Service d Astrophysique, CEA/Saclay, Gif-sur-Yvette, France), Paizis, C., Sari, G. (Istituto Fisica Cosmica CNR, Universita di Milano, Milano, Italy ), Posner, A., Mueller-Mellin, R., Wibberenz, G., Kunow, H. (Experimentelle und Angewandte Physik, Universitaet Kiel, Kiel, Germany ), Potgieter, M. S. P., Ferreira, S. E. S. (Unit for Space Physics, Potchefstroom University, Potchefstroom University, South Africa), Fichtner, H. (Institut fuer Theoretische Physik IV: Weltraum- und Astrophysik, Ruhr-Universitaet Bochum, Ruhr-Universitaet Bochum, Germany )*

**-20 MeV electrons in the inner three-dimensional heliosphere at solar maximum: COSPIN/KET observations**

E-Mail: bkliem@aip.de

The Ulysses trajectory, as displayed in Fig.1, provides a unique opportunity to study the propagation of MeV electrons in a wide range of heliographic latitudes and during varying conditions in the inner heliosphere.

From the Ulysses launch up to the begin-

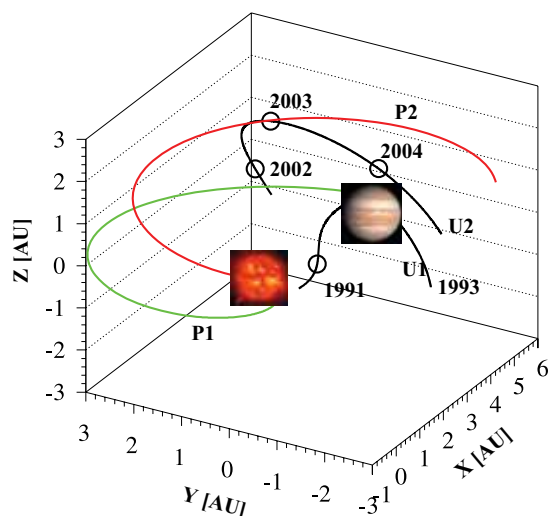


Figure 1: Parts of the Ulysses trajectory from launch to 1993 (U1) and from 2002 to 2004 (U2) in a system where the positions of Jupiter and Sun are fixed. A Parker magnetic field lines in Jupiter's orbital plane and at  $40^\circ$  N are shown for a solar wind speed of 400 km/s. Open circles are plotted at the beginning of each year.

ning of 1998, the 3-10 MeV electron count rate of the COSPIN/KET instrument has been consistently described by modulation models taking into account galactic cosmic rays as well as Jovian electrons. In this paper we focus on the MeV electron observations from 2001 onwards, covering solar maximum conditions. In contrast to our expectations, the electron intensity stayed at approximately the same level as the one observed in 1991 when Ulysses was magnetically well connected to Jupiter (Fig. 2).

In this paper we present KET observations of 3-10 MeV electrons. We identified a series of Quiet Time Increases (QTIs). These QTIs are characterised by 1) an increase in the MeV electron intensities and no significant variations in the corresponding protons, and 2) by a spectral index, which is the same as during quiet times. Such QTIs observed in the ecliptic have been interpreted as Jovian electron events. 3) In spring 2002 Ulysses observed a QTI,

At the time of the 2002 QTI Ulysses was above  $40^\circ$  N and in a Parker like heliospheric magnetic field configuration there are no field lines going through Jupiter and Ulysses in the same plane (see Fig. 1). Therefore an efficient latitude transport is needed in order to

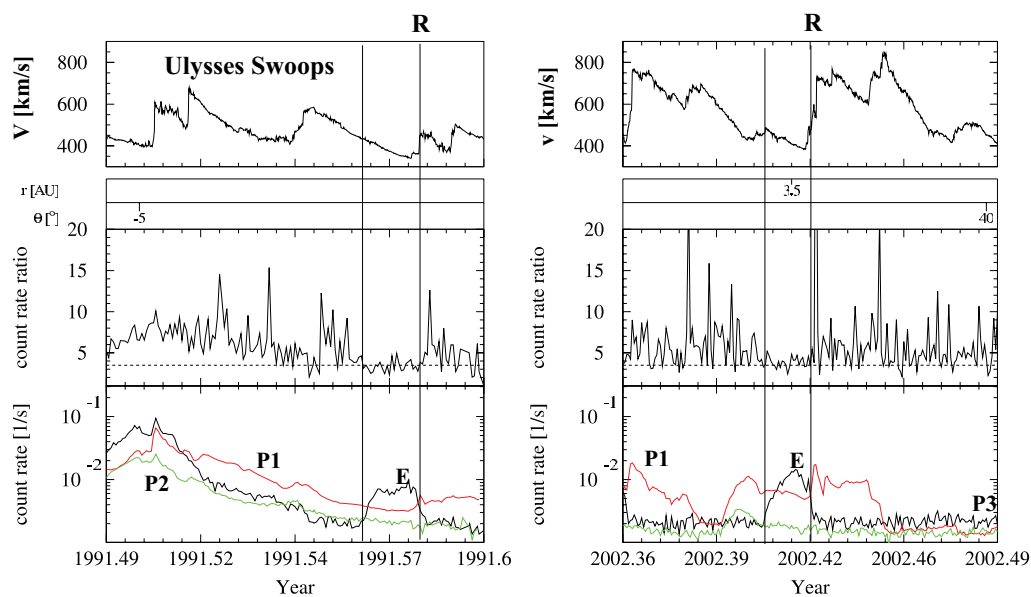


Figure 2: Two quiet time increases observed in 1991, and 2002, when Ulysses was  $\sim 1.5$  AU and  $\sim 4.1$  AU away from Jupiter. From top to bottom the hourly averaged solar wind speed, measured by the SWOOPS instrument, Ulysses radial distance to the Sun, heliographic latitude, 6-hour averaged 3-10 MeV to 7-20 MeV electron ratio, and the count rates of 3-10 MeV electrons (E), 5 to 25 MeV (P1) and 38 to 125 MeV (P2) protons are displayed. The vertical lines mark the onset and end of the QTIs. The latter are most probably related with the occurrence of the reverse shock (R) of a Corotating Interaction Region.

preserve a longitudinal structure close to the ecliptic towards polar latitudes. In the future we will investigate these events by analysing magnetic field observations simultaneously.

**EXP10**

*Stawicki, O., Fichtner, H., Schlickeiser, R. (Institut für Theoretische Physik IV, Ruhr-Universität Bochum, Bochum )*

**On the influence of turbulence parameters on solar modulation of anomalous and galactic cosmic rays**

E-Mail: [os@tp4.ruhr-uni-bochum.de](mailto:os@tp4.ruhr-uni-bochum.de)

An analytical solution of the fundamental transport equation of cosmic rays, i.e. of the Parker equation, is presented. The solution is valid for an arbitrary power law dependence of the coefficient of spatial diffusion on both the configuration and the momentum space coordinate. Furthermore, it allows to include a simple spatial power law behavior of the solar wind speed. This solution, which is valid for arbitrary source functions, is applied to the problem of heliospheric modulation of anomalous as well as galactic cosmic rays. Numerical calculations yield differential intensities depending sensitively on the underlying turbulence and its dependence on heliocentric distance.

**EXP11**

*Kissmann, R., Fichtner, H. (Institut für Theoretische Physik IV, Ruhr-Universität Bochum ), Ferreira, S. E. S. (Unit for Space Physics, School of Physics, Potchefstroom University for C.H.E., South Africa ), Heber, B. (Fachbereich Physik, Universität Osnabrück)*

**Ein neues Modell zur Beschreibung des zeitabhängigen Transports energetischer Elektronen in der Heliosphäre**

E-Mail: rk@tp4.rub.de

Alle bisherige numerische Modelle für die Beschreibung des Transports Jovianischer Elektronen in der Heliosphäre, sind auf eine Berücksichtigung von vier Koordinaten beschränkt. Besonders bei der Betrachtung der Jovianischen Elektronen-Quelle werden für die Beschreibung des Elektronentransports in der inneren Heliosphäre jedoch bereits drei räumliche Koordinaten benötigt. Die für die Beschreibung dieser Transportprozesse benutzte Modifikation der erstmals 1965 von Eugene Parker vorgeschlagenen *Parker-Gleichung* umfasst jedoch neben den auftretenden räumlichen Abhängigkeiten auch eine Abhängigkeit von der Energie der untersuchten Elektronen und eine zeitliche Variationen des Elektronenflusses sowie der äußeren Bedingungen. Damit liegt also eine Gleichung vor, deren Lösung ein fünfdimensionales numerisches Modell benötigt. Jedoch gibt es verschiedene Wege, um eine dieser Abhängigkeiten zu nähern, so daß sie in der numerischen Rechnung vernachlässigt werden kann.

In der äußeren Heliosphäre kann zum Beispiel die longitudinale Abhängigkeit des Elektronenflusses in guter Näherung vernachlässigt werden, so daß nur zwei Raumdimensionen zu berücksichtigen sind. Nahe der Jupiter-Quelle bietet sich diese Möglichkeit jedoch nicht. Dort kann sich eine Modellierung somit entweder nur auf die Zeit- oder nur auf die Energieabhängigkeiten des Problems konzentrieren. So ist bei Betrachtung von

Zeiträumen, für die die Meßdaten über mindestens eine Sonnenrotation gemittelt wurden, eine Vernachlässigung der zeitlichen Abhängigkeit des Elektronenflusses möglich (siehe zum Beispiel Ferreira et al. (2001a)). Dabei dürfen nur Zeitskalen betrachtet werden, die gleichzeitig so kurz sind, daß sich der solare Zyklus nicht auf den Elektronenfluss auswirken kann.

Bei einer Beschreibung der zeitliche Abhängigkeiten muß dagegen ein Weg gefunden werden, die Energieabhängigkeiten zu berücksichtigen, ohne daß diese durch das Modell selbst berechnet werden. Das einzige solche Modell, das bisher auf die Untersuchung des Einflusses von Corotating Interaction Regions (CIRs) auf die Modulation Jovianischer Elektronen angewandt wurde, ist das Modell von Fichtner et al. (2001). Hier wurde so vorgegangen, daß anstatt des Elektronenflusses der Elektronendruck berechnet wurde, so daß keine Energieabhängigkeiten mehr auftraten. Damit war es bereits möglich erste qualitative Ergebnisse über die Wirkung von CIRs zu gewinnen. Als Nachteil dieses Modells mag jedoch angesehen werden, daß es damit nicht mehr möglich ist, Elektronenflüsse bei einer festen Energie zu untersuchen.

Um dieses Problem schließlich umgehen zu können, wurde dieses Modell weiter verfeinert. Dafür wurde angenommen, daß das Spektrum des Elektronenflusses durch ein Potenzgesetz-Spektrum mit einem nur

schwach energieabhängigen Spektralindex angesetzt werden kann. Durch Anwenden dieses Ansatzes in der *Parker-Gleichung* zeigt sich die Möglichkeit, ein zeitabhängiges Modell zu erhalten, wenn es erreicht werden kann, für den Exponenten eine zeitlich konstante Näherung zu finden. Eine solche Näherung für die Untersuchung der Auswirkung von CIRs auf die Modulation von Elektronen läßt sich erreichen, wenn der Spektralindex über die heliographische Länge gemittelt wird. Durch nähere Untersuchungen zeigte sich, daß die Genauigkeit trotz der longitudinalen Mittelung einerseits und die angenommene Zeitunabhängigkeit des Spektralindexes andererseits, als sehr gut anzusehen ist. So konnte auch gezeigt werden, daß die Lösung eines zeitunabhängigen Problems mit Hilfe des zeitabhängigen Modells der Lösung eines steady-state Modells entsprach.

Der Vorteil dieses neuen Modells liegt in der weitergehenden Berücksichtigung der Energieabhängigkeiten verglichen mit dem Modell von Fichtner et al. (2001). Außerdem wird hier der Elektronenfluss selbst untersucht, so daß eine Untersuchung bei einer festen Energie möglich wird.

Während das hier vorzustellende Poster die technischen Aspekte des Modells in den Vordergrund stellt, wird der zugehörige Vortrag erste interessante und illustrative Ergebnisse über den Einfluß von CIRs auf die Modulation energetischer Elektronen vorstellen.

**EXP12**

*Werner, S., Keller, H.-U., Korth, A., Lauche, H. (Max-Planck-Institut für Aeronomie, Katlenburg-Lindau)*

**Determining the hydrogen distribution in the geocorona using UVIS/HDAC Lyman- $\alpha$  observations during Cassini's Earth swingby**

E-Mail: [werners@linmpi.mpg.de](mailto:werners@linmpi.mpg.de)

The Hydrogen Deuterium Absorption Cell (HDAC) is part of the Ultraviolet Imaging Spectrograph (UVIS) experiment aboard the Cassini spacecraft. During Cassini's Earth swingby on August 18, 1999, HDAC was used as a photometer to measure solar Lyman- $\alpha$  radiation scattered by the neutral hydrogen atoms of the geocorona. These data provide information about the hydrogen column density along HDAC's line of sight during the Earth swingby.

The data cover a large part of the Earth's exosphere and enable us to determine the distribution of hydrogen atoms in this region. The results are compared to predictions from models of the Earth's exosphere/geocorona.

Web page: <http://www.linmpi.mpg.de>

**EXP13**

*Weiler, M., Rauer, H., Knollenberg, J. (DLR, Berlin), Jorda, L. (LAM, Marseille), Helbert, J. (DLR, Berlin)*

**Die Staubaktivität des Kometen C/1995 O1 (Hale-Bopp) zwischen 3 AE und 13 AE heliozentrischen Abstands**

E-Mail: werners@linmpi.mpg.de

Der außergewöhnlich aktive Komet C/1995 O1 (Hale-Bopp) war Gegenstand einer optischen Langzeit-Beobachtungskampagne, bei der zwischen April und Oktober 1996 sowie von September 1997 bis Januar 2001 Daten erhalten wurden. Ein Bereich heliozentrischer Abstände von etwa 4,6 AE bis 2,9 AE vor dem Periheldurchgang am 1. April 1997 und von 2,8 AE bis 12,8 AE nach dem Periheldurchgang wurde abgedeckt. Mit Instrumenten der Europäischen Südsternwarte (ESO) in Chile wurden Breitbandfilteraufnahmen und Langspaltspektren aufgenommen.

Aus den Langspaltspektren wurde die Rötung auf den Wellenlängenintervallen von 4100 Å bis 5400 Å und von 5400 Å bis 6100 Å bestimmt. Es wurde keine signifikante Variation der Rötung der Staubkoma des Kometen Hale-Bopp mit heliozentrischem Abstand gefunden.

Aus den radialen Intensitätsprofilen der Langspaltspektren wurde unter der Annahme einer Rotationsymmetrie der Kometenkoma der Parameter  $A_{fp}$  bestimmt.

Unter Annahme einer stationären, isotropen Staubfreisetzung aus dem Kern des Kometen wurden die Staubproduktionsraten aus den  $A_{fp}$ -Parametern bestimmt. Die nukleozentrische Geschwindigkeit der Staubpartikel in Abhängigkeit von der Größe der Staubteilchen sowie die maximale Größe der Staubteilchen, die durch die Gasströmung gegen die Gravitation des Kometenkerns angehoben werden können wurden dazu mit

einem gasdynamischen Modell bestimmt.

Die Staub-zu-Gas-Massenverhältnisse wurden bestimmt. Ein linearer Fit an die Staub-zu-Gas-Massenverhältnisse nach dem Periheldurchgang ergibt einen Zusammenhang  $Q_{staub}/Q_{gas} = 1,40 - 0,05 \cdot r_h$ . Damit wurde ein im Vergleich zu anderen Publikationen (z.B. Rauer et al. 1997, Gruen et al. 2001) deutlich niedrigerer Staubgehalt des Kometen Hale-Bopp bestimmt und eine nur geringe Abhängigkeit des Staub-zu-Gas-Massenverhältnisses vom heliozentrischen Abstand  $r_h$  gefunden.

**GD**

**Geodynamik und Gravimetrie**

---



GD01 – Mo., 24.2., 11:00-11:20 Uhr · HS3

*Breuer, M., Weßling, S., Hansen, U. (Münster)*

### **Die Bedeutung der mechanischen Trägheit in thermischen Konvektionsströmungen**

E-Mail: breuerm@earth.uni-muenster.de

Die Dynamik der Erde wird wesentlich durch thermische Konvektionsströmungen geprägt. Zum Beispiel bilden Konvektionsströmungen im äußerem Erdkern den Motor für den Geodynamo, der die Grundlage für die Entstehung des Erdmagnetfeldes darstellt. Weitere Beispiele sind Ozean- und Atmosphärenzirkulationen und Strömungen im Erdmantel, die verantwortlich für die Plattentektonik sind. Die Bedeutung der mechanischen Trägheit in thermischen Konvektionsströmungen lässt sich durch einen Ähnlichkeitsparameter, der Prandtlzahl ( $Pr = \nu/\kappa$ ), ausdrücken. Die Prandtlzahl stellt dabei ein Maß für die Diffusion des Impulses relativ zur Wärmediffusion dar und ist somit ein Materialparameter. Fluide in geodynamischen Systemen weisen eine erhebliche Bandbreite in ihrer Prandtlzahl auf. Für den im Wesentlichen aus flüssigem Eisen bestehenden äußeren Erdkern wird eine Prandtlzahl zwischen 0.01 – 1 als realistisch angesehen. Wasser ist durch eine Prandtlzahl von 7 gekennzeichnet, wohingegen für Magmen eine Prandtlzahl von etwa 100 angenommen wird. Letztendlich wird der zähe Erdmantel durch eine nahezu unendliche Prandtlzahl beschrieben ( $Pr = 10^{23}$ ). In einer numerischen Studie haben wir den Einfluss der Prandtlzahl, für  $Pr = 10^{-2} - 10^2$ , auf das Verhalten von Konvektionsströmungen in einer dreidimensionalen Rayleigh-Bénard-Anordnung untersucht. Die Rayleighzahl wurde dabei konstant auf  $Ra = 10^6$  gesetzt, hoch genug, um ein stark zeitabhängiges Strömungsverhalten zu gewährleisten. Dabei haben wir insbesondere untersucht, wel-

chen Einfluss die Prandtlzahl auf die räumliche Struktur der Strömung, auf die Effektivität des advektiven Wärmetransports, ausgedrückt durch die Nusseltzahl ( $Nu$ ), und auf das Verhalten von thermischen und viskosen Grenzschichten hat. Zudem haben wir unsere Resultate mit vorhandenen Theorien, insbesondere mit der aktuellen Theorie von Grossmann & Lohse (Phys. Rev. Lett. 86, 2001), verglichen. Wir konnten, in Abhängigkeit von der Prandtlzahl, zwei deutlich voneinander verschiedene Strömungsregime identifizieren. Bei niedrigen Prandtlzahlen,  $Pr \ll 1$ , wird Wärme hauptsächlich über den dort herrschenden großskaligen Wind transportiert. Die Effektivität des Wärmetransports steigt in diesem Regime mit zunehmender Prandtlzahl einem Potenzgesetz folgend stark an. Desweiteren zeichnet sich dieses Regime durch einen hohen Anteil von toroidaler Energie an der Gesamtenergie aus. In dem Regime bei hohen Prandtlzahlen,  $Pr \gg 1$ , bilden sich dünne Aufströme bzw. Abströme (engl. *plumes*) aus, über die der Wärmetransport im Wesentlichen stattfindet. Der effektive Wärmetransport ist in diesem Regime nahezu unabhängig von der Prandtlzahl. Zudem lässt sich in diesem Bereich, mit Zunahme der Prandtlzahl, ein deutlicher Abfall des Anteils von toroidaler Energie an der Gesamtenergie feststellen.

GD02 – Mo., 24.2., 11:20-11:40 Uhr · HS3

Walzer, U., Hendel, R. (Jena), Baumgardner, J. (Los Alamos, USA)

**Variation der Parameter eines kugelschaligen thermischen Evolutionsmodells des Erdmantels**

E-Mail: walzer@geo.uni-jena.de

Die Differentialgleichungen der thermischen Konvektion mit unendlicher Prandtlzahl wurden gelöst, wobei eine 3D FE Kugelschalenmethode verwendet wurde. Das Gitter beruht auf einer Zentralprojektion eines regulären Ikosaeders auf Kugelflächen und sukzessiver Teilung von je einem sphärischen Dreieck in vier Dreiecke in je einem Schritt. So haben wir 1351746 oder 10649730 Gitterpunkte je Lauf verwendet. Das radiale Viskositätsprofil wurde aus der Festkörperphysik und aus dem seismischen Modell PREM hergeleitet. Neu an diesem Profil ist eine hochviskose Übergangsschicht unter der herkömmlichen Asthenosphäre, eine zweite niedrigviskose Schicht unter dem endothermen Phasenübergang in 660 km Tiefe und ein beträcht-

licher Viskositätsanstieg in den unteren 80 % des unteren Mantels.

Abb. 1 u.a. zeigen, daß, obzwar das Stoffgesetz newtonsch ist, sich bis in Tiefen von etwas über 1350 km flächenhaft schmale Abströme ergeben, die Subduktionsplatten ähneln. An der Oberfläche treten wegen des Stoffgesetzes erwartungsgemäß keine Platten auf. Weil das Modell keinerlei chemische Differentiation enthält, gibt es auch keine Kontinente an der Oberfläche. Die innere Heizung ist zwar zeitlich abklingend, aber räumlich homogen.

Um von den speziellen Ergebnissen dieser Herleitung unabhängig zu werden, haben wir sowohl das Niveau des hergeleiteten radialen Viskositätsprofils als auch seine Form systematisch variiert. Auch für einige andere physikalische Größen wurde eine Variation der Parameter durchgeführt, um die Folgen für

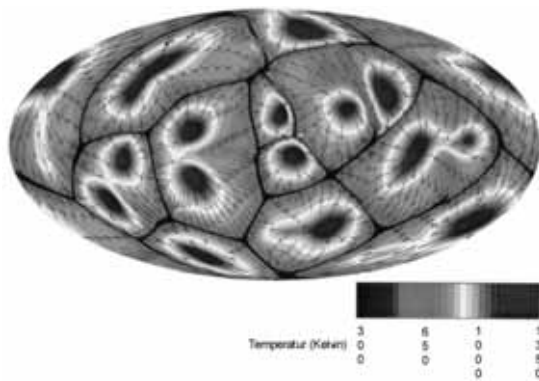


Abbildung 1: Die Verteilung der Temperaturen (Schattierung) und der Geschwindigkeiten des Festkörperkriechens (Pfeile) nach 4.49 Ga in 134.8 km Tiefe für das Evolutionsmodell mit dem dimensionslosen Viskositätsniveau  $r_n=0$ . Das Modell enthält keine Kontinente.

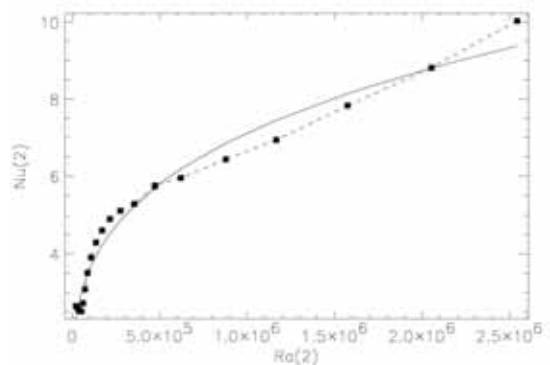


Abbildung 2: Die Beziehung zwischen der Nusseltzahl  $Nu_{(2)}$  und der Rayleighzahl  $Ra_{(2)}$ . Siehe Text.

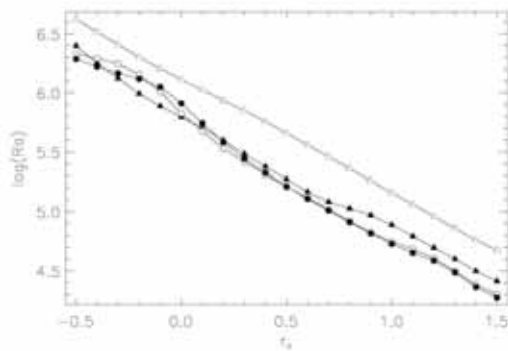


Abbildung 3: Die Abhängigkeit des Logarithmus der Rayleighzahl  $Ra$  vom dimensionslosen Viskositätsniveauparameter  $r_n$ . Hohle Dreiecke stehen für ein Alter von 4000 Ma, schwarze Dreiecke für 2000 Ma, hohle Kreise für 500 Ma und schwarze Kreise für 0 Ma, also für die Gegenwart.

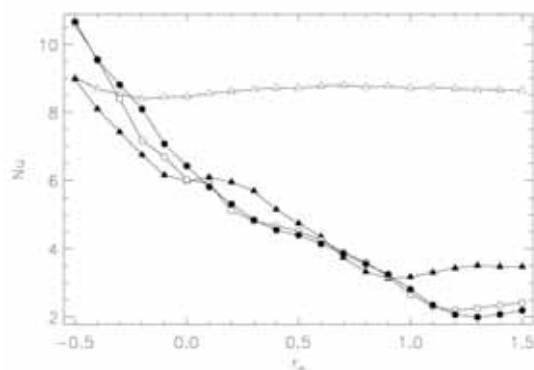


Abbildung 4: Die Abhängigkeit der Nusseltzahl  $Nu$  von  $r_n$ . Zeichenerklärung siehe Abb. 3.

die Strömungsmuster und den Konvektionsmechanismus zu untersuchen.

Die Effekte der zwei Phasenübergänge in 410 und 660 km Tiefe erweisen sich als kleiner als die Effekte einer starken Variation der Viskosität als Funktion des Radius. Der Schwerpunkt der Arbeit liegt auf einer Variation dimensionsloser Größen wie der Rayleighzahl  $Ra$ , der Nusseltzahl  $Nu$ , dem reziproken Wert  $Ror$  der Ureyzahl, des Viskositätsniveaus  $r_n$

usw. Wenn wir mit  $Nu_{(2)}$  das zeitliche Mittel von  $Nu$  eines Laufes über die letzten 2000 Ma der Evolution bezeichnen und  $Ra_{(2)}$  das entsprechende Mittel von  $Ra$ , so erhalten wir für einen weiten Parameterbereich

$$Nu_{(2)} = 0.120 Ra_{(2)}^{0.295}.$$

Dieses Ergebnis (vgl. Abb. 2) ähnelt dem von parameterisierten Mantelmodellen, obwohl unser Modell näher an der Realität sein dürfte. Für  $-0.5 \leq r_n \leq +0.3$ , d.h. für einen großen Rayleighzahlbereich (vgl. Abb. 3), erweist sich folgende Erkenntnis als stabil: Die Existenz zweier Schichten niedriger Viskosität innerhalb des Mantels verursacht Netzwerke von dünnen, flächenartigen Abströmungen, obgleich das Modell viskos ist.

Für  $-0.3 \leq r_n \leq +0.1$  hängt die Nusseltzahl für die letzten 3500 Ma der Mantelentwicklung nur schwach von der Zeit ab (siehe z.B. Abb. 4). Das dürfte darauf zurückzuführen sein, daß wir in diesem rein thermischen Modell (zunächst) chemische Differentiation nicht zugelassen haben.

Webseite: <http://www.uni-jena.de/chemie/geowiss/geodyn>

GD03 – Mo., 24.2., 11:40-12:00 Uhr · HS3

*Gottschaldt, K.-D., Walzer, U., Hendel, R. (FSU Jena), Baumgardner, J. (Los Alamos), Stegman, D. (UC Berkeley)*

### **Geochemische Heterogenität in 3D-kugelschaligen Modellen der Konvektion im Erdmantel**

E-Mail: walzer@geo.uni-jena.de

Durch Extraktion partieller Schmelze und Entgasung werden nahe der Erdoberfläche geochemische Heterogenitäten erzeugt und anschließend durch die Konvektion im Erdmantel verrührt. Die Größen der beobachteten Heterogenitäten reichen von zentimetergroßen Strukturen in Hochtemperaturperidotiten (Allégre und Turcotte, 1986) bis zur erdumspannenden DUPAL-Anomalie (Hart, 1984). Einblicke in das Mischungsverhalten sind wichtig für die Zusammenführung von geochemischen und geophysikalischen Modellen des Erdmantels.

In diesem Beitrag werden die Mischungseigenschaften von Strömungsfeldern untersucht, die aus numerischen Berechnungen zur Erdmantelkonvektion stammen. Wichtige Eigenschaften der Felder sind Zeitabhängigkeit und 3D-kugelschalige Geometrie. Allerdings sind die Modelle auf newtonsche Rheologie beschränkt. Die Viskosität ist radial und lateral ortsabhängig, aus numerischen Gründen aber nicht in voller Höhe. Die toroidalen Strömungsanteile nahe der Oberfläche bleiben –insbesondere aufgrund fehlender Lithosphärenplatten– geringer als beobachtet.

Die Erhaltungsgleichungen für Masse, Energie und Impuls in einem kompressiblen Medium wurden mit dem Programm TERRA (Baumgardner, 1983) auf Parallelrechnern gelöst. Die typische Gitterweite liegt bei 100 km. Durch das Geschwindigkeitsfeld werden passive Marker bewegt. Diese sind unterscheidbar und erlauben deshalb im Post-

processing mehrere Differenzierungsmodelle für einen Konvektionslauf.

Anstelle der Modellierung einer Zweiphasenströmung wurde für die Differenzierung ein anderer, stark vereinfachter Ansatz gewählt: Der Anteil des entgasten Mantels am gesamten Mantel ist ein Eingabeparameter des Modells. Außerdem wurde davon ausgegangen, dass die stärksten Materialveränderungen durch Extraktion partieller Schmelze und Entgasung nahe der Erdoberfläche stattfinden. Im Differenzierungsmodell wird nun alles Mantelmaterial als verändert bzw. entgast gekennzeichnet, das durch die Konvektionsströmung jemals in die Nähe der Erdoberfläche transportiert wurde. Die Entgasungstiefe wird dabei so gewählt, dass der Anteil des entgasten Mantels am Ende der Rechnung den Beobachtungen entspricht.

Trotz aller Vereinfachungen und der Beschränkung auf zwei Komponenten geben die Differenzierungsmodelle Hinweise auf mögliche räumliche Verteilungen geochemischer Reservoirs im Erdmantel. Abbildung 1 zeigt z.B., dass nach 4.49 Milliarden Jahren Konvektion noch größere zusammenhängende Bereiche undifferenzierten Materials bestehen können. Das entspricht den geochemischen Beobachtungen, wurde aber unseres Wissens bisher in noch keinem 3D-sphärischen Konvektionsmodell nachgewiesen.

Es werden Größen eingeführt, die den Vermischungszustand des (berechneten) Erdmantels in Abhängigkeit vom Betrach-

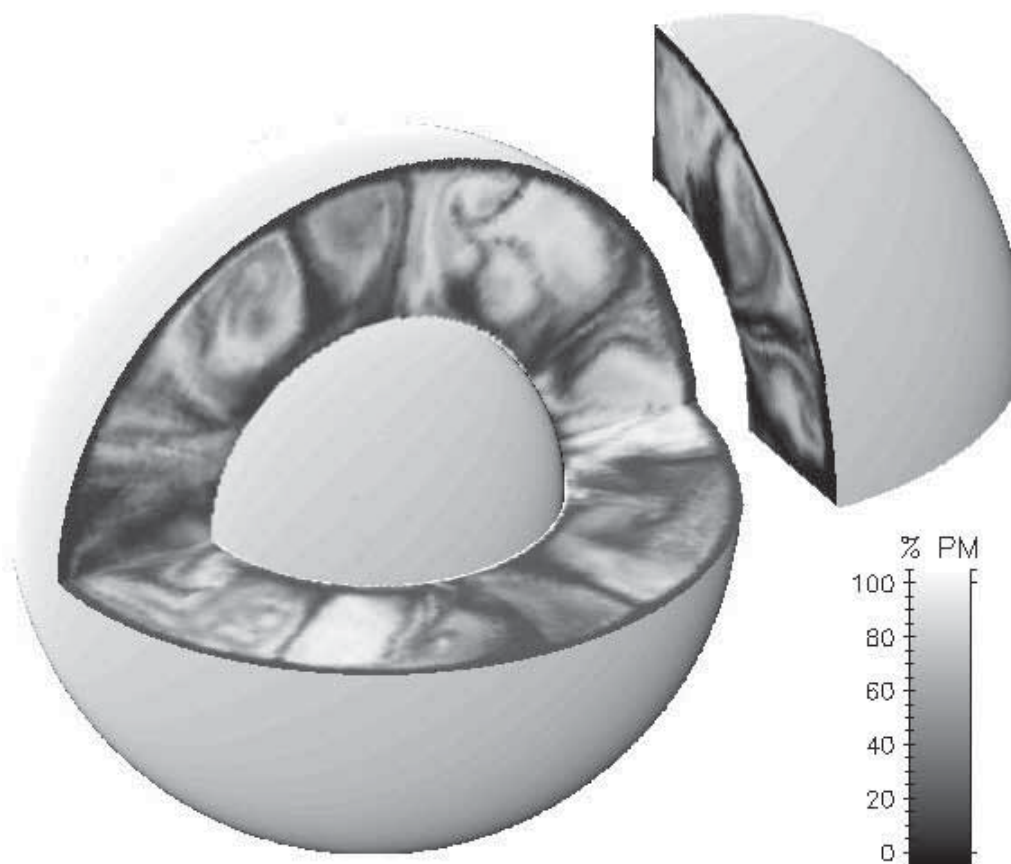


Abbildung 1: Verteilung undifferenzierter Bereiche (hell) in einem Modell von Walzer, Hendel & Baumgardner (2002), wenn der Mantel zu 50 % aus differenziertem Material besteht

tungsmaßstab quantitativ beschreiben. Sie erlauben einen objektiven Vergleich verschiedener Modelle.

**Allégre, C.J.; Turcotte, D.L. (1986):** Implications of a two-component marble-cake mantle. *Nature*, **323**, 123–127.

**Baumgardner, J.R. (1983):** A Three-Dimensional Finite Element Model for Mantle Convection. *Diss., Univ. Calif., Los Angeles*, 271 pp.

**Hart, S.R. (1984):** A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature*, **309**, 753–757.

**Walzer, U.; Hendel, R.; Baumgardner, J.R. (2002):** The effects of a variation of the

radial viscosity profile on mantle evolution. *Tectonophysics*, submitted.

Webseite: <http://www.uni-jena.de/chemie/geowiss/geodyn>

GD04 – Mo., 24.2., 12:00-12:20 Uhr · HS3

*Stein, C., Hansen, U. (Münster)*

### **Plattenähnliche Strukturen in einem selbstkonsistenten Mantelkonvektionsmodell**

E-Mail: walzer@geo.uni-jena.de

Mit einem dreidimensionalen Mantelkonvektionsmodell werden plattenähnliche Strukturen untersucht, die in selbstkonsistenter Weise entstehen. Für die selbstkonsistente Entwicklung von Platten in thermisch getriebener Konvektion spielt die Rheologie eine Schlüsselrolle. Während für die Temperaturabhängigkeit der Viskosität üblicherweise das Arrhenius-Gesetz Anwendung findet, ist die Spannungsabhängigkeit der Viskosität nicht eindeutig bekannt, denn in verschiedenen Tiefen sind unterschiedliche Deformationsmechanismen von Bedeutung. Im vorliegenden Modell werden daher verschiedene Spannungsabhängigkeiten untersucht. Darüberhinaus werden im vorliegenden Modell verschiedene Tiefenabhängigkeiten und der Einfluss von interner Heizung berücksichtigt. Im Gegensatz zu anderen Modellen wird bei der Betrachtung von Konvektion mit interner Heizung keine adiabatische Randbedingung für den unteren Rand angenommen, sondern vielmehr eine Kombination aus interner und basaler Heizung.

Bei der Verwendung einer komplexen Rheologie zeigt sich, dass drei verschiedene Bereiche auftreten. Diese drei Endbereiche weisen jeweils ein Verhalten auf, das vergleichbar ist mit dem Verhalten von der Erde, von Venus bzw. von Mars. Das plattenähnliche Verhalten der Erde tritt bei kleinen Grenzspannungen auf, das episodische Verhalten der Venus bei mittleren Grenzspannungen und die feste, immobile Oberfläche von Mars bei hohen Grenzspannungen. Der genaue Wert der Grenzspannung, bei der es zu einem Wechsel

des Endbereichs kommt, ist stark von der gewählten Rheologie abhängig.

Einige Phänomene, die vergleichbar mit der Plattentektonik der Erde sind, sind z.B. eine plattenähnliche Oberfläche (d.h. mit einheitlicher Geschwindigkeit bewegte und kaum deformierte Oberflächenbereiche) und die Migration von Plattenrändern. Weiter bildet sich im Modell selbstkonsistent eine Zone mit niedriger Viskosität aus. Diese Zone tritt im Zusammenspiel mit einer plattenähnlichen Oberfläche auf. Ähnlich wie für Mars angenommen, zeigt sich das anfängliches plattenartiges Verhalten mit der Zeit abklingt, und das System in dem Bereich mit fester Oberfläche endet.

GD05 – Mo., 24.2., 12:20-12:40 Uhr · HS3

*Stemmer, K., Harder, H., Hansen, U. (Münster, Institut für Geophysik)*

### **Mischprozesse in 3D sphärischen Konvektionsströmungen - Einfluß der Toroidalkomponente**

E-Mail: stemmer@uni-muenster.de

Geochemische Isotopenanalysen von Mantelgestein, entnommen an mittelozeanischen Rücken (MORB) und Vulkanen der Ozeaninseln (OIB), deuten auf einen heterogenen Erdmantel hin. Die Längenskalen dieser Heterogenitäten reichen von einigen tausend Kilometern, wie die Dupal Anomalie, bis hin zu wenigen Metern, beschränkt durch die Diffusion in geologischen Zeitspannen. Diese Inhomogenitäten scheinen bis heute über einen sehr langen Zeitraum im stark konvektierenden Erdmantel stabil zu sein. Die Stärke der geochronologischen Datierung liegt in der hohen zeitlichen Auflösung, wo hingegen die Schwäche die räumliche Zuordnung der beprobten Gesteine ist. Seismotomographische Untersuchungen liefern dagegen Momentaufnahmen der Struktur des Erdmantels, jedoch diese nur zu einem Zeitpunkt. Die Verbindung zwischen den Informationen aus Geochemie und seismischer Tomographie bildet das Verständnis der Dynamik thermischer Konvektion. Welche Beschränkungen und Annahmen muss nun ein Modell der thermischen Konvektion erfüllen, damit Heterogenitäten über lange Zeiträume in einer stark konvektierenden Strömung überleben?

In dieser Arbeit werden elementare Mischungseigenschaften thermischer Konvektion in einer Kugelschale mittels numerischer Methoden untersucht. Schon einfache stationäre Konvektionsströmungen können komplexe Mischprozesse aufzeigen. Diese Mischungseigenschaften werden aus den Bewegungen von passiven Spurenstoffen abgelei-

tet. Die Trajektorien der sogenannten Tracer werden durch räumliche Interpolation der Geschwindigkeiten mittels kubischen Splines und anschließender zeitlichen Integration mit einem Runge-Kutta-Verfahren 4. Ordnung mit einer hohen räumlichen und zeitlichen Genauigkeit bestimmt.

Untersucht werden Mischungseigenschaften stationärer Strömungen mit verschiedenen Symmetrieeigenschaften. Darüber hinaus wird der Einfluß der toroidalen Geschwindigkeitskomponente auf die Vermischung ermittelt. Jedes divergenzfreie Vektorfeld kann in einen poloidalen und toroidalen Anteil zerlegt werden. Eine Kopplung zwischen dem poloidalen und toroidalen Skalarfeld kann durch ganz verschiedene Gegebenheiten erreicht werden. Dazu zählen mechanische Trägheit (d.h. endliche Prandtlzahl), die Kippung der Gravitationsachse, eine temperaturabhängige Viskosität oder durch spezielle Randbedingungen wie Transformstörungen. Im Erdmantel entsteht eine toroidale Komponente wegen der Platten an der Oberfläche und durch die Temperaturabhängigkeit der Viskosität. In diesen Experimenten wird ein toroidaler Anteil durch eine endliche Prandtlzahl realisiert. Sie beschreibt das Verhältnis von kinematischer Viskosität zu thermischer Diffusivität und ist ein Maß für die Trägheit des Systems.

Qualitative und quantitative Auswertungsverfahren von Tracertrajektorien, wie Poincaré-Schnitte, finite Zeit Lyapunov Exponenten und die Boxcounting Methode, liefern Infor-

mationen über die Struktur- und Musterbildung der Trajektorien, die Existenz und Häufigkeit von Cross-Cell und Inner-Cell Mixing, die Unterscheidung von regulären und irregulären Bereichen der Strömung und das zeitliche Dispersionsverhalten von Tracerwolken. Als wesentliches Ergebnis bleibt festzuhalten, dass die Existenz einer toroidalen Geschwindigkeitskomponente die Effizienz der Vermischung auf kleinen Skalen steigert.

Webseite: <http://earth.uni-muenster.de>



GD06 – Mo., 24.2., 12:40-13:00 Uhr · HS3

*Loddoch, A., Hansen, U. (Münster)*

### Parallelisierung eines numerischen Mantelkonvektionsmodells

E-Mail: stemmer@uni-muenster.de

In vielen Systemen, die in der Geophysik untersucht werden, stellt Konvektion einen charakteristischen Prozess dar. So weiß man heute beispielsweise, daß das Erdmagnetfeld durch thermisch getriebene Konvektionsströme im äußeren Erdkern erzeugt wird und daß auch die Dynamik der Erdoberfläche in engem Zusammenhang mit der des Erdmantels steht. Die Untersuchung von Konvektionsvorgängen ist somit für das geophysikalische Verständnis dieser Systeme von grundlegender Wichtigkeit. Da die für das Erdinnere relevanten Materialparameter und Umgebungsbedingungen eine direkte Untersuchung mittels Laborexperimenten nicht oder nur sehr eingeschränkt zulassen, stellt die numerische Untersuchung, also das Computerexperiment, das wichtigste Werkzeug des Geodynamikers dar.

Extreme Parameterwerte und Abhängigkeiten wie etwa die der Viskosität von der Temperatur erschweren allerdings nicht nur den Zugang durch das Laborexperiment, auch an numerische Modelle und Verfahren werden dadurch hohe Anforderungen gestellt. Eine Vereinfachung der betrachteten Modelle ist dabei in der Regel jedoch nicht möglich – die Annahme der o.g. starken Temperaturabhängigkeit der Viskosität beispielsweise, ist für die Untersuchung von Mantelkonvektion und Plattentektonik unumgänglich. Numerische Konvektionsexperimente haben daher einen Rechenzeitbedarf, der im Bereich von mehreren Monaten liegt. Die einzige Möglichkeit, diesen Zeitraum entscheidend zu verkürzen, stellt die Nutzung von Parallelrechnern dar.

Die grundlegende Idee des parallelen Rech-

nens besteht in einer Aufteilung des numerischen Problems um eine gleichzeitige Bearbeitung durch mehrere Prozessoren zu ermöglichen. Üblicherweise wird dabei eine räumliche Aufteilung vorgenommen: Jeder Prozessor berechnet die gesuchten Größen wie Temperatur und Geschwindigkeit auf einem Teilbereich des Grundgebietes. Um diese Parallelität zu ermöglichen, muß der zugrundeliegende Algorithmus modifiziert werden. Dabei ist zu beachten, daß einige Verfahren nicht oder nur bedingt parallelisierbar sind, so z.B. das Gauss-Seidel Iterationsverfahren. Diese sind durch parallele Varianten zu ersetzen, im genannten Fall beispielsweise durch das sog. Schachbrett-Gauss-Seidel Verfahren, das vollständig parallelisierbar ist. Darüberhinaus entsteht durch die Parallelisierung die Notwendigkeit des Datenaustausches zwischen den einzelnen beteiligten Prozessoren. Diese Kommunikation wird durch Bibliotheken wie dem *Message Passing Interface* (MPI)

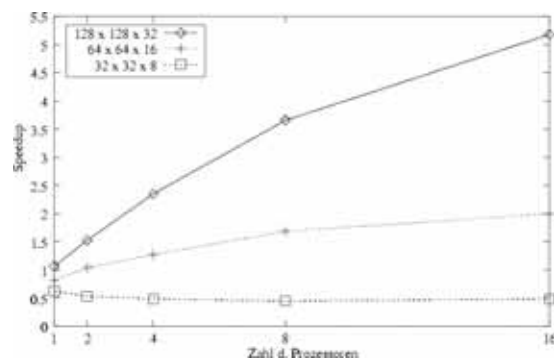


Abbildung 1: Speedup des parallelisierten Programms. Dargestellt für Gittergrößen von 128x128x32, 64x64x16 und 32x32x8 Punkten

realisiert. MPI stellt dem Programmierer eine Reihe von Routinen zur Verfügung, mit denen Daten explizit zwischen Prozessoren ausgetauscht werden können.

In der hier vorgestellten Arbeit wurde ein dreidimensionales Finite-Volumen Mantelkonvektionsmodell [1,2] mittels MPI parallelisiert. Die dadurch erreichte Erhöhung der Berechnungsgeschwindigkeit, *Speedup* genannt, ist in Abbildung 1 in Abhängigkeit von der Zahl der benutzten Prozessoren für drei Modellgrößen dargestellt. Deutlich zu erkennen ist, daß die Effizienz der Parallelisierung mit zunehmender Problemgröße ansteigt. Die maximal erreichte Effizienz liegt bei über 50%, d.h. bei Benutzung von lediglich vier Prozessoren läßt sich die Rechenzeit um mehr als die Hälfte verkürzen. Angesichts der Tatsache, daß Parallelrechner in Form von Cluster-Systemen auch im universitären Umfeld erschwinglich sind, stellt das parallele Rechnen ein entscheidendes Werkzeug zur grundlegenden Erweiterung der Möglichkeiten von numerischen Modellen dar.

(1) Trompert R., Hansen, U.: Mantle convection simulations with rheologies that generate plate-like behaviour. *Nature* 1998; 195:686-689

(2) Trompert R., Hansen, U.: The application of a finite volume multigrid method to three-dimensional flow problems in a highly viscous fluid with variable viscosity. *Geophys. Astrophys. Fluid. Dyn.* 1996; 83:261-291

**GD07** – Di., 25.2., 09:30-09:50 Uhr · HS3

*Müller, K., Schmeling, H. (Frankfurt)*

## **Der Einfluß eines Spannungsfeldes auf die Kanalisierungsinstabilität in partiell geschmolzenen Mantelbereichen**

E-Mail: kdg@gmx.de

### **Einleitung**

Wir modellieren eine poröse deformierbare Matrix mit Schmelzeinschlüssen, auf welche wir ein gegebenes Spannungsfeld (Einfache Scherung bzw. Reine Scherung) einwirken lassen.

Folgende Fragestellungen sollen durch diese Experimente geklärt werden:

- Kann in einer Matrix mit einer zufälligen Schmelzverteilung eine Kanalisierung auftreten?
- Wenn ja, wie werden diese Kanäle ausgerichtet sein?
- Unterstützt diese Ausrichtung einen verstärkten Schmelztransport zu einem mittelozeanischen Rücken (MOR) hin?
- Gibt es Unterschiede in der Orientierung der Kanäle bei Einfacher Scherung oder Reiner Scherung?

Der 2D-FD Code FDCON [1] löst die relevanten fluid-dynamischen Gleichungen. Derzeit wird nur isotherm gerechnet, somit werden nur die Massenerhaltungs- und die Impluserhaltungsgleichung, welche von McKenzie [2] aufgestellt wurden, gelöst. Weiterhin wird in dem Code die Compaction Boussinesq Approximation und ein spezielles Upwindverfahren verwendet. Die Lösung der relevanten Gleichungen erfolgt durch einen Stromfunktionsansatz.

### **Ergebnisse**

Die Modellierungen mit Einfacher Scherung bzw. Reiner Scherung zeigen, daß sich bei einer zufälligen Schmelzverteilung Kanäle ausbilden, welche eine Orientierung parallel zur maximalen kompressiven Hauptspannung aufweisen.

Eine systematische Variation der drei beschreibenden Parameter (Schmelz Retention Zahl, Schmelz Rayleigh Zahl und der Dehnungsrate) zeigt, daß der Prozeß der Schmelzakkumulation umgekehrt proportional zur Schmelz Retention Zahl, weitestgehend unabhängig von der Schmelz Rayleigh Zahl und proportional zur Dehnungsrate ist.

Neuste Ergebnisse zeigen, daß die Wachstumsrate der Kanalisierungsinstabilität proportional der Wellenzahl einer Störung ist.

Weitere Studien sollen klären, welchen Einfluß ein kombiniertes Spannungsfeld aus Einfacher Scherung und Reiner Scherung hat.

### **Referenzen**

1. H. Schmeling. Partial melting and melt segregation in a Convecting mantle. Physics and chemistry of partially molten rocks; N. Bagdassarov and D. Laporte and A. B. Thompson, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 141-178, 2000
2. D. McKenzie. The generation and compaction of partially molten rock. Journal of Petrology, 25:713-765, 1984

GD08 – Di., 25.2., 09:50-10:10 Uhr · HS3

*Kühn, D., Dahm, T. (Universität Hamburg)*

### **Simulation des Magmaaufstiegs im Mantel unter mittelozeanischen Rücken**

E-Mail: daniela.kuehn@dkrz.de

#### **Motivation**

Bei der Bildung ozeanischer Kruste an mittelozeanischen Rücken steigt Material aus dem tieferen Mantel auf, wobei durch adiabatische Dekompression partielle Schmelzen entstehen. Da die Schmelzzone mehrere hundert Kilometer breit ist, während die Schmelzaustrittszone an der Rückenachse nur eine Ausdehnung von wenigen Kilometern aufweist, wird ein Mechanismus zur Fokussierung der Schmelzen von der Schmelzzone zur Rückenachse gefordert. Weiterhin ist die Art der Schmelzfortbewegung ungeklärt und der genaue Ort der Schmelzentstehung umstritten. Es existieren verschiedene Modelle: [1] schlagen einen Schmelzfluß in den Poren einer viskosen Matrix vor, die ihrerseits dem *corner flow* unterliegt. Die Schmelze soll dabei Darcys Fließgesetz gehorchen und dem Druckgradienten folgen, der der Deformation der viskosen Matrix entspringt. [2] sprechen sich nach einer Untersuchung des Oman-Ophioliths gegen einen porösen Fluß aus, da durch die lange Kontaktzeit der Schmelzen mit dem umgebenden Mantelgestein die MORB-Zusammensetzung nicht erreicht werden könne. Zur Isolierung der Schmelze von ihrer Umgebung wird ein Schmelzfluß in Dunitröhren angeregt. Die Schmelzextraktion aus dem Mantel durch den Transport von Magma in fluidgefüllten Rissen wurde mehrfach vorgeschlagen (siehe z. B. [3]), ist bisher aber nicht numerisch modelliert worden.

#### **Das verwendete Modell**

Das Modell beruht auf dem Wachstum und der quasistatischen Propagation von fluidgefüll-

ten Rissen in elastischem Gestein, das einem inhomogenen und deviatorischen Spannungsfeld unterliegt. Pro Iteration ist eine Reißöffnung, eine -schließung oder ein Konstantbleiben der Reißlänge möglich. Je nach vorgegebenem Spannungsfeld ist so eine Fortbewegung des gesamten Risses durch den kontinuierlichen Prozeß des Öffnens von Segmenten der Reißspitze und Schließens von Segmenten am Reißende realisierbar. Das im Reiß vorhandene endliche Fluidvolumen, das auf ein sich änderndes Reißvolumen mit Kompression und Extension reagiert, wird berücksichtigt. Das verwendete Programm geht auf [4] zurück und beruht auf der Randlelementmethode. Spannungs- und Druckgradienten entstehen durch die Annahme eines *corner flow* als fluiddynamisches Modell für die Konvektion unterhalb mittelozeanischer Rücken. Die Flußstärke beruht auf dem Produkt aus Geschwindigkeit der divergierenden Platten und Viskosität des strömenden Materials.

#### **Ergebnisse und Diskussion**

Die Aufstiegswege der fluidgefüllten Risse werden im wesentlichen durch drei Faktoren bestimmt. Durch die Fluidbewegung entsteht zum einen ein sog. dynamischer Druck, zum anderen ein deviatorisches Spannungsfeld. Der dynamische Druck für sich genommen weist ein Minimum an der Oberfläche des mittelozeanischen Rückens auf und besitzt so eine Sogwirkung in Richtung des mittelozeanischen Rückens, da sich die Risse stets in Richtung abnehmenden Drucks fortbewegen. Die Aufstiegswege der fluidgefüllten Risse gleichen so den Flußlinien porösen Flusses.

Das deviatorische Spannungsfeld bewirkt hingegen eine Ripropagation entlang der Trajektorien maximaler Kompression, die nicht auf den Rücken fokussiert sind, sondern in größeren Tiefen sogar eine Ablenkung nach außen hervorrufen. Zusätzlich liegt eine scheinbare Auftriebskraft durch den Dichteunterschied zwischen Magma und umgebendem Gestein sowie aufgrund des lithostatischen Gradienten vor. Je höher diese Auftriebskraft ist, desto eher folgt der Aufstiegsfad einer Senkrechten. Die Addition dieser drei Effekte leistet jedoch keine Fokussierung der Aufstiegsfade fluidgefllter Risse auf den mittelozeanischen Rücken. Möglichkeiten zur Verbesserung des Modells werden diskutiert.

#### **Danksagung**

Das Projekt ist Teil des DFG-Bündel-Projekts „Hotspot-Ridge Interaction: Crust Formation and Plate Divergence in and around Iceland“ und wird von der DFG gefördert.

#### **Literatur**

[1] M. Spiegelman und D. P. McKenzie, Simple 2-D models for melt extraction at mid-ocean ridges and island arcs, *Earth Plan. Sci. Let.* 83, 137-152, 1987

[2] P. B. Kelemen, N. Shimizu und V. J. M. Salters, Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels, *Nature* 395, 747-753, 1995

[3] N. H. Sleep, Tapping of melt by veins and dikes, *J. Geophys. Res.* 93, 10255-10272, 1988

[4] T. Dahm, Numerical simulations of the propagation path and the arrest of fluid-filled fractures in the earth, *Geophys. J. Int.* 141, 623-638, 2000

GD09 – Di., 25.2., 10:10-10:30 Uhr · HS3

Jacoby, W. (Mainz)

### Lava Cooling Features, Observed in Iceland and Modeled in the Kitchen

E-Mail: jacoby@mail.uni-mainz.de

A poorly known feature of lava cooling are 'steam chimneys' in flows over wet ground. They are visible as round holes in the surface, e.g., when a river has cleared it of any loose material. Many cases are beautifully documented near Selfoss, Iceland. An exceptionally good example is a vertical section in a lava cliff near Dettifoss. The chimneys are trumpet-shaped, opening up toward the free lava surface. Their walls are striated 'upward' indicating material extruded through them. Frequently the striae are traversed by sets of sub-horizontal cracks. Their edges at the surface are dragged up. Very similar surface features can be generated in a 'kitchen experiment' by shearing the surface of a powder (e.g. flour) or plastic material (e.g. dough). The most important property is low cohesion or small tensional strength. Stress analysis predicts that the cracks dip into the material in the direction of surface shear (flow) and that the crack edges are dragged by it. The predictions are borne out by the field observations and experimental results. Scaling laws are considered, and material properties are discussed. An essential point of the observations is the state of the cooling lava during steam venting and the constraints this places on the processes of cooling and subjacent-water heating. There may be only a short time window for the lava to behave as a plastic material. The phenomenon is compared to related features, some as well known as pseudocraters, hornitos and tunnels. Rarer occurrences are lava fountains, chimney towers and multi-storey structures when lava is drained episodically. Indeed, most of these phenomena are related, e.g. steam vents will generally create pseudocraters.

**GD10** – Mi., 26.2., 09:30-09:50 Uhr · HS3

*Jacoby, W. (Mainz), Fedorova, T. (Oberwesel), Wallner, H. (Mainz)*

**Iceland crust: what do seismic, gravity and topography data tell?**

E-Mail: jacoby@mail.uni-mainz.de

In view of the "thin-thick crust" debate, the increasing data set relevant to this question is analysed for interrelationships. Iceland is compared with the adjacent North Atlantic features, and internal tectonic "provinces" are also distinguished. The statistical analysis includes published age, elevation and bathymetry, Bouguer and Free Air anomalies, seismic refraction models, receiver function results and tomography, particularly velocities  $v_p$ ,  $v_s$  and depths of interfaces as the "Moho"; sediment thickness, heat flow and electrical conductivity are taken into account. How deep are the sources of the "Iceland anomalies", in the mantle and/or the crust? The Iceland plume hypothesis is most plausible, but the depth extent and source region are controversial, and some prefer alternatives. At least three components contribute to the prominence of Iceland: (1) spreading of the MAR, (2) uplift by deep, anomalously hot, light mantle of the Iceland plume and (3) production of a thick basaltic crust by enhanced melting, also a plume effect, generating the Iceland Plateau and thickening the ocean crust towards Iceland. Spreading and plume flow generate "dynamic topography" usually taken as deviation from isostasy. One principal result is that the density contrast between what is termed "lower crust" and "uppermost mantle" is only about 100 kg/m<sup>3</sup>, and the nature of the "reflector Moho" is distinct from continental or oceanic Moho. Under central Iceland (100 km radius) a transient evolutionary state prevails. In the whole region of Iceland younger than 7 Ma the lower crust and upper man-

tle relations, though evolving, maintain their density relationships. Other regions have different characteristics with no correlation between thickness and topography and/or gravity indicating seismically unrecognized internal structures and very different histories (continental fragments?). The spreading history in Iceland must be revised.

**GD11** – Mi., 26.2., 09:50-10:10 Uhr · HS3

*IsmailZadeh, A. (Geophysikalisches Institut, Universität Karlsruhe), Korotkii, A., Tsepelev, I. (Institute of Mathematics and Mechanics, Ural Branch, Russian Academy of Sciences)*

**On an Inverse Problem of Thermal Convection**

E-Mail: [Alik.Ismail-Zadeh@gpi.uni-karlsruhe.de](mailto:Alik.Ismail-Zadeh@gpi.uni-karlsruhe.de)

Modern seismic tomography images of the Earth's interior allow the complex trajectories of present-day convective flow to be seen at least in the upper mantle. To reconstruct quantitatively both the observed mantle structure and temperature field backwards in time, we need a numerical tool for solving an inverse problem of thermal convection at infinite Prandtl number. We develop a variational approach to three-dimensional numerical restoration of thermoconvective mantle flow. The approach is based on a search for the mantle temperature and flow in the geological past by minimizing differences between mantle temperature derived from seismic velocities (or their anomalies) and temperature predicted by forward models of mantle flow. The mantle temperatures and flow fields in the past so obtained could be employed as constraints on forward models of mantle dynamics. To demonstrate an applicability of this technique, we restore numerically a model of thermal plume generated at the boundary between the lower and upper mantle and show that unknown initial shape of the plume can be reconstruct accurately.



**GD12** – Mi., 26.2., 10:10-10:30 Uhr · HS3

*Mihalffy, P., Schmeling, H. (Frankfurt am Main), Steinberger, B. (Yokosuka, Japan)*

**The influence of the large-scale mantle flow field on the interaction of mid-Atlantic ridge and the Iceland plume**

E-Mail: mihalffy@geophysik.uni-frankfurt.de

The dynamics and structure of the Iceland plume was studied by using a fluid dynamical model. In order to consider the influence of the large-scale mantle flow field on the plume, a two-fold modelling approach was used. First, a global and robust model of the large-scale mantle flow field was calculated. It was followed by a regional model study containing the plume. The coupling of the two models was achieved by applying mechanical boundary conditions in the regional model, derived from the global model. This resulted in a "more realistic" model configuration containing the effect of the global mantle flow, as well as detailed ridge geometry, as boundary conditions. The global mantle flow field in the upper mantle has a strong northward component at the Iceland region. In the regional model we observe a northward tilt of the plume as it is observed from recent seismic tomography results. Plume material is drifted partly westward in spreading direction and partly northward along the ridge.

Web page: <http://www.geophysik.uni-frankfurt.de>

GD13 – Mi., 26.2., 11:00-11:20 Uhr · HS3

Weber, M. (GeoForschungsZentrum Potsdam)

### Structure and dynamics of the Dead Sea Transform in the Middle East

E-Mail: mhw@gfz-potsdam.de

Despite numerous efforts to study large transform systems, especially at the San Andreas Fault (SAF) system, the processes responsible for large continental-scale shear zones, one of the key elements of plate tectonics, and their relation and interaction with the crust and upper mantle are still not fully understood. The Dead Sea Transform (DST), at the border between Israel and Jordan, has for a long time been considered a prime site to examine large shear zones, but due to the political situation in this area no geoscientific profile has crossed the DST. Moreover, studies of historical earthquakes of the past few thousand years, paleoseismic studies and instrumental earthquake studies demonstrate that a number of damaging earthquakes have occurred along the DST. The DST therefore poses a considerable seismic hazard to Israel, Jordan, and the Palestine Authority.

A geophysical profile crossing the DST, the boundary between the African and Arabian plates in the Middle East, and the border between Israel and Jordan, has been completed for the first time. High-resolution seismic tomography and magnetotelluric sounding of the shallow crust show drastic lateral changes in material properties within a narrow zone around the DST. The seismic basement is offset by 3-5 km under the DST, and strong lower-crustal reflectors are imaged east of the DST. The seismic velocity sections show a steady increase in the depth of the crust-mantle transition (Moho) from 26 km at the Mediterranean to 38-39 km under the Jordan highlands, but only small topography of

the Moho under the DST. These observations can be linked to the left-lateral movement of the two plates of 105 km in the last 17 Ma accompanied by strong deformation within a 20-30 km wide zone cutting through the entire crust. Sub-horizontal lower-crustal reflectors and deep reaching deformation zones occur in the DST (originating in a relatively homogeneous cold and stable lithosphere; slow relative plate motion of ca 0.5 cm) and also in the San Andreas Fault system (originating in a strongly heterogeneous, hot lithosphere; fast relative plate motion of ca. 3.5 cm). The fact that lower-crustal reflectors and deep deformation zones are observed in transform systems of such different origin could suggest that these structures are fundamental features of large transform plate boundaries.

Web page: <http://www.gfz-potsdam.de/pb2/pb22/>

**GD14** – Mi., 26.2., 11:20-11:40 Uhr · HS3

Ott, N. (FU Berlin)

### **Synoptische Modellierung geowissenschaftlicher Daten am Beispiel der Red Sea Hills-Sudan**

E-Mail: [nott@geophysik.fu-berlin.de](mailto:nott@geophysik.fu-berlin.de)

Synoptische Modellierung geowissenschaftlicher Daten am Beispiel der Red Sea Hills - Sudan

Norbert Ott

Der Einsatz von Geoinformationssystemen und digitalen Bildverarbeitungstechniken in den Geowissenschaften ermöglicht die Integration verschiedener thematischer Daten und Informationen. Die Verknüpfung von Fernerkundungsdaten des Erdbeobachtungssatelliten Landsat mit geophysikalischen Potentialfelddaten der Gravimetrie und Aeromagnetik sowie die Einbindung der Geologie und Strukturgeologie sind die Grundlage für die synoptische Datenmodellierung, besonders in schwer zugänglichen Gebieten. Ein ganz entscheidender Aspekt ist die mögliche Korrelation von spektralen Oberflächendaten der Satellitensensoren mit Tiefeninformationen der geophysikalischen Potentialfelddaten am Beispiel der Red Sea Hills im Sudan an der Grenze zu Eritrea.

Die Red Sea Hills erstrecken sich von Ägypten über den Sudan bis nach Eritrea und verlaufen entlang des Roten Meeres. Sie sind Teil des Präkambrischen Arabisch-Nubischen Schildes. Die Gesteinsassoziationen beinhalten zum großen Teil Vulkanite mit eingeschalteten Sedimenten. In diese metavulkanosedimentären Serien sind eine große Anzahl von Plutoniten unterschiedlichen Alters intrudiert. Ophiolitische Sequenzen liegen mehr oder weniger vollständig vor und sind bedeutende Indikatoren für Suturen und Reste ozeanischer Kruste. Radiometrische Altersange-

ben liegen bei 900-550 Ma.

Durch die Kombination digitaler Klassifizierungsmethoden nach den Prinzipien der Mustererkennung mit Ergebnissen visueller geologischer und strukturgeologischer Interpretationen können die jeweiligen Vorteile beider Ansätze in die weiteren Untersuchungen einfließen. Die weitere Verarbeitung in einer GIS- und Bildverarbeitungs Umgebung ermöglicht umfangreiche Abfragen. Dabei kommt eine Vielzahl an Operationen zum Einsatz, um die verschiedenen Daten optimal für die rechnerische und logische Verknüpfung aufzubereiten. Hier sollen zwei Anwendungen exemplarisch vorgestellt werden.

1. Evaluierung der Klassifizierungsergebnisse lithologischer Einheiten Durch die Korrelation geologischer Gesteinseinheiten mit gravimetrischen Residuen konnte der Hamaret-Intrusivkomplex, der bislang als rein granitische Intrusion galt, als Ringkomplex mit bimodalem Gesteinscharakter aus Gabbro im zentralen Bereich und randlichem Granit beschrieben werden. Dies bestätigt die Ergebnisse einer digitalen überwachten Klassifizierung von Fernerkundungsdaten für diese Intrusion.

2. Lokalisierung potentieller Mineralisationen Neben Untersuchungen großräumiger geologischer Strukturen ist die Bearbeitung lokaler Phänomene ebenso wichtig wie schwierig. Die Korrelation von berechneten Ziel gebieten aus Satellitenbilddaten mit weiteren Indikatoren wie Störungen, Muttergestein und Potentialfeldanomalien führt zu einer Anzahl unbekannter Mineralisationen, von

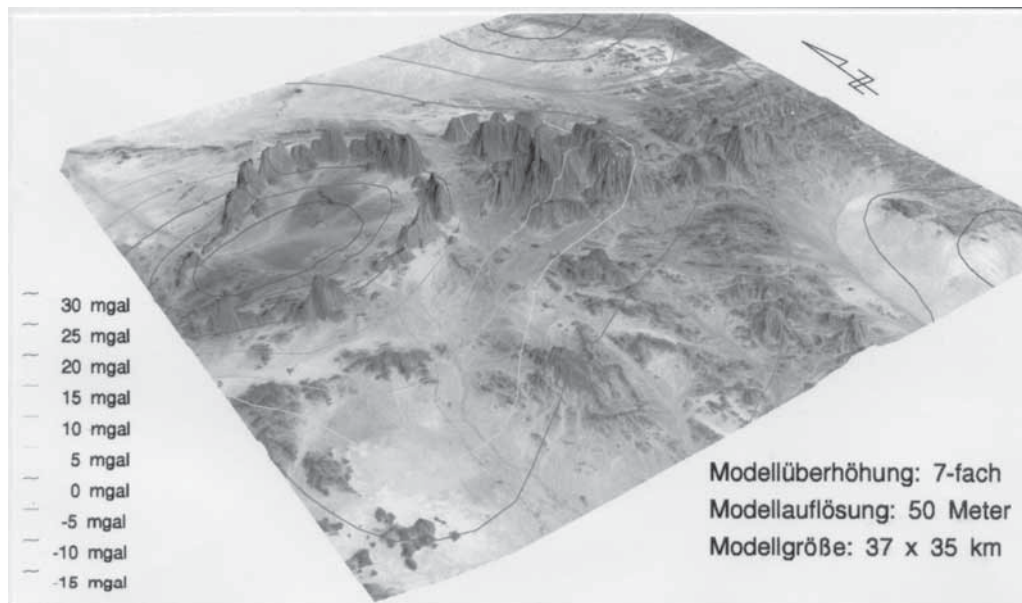


Abbildung 1: Perspektivisches Geländemodell des Tehilla-Ringkomplexes in den südlichen Red Sea Hills mit überlagerten Landsat-TM Daten und gravimetrischen Residuen zur verbesserten Darstellung geologischer Strukturen und geophysikalischer Anomalien.

denen einige jetzt als polymetallische Sulfid-erzelagerstätten abgebaut werden, wie die zwei Lagerstätten des Jebal Mugar zum Beispiel.

Da komplexe Fragen heute nicht mehr von einem Wissenschaftler alleine bearbeitet werden, kann eine verbesserte Visualisierung geowissenschaftlicher Daten zu Synergieeffekten bei der interdisziplinären Teamarbeit führen. Dies soll am Beispiel des Tehilla-Ringkomplexes in den südlichen Red Sea Hills gezeigt werden. Ein perspektivisches Modell mit überlagerten Satellitenbilddaten des Landsat-TM gibt sowohl das topographische Relief als auch die lithologischen Einheiten aufgrund der spektralen Reflexionswerte wieder. Die zusätzliche Einbindung gravimetrischer Residuen als farbkodierte Isanomalien verbindet Oberflächeninformationen mit Tiefeninformationen und weist für die gabbroide Intrusion eine positive Residualanomalie von bis zu 30 mGal auf.

**GD15** – Mi., 26.2., 11:40-12:00 Uhr · HS3

*Meier, T., Harjes, H.-P. (Bochum)*

### **Unterschiede zwischen dem westlichen und östlichen Forearc der Hellenischen Subduktionszone**

E-Mail: meier@geophysik.ruhr-uni-bochum.de

Die Hellenische Subduktionszone wird durch die Ägäisch-Anatolische Platte und die Afrikanische Platte gebildet. Vor ca. 20 Ma setzte die Subduktion der afrikanischen ozeanischen Lithosphäre ein. Aufgrund der Annäherung von Afrika und Eurasien, der Rotation und Extension der Ägäisch-Anatolischen Platte läßt sich abschätzen, daß maximal ca. 650 km ozeanische Lithosphäre südlich von Kreta subduziert worden sind. Seismische und seismologische Untersuchungen erlauben es, ein Strukturmodell des Forearcs der Hellenischen Subduktionszone für die oberen ca. 100 km entlang von NE-SW gerichteten Profilen aufzustellen. Dabei zeigen sich Unterschiede zwischen dem östlichen und dem westlichen Teil der Hellenischen Subduktionszone. Diese betreffen den Abtauchwinkel der Afrikanischen Lithosphäre, die Tiefe des Slabs unterhalb des Hellenischen Bogens und die südliche Erstreckung der Ägäisch-Anatolischen Platte. Die Seismizität in globalen Katalogen zeigt ebenfalls deutliche laterale Unterschiede bzgl. der Tiefenverteilung mitteltiefer Beben. Zusätzlich werden seismisch aktive NE-SW verlaufende Störungen innerhalb des Forearcs abgebildet. Entlang einer NE-SW Störung durch Zentralkreta ändert sich die mit lokalen temporären Netzen beobachtete flache Seismizität der Hellenischen Subduktionszone. Unterschiede in der Struktur und Seismizität parallel zum Hellenischen Bogen werden in Beziehung gesetzt zu lateralen Änderungen der horizontalen Deformationsgeschwindigkeiten innerhalb der Ägäisch-Anatolischen

Platte. Untersuchungen mittels Oberflächenwellen ergeben, daß die afrikanische ozeanische Lithosphäre fast vollständig subduziert ist. Eine tektonische Reorganisation innerhalb des Forearcs der Hellenischen Subduktionszone vor ca. 3 Ma markiert möglicherweise den Beginn der Kollision der Ägäisch-Anatolischen Platte mit dem passiven Kontinentalrand Nordafrikas. Die beginnende Kollision ist u.a. mit tektonischen Hebungen auf Kreta und Extension parallel zu dem Hellenischen Bogen verbunden. Unterschiede in EW-Richtung weisen auf stärkere NE-SW Extension der Ägäisch-Anatolischen Platte und weiter fortgeschrittene Kollision im westlichen Teil der Hellenischen Subduktionszone hin.

GD16 – Mi., 26.2., 12:00-12:20 Uhr · HS3

Fischer, K. D. (Bochum)

### Numerische Modelle zur Untersuchung einer konvergenten Plattengrenze

E-Mail: kasper.fischer@ruhr-uni-bochum.de

Das regionale Spannungs- und Deformationsfeld im Umfeld eines konvergenten Plattenrandes wird durch eine Vielzahl an Parametern kontrolliert. Neben der geologischen Struktur der Platten spielt dabei u. a. die Temperatur, die Rheologie, die geometrischen Randbedingungen und das überregionale Spannungsfeld eine entscheidende Rolle. Der Einfluss einzelner Parameter kann durch numerische Modellierungen quantifiziert werden.

Am Beispiel der Hellenischen Subduktionszone soll durch numerische Experimente mit der Methode der finiten Elemente der Einfluss der zugrunde liegenden Rheologie und der Geschwindigkeiten der Platten bzw. des abtauchenden Slabs auf das regionale Spannungs- und Deformationsfeld untersucht werden. Dazu wird das berechnete Spannungsfeld mit der Seismizität und die berechnete Deformation mit beobachteten Hebungsdaten sowie geodätischen Plattengeschwindigkeiten verglichen.

Der Einfluss der genannten Parameter wird zunächst anhand eines zweidimensionalen (2D) Modells entlang eines Südwest-Nordost-Profiles untersucht. Die Struktur entlang des Profils wurde seismologischen und gravimetrischen Unterlagen entnommen. Variationen einzelner Randbedingungen und der Materialeigenschaften bei gegebener Geometrie beeinflussen die zeitliche Entwicklung des Spannungs- und Deformationsfeldes. Ein Vergleich der unterschiedlichen Ergebnisse hilft, die bestimmenden Parameter zu identifizieren und deren Einfluss zu quantifizieren.

Erste Ergebnisse zeigen, dass es sowohl

in der Unterplatte als auch der Oberplatte unter geeigneten Bedingungen zur Extension kommt. Diese Bedingungen liegen vor, wenn die Konvergenzgeschwindigkeit der Platten im Vergleich zur Abtauchgeschwindigkeit des Slabs klein ist. Des Weiteren können einzelne Bereiche, in denen sich Spannungen aufbauen, mit seismisch aktiven Bereichen korreliert werden.

Webseite: <http://www.geophysik.ruhr-uni-bochum.de>

GD17 – Mi., 26.2., 12:20-12:40 Uhr · HS3

*Heinbockel, R., Dehghani, G. A. (Universität Hamburg)*

### **Gravimetrische und Magnetische Modellierung des Peruanischen Kontinentalrandes**

E-Mail: ali@dkrz.de

Zwischen 7.25°S und 16.75°S zeigen erstmals drei-dimensionale gravimetrische und magnetische Modelle die Krustenstruktur des konvergenten Plattenrandes. Die kombinierten gravimetrischen und magnetischen Modelle basieren auf den Geschwindigkeitsmodellen der Weitwinkelseismik (Hampel et al., 2002; Broser et al., 2002). In dem Yaquina Gebiet (7.25°S - 11°S) werden der Trujillo Graben und die Mendaña Störungzone mit starken Undulationen in der Mächtigkeit der ozeanischen Kruste modelliert. Der Kontinentalrand zeigt besondere Merkmale in der Lima Gegend (10.50°S - 14.40°S). Die gebogenen Schichten der kontinentale Kruste beeinflussen die oberen Sedimentschichten und unterstützen die Entwicklung von Becken entlang des peruanischen Kontinentalrandes. Die verdickte und leicht asymmetrische Kruste des Nazca Rückens wird in dem drei-dimensionalen Modell deutlich. In dem Nazca Rücken Gebiet (14.25°S - 16.75°S) ist es sehr wahrscheinlich, dass erodierte Sedimente subduziert werden. Es ist anzunehmen, dass die Schicht 2A erodierte Sedimente beinhaltet, die in lokalen Depressionen eingeschlossen sind. Die Theorie, dass der peruanische Kontinentalrande durch die Subduktion des Nazca Rückens angehoben wird (Kulm et al., 1988; Hagen & Moberly, 1994), bestätigt sich in der gravimetrischen und magnetischen Modellierung. Der subduzierende, Auftrieb verursachende Nazca Rücken ist verantwortlich für eine ausgedehnte Zone flacher Subduktion. Die zunehmenden Dichten, die für die Schichten der bereits subduzierten ozeani-

schen Kruste modelliert wurden, sind ein Zeichen für eine ursprünglich hohe Porosität. In dem Nazca Rücken Gebiet wird kein Akkretionskomplex modelliert. Dies ist ein Zeichen dafür, dass der Rücken den Kontinentalrand erodiert. Weiter nördlich im Lima Gebiet ist ein relativ einheitlicher Akkretionskomplex zu beobachten. In dem Yaquina Gebiet wird zwar in der ganzen Region ein Akkretionskomplex modelliert, dieser weist aber deutliche lokale Variationen in seiner Lage und Struktur auf. Da hier der Nazca Rücken nicht subduzierte (Hampel, 2002) müssen andere Strukturen auf der abtauchenden, ozeanischen Nazca Platte den Kontinentalrand beeinflusst haben.

Entlang des peruanischen Kontinentalrandes können mehrere magnetische Lineationen korreliert werden. Die in etwa parallelen Lineationen 13 bis 18 können von dem südlichen Teil des Untersuchungsgebietes bis zu der Mendaña Störungzone verfolgt werden und zeigen, dass die Konvergenzrate der Nazca Platte zwischen 12°S und 17.5°S sich in den letzten 33 Ma nicht wesentlich geändert hat. Die variabelsten magnetischen Anomalien werden in dem Yaquina Gebiet beobachtet. Südlich der Störungzone reicht die magnetische Lineation 18 bis in das Yaquina Gebiet hinein. In der drei-dimensionalen Modellierung ist die Mendaña Störungzone als das Gebiet erkennbar, in dem die geringste Übereinstimmung zwischen den modellierten und den beobachteten magnetischen Anomalien erreicht wird. In dem Nazca Rücken Gebiet können die erwarteten magnetischen Lineationen 19 und 20 in der drei-dimensionalen Mo-

dellierung nicht reproduziert werden. Die Anomalien verlaufen mit einem Winkel von etwa  $30^\circ$  zu der Orientierung der zu erwartenden Lineationen. Dieses Muster ist wahrscheinlich bei der Bildung des Nazca Rückens am Osterinsel Hotspot entstanden. Der Nazca Rücken formte sich auf der bereits bestehenden Nazca Platte und überprägte die ursprünglichen magnetischen Anomalien. In allen Modellen ist die basaltische Schicht Sheeted Dykes bedeutend schwächer magnetisiert als die oberen Pillow Lavas und die unteren Gabbros. Die Magnetisierung der oberen Sedimentschicht, die sowohl die ozeanische Kruste, als auch den Kontinentalrand bedeckt, ist nicht zu vernachlässigen. Das Verhältnis von remanenter zu induzierter Magnetisierung, d.h. die Königsberg Ratio, ist klein für alle Schichten der ozeanischen Kruste.

Broser, A., Bialas, J., Hampel, A., Kukowski, N.; 2002: Subduction Processes Along the Peruvian Margin From Wide Angle Seismic Data, EGS, XXVII General Assembly, Nice, France

Hampel, A.; 2002: The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation, Earth and Planetary Science Letters 203, pp. 665-679

Hampel, A., Kukowski, N., Bialas, J.; 2002: Effects of the Oblique Subduction of the Nazca Ridge on the Peruvian Convergent Margin: Insights from Bathymetric and Wide-Angle Seismic Data, in: Bialas, J., Kukowski, N., GEOPECO-Arbeitsgruppe, GEOPECO, Zwischenbericht 2001

Hagen, R. A., Moberly, R.; 1994: Tectonic Effects of a Subducting Aseismic Ridge: The Subduction of the Nazca Ridge at the Peru Trench, Marine Geophysical Researches 16, pp. 145-161

Kulm, L. D., Thornburg, T. M., Suess, E., Resig, J., Fryer, P.; 1988: Clastic, diagenetic,

and metamorphic lithologies of a subsiding continental block: central Peru forearc, in: E. Suess, R. von Huene (eds.): Proc. Ocean Drilling Program (ODP), Init. Reports 112, College Station, TX, pp. 91-10

Webseite: <http://www.geophysics.dkrz.de>



**GD18** – Mi., 26.2., 12:40-13:00 Uhr · HS3

Weinrebe, W., Ranero, C. (GEOMAR, Kiel), Masson, D. (SOC, Southampton, UK), Huguen, C., Klaucke, I., Sahling, H. (GEOMAR, Kiel), Hühnerbach, V. (SOC, Southampton, UK), Flüh, E. R., Bohrmann, G. (GEOMAR, Kiel)

### Mehrskalige Kartierung des konvergenten Kontinentalrandes vor Costa Rica - erste Ergebnisse der Fahrt SO163 mit FS SONNE

E-Mail: [wweinrebe@geomar.de](mailto:wweinrebe@geomar.de)

Die Fahrt SO163 war die erste Expedition im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 574 VOLATILE UND FLUIDE IN SUBDUKTIONSZONEN in das Gebiet der Subduktionszone vor der Pazifik-Küste Costa Ricas. Schwerpunkt dieser Fahrt waren umfassende Kartierungen des Untersuchungsgebietes, um eine grundlegende Datenbasis für die weiteren Arbeiten zu schaffen.

Hauptziel der oberflächennahen Kartie-

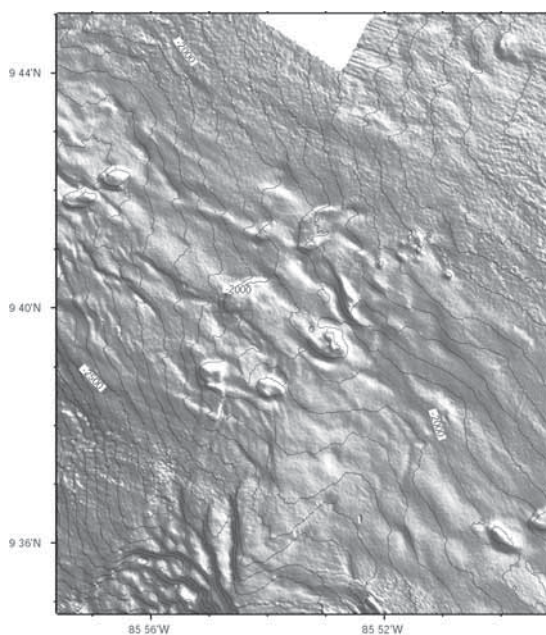


Abbildung 1: Bathymetrische Karte eines Gebietes westlich der Nicoya-Halbinsel mit auffälligen Mounds, aufgenommen mit dem Simrad EM-120 Fächerecholot (12 kHz) von FS SONNE.

rungsarbeiten war die Erfassung von Prozessen, die direkt den Meeresboden beeinflussen und verändern, wie Sediment-Ablagerung, Erosion, Hangrutschungen sowie Manifestationen von Fluid- und Gas-Austritten. Um diese Auswirkungen zu erfassen, wurde ein mehrskaliger Ansatz mit Kartierungssystemen mit unterschiedlicher Auflösung gewählt. Für die Übersichtsvermessung wurde neben der Bathymetrie mit dem schiffseigenen Fächerecholot Simrad EM 120 (Abb. 1) das TOBI-System der beteiligten britischen Kollegen aus Southampton (Abb. 2) eingesetzt. Zusammen mit den Vermessungen, die auf der Fahrt SO-144 im Jahre 1999 mit dem TOBI-System durchgeführt wurden, sind damit wesentliche Bereiche des gesamten Kontinentalrandes vom Nordwesten Costa Ricas vor der Santa Elena Halbinsel bis zum Cocos-Rücken im Südosten mit einer Auflösung im Bereich von einigen Metern erfaßt worden. Zur Erreichung noch höherer Auflösung wurde in vier Schlüsselgebieten das neue Sidescan-Sonar DTS-1 (Abb. 3) vom GEOMAR eingesetzt, mit dem eine Auflösung im Dezimeter-Bereich erreicht werden kann. Zur Verifizierung dieser Aufzeichnungen wurden mit dem tiefgeschleppten Video-Schlitten OFOS an 25 Stellen detaillierte optische/visuelle Beobachtungen durchgeführt sowie an 9 Positionen Proben mit dem TV-Greifer genommen.

Die systematischen Kartierungen zeigen eine Vielzahl kleiner, runder Strukturen von ei-

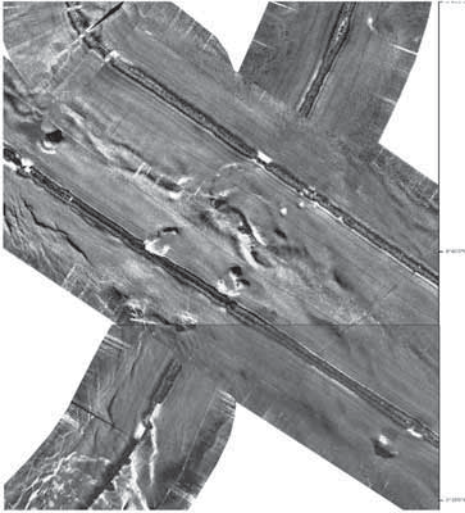


Abbildung 2: Sidescan-Sonar Vermessung vom selben Gebiet wie in Abb. 1, aufgenommen mit dem TOBI System (30 kHz) vom Southampton Oceanography Centre.

nigen hundert Metern Durchmesser, die in der Bathymetrie als Hügel und in den Sidescan-Sonar-Aufnahmen als Gebiete mit höherer Rückstreuung (Abb. 2) erkennbar sind. TV-Schlitten-Einsätze sowie gezielte Beprobungen mit dem TV-Greifer an diesen Mounds erbrachten Karbonate in großer Anzahl und Vielfalt. An mehreren Stellen konnten auch Faunen gefunden werden, die aktives Austreten von Fluiden dokumentieren.

Webseite:

<http://www.geomar.de/projekte/>

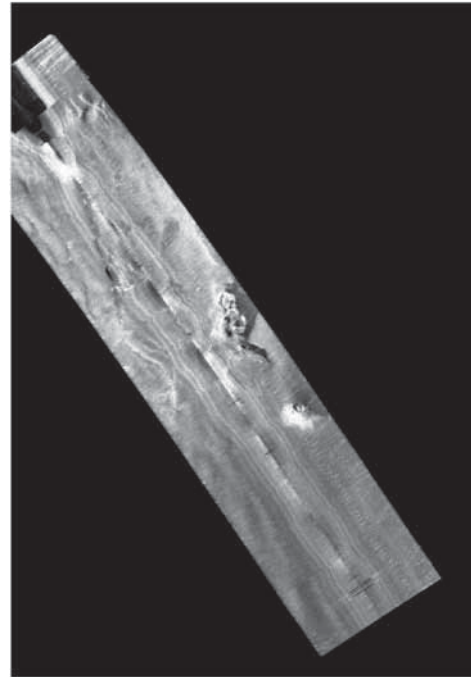


Abbildung 3: Kartierung zweier auffälliger Mounds mit dem GEOMAR DTS-1 Sidescan Sonar (75 kHz).

**GD19** – Mi., 26.2., 15:00-15:20 Uhr · HS3

*Ismail-Zadeh, A. (Geophysikalisches Institut, Universität Karlsruhe), Martin, M., Demetrescu, C., Müller, B., Wenzel, F. (Geophysikalisches Institut, Universität Karlsruhe)*

### **Three-Dimensional Modelling of Temperature and Tectonic Stress Beneath the SE-Carpathians**

E-Mail: [wweinrebe@geomar.de](mailto:wweinrebe@geomar.de)

Repeated large intermediate-depth earthquakes in the SE-Carpathians (Vrancea) attract the attention of geoscientists to the region. Recent seismic tomographic studies revealed a high-velocity body in a nearly vertical position. The body is interpreted as a lithospheric slab descending into the mantle, and Vrancea seismicity is associated with the slab. To understand processes of tectonic stress generation and its release in earthquakes, we analyse 3D numerical models of crust-mantle flow and thermal viscous stress induced by the sinking slab. Temperature is one of the physical key parameters controlling mantle dynamics, because density and viscosity are temperature dependent. Using recent experimental data on elastic parameters and anelasticity, we obtain a model of temperature at 50 to 350 km depth beneath the SE-Carpathians from the seismic tomography model of P-wave velocity anomalies. Temperature in the crust and uppermost mantle is estimated on the basis of heat flow data. The model temperature predicts (i) a hot region at depth of about 50 km to the northwest of the Vrancea region, (ii) a cold mantle volume associated with the descending Vrancea slab and (iii) relatively hot mantle regions surrounding the slab at greater depths. Derived from the temperature model density and viscosity models are used in numerical models. Vertical crustal movements predicted by the models are consistent with GPS observations. A downward mantle flow is associated with the lithospheric slab. Mo-

delled tectonic stress shows that the maximum horizontal compression beneath the Vrancea region coincides with the stress regime defined from fault-plane solutions for intermediate-depth earthquakes. The stress reaches its maximum at depths of 70 to 110 km and 130 to 180 km and decays below being in good agreement with the observed seismicity.

GD21 – Mi., 26.2., 15:40-16:00 Uhr · HS3

Flury, J. (TU München)

### Die ESA-Schwerefeldmission GOCE: Status der Entwicklung und Vorbereitung der wissenschaftlichen Nutzung

E-Mail: flury@bv.tum.de

Die ESA-Satellitenmission GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) soll im Jahr 2006 gestartet werden und in einer Missionsdauer von 20 Monaten ein globales, hochgenaues und hochauflösendes Schwerfeld der Erde bestimmen. GOCE ist die erste Schwerfeldsatellitenmission, bei welcher ein 3-Achs-Schweregradiometer eingesetzt wird. Die Schwerfeldbestimmung aus Schweregradienten wird durch kontinuierliche genaue Bahndaten aus GPS-Satellite-to-Satellite-Tracking unterstützt. Eine wesentliche Komponente der Mission ist die aufwendige Drag-Free-Steuerung durch mehrere kontinuierlich arbeitende Thruster-Systeme, durch welche in der gewählten Messbandbreite ein perfekter freier Fall des Satelliten simuliert wird.

Die Bauphase für GOCE hat bereits begonnen, sowohl für die Thruster-Systeme als auch für die Akzelerometer, welche das Gradiometer bilden. Diese sind Weiterentwicklungen der bei den bereits fliegenden Missionen CHAMP und GRACE eingesetzten STAR-Akzelerometer, mit gesteigerten Anforderun-

gen an Empfindlichkeit und Robustheit. Der aktuelle Status der Entwicklung soll im Vortrag geschildert werden.

Das GOCE-Gradiometer wird die drei Diagonal- und eine Nichtdiagonalkomponente des Gradienten-Tensors mit sehr hoher Genauigkeit messen ( $4 \text{ mE}/\sqrt{\text{Hz}}$ ). Daraus wird ein Schwerfeldmodell als sphärisch-harmonischer Koeffizientensatz bis zum Entwicklungsgrad 250 oder 300 berechnet, aus welchem dann Geoidhöhen und Schwereanomalien abgeleitet werden. Die räumliche Auflösung des Modells wird bei ca. 70 km liegen.

Die Nutzung des GOCE-Schwerefeldes im Bereich der festen Erde gehört zu den Hauptzielen der Mission, neben der Bestimmung der absoluten Ozeanzirkulation, der Ableitung klimarelevanter Kenndaten für den Massen- und Wärmehaushalt der Meere sowie der geodä-

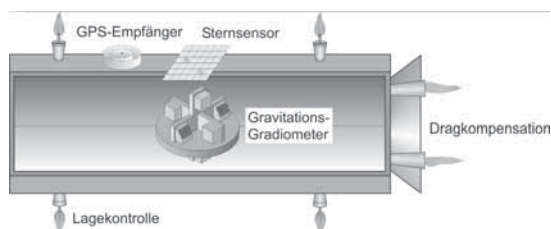


Abbildung 1: Der GOCE-Satellit: die wichtigsten Systemkomponenten

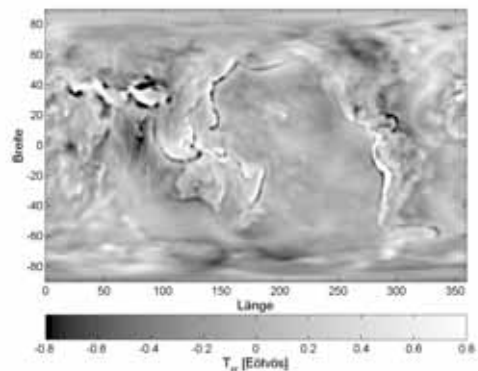


Abbildung 2: 2. radiale Ableitung des Schwere-Störpotentials  $T$  in der Flughöhe von GOCE (250 km)

tischen Nutzung. Für den Bereich der festen Erde werden sich Anwendungsmöglichkeiten auf den folgenden Gebieten ergeben:

- Bestimmung von Viskositätsprofilen für den Erdmantel aus dem langwelligen Geoid über die inverse Modellierung der Mantelkonvektion,
- Identifikation von Signalen von Mantelplumes im Schwerfeld,
- Dichtebestimmung für Slab-Modelle durch gemeinsame Inversion von seismischen Daten und Schwerfeldgrößen,
- Bestimmung der Lithosphären- und Krustenstruktur, soweit erforderlich in Kombination mit terrestrischen Schwerfelddaten.

Für diese Ansätze sollen Studien zur Fortpflanzung der zu erwartenden GOCE-Fehlermodelle angeregt werden.

Mit dem Geoid aus GOCE und der darauf aufbauenden geodätischen Geoidmodellierung wird eine wesentlich genauere Referenz für nationale und kontinentale Höhensysteme zur Verfügung stehen. Dies wird Fortschritte bei der Modellierung aller mit dem Meeresspiegel und dessen Variation verknüpften Prozesse ermöglichen, z.B. für den glazialen isostatischen Ausgleich, für den Eismassenhaushalt der Polargebiete sowie für tektonische Vertikalbewegungen.

Das GOCE-Projektbüro Deutschland an der Technischen Universität München bemüht sich um die Koordination der Aktivitäten zur GOCE-Schwerfeldanalyse und um die Förderung des Interesses an der wissenschaftlichen Nutzung in Deutschland.

Webseite: <http://www.goce-projektbuero.de>

**GD**

**Geodynamische Modellierung**

---

**GDP01**

*Hagedoorn, J.M., Martinec, Z., Wolf, D. (GeoForschungsZentrum Potsdam)*

**A NEW TIME-DOMAIN METHOD OF IMPLEMENTING THE SEA-LEVEL EQUATION IN GLACIAL-ISOSTATIC ADJUSTMENT**

E-Mail: flury@bv.tum.de

The sea-level equation (SLE) describes the redistribution of glacial melt water in the oceans. Its implementation is complicated in conjunction with the Laplace-transform method conventionally used to model glacial-isostatic adjustment (GIA). The recently developed spectral-finite element method (Martinec, 2000) solves the field equations governing GIA in the time domain and, thus, eliminates the need of applying the Laplace-transform method. Moreover, the spectral finite-element approach allows us to solve the SLE when modelling GIA for a 3-D viscosity model. The present test is restricted to a radially symmetric, self-gravitating, incompressible earth model consisting of a fluid core, a Maxwell-viscoelastic lower and upper mantle, and an elastic lithosphere.

The Pleistocene deglaciation is simulated using the global ice model ICE-3G (Tushingham and Peltier, 1990). To study the sensitivity of the GIA predictions, we consider three ocean models, i.e. approximations to the complete solution of the SLE. Our test confirms the importance of allowing for geoid undulations and for moving coastlines when calculating the redistribution of glacial melt water in GIA. Finally, we compare our predictions with different types of observational constraint from Canada and Fennoscandia.

- Tushingham, A.M., Peltier, W.R., 1990. ICE-3G: a new global model of late Pleistocene deglaciation based upon geophysical predictions of post-glacial relative sea level change. *J. Geophys. Res.*, 96, 4497-4523.
- Martinec, Z., 2000. Spectral-finite element approach to three-dimensional viscoelastic relaxation in a spherical earth. *Geophys. J. Int.*, 142, 117-141.

**GDP02**

*Martinec, Z., Wolf, D. (GeoForschungsZentrum Potsdam)*

**INVERTING THE FENNOSCANDIAN RELAXATION-TIME SPECTRUM IN TERMS OF A 2-D VISCOSITY DISTRIBUTION WITH CRATONIC LITHOSPHERE**

E-Mail: flury@bv.tum.de

The Fennoscandian relaxation-time spectrum (RTS), recently revised by Wiczerkowski et al. (1999), is a standard data set used in studies of glacial-isostatic adjustment (GIA). We interpret this observational data set in terms of a 2-D viscosity distribution with a thick cratonic lithosphere below the former Fennoscandian ice sheet and a much thinner lithosphere underlain by an asthenosphere in the peripheral regions. The forward modelling of GIA is implemented in the time domain using the spectral-finite element approach developed by Martinec (2000). The computed vertical displacement for individual spherical harmonics is fitted by a single exponential function and the relaxation time is determined. The synthetic RTS for degrees 10 to 40 is then compared with the observational RTS and the acceptability of the underlying earth model is evaluated. The free parameters for the inverse modelling of GIA are either the cratonic-lithosphere thickness and the upper-mantle viscosity or the peripheral-lithosphere thickness and the asthenosphere viscosity. We show that a 2-D viscosity distribution with a cratonic lithosphere of 200-km thickness satisfies the observational RTS as well as a conventional 1-D viscosity distribution with a 95-km thick lithosphere.

Wolf, D., 1999. A revised relaxation-time spectrum for Fennoscandia. *Geophys. J. Int.*, 139, 69-86.

- Martinec, Z., 2000. Spectral-finite element approach to three-dimensional viscoelastic relaxation in a spherical earth. *Geophys. J. Int.*, 142, 117-141.
- Wiczerkowski, K., Mitrovica, J.X.,



**GDP03**

*Kesten, D., Stiller, M., Ryberg, T., Schulze, A. (GeoForschungsZentrum Potsdam), Bartov, Y. (National Ministry of Infrastructure, Jerusalem), Garfunkel, Z. (Hebrew University, Jerusalem), DESERT Group*

**From Above and Below - Complementary Information on Crustal Structures Related to the Dead Sea Transform from Remote Sensing and Seismic Reflection Observations within the Project DESERT 2000**

E-Mail: dagmar@gfz-potsdam.de

Within the project DESERT 2000, a multinational project by German, Israeli, Jordanian and Palestinian geoscientists, various geophysical experiments have been carried out to study the geological structures, geophysical properties and mechanisms of the Dead Sea Transform Fault System (DST). This continental transform fault is the plate boundary between the Sinai microplate to the W and the Arabian plate to the E and links the zone of oceanic spreading in the Red Sea with the Taurus-Zagros collision zone. The cumulative left-lateral displacement along the N-S striking DST during the last 18 Ma is more than 100 km with some minor transverse (W-E) extension having occurred along normal faults.

Results from the near-vertical incidence seismic reflection (NVR) transect of 100 km length across the Dead Sea Transform will be presented in combination with structural observations based on ASTER satellite images of the area. Stress will be put on the shallow (near-surface) crustal structures as recognised both on satellite images and in the depth-migrated seismic CDP section. The NVR experiment, that was carried out between Sede Boqer/Israel in the NW and Ma'an/Jordan in the SE, crossed the DST in the Arava Valley. Here, between Red Sea and Dead Sea, the DST is also called Arava Fault. The NVR line aimed to image the crust down to the Moho and was closely related to a wide-angle as well

as a small-scale seismic array study.

A steady increase of the crust/mantle boundary from around 30 km depth in the NW to 40 km in the SE can be observed as well as strong lower crustal reflections beneath the Jordanian highlands, that might either be caused by underplated material or deformation due to lower crustal flow. The deep continuation of the main transform fault (Arava Fault), that is clearly recognised on satellite images as rather straight line between Red Sea and Dead Sea, cannot unambiguously be delineated in the CDP section. This is mainly due to rather diffuse seismic reflections in the vicinity of the fault and missing contrasts in crustal reflections west and east to the fault. However, offsets of sedimentary reflections, which are seen in the seismic section especially farther west of the Arava Fault, show several other faults with varying displacements. Regarding surface geological data the displacements along most of the faults in the Arava Valley show both a dip-slip and a left-lateral strike-slip component. There are some faults which can clearly be identified in the seismic section but which have no surface expression. It is inferred that these faults have not been active recently and the question is put whether extension orthogonal to the DST was greater in the past than it is today.

**GDP04**

*Maercklin, N., Haberland, C., Rumpker, G., Ryberg, T., Schulze, A., Weber, M. (GeoForschungsZentrum, Potsdam, Germany), Agnon, A. (Hebrew University, Jerusalem, Israel), El-Kelani, R. (An-Najah University, Nablus, Palestine Territories), Qabbani, I. (Natural Resources Authority, Amman, Jordan), Scherbaum, F. (University of Potsdam, Germany), DESERT Group*

**Shallow structure of the Arava Fault, Dead Sea Transform, from seismic investigations**

E-Mail: [nils@gfz-potsdam.de](mailto:nils@gfz-potsdam.de)

Within the DESERT project, the structure of crust and upper mantle in the southern part of the Dead Sea Transform (DST) was studied by a series of geophysical experiments. This transform, stretching from the Red Sea to the Tauros-Zagros collision zone, is one of the world's major active continental shear zones, exhibiting a total slip of about 100 km within the last 20 Myr. In the southern part, the Arava fault (AF) is considered to be the main fault strand. Latest seismic investigation was a small-scale high-resolution experiment (receiver distance: 5 m, source distance: 20 m) which provided detailed P wave velocity models (first-break tomography) and reflection images of the shallow subsurface structure (< 1000 m) along eight 1 km long profiles crossing the AF at a 10 km long segment. These images directly complement previous studies at larger scale and the analysis of explosion generated guided waves in the same area.

We observe a strong cross-fault velocity contrast at depths greater than 1 km, with higher velocities east and lower velocities west of the fault (which we relate to the sedimentary basin fill). In the uppermost layers (< 100 m) the velocity images appear in part patchy, on some profiles the AF seems to distinguish domains with different velocities. Even in the high-resolution tomographic pictures we see no indication for a fault-zone related low-velocity zone, but CMP stacks show cross-fault changes in the reflectivity pattern.

The observations of guided waves suggest that at some segments the fault shows a very narrow sub-vertical low-velocity layer (< 20 m wide).

Our results suggest that the AF is characterized by the juxtaposition of different blocks separated by a very narrow damage zone. This can be explained by the fact that the total slip within the DST system is/was distributed in space and time over several fault strands, resulting in a reduced slip on the currently active strand of the AF. Furthermore, the shallow velocity structure probably reflects the interaction of movement along the fault and the deposition of sediments.

Web page: <http://www.gfz-potsdam.de/pb2/pb22/projects/deadsea/ds-home.html>

**GDP05**

Kopp, H., Flueh, E. R., Klaeschen, D. (Kiel, Geomar), Comte, D. (Santiago, Universidad de Chile), Gaedicke, C. (Hannover, BGR)

**Krustenstruktur des zentralen chilenischen Kontinentrandes**

E-Mail: hkopp@geomar.de

Der zentrale chilenische Kontinentrand ist durch die Subduktion der ozeanischen Nazca-Platte, deren Entstehungsalter im Eozän liegt, unter den südamerikanischen Kontinent geprägt. Die Subduktionszone weist einen hohen Grad an Segmentierung auf. Mehrere Bereiche entlang der südamerikanischen Plattengrenze sind durch eine flache Subduktion gekennzeichnet, so z.B. unter Nord- und Zentral-Peru als auch unter Zentralchile. Nördlich und südlich dieser sogenannten 'Flat Slab' Segmente taucht die ozeanische Platte in einem steileren Winkel ab und führt hier zu aktivem Vulkanismus auf der Oberplatte, der entlang der 'Flat Slab' Segmente vermindert ist. Die Ursache für das flachere Abtauchen der Unterplatte ist weiterhin ungeklärt. Da

die Segmentübergänge häufig mit der aktiven Subduktion bathymetrischer Erhebungen wie z.B. aseismischer Rücken oder Seamounts auf der ozeanischen Platte korrelieren, wird hier ein Zusammenhang zwischen dem erhöhten Auftrieb einer verdickten ozeanischen Kruste und der flacheren Subduktion vermutet. Der Küstenbereich vor Valparaiso war Ziel der SONNE-Fahrt SO161 im Dezember 2001. Dieses Gebiet ist durch einen Wechsel in der Materialzufuhr geprägt. Der laterale Materialtransport im Tiefseegraben wird nach Norden durch die aktive Subduktion des aseismischen Juan Fernandez Rückens blockiert, so dass der südliche Bereich des Untersuchungsgebietes einen insgesamt breiteren und durch die Sedimentfüllung flacheren Tiefseegraben aufweist als das Gebiet im Norden. Die geophysikalischen Untersuchungen der Subduktionszone und der angrenzenden ozeanischen Platte wurden durch seismische Registrierungen an Land komplementiert und beinhalteten neben der aktiven refraktionsseismischen Datenakquisition auch die Kartierung der Meeresbodenbathymetrie. Die aktiven refraktionsseismischen Profile wurden entlang

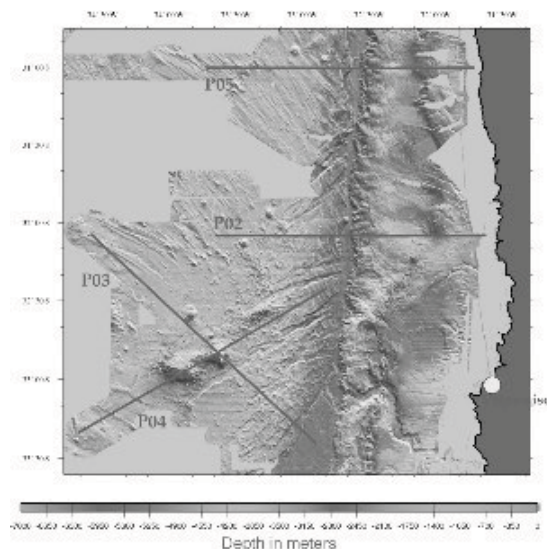


Abbildung 1: Lokationskarte des Untersuchungsgebietes.

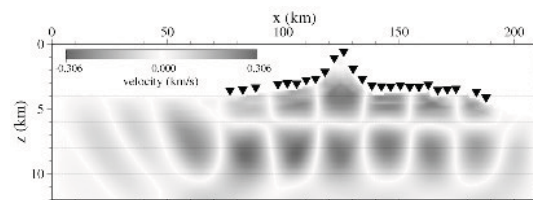


Abbildung 2: 'Checkerboard'-Test des Profils über den O'Higgins Seamount.

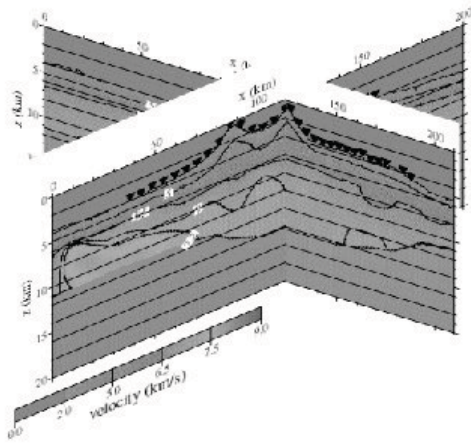


Abbildung 3: Geschwindigkeits-Tiefenmodell der O'Higgins Seamount Gruppe.

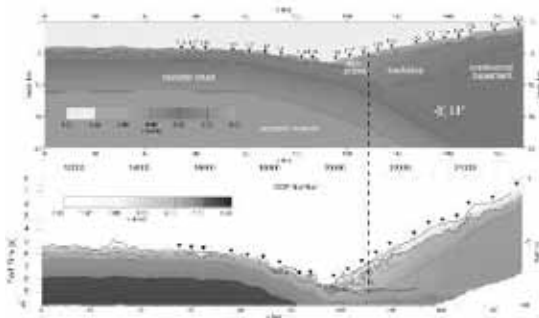


Abbildung 4: Krustenstruktur der Subduktionszone entlang P05. Profillokation vgl. Abb.1.

zweier Linien quer zur Subduktionszone bei  $31^{\circ}\text{S}$  und  $32^{\circ}\text{S}$  ausgelegt, um eine Anbindung an frühere Untersuchungen im Rahmen der SONNE Fahrt SO103 (CONDOR) weiter südlich und die Erweiterung des Untersuchungsgebietes nach Norden zu gewährleisten. Zusätzlich wurden zwei weitere Profile über die O'Higgins Seamount Gruppe, die den östlichsten Teil des Juan Fernandez Rückens bildet, senkrecht zueinander ausgebracht (Abb. 1). Diese Profile wurden für eine tomographische Untersuchung der Krus-

tenstruktur unter der Seamount Gruppe und der benachbarten ozeanischen Kruste herangezogen. Die Auflösung der tomographischen Modelle wurde anhand eines 'Checkerboard'-Tests untersucht (Abb. 2), für den synthetische Daten mit einer dem realen Experiment entsprechenden Geometrie und gepickten Phasen generiert wurden. Unterhalb der Instrumentlokationen ist die Auflösung bis in die Bereiche der Unterkruste von hoher Qualität. Das resultierende Geschwindigkeits-Tiefenmodell wird in einer quasi 3D-Darstellung präsentiert (Abb. 3). Eine verdickte Unterkruste ist lokal auf den Bereich unterhalb der Vulkangruppe konzentriert. Des Weiteren wurden verminderte Geschwindigkeiten nahe des Tiefseegrabens festgestellt, die hier evtl. mit den stark ausgeprägten Verwerfungen verbunden sind. Dieses Phänomen wird mithilfe einer Manteltomographie weiter untersucht. Die Krustenstruktur der Subduktionszone entlang von P05 ist in Abb. 4 dargestellt. Im oberen Teil der Abbildung ist das Geschwindigkeits-Tiefenmodell dargestellt, das im unteren Teil in eine Zeitsektion transformiert ist und mit der Linienzeichnung der Reflexionslinie verglichen wird. Die 7 km mächtige ozeanische Kruste wird mit einem Abtauchwinkel von  $11^{\circ}$  unter die Oberplatte subduziert, die ein etwa 15 km frontales Akkretionsprisma hoher Reflektivität aufweist. Der landwärtig gelegene Backstop weist höhere seismische Geschwindigkeiten auf, die eine erhöhte Scherfestigkeit charakterisieren.

Webseite:

<http://www.geomar.de/projekte/spoc>

**GDP06**

*Enns, A., Schmeling, H. (Frankfurt am Main)*

**Trench rollback effect**

E-Mail: enns@geophysik.uni-frankfurt.de

Bei manchen Subduktionszonen wie z.B. die Subduktionszone im Mittelmeerraum oder bei Tonga wird der sogenannte „trench rollback effect“ beobachtet. Mit Hilfe der numerischen Modellierung der Subduktion werden der Mechanismus und die Faktoren untersucht, die einen Einfluß auf die Entwicklung von „trench rollback“ haben können. Zu solchen Faktoren gehört z.B. die Viskosität der abtauchenden Platte. In einfachen isothermalen Modellen, die eine subduzierende und keine überschiebende Platte enthalten, wird die Entwicklung der charakteristischen Größen wie Abtauchwinkel, Abtauchgeschwindigkeit und die Geschwindigkeit von „trench retreat“ in Abhängigkeit von der Viskosität, Dichte und der Dicke der subduzierenden Platte untersucht. Die Modelle sind rein viskos, Platten werden als viskoplastische Körper mit tiefenabhängiger Plastizitätsgrenze modelliert. Die Modelle werden in 2D mit FDCON gerechnet. Die ersten Ergebnisse zeigen, dass für die Platte, die an einem Rand der Modellbox fixiert ist, der Abtauchwinkel beinahe linear mit der Zeit zunimmt. Für eine nicht fixierte Platte wird kein „trench retreat“ beobachtet.

**GDP07***Ruedas, T., Kreutzmann, A., Schmeling, H., Junge, A. (Frankfurt/M.), Marquart, G. (Utrecht)***Melting and Dynamics of a Ridge-Centered Plume and the Effect on Geophysical Observables with Application to Iceland**E-Mail: [ruedas@geophysik.uni-frankfurt.de](mailto:ruedas@geophysik.uni-frankfurt.de)

A series of combined numerical mantle convection and melt segregation experiments was conducted together with the application of theoretical relations between  $v_S$ ,  $T$  and porosity and magnetotelluric modelling to investigate the influence of different excess temperatures and amounts of retained melt on observables like crustal thickness, seismic velocities and electrical conductivities for the case of a ridge-centered plume in the upper mantle. The results are compared to the present situation of Iceland, where a considerable amount of data has been collected over the years by several groups.

The point of reference is a model with a plume with a radius of 125 km and a temperature anomaly of 250 K at the model bottom; a maximum of 1 % melt is retained in the mantle, i.e., all melt in excess of this is extracted instantaneously from the model and brought to the surface, where it forms the crust and moves along with the drifting plate. Starting from this reference plume, we explore the parameter space in two directions: one series considers the effect of anomalies weaker resp. stronger by 100 K, the other probes the effect of a change of the melt extraction threshold from 1 to 0.1, 3, and 100 %, respectively.

The models result in a wide range of maximum crustal thicknesses for the plume, from 33 km ( $\Delta T = 250$  K,  $\varphi_{\text{ex}} = 0.03$ ) to 146 km ( $\Delta T = 350$  K,  $\varphi_{\text{ex}} = 0.01$ ). Judging from the crustal thickness, the most reasonable models are those closely resembling the reference plume ( $h_{\text{max}} = 58$  km); additional models in-

dicating that the Iceland plume might as well be a bit cooler than our reference, allowing for a lower extraction threshold.

A conversion of  $T$  and melt content to seismic velocities was performed to compare these models with field data, e.g. from seismic tomography (ICEMELT, HOTSPOT); the depth range considered was limited to ca. 350 km, and anomalies were taken with respect to a lithosphere and mantle of 20 Ma age. While the temperature effect alone as expressed in the deeper parts of the plume stem causes only a  $v_S$  reduction by 1–3 %, the combined effect of temperature and melt in the melting region is quite strong, e.g. reaching –10 % in the shallowest part of the reference plume; the contribution of the plume is about a quarter. Another remarkable feature of the  $v_S$  anomalies of the models with hotter plumes and low extraction thresholds is the presence of a second velocity minimum just above the solidus depth.

The temperature and melt distributions were also converted into electrical conductivities which are the input for the 3-D magnetotelluric (MT) modelling. The conductivities depend on both excess temperature and melt threshold, whereby the influence of the melt is stronger. Based on the computed magnetic and electric fields the MT transfer functions (apparent resistivities and phases) were calculated. Depending on the input parameters, melt and temperature, these transfer functions are affected by the plume. The larger the amount of melt and the larger the melt region,

the more distinctive are these influences.

*Web page:* <http://www.geophysik.uni-frankfurt.de/geodyn/island/publications/ru-etal02a.html>

**GG**

**Geodäsie und Gravimetrie**

---



**GGP01***Götze, H.-J., Schmidt, S. (FU Berlin)***Krümmungsattribute für die Interpretation von Potenzialfeldern**E-Mail: [hajo@geophysik.fu-berlin.de](mailto:hajo@geophysik.fu-berlin.de)

Bei der Prä-Interpretation von Potenzialfeldern werden Verfahren der Glättung, Eckenerkennung (edge detection) und/oder Schattierungen (Gradientenverfahren) verwendet und danach visualisiert. Sie ergeben wichtige Hinweise für eine spätere numerische Interpretation mit Hilfe der Vorwärtsmodellierung oder Inversion. Wir stellen hier zusätzliche Möglichkeiten für das Datenprocessing vor, die auf der Auswertung von Krümmungseigenschaften von Feldern beruhen und auf einem orthogonalen Gitter vorliegen (X,Y, Funktionswert). Es kann gezeigt werden, dass die Krümmung umgekehrt proportional zum Krümmungsradius (R) einer Kugel ist, die in einem bestimmten Punkt der Fläche sich an diese anschmiegt. Eine weitere Definition der Krümmung von Kurven und Flächen im 3-dimensionalen Raum kann mit Hilfe der 2. Ableitungen gegeben werden. Die Krümmung ist "positiv" im Maximum einer Fläche (Antikline) und "negativ" im Minimum (Syncline). Mit Hilfe der "Normalkrümmungen" einer Fläche wird gezeigt, wie minimale und maximale Krümmung, der "shape-index", die Krümmung im Streichen (strike curvature) und "Dip-curvature" zur Berechnung von Attributen der Felder verwendet werden können und wie sie zu einer qualitativen Interpretation verwendet werden. Die interaktive Berechnung mit anschließender Visualisierung wird mit einem Java-Programm durchgeführt. Wir zeigen Bearbeitungen von Bouguer- und Restfeldern aus den Anden, dem nahen Osten (Arava Fault System) und dem norddeutschen Becken. Sehr befriedigende Ergebnisse

werden mit der "dip-curvature" erzielt, deren Maximalwerte sehr gut mit den Rändern von Körpern mit unterschiedlicher Dichte- oder Suszeptibilität korrelieren. Der "shape-index" gibt Hinweise auf die "Gestalt" der Anomalie: kompakte wie langgestreckte Formen werden unterschieden, ebenso wie konkave und konvexe Strukturen.

**GGP02**

*Stadtler, C., Casten, U. (Bochum), Thomsen, S. (Tondern)*

**Anwendung der „maximum curvature“ Methode auf Schweredaten zur Lokalisierung und Kartierung quartärer Rinnen in Südjütland (Dänemark)**

E-Mail: [chriiss@angewandte-geophysik.ruhr-uni-bochum.de](mailto:chriiss@angewandte-geophysik.ruhr-uni-bochum.de)

Quartäre Rinnen sind durch subglaziale Prozesse entstanden und können bis zu 500 m tief in die unterlagernden Schichten eingeschnitten sein. Die Rinnen sind mit glazialen Sanden und Mergeln verfüllt und spielen bei der Grundwasserversorgung eine wichtige Rolle. Je nach Art der Verfüllung können sie ergiebige Grundwasserspeicher sein, eine Verbindung zu tiefer liegenden Wasserleitern herstellen und somit einen hydraulischen Durchlass von Schadstoffen ermöglichen oder als Grundwassernichtleiter eine hydrogeologische Barriere in wasserführenden Schichten darstellen.

Die Rinnen verursachen Anomalien im Schwerfeld, wenn zwischen dem eingelagerten Material und der Umgebung ein Dichtekontrast besteht. Je nach Vorzeichen des Dichtekontrasts kann die Anomalie positiv oder negativ sein. Erfahrungen haben gezeigt, dass in Südjütland die Verfüllung häufig eine größere Dichte als die Umgebung hat und somit eine positive Anomalie hervorgerufen wird. Die Schwereanomalien haben Amplituden von nur wenigen hundert  $\mu Gal$  und Wellenlängen von mehreren hundert Metern. Sie können durch gravimetrische Untersuchungen lokalisiert werden, indem Dichtemodelle des Untergrundes, unterstützt durch geometrische Informationen aus Reflexionsseismik und Bohrungen, erstellt werden. Die Vorwärtsmodellierung wird an einem Schwereprofil bei Tinglev verdeutlicht, das im Rahmen des dänisch-deutschen INTERREG II Projektes vermessen wurde. Durch die Untersuchun-

gen konnte eine Rinne gefunden werden, die etwa 1 km breit und in einer Tiefe zwischen 40 und 100 m liegt.

Das regionale Schwerfeld von Südjütland wird von großräumige Anomalien mit starken Amplituden zwischen -18 und +36 mGal dominiert; hochfrequente Anomalien von geologischen Strukturen wie quartäre Rinnen werden überlagert. Bevor das gemessene Schwerfeld für eine Modellierung verwendet werden kann, muss eine Feldertrennung durchgeführt werden. So werden hochfrequente Signale im Schwerfeld hervorgehoben und sichtbar. Für die Durchführung der Feldertrennung gibt es verschiedene Möglichkeiten, u.a. die Berechnung der vertikalen und horizontalen Ableitungen des Schwerfeldes.

Das Poster befasst sich mit einer weiteren Möglichkeit. Das Schwerfeld kann als eine Fläche mit Krümmungseigenschaften betrachtet werden, die sich berechnen lassen. Erstmals wurde die „maximum curvature“, also die größte absolute Krümmung, des Schwerfeldes berechnet, um Signale von quartären Rinnen hervorzuheben. Die „maximum curvature“ des Schwerfeldes einer Rinne, die mit Material größerer Dichte als die Umgebung verfüllt ist, ist gekennzeichnet durch negative Krümmungen an den Flanken und positiven Krümmungen oberhalb der Rinne. Die negativen Krümmungen in der Karte der „maximum curvature“ des Bouguer Schwerfeldes bei Bredebro (Abb. b) folgen genau dem Verlauf der Flanken der skizzierten quartären Rinne (schwarze Linien), oberhalb der Rinne

sind die Krümmungen positiv. Darüber hinaus lassen sich in der Karte der „maximum curvature“ des regionalen Schwerfeldes für den gesamten Bereich von Südjutland zahlrei-

che Korrelationen mit weiteren geologischen Strukturen, wie z.B. Störungen und Grabensystemen, finden.

Die Anwendung der „maximum curvature“ Methode auf das Schwerfeld bietet somit eine vielversprechende Möglichkeit, den Verlauf und die Ausdehnung quartärer Rinnen und weiterer geologischer Strukturen mit Hilfe des charakteristischen Krümmungsfeldes zu lokalisieren und zu kartieren.

Webseite: <http://www.angewandte-geophysik.ruhr-uni-bochum.de>

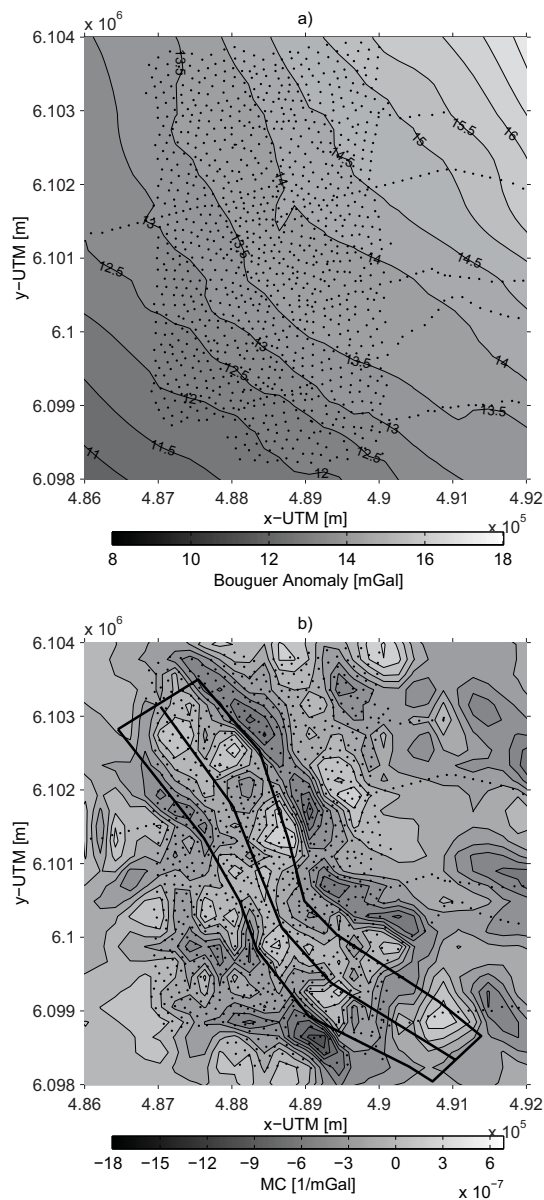


Abbildung 1: a) Bouguer Schwerfeld bei Bredebro mit Verteilung der Schwerestationen. b) Maximum curvature des Bouguer Schwerfeldes mit Verlauf und Ausdehnung (schwarze Linien) einer bekannten quartären Rinne.

**GGP03**

*Wienecke, S., Götze, H.-J. (Freie Universität Berlin)*

**Untersuchungen zur flexurellen Rigidität - Beispiele aus den Anden**

E-Mail: susann@geophysik.fu-berlin.de

Der Posterbeitrag ist im Rahmen der Arbeiten des SFB 267 „Deformationsprozesse in den Anden“ entstanden. Das Poster beschäftigt sich mit Untersuchungen zur Isostasie und flexurellen Rigidität im Bereich der zentralen Anden. Die Ergebnisse aus dreidimensionalen Dichte-Modellierungen liefern die Basis für eine umfassende Analyse des Deformationsverhaltens der Lithosphäre in den südlichen patagonischen Anden und im Bereich der Zentralanden. Die Kenntnis der elastischen Parameter, wie das Elastizitätsmodul  $E$ , das Poissonverhältnis  $\nu$  und die Biegesteifigkeit  $D$ , bildet einen wichtigen Anhaltspunkt, um Aussagen über die Prozesse der Gebirgsbildung treffen zu können, und um weitere strukturelle Informationen (z.B. tektonische Provinzen) zu gewinnen, die sich nicht allein aus der Dichteverteilung ableiten lassen. Einer der wichtigsten Parameter, welcher die mechanische Festigkeit der Lithosphäre kontrolliert, ist die Biegesteifigkeit  $D$ , die in der Geologie oftmals durch die elastische Dicke  $T_e$  ausgedrückt wird. Die genaue physikalische Bedeutung und Aussagekraft bleibt oftmals unklar und muss durch die methodischen Untersuchungen kalibriert werden. Die Modelle basieren zunächst darauf, eine analytische elastische Lösung für das Deformationsproblem zu finden. Anhand der analytischen Lösungen des dreidimensionalen Flexur-Modells mittels einer Approximation von Hertz wird die Signifikanz der verschiedenen Inputparameter wie z.B. die Krusten- und Manteldichte untersucht. Des Weiteren wurden einfache Grundmodelle entwickelt, um das mechani-

sche Verhalten der Lithosphäre in den Südlichen und Zentralen Anden physikalisch konsistent und einheitlich interpretieren zu können. Zur Überprüfung der Ergebnisse wurden aus den Flexur-Modellen Regionalfelder berechnet und mit den gemessenen Schwerewerten verglichen.

**GGP04**

*Heyde, I., Schreckenberger, B. (BGR Hannover), Schmidt, S., Götze, H.-J. (FU Berlin)*

**Schweremessungen an der Subduktionszone vor Zentralchile**

E-Mail: susann@geophysik.fu-berlin.de

Während der SONNE Fahrt SO-161 (SPOC) im Herbst 2001 wurden auf Leg 2 bis 4 marine Schweremessungen mit dem Seegravimetersystem KSS31M der BGR durchgeführt. Die mittlere Messgenauigkeit beträgt etwa 1 mGal. Verfügbare seegravimetrische Fremddaten wurden wegen ihrer erheblich geringeren Genauigkeit bei der Erstellung der Schwerekarte (Fig. 1) nicht verwendet.

Die Anomalien der Freiluftschwere zeichnen die Bathymetrie des Messgebietes nach. Im Westen verursacht die ozeanische Kruste der abtauchenden Nazca Platte positive Schwereanomalien von im Mittel etwa 10 bis 20 mGal bei Wassertiefen von etwa 4000 m. Im Bereich des Chilegrabens sinken die Werte bei Wassertiefen von 6500 m auf bis zu -150 mGal ab. Landwärts im Bereich des Akkretionskeils und des Überganges zur kontinentalen Kruste steigen die Anomalien mit abnehmender Wassertiefe stark an. Diese breite Zone ist charakterisiert durch sich abwechselnde positive and negative Anomalien variierender Amplitude. Diese können zum einen durch die Morphologie des Kontinentalhanges und zum anderen durch eine nicht einheitliche Dichteverteilung in der oberen Kruste begründet sein. Inwieweit Dichtestrukturen verantwortlich sind, die zu bereits erodierten Teilen einer alten Forearc Region gehören, soll geklärt werden.

Die Profile im Norden und Süden des SPOC Gebietes liegen recht weit auseinander. Im Gebiet A jedoch bilden die vermessenen Profile ein recht regelmässiges und engmaschi-

ges Netz meist E-W streichender Profillinien. Für dieses Gebiet wird ein dreidimensionales Dichtemodell mit Hilfe des Programmpaketes IGMAS erstellt (Schmidt and Götze, 1998). IGMAS ermöglicht die interaktive Interpretation von Potentialfelddaten (Gravimetrie und Magnetik) mittels Vorwärtsmodellierung. Bereiche in denen keine Schwere Daten vorliegen wurden mit aus der Satellitenaltimetrie gewonnenen Schwere Daten nach Wang (2001) aufgefüllt.

In das Modell gehen die Ergebnisse der Reflexionsseismik und insbesondere der Refraktionsseismik ein. Die Dichten werden aus den Geschwindigkeiten entsprechend üblicher Geschwindigkeits-Dichtereaktionen bestimmt. Von besonderem Interesse in diesem Gebiet sind die Mocha- und die Valdivia- Bruchzonen. Die Spur dieser Zonen soll landwärts verfolgt werden. Etwaige Unterschiede in der ozeanischen Kruste beiderseits der Zonen werden dargestellt. Desweiteren werden die Dichtestrukturen des schmalen Akkretionskeils und des Kontinentalhanges sowie der küstennahen Becken untersucht.

Schmidt, S. and Götze, H.-J., 1998: Interactive visualization and modification of 3D-models using GIS-functions. *Physics and Chemistry of the Earth*, 23 (3), 289-295.

Wang, Y. M., 2001: GSFC00 mean sea surface, gravity anomaly, and vertical gravity gradient from satellite altimeter data. *J. Geophys. Res.*, 106 (C12), 31167.

Webseite:

<http://www.bgr.de/b317/homepage.htm>

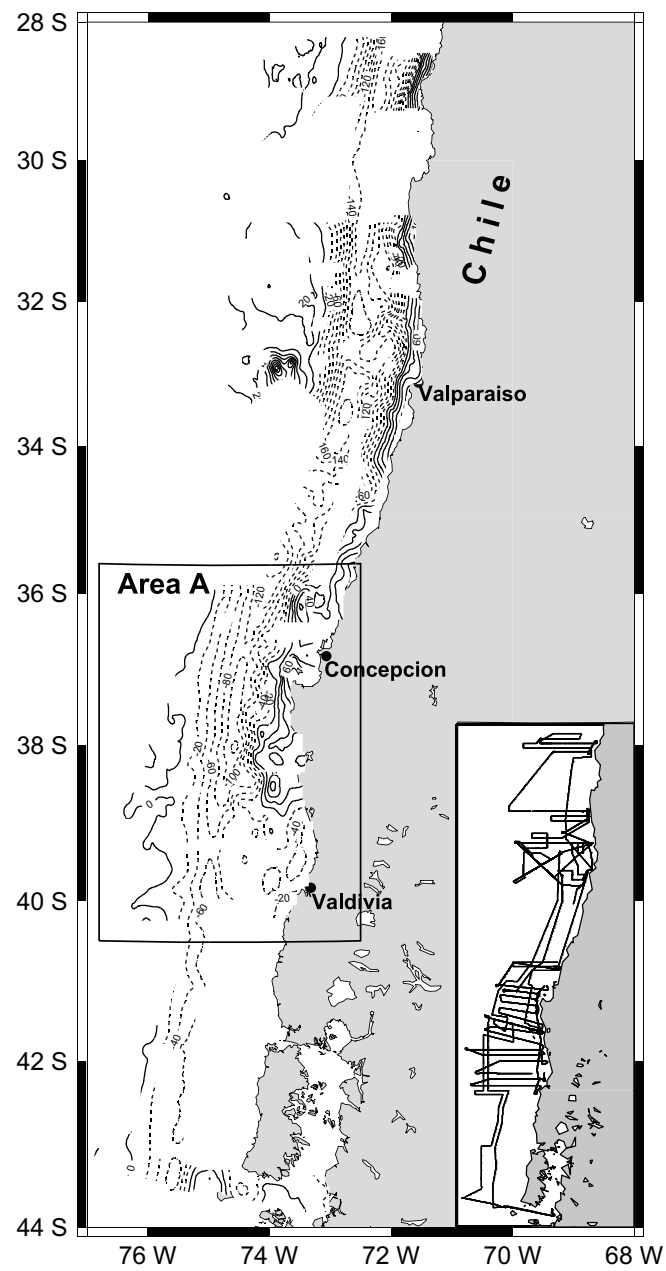


Abbildung 1: Karte der Freiluftschwereanomalien auf Basis der Messungen während der Fahrten SO-161, Leg 2 bis 4 (s. kleine Karte). Isolinienabstand 20 mGal.

**GGP05**

Reitmayr, G. (Hannover)

**Gravimetrie in Polargebieten: Methoden, Probleme, Ergebnisse**

E-Mail: reitmayr@bgr.de

Die geologische Forschung ist in Polargebieten naturgemäß sehr behindert, da die Eis- und Schneebedeckung in weiten Teilen keinen direkten Zugang zu den Gesteinen erlaubt. Der Einsatz geophysikalischer Methoden, mit denen man tiefer ins Erdinnere “sehen” kann, ist deshalb sehr wichtig. Insbesondere die Gravimetrie liefert uns Informationen über verborgene Intrusiv-Körper, lithologische Grenzen, Sediment-Becken, Änderungen der Krusten-Dicke oder andere Inhomogenitäten innerhalb der Erdkruste oder des oberen Mantels. Mit ihrer Hilfe lassen sich auch isostatische Störungen erkennen, die durch Änderungen der Eisbedeckung verursacht sind. Damit erhalten wir wichtige Beiträge zum Verständnis der Klimageschichte.

**Methoden**

Die Schwerebeschleunigung wird mit konventionellen Gravimetern gemessen. Unerlässlich für die Gravimetrie ist die genaue Kenntnis der Ortskoordinaten jedes Meßpunktes, die heute problemlos mit differenziellem GPS ermittelt werden können. Für eine sinnvolle Interpretation von Schweremessungen in eisbedeckten Gebieten benötigen wir außerdem Informationen über die Eisdicke. Diese messen wir mit dem RES- (Radio Echo Sounding) Verfahren. Gravimetrische Vermessungen werden heute auch zunehmend von der Luft aus durchgeführt. Besonders in den schwer zugänglichen Polargebieten wird so die Geländearbeit sehr erleichtert.

**Probleme**

Die Genauigkeiten der konventionellen Gravimetrie können unter polaren Bedingun-

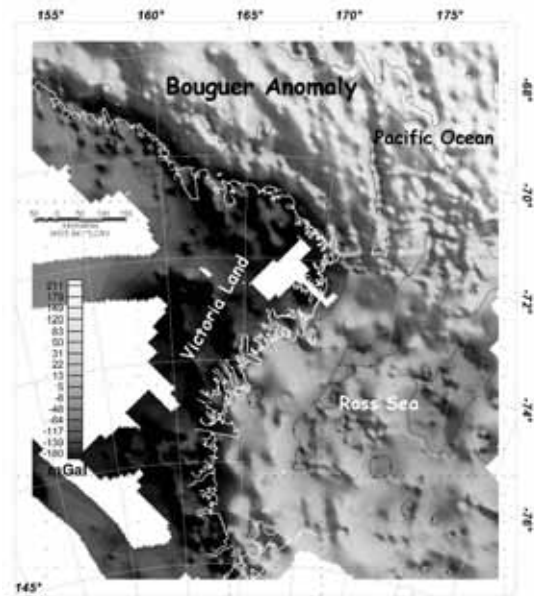


Abbildung 1: Karte der Bouguer-Schwere des antarktischen Victoria-Landes und der angrenzenden Meere

gen i.a. kaum erreicht werden, denn:

- widrige Meßbedingungen, wie starke Temperaturschwankungen, Sturm, Schneedrift, Bewegung schwimmender Gletscher etc. reduzieren die Meßgenauigkeit,
- für Geländekorrekturen benötigte topographische Detail-Karten sind, wenn überhaupt vorhanden, oft ungenau und fehlerhaft,
- die Fehler auf Grund mangelhafter oder unsicherer Eisdickeninformation sind vermutlich die weitaus größten, trotz der



zunehmenden Möglichkeiten, Eisdicken flächenhaft von der Luft aus zu erfassen,

- die ermittelten Ortskoordinaten können mit größeren Fehlern als gewöhnlich behaftet sein, da aus logistischen Gründen die Meßpunkte und die GPS-Basisstationen oft sehr weit auseinander liegen können,
- in Gebirgen, wie dem Transantarktischen, gibt es sehr große Höhendifferenzen zwischen einzelnen Meßpunkten. Die Beiträge der obligaten Frei-Luft- und der Bouguer-Platten-Korrekturen sind dann sehr unterschiedlich und möglicherweise fehlerhaft, da man nur mit einem theoretischen Vertikal-Schwere-Gradienten und geschätzten mittleren Dichten rechnen kann.

**Ergebnisse** (Beispiele aus zwei antarktischen Meßgebieten)

Die BGR führt seit über 15 Jahren gravimetrische Vermessungen in der Antarktis durch. Während fünf GANOVEX (German Antarctic *North Victoria Land*) Expeditionen wurde das Schwerefeld des Victoria-Landes (gegenüber von Neuseeland) vermessen. Diese Daten wurden offshore ergänzt mit Schiffs- und Satellitendaten und so detailreiche regionale Schwerekarten erzeugt.

Im *Königin-Maud-Land* (südlich von Afrika) konnten wurde eine starke isostatische Anomalie gefunden. Ihre Ursache muß ein Massendefizit im Untergrund sein. Man könnte dieses einmal erklären mit verminderter Gesteinsdichten, z.B. eines Sedimentbeckens, oder mit einer noch nicht kompensierten Eindellung der Krusten/ Mantel-Grenze auf Grund verschwundener Eisauflasten.

Webseite:

<http://www.bgr.de/b313/antarktis.htm>

## GGP06

*Snopek, K., Casten, U., Staackmann, M. (Ruhr-Universität Bochum)*

### Gravimetrisches Modellieren der Lithosphäre im Bereich des Hellenischen Bogens

E-Mail: reitmayr@bgr.de

Im Rahmen des Bochumer SFB 526 - TP C2, „Structural and rheological information of the Hellenic subduction zone from gravity data“, wurde ein Dichtemodell der Lithosphärenstruktur für die Hellenische Subduktionszone erstellt. Diese erstreckt sich bogenförmig vom Peloponnes über die Inseln Kreta und Karpathos hinweg bis in die Türkei hinein. Der Subduktionsbereich ist durch ein nordwestwärts gerichtetes Abtauchen der afrikanischen unter die eurasische Platte gekennzeichnet. Die gravimetrische Modellierung dient der Interpretation der regionalen Schwerefeldanomalien.

Da bisher lediglich Dichtemodelle für die Kruste im Vordergrund standen, sollte diemal der Versuch unternommen werden, die Modellierung auf die Lithosphäre auszuweiten. Zu diesem Zweck wurde ein  $400 \times 400$  km großes 3D-Strukturmodell erstellt mit Kreta im Zentrum und mit einer Tiefererstreckung

bis 100 km. Für diesen Modellaufbau wurden die zu berücksichtigenden geometrischen Randbedingungen den bislang vorliegenden Ergebnissen seismischer Strukturuntersuchungen entnommen. Das Strukturmodell besteht aus 4 Körpern variabler Mächtigkeit: Wasserbedeckung, Sedimente, Kruste und oberer Mantel. Die subduzierte Platte wurde nicht als separater Körper berücksichtigt, sondern ist im Modell lediglich durch eine Ausdellung der Moho nach unten angedeutet, da Körper in dieser Tiefe nur noch einen geringen Einfluss auf die Schwere an der Erdoberfläche haben. Das Modellierungsgebiet wurde sowohl in  $x$ - als auch in  $y$ -Richtung zunächst in 40 Blöcke eingeteilt. Daraus ergibt sich ein Abstand der Modellierungsschnitte von 10 km. Für die Modellrechnungen wurden Bouguer-Anomalien verwendet. Die Wasserbedeckung

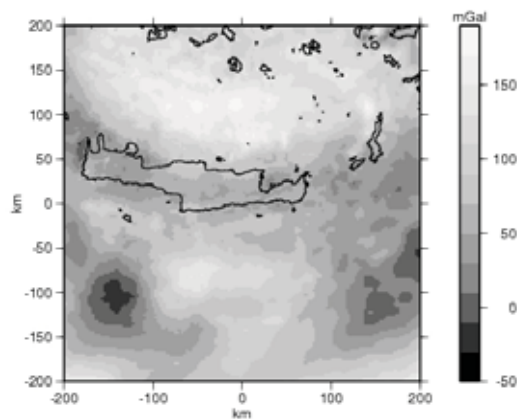


Abbildung 1: Bouguer-Anomalien des Hellenischen Bogens.

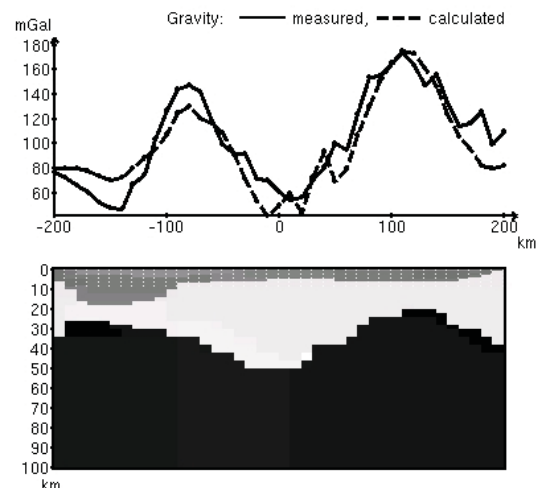


Abbildung 2: NS-Profil durch Mittel-Kreta ( $x = -50$ ).

hat daher eine Dichte von  $2.67 \text{ g/cm}^3$ . Die Dichtewerte der anderen Strukturkörper wurden mit Hilfe von Geschwindigkeits-Dichte-Relationen aus seismischen Daten ermittelt. Für die Sedimente wurde eine Kompaktierung mit zunehmender Tiefe berücksichtigt.

Die Berechnung der Modellanomalien wurde computergestützt mit einer neu entwickelten Software durchgeführt. Das Verfahren benutzt rechteckige Elementarkörper, mit denen der Aufbau eines Dichtemodells sowie seine Änderungen, vor allem bei Verwendung einer großen Anzahl von Modellierungsschnitten, schneller und komfortabler durchgeführt werden können als mit Verfahren, die eine Modellstruktur aus triangulierten Polyederoberflächen verwenden.

Als Ergebnis der Modellrechnung wurden zunächst die Schwereanteile der einzelnen Dichtekörper ermittelt. Diese lassen sich einzeln diskutieren. Die Summation aller Anteile liefert dann die Modellschwere. Die residuale Schwere wurde durch Differenzbildung aus der gemessenen ermittelt. Sie gibt zum einen Aufschluss über die laterale Dichteverteilung im Mantel, die bei der Modellbildung nicht berücksichtigt worden ist, und ermöglicht zum anderen eine Abschätzung der Modellgüte. Beides unterscheidet sich in der Wellenlänge der Anomalien. Als weitere Ergebnisse wurden die Mächtigkeit der Sedimentbedeckung und der Tiefenverlauf der Mohofläche ermittelt.

Webseite: <http://www.angewandte-geophysik.ruhr-uni-bochum.de>

**GGP07***Ebbing, J. (FU Berlin)***Spannungsverteilung in den Ostalpen - Erste Ergebnisse**E-Mail: [jebbing@geophysik.fu-berlin.de](mailto:jebbing@geophysik.fu-berlin.de)

Die Alpen sind durch die Kollision der europäischen und adriatischen Platte entstanden. Durch eine Reihe von interdisziplinären Projekten sind in jüngster Vergangenheit neue Erkenntnisse über die Struktur der Lithosphäre in den West- und Ostalpen gewonnen wurden. Hieraus lassen sich auch neue Schlüsse über die dynamischen Prozesse der alpinen Gebirgsbildung ableiten.

Für die Ostalpen geben das seismische Profil TRANSALP und seine Begleitprojekte ein detailliertes Bild der Krustenstruktur der Ostalpen. Die Berücksichtigung der verfügbaren Informationen in einem 3D-Dichtemodell liefert darüber hinaus neue Einblicke in die Struktur der Lithosphäre, die jedoch nicht eindeutig hinsichtlich einer Zuordnung zur europäischen oder adriatischen Platte sind. Insbesondere im Bereich südlich der maximalen Krustenwurzel treten in der Seismik Strukturen im Bereich der Krusten-Mantel-Grenze auf, die aus gravimetrischer Sicht sowohl der adriatischen als auch der europäischen Kruste, oder aber sogar dem Mantel zuzuordnen sind.

Isostatische Untersuchungen liefern Hinweise, die auf eine Subduktion der europäischen Kruste und auf ein Krustenverdoppeln unterhalb der Dolomiten schließen lassen. Genauere Erkenntnisse lassen sich jedoch nur mittels dynamischer Betrachtungen wie z. B. Finite-Elemente-Modellierungen gewinnen. Hierbei ist insbesondere die rezent in der Lithosphäre herrschende Spannung ein wichtiger Anhaltspunkt, um von den statischen Betrachtungen zu Isostasie und Dichtestruktur den Übergang zu einer dynamischeren, struk-

turellen Betrachtungsweise zu gewinnen.

Anhand von 2D-Finite-Elementen-Modelle werden erste Aussagen über die vorherrschenden Spannungen getroffen, die mit den Spannungen entlang wohldefinierter Grenzflächen verglichen werden sollen. Hierbei wird die durch unterschiedliche Geometrien und Dichten induzierte Spannung betrachtet.

**GGP08***Walther, A., Kroner, C., Jahr, T. (FSU Jena)***Beobachtungen mit einem Laserstrainmeter im Geodynamischen Observatorium Moxa**

E-Mail: walther@geo.uni-jena.de

Im Geodynamischen Observatorium Moxa registriert seit März 1999 ein Laserstrainmeter. Dieses ist in Kooperation mit der Firma SIOS Meßtechnik GmbH Ilmenau entwickelt worden.

Mit Strainmetern werden Deformationen der Erdkruste gemessen, wie sie z.B. durch Erdbeben und Erdeigenschwingungen verursacht werden.

Das Laserstrainmeter ist in einer 38 m langen horizontalen Bohrung im Stollenbereich des Observatoriums installiert, welche NW-SE verläuft (Abb.1). Die Horizontalbohrung bildet die Diagonalkomponente zu den N-S und E-W verlaufenden Quarzrohrstrainmetern, so daß Untersuchungen mit den drei Strainkomponenten zum Flächenstrain möglich sind. Die Daten des Laserstrains werden im Abstand von 10 s registriert.

Die Messung des Laserstrainmeters basiert auf dem Prinzip des Michelson Interferometers. Die Lichtquelle ist ein frequenzstabilisierter He-Ne-Laser mit einer Wellenlänge von 632.8 nm, und die Spiegel sind zu Prismen modifiziert. Die Auflösung beträgt 1.24 nm.

Temperatur- und insbesondere Luftdruckvariationen haben einen großen Einfluß auf die Strainmessungen. Das Laserstrainmeter wirkt wie ein Barometer, da der Meßwert abhängig von der Brechzahl der Luft ist. Eine Änderung der Brechzahl tritt durch Variationen der Luftdichte auf, die von Schwankungen im Luftdruck und der Stollentemperatur verursacht werden. Im Stollenbereich werden daher die Umgebungsparameter Luftdruck und Tempe-

ratur kontinuierlich gemessen. Die Auflösung des Luftdrucksenors beträgt  $\pm 11.5$  Pa und die des Temperaturfühlers  $\pm 0.15$  K. Der Stollen hat eine Temperaturstabilität von  $8.6 \pm 0.05^\circ\text{C}$  im Jahr.

Die Daten wurden bisher auf Gezeiten und Erdeigenschwingungen analysiert, und Untersuchungen zum Rauschgehalt und Umgebungseinflüssen vorgenommen. Die Ergebnisse der Gezeitenanalyse korrelieren mit den



Abbildung 1: Installation des Laserstrainmeters im Stollen des Geodynamischen Observatoriums Moxa

Resultaten für die Quarzrohrstrainmeter. Der Rauschgehalt der Registrierungen der beiden Strainmetertypen an ruhigen Tagen ist vergleichbar.

**GGP09**

*Kroner, C., Jahr, Th., Jentzsch, G. (Institut für Geowissenschaften, FSU Jena)*

**Beobachtung von Schwerevariationen mit einem supraleitenden Gravimeter im Geodynamischen Observatorium Moxa**

E-Mail: kroner@geo.uni-jena.de

Seit Ostern 1999 registriert im Geodynamischen Observatorium Moxa (Thüringen) das supraleitende Gravimeter CD034 von GWR Instruments. Eine Besonderheit dieses Instruments ist sein doppeltes Sensorsystem. Die beiden Sensoren sind im Abstand von etwa 20 cm übereinander angeordnet. Das Observatorium mit seinem Gravimeter ist eine der jüngeren Stationen des 'Global Geodynamics Project' (GGP, Crossley et al., 1999), in dem alle supraleitenden Gravimeter weltweit zusammengeschlossen sind. Neben einer hohen Langzeitstabilität zeichnet sich dieser Instrumententyp durch ein breites Beobachtungsspektrum aus, das von den Erdschwingungen bis zu Langzeitvariationen wie der Polbewegung reicht. Durch den großen Spektralbereich, den diese Instrumente erfassen, ist auf der einen Seite des Spektralbereichs eine Verknüpfung zur Seismologie gegeben und auf der anderen zu raumgeodätischen Beobachtungen.

Im internationalen Vergleich von Stationen mit supraleitenden Gravimetern ist Moxa im gesamten Beobachtungsspektrum eine der rauschärmsten (Ducarme et al., 2002; Kroner, 2002; Rosat et al., 2002). In den Daten lassen sich im Zeitbereich Signale mit einer Amplitude von wenigen  $\text{nm/s}^2$  auflösen und im Frequenzbereich Signale von einigen Zehntel  $\text{nm/s}^2$ . Abb. 1 zeigt das mittlere, minimale Rauschniveau zwischen 0.05 und 50 mHz, das in Moxa beobachtet wird. Zum Vergleich ist das Niveau des 'New Low Noise Model' (NLNM; Peterson, 1993) eingezeichnet.

Dieses Modell beschreibt das mittlere, weltweit zu beobachtende minimale Rauschniveau. Je dichter das Rauschspektrum einer Station an dieser Modellkurve liegen, desto ruhiger ist diese. Das Unterschreiten des Rauschmodells bei Frequenzen unter 0.9 mHz liegt darin begründet, daß in den Beobachtungsdaten die Erdzeiten und der Luftdruckeinfluß eliminiert wurden, während das Rauschmodell diese noch enthält. Aufgrund des niedrigen Rauschgehalts eignen sich die Daten aus Moxa gemeinsam mit Registrierungen anderer ruhiger Stationen gut für Untersuchungen zu Kern- und Slichtermoden. Die langperiodischen Variationen der Schwereresiduen zeigen eine gute Übereinstimmung mit dem Polbewegungssignal. Zwischen den Registrierungen der beiden Sensoren des Gravimeters läßt sich bis auf eine leicht unterschiedliche Drift kein signifikanter Unterschied feststellen. Das Spektrum des Differenzsignals ist durch instrumentelles Rauschen im Frequenzbereich zwischen 0.5 und 15 mHz charakterisiert. Meteorologisch-induzierte Einflüsse in den Registrierungen entstehen durch Luftmassenumlagerungen lokaler bis globaler Ausdehnung. Ebenso lassen sich Effekte durch Grundwasserspiegel- und Bodenfeuchteschwankungen in der Observatoriumsumgebung nachweisen. Abschätzungen für Moxa zu globalen Variationen in Bodenfeuchte, Schneehöhe und Meeresspiegelanomalien belegen, daß hierdurch saisonale Effekte in der Größenordnung von 20 bis 30  $\text{nm/s}^2$  möglich sind (Kroner, 2002).

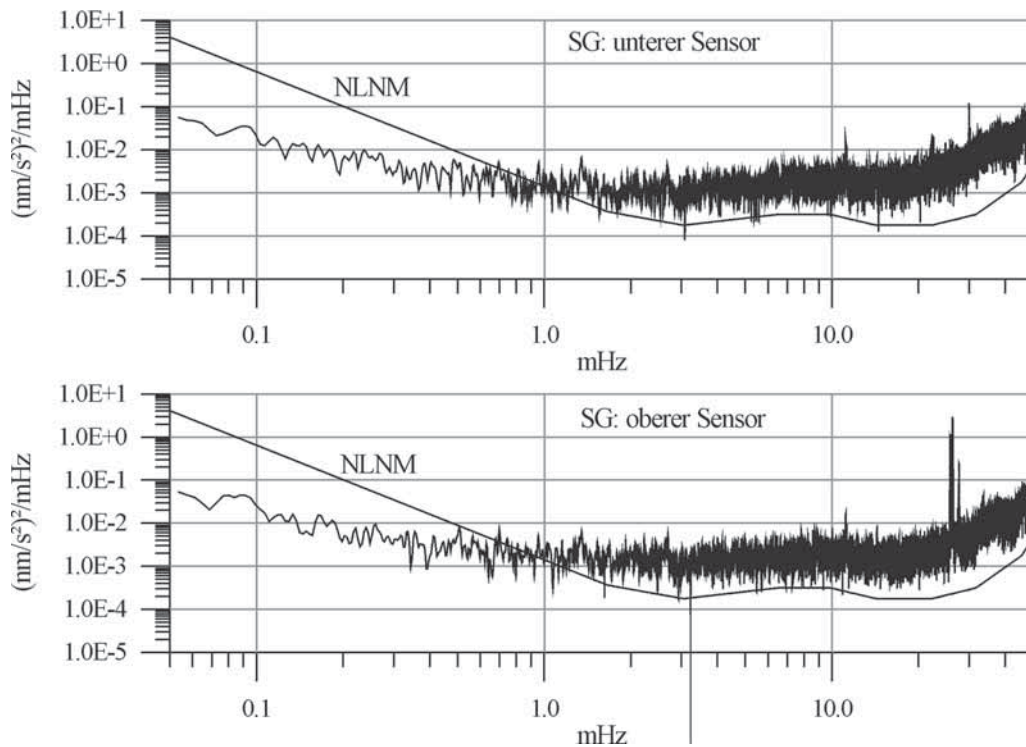


Abbildung 1: Mittlere Energiedichtespektren berechnet aus Daten fünf ruhiger Registriertage.

#### Literatur

- Crossley, D., Hinderer, J., Casula, G., Francis, O., Hsu, H.-T., Imanishi, Y., Jentzsch, G., Käärinäinen, J., Merriam, J., Meurers, B., Richter, B., Shibuya, K., Sato, T. und van Dam, T., 1999. Network of superconducting gravimeters benefits a number of disciplines, EOS Transact. AGU, vol. 80, no. 11
- Ducarme, B., Sun, H.-P. und Xu, J.-Q., 2002. A comparison of tidal gravity results from the GGP network, Bull. d'Inf. Mar. Terr., 136, 10761–10776
- Kroner, C., 2002. Zeitliche Variationen des Erdschwerefeldes und ihre Beobachtung mit einem supraleitenden Gravimeter im Geodynamischen Observatorium Moxa, Jenaer Geowiss. Hefte, Heft 2, 149 S.
- Peterson, J., 1993. Observations and modeling of seismic background noise, Open file report 93–332, U.S. Department of Interior, Geological Survey, Albuquerque, New Mexico
- Rosat, S., Hinderer, J. und Crossley, D., 2002. A comparison of seismic noise levels at various GGP stations, Bull. d'Inf. Mar. Terr., 135, 10653–10668



**KT**

**Kontinentale Tiefbohrungen**

---

KT01 – Fr., 28.2., 09:30-09:50 Uhr · HS1

*Jahr, T., Jentzsch, G. (Jena), Sauter, M. (Göttingen)*

### **Beobachtung und Modellierung hydraulisch induzierter geomechanischer Deformationen in der Umgebung der KTB**

E-Mail: [jahr@geo.uni-jena.de](mailto:jahr@geo.uni-jena.de)

Im Rahmen des neuen Projektes werden hochauflösende Neigungsbeobachtungen, die Porendruck-Änderungen und Variationen in der vorherrschenden Fluid-Situation widerspiegeln, mit dreidimensionalen (3D) numerischen Modellierungen, die hydrogeologisch und mit der Finiten-Elemente-Methode (FEM) realisiert werden, verknüpft. Die aus den laufenden Pump- und den geplanten Injektionstests in der KTB-Vorbohrung resultierenden, sich ändernden Fluidsituationen und damit einhergehenden Porendruck-Variationen sollen mit den hochauflösenden ASKANIA Bohrlochneigungsmessern (ABNM) an fünf Lokationen beobachtet werden. Im ersten Projektjahr soll zusätzlich an einer Bohrung erprobt werden, wie sich der gleichzeitige Einsatz eines ABNM und eines Bohr-

lochseismometers im selben Bohrloch realisieren lässt. Falls sich diese Kombination erfolgversprechend einsetzen lässt, sollen im weiteren Projektverlauf auch die anderen ABNM-Bohrungen mit Bohrlochseismometern bestückt und die seismologischen Daten in den Datenstrom des seismologischen Oberflächennetzes eingebunden werden. Mit den ABNM ist, instrumentell bedingt, die weltweit höchste Beobachtungsgenauigkeit von Neigungen der obersten Erdkruste garantiert. In früheren Arbeiten konnte wiederholt gezeigt werden, dass diese Bohrloch-Instrumente extrem empfindlich auf Porendruck-Änderungen und Variationen der Fluid-Situation reagieren. Dies konnte sowohl für Sedimente als auch für das Kristallin nachgewiesen werden. Damit

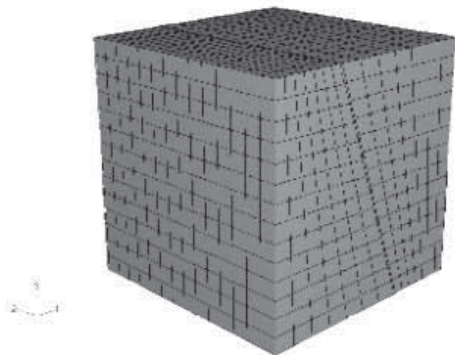


Abbildung 1: Finite-Element-Blockmodell zur Abschätzung der fluidinduzierten Deformation. Eine Störungszone, entsprechend der SE02 an der KTB-Lokation ist modelliert und die Porendruck-Quelle befindet sich in 3670m Tiefe.

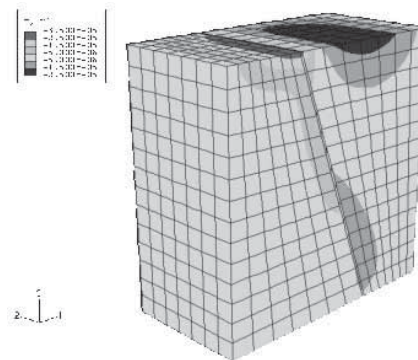


Abbildung 2: Blick auf das halbe Modell: Die horizontale Deformation zeigt Maximalbeträge an der Störungszone und an der Erdoberfläche. Unter realistischen Randbedingungen werden induzierte Neigungen von 3.4 msec berechnet. Die Auflösung der Neigungsmesser beträgt 0.2 msec.

sind die Pendel, die von uns zur Verfügung gestellt werden können, prädestiniert dafür, die geplanten Pumpversuche durch ein entsprechendes Monitoring zu begleiten.

Die von Beginn an gewonnenen, signifikanten Neigungen werden sowohl mittels hydrogeologischen- als auch über FE-Modellierungen interpretiert. Die beobachteten, fluidinduzierten Neigungen sollen über die Modellrechnungen verifiziert und letztendlich bezüglich der hydrologischen Prozesse interpretiert werden. Zusätzlich sollen alle bislang vorliegenden geowissenschaftlichen Informationen zur KTB genutzt werden und die zu erwartenden neuen Ergebnisse der parallel laufenden Projekte in die Modellierungen einfließen. Im Einzelnen wird folgender Erkenntnisgewinn erwartet: 1) Entwicklung des Verständnisses von Prozessen, die von kluftdominierten, lang- und aperiodischen Änderungen im hydraulischen Parameterfeld gesteuert werden. 2) Quantifizierung der geometrischen Parameter der oberen Kruste durch die definierten Versuchs- und Anregungsbedingungen durch die Pump- und Injektionstests. 3) Aufschluss über die Heterogenität und die Sensitivität des Parameterfeldes. Dabei sollen auch geothermische und seismologische Größen, insbesondere vor dem Hintergrund der Schwarmbeben-Entstehung, mitberücksichtigt werden.

Die bereits vorgenommenen Abschätzungen mittels FE-Modellierungen zeigen, dass die durch Pump- und Injektionstests induzierten Deformationen mittels ABNM gemessen werden können (Abb.1 und Abb.2). Die Kombination von hochauflösenden Neigungsmessungen an fünf Punkten in Verbindung mit hydrogeologischen- und FE-Modellierungen ermöglicht einen signifikanten Beitrag zur Klärung der durch Pump- und Injektionstests verursachten Geo-Prozesse im Bereich

der KTB. Dies könnte insbesondere auch zur Erforschung von fluidinduzierter Seismizität, wie sie für Schwarmbeben diskutiert wird, von großer Bedeutung sein.

Für die oberste Erdkruste im Bereich der KTB liegen extrem viele geowissenschaftliche Informationen vor. Dies gilt für die gesamte geologisch/geophysikalische Situation, insbesondere auch für die Klüfte. Diese Tatsache ist sowohl für die Interpretation der beobachteten Neigungen, als auch für die hydrogeologischen und die FE-Modellierungen von wesentlicher Bedeutung. Die geplanten Experimente in der KTB-VB stellen eine definierte Anregung dar. In Verbindung mit den Neigungsbeobachtungen können die Übertragungseigenschaften der obersten Erdkruste direkt modelliert werden. Die parallel stattfindenden Projekte, insbesondere die seismologisch- und fluid-Ausgerichteten können einerseits weitere Randinformationen für die numerischen Modellierungen liefern, andererseits können natürlich auch andere Projekte die hier gewonnenen Beobachtungen und Modellierungen berücksichtigen. Verknüpfungspunkte ergeben sich zu den Projekten und Untersuchungen: Hydrochemie und Geo-Hydraulik, Wasserwegsamkeiten, Geoelektrik und den Fluid-untersuchenden Projekten.

KT02 – Fr., 28.2., 09:50-10:10 Uhr · HS1

*Kulenkampff, J., Spangenberg, E. (Geoforschungszentrum Potsdam)*

### **Gesteinsphysikalische Charakterisierung gashydrathaltiger Sedimente**

E-Mail: hannes@gfz-potsdam.de

Methan kommt in sehr großen Mengen als Hydrat in Ozeanböden und in den Sedimenten der Permafrostgebiete vor. Vorsichtige Schätzungen dieser Methanvorräte übersteigen die bekannten Erdgasvorkommen um ein Vielfaches. Man könnte meinen, daß es sich lohnen würde diese riesige und bisher kaum bekannte Rohstoffquelle zu nutzen. Aus einer Vielzahl von Gründen (Technik, Kosten, Havarie- und Umweltrisiken) steht die Erkundung von Gashydraten als Rohstoffquelle bei uns derzeit aber nicht im Vordergrund. Vielmehr können latente und akute Gefahren von diesem thermodynamisch fragilen Stoff ausgehen. Insbesondere kann durch Erwärmung oder Druckentlastung Methan freigesetzt werden, das ein starkes Treibhausgas ist. Es ist wenig Konkretes bekannt über die geologischen und physikalischen Voraussetzungen für die Bildung von Hydratlagerstätten und deren Stabilität über geologische Zeiträume. Üblicherweise werden bei Bohrungen Permafrost- und Hydratbereiche möglichst schnell durchteuft und ausgebaut, weil diese Zonen instabil sind. Dadurch gibt es gewöhnlich kaum Information durch Bohrlochmessungen und keine Bohrkerne.

Eine internationale Bohrkampagne im Norden Kanadas, die speziell auf die Erkundung des Gashydratvorkommens ausgerichtet war, wurde vor einem Jahr unter Beteiligung des Geoforschungszentrums Potsdam unternommen.

Im Rahmen dieses Projektes wurde ein Laborinstrumentarium für die Untersuchung von gashydrathaltigen Sedimenten unter in-

situ Bedingungen entwickelt. Diese Apparatur (FLECAS: Field Laboratory Experimental Core Analysis System) ermöglicht es, Gesteinsproben im weitgehend stabilen tiefgefrorenen Zustand einzubauen und anschließend in den Bereich der in-situ Bedingungen zu bringen, wobei sich die Probe ständig im thermischen Stabilitätsbereich des Hydrats befindet. Dabei kann ständig die elektrische Leitfähigkeit sowie die Ultraschall-Kompressions- und Scherwellengeschwindigkeit erfasst werden. Außerdem ist die Messung des Porenvolumens und der Permeabilität möglich. Prinzipiell ist die Apparatur einsetzbar für den Temperaturbereich von -20 bis 40° C, einen Porendruck bis 200 bar und einen lithostatischen Druck von 700 bar. Der Einbau einer Heizung erlaubt selbstverständlich auch die Anwendung bei höheren Temperaturen. Grundsätzlich können durch die Möglichkeit des gefrorenen Einbaus von Kernen unkonsolidierte Sedimente untersucht werden, die im aufgetauten Zustand durch die Druckbedingungen konsolidiert werden, so dass das petrophysikalische Instrumentarium für den Bereich unkonsolidierter Sedimente deutlich erweitert wurde.

Die Apparatur hat sich als sehr zuverlässig erwiesen und es konnten hydrathaltige Kerne weit über das erwartete Maß hinaus untersucht werden. Es konnte der Beweis erbracht werden, dass Messungen an tiefgefrorenen Bohrkernen, was bisher mangels geeigneter Geräte das übliche Verfahren war, in keiner Weise befriedigende Aussagen über die in-situ Bedingungen liefern. Dagegen sind die Resultate

von FLECAS mit Bohrlochmessungen direkt vergleichbar und erlauben somit ihre Kalibrierung und die Verifizierung petrophysikalischer Modelle.

Wichtige Ergebnisse konnten bereits anhand synthetisch erzeugter gashydrathaltiger Sande gewonnen werden, die nach Erreichen eines möglichen in-situ Zustandes durch Druckentlastung zum zersetzen gebracht wurden. Es zeigt sich, dass die damit einhergehende Widerstandsänderungen und die Änderungen der Ultraschallgeschwindigkeiten überraschend gering ausfallen, dagegen eine außerordentlich deutliche Amplitudenzunahme des Ultraschallsignals erfolgt. Umgekehrt tritt sehr starke Absorption auf wenn das zu Eis gefrorene Porenwasser schmilzt, während das Hydrat sich noch im Stabilitätsbereich befindet. Das Hydrat wirkt im Porenraum - trotz mechanischer Sprödhheit und elastischer Steifheit - als starker akustischer Absorber. Möglicherweise handelt es sich um einen Wechselwirkungsprozeß zwischen Wasser und Hydrat, der mit geringen Mengen von Gasentwicklung einhergehen könnte.

Webseite: <http://www.gfz-potsdam.de/pb5/pb52/projects/gashydrat/welcome.html>

KT03 – Fr., 28.2., 10:10-10:30 Uhr · HS1

Gräsle, W., Kessls, W., Rifai, H. (Hannover, Leibniz Institute for Applied Geosciences (GGA))

### A new flow-log technique suitable for small flow rates tested in the 4000 m pilot borehole of the KTB

E-Mail: w.graesle@gga-hannover.de

#### Method:

Due to low transmissivities in the open hole section of deep drillings conventional flow-log techniques, which are only applicable for rather high flow velocities in the well, require intense pressure changes in the borehole. In many cases this is undesirable either with respect of the corresponding technical requirements or because further studies would be disturbed by the strong pressure signal.

Therefore, a flow-log technique suitable for very low flow rates (flow velocities down to  $5 \cdot 10^{-5}$  m/s in the drilling) has been developed and tested in the pilot borehole of the KTB (depth 4000 m, open hole 3850-4000 m). It requires the existence of a pronounced salinity gradient in the well. Applying a low injection pressure (approx. 0.1 MPa) by simply filling up the borehole, the freshwater to salt-water transition was pushed downward. This was monitored with a mud-resistivity-pressure logging tool (MRP-tool). The MRP-tool was

moved down in steps of several meters, separated by standstill phases of several hours in a way that it was always located close to the steepest part of the salinity gradient.

Within a sequence of step-down and standstill phases, the same salinity is measured repeatedly at different times and depths. The flow rate  $Q$  can be calculated from the vertical and temporal distances ( $\Delta z$  and  $\Delta t$ ) between subsequent recordings of the same salinity value:  $Q = A \cdot \Delta z / \Delta t$ . The accuracy of flow rate determination can be improved by calculating  $\Delta V = A \cdot \Delta z$  and  $\Delta t$  for any salinity value available within a standstill phase. Thus, the flow rate is given as the slope of the  $\Delta V(\Delta t)$ -relationship.

Since flow rate calculation is based on depth differences  $\Delta z$  a high differential accuracy of depth data is required. A twisted shape of the borehole causes intense cable friction resulting in a delay of MRP-tool movement relative to cable movement (measured at surface) when cable movement starts or stops. This results in relevant differential errors in the depth raw data. Thus, depth correction has to be performed using the high resolution pressure

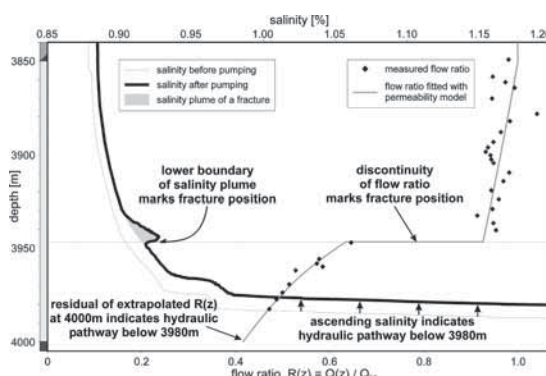


Figure 1: Comparison of drawdown test and flow-log results

depth [m]	rel. transmis. $T_{\text{frac}}/T_{\text{tot}}$	rel. permeab. $K/T_{\text{tot}}$ [1/m]
3850 – 3946.5	$0.066 \pm 0.008$	$0.069 \pm 0.008$
3947.5 (fracture)	$0.31 \pm 0.02$	—
3946.5 – 4000	$0.20 \pm 0.05$	$0.38 \pm 0.09$
4000 (fracture)	$0.42 \pm 0.03$	—

Table 1: The permeability model

measurements of the MRP-tool. During cable movement the pressure records show strong oscillations probably induced by cable friction. These have to be eliminated first by fitting smooth functions to enable depth correction.

To derive a permeability profile from flow-log data requires knowledge of the total injection rate  $Q_{tot}(t)$  (measured at surface) and a permeability model including some simplifications. Neglecting vertical permeabilities and assuming the same characteristic  $b(t)$  of transient behaviour of the injection process for any depth, the vertical flow rate in the well at depth  $z$  is given by

$$Q(z, t) = b(t) \int_{z_{bot}}^z K(zz) [p(zz, t) - p_{eq}(zz)] dz$$

With:  $z_{bot}$  = bottom of drilling

$K(z)$  = permeability at depth  $z$  (a fracture with transmissivity  $T_f$  at depth  $z_f$  would be represented by  $\delta(z - z_f) T_f$ )

$p(z, t)$  = actual fluid pressure in the well

$p_{eq}(z)$  = initial equilibrium pressure in the formation, known from a pressure-log preceding the injection test

Thus, the characteristic of transient behaviour gets eliminated from the ratio  $R(z, t) = Q(z, t)/Q_{tot}(t)$ :

$$R(z, t) = \frac{\int_{z_{bot}}^z K(zz) [p(zz, t) - p_{eq}(zz)] dz}{\int_{z_{bot}}^{z_{top}} K(zz) [p(zz, t) - p_{eq}(zz)] dz}$$

With:  $z_{top}$  = position of the casing shoe

The parameters of a permeability model  $K(z)$  can be determined by fitting the observed  $R(z, t)$ -data, except for a constant factor. A reasonable choice for this factor is the total transmissivity  $T_{tot}$  of the open hole section. This should be determined more reliably by an independent hydraulic test involving larger injection or extraction volumes.

Results from the KTB pilot borehole:

To verify the flow-log results, a small volume drawdown test has been carried out subsequent to the injection test to detect hydraulically relevant fractures. Highly saline formation fluid drawn from fractures would cause salinity plumes in the borehole, which is filled with a low salinity fluid at that time. Lower boundaries of salinity plumes mark fracture positions. A relevant fracture was found at 3946.5 m (see figure). The rise of saline fluid from the bottom indicates another relevant hydraulic pathway below 3980 m.

A pronounced jump in the  $R(z, t)$ -data between 3940 m and 3947 m offers an independent affirmation of the detected fracture. Furthermore, the extrapolation of the  $R(z, t)$ -data results in values clearly greater than 0 at the bottom of the borehole, thus validating the assumption of another fracture below 3980 m.

Based on these observations, a permeability model assuming two fractures (3946.5 m and 4000 m) and sections of constant permeability between these fractures was fitted to the  $R(z)$ -data. The results prove the dominance of fracture transmissivity (approx. 75%) compared to diffuse transmissivity in the fault zone of the crystalline crust penetrated by the KTB pilot borehole.

**MA**

**Geodynamo und Geomagnetismus**

---



MA01 – Do., 27.2., 15:00-15:20 Uhr · HS3

*Harder, H., Hansen, U. (Münster)*

**Eine Finite Volumen Methode zur numerischen Lösung des Dynamoproblems**

E-Mail: [harder@earth.uni-muenster.de](mailto:harder@earth.uni-muenster.de)

Bisherige numerische Modelle des Geodynamos sind überwiegend im Parameterbereich einer Ekman Zahl von  $E = 10^{-3}$  bis  $10^{-6}$  berechnet worden, während für den flüssigen Erdkern eine weit geringere Ekman Zahl von  $E = 10^{-15}$  anzunehmen ist. (Ekman Zahl = Viskosität / Rotationsrate der Erde). Es kann mit Sicherheit erwartet werden, dass eine derartige Diskrepanz weitgehende Auswirkungen auf die modellierten Dynamoprozesse hat. Um dieses Problem zu überwinden, entwickeln wir zur Zeit eine neue Finite Volumen Methode zur Lösung von Dynamoproblemen. Da sich ein derartiger Ansatz wesentlich besser für massiv paralleles Rechnen eignet als etablierte Spektralverfahren, erwarten wir in Zukunft Modelle mit wesentlich höherer Auflösung und damit auch in erdähnlicheren Parameterbereichen berechnen zu können.

Die Entwicklung der thermischen und strömungsmechanischen Lösungsalgorithmen ist weitgehend abgeschlossen. In diesem Beitrag konzentrieren wir uns daher auf Testlösungen der magnetischen Induktionsgleichung, aber auch auf Lösungen des vollständig gekoppelten Dynamoproblems.

MA02 – Do., 27.2., 15:20-15:40 Uhr · HS3

*Kutzner, C., Christensen, U. (Göttingen)*

### **Der Einfluß des Mantels auf den unpolenden Geodynamo**

E-Mail: carsten@uni-geophys.gwdg.de

Der Erdmantel ist für den Geodynamo wichtig, weil er bestimmt, wieviel Wärme aus dem Kern abtransportiert werden kann. Seismologische Untersuchungen des unteren Mantels (der D''-Schicht) zeigen laterale Unterschiede in der Wellengeschwindigkeit. Diese Unterschiede können als Temperaturanomalien gedeutet werden. In den kalten Gebieten am Boden des Mantels ist der Wärmefluß aus dem Kern größer, in den warmen Gebieten kleiner als der durchschnittliche Wärmefluß. Anhand eines dreidimensionalen numerischen Dynamo-Modells wird der Einfluß von Wärmeflußvariationen an der Kern-Mantel-Grenze (KMG) untersucht. Wir befinden uns mit den Modellparametern in einem Bereich, wo chaotische Umkehrungen des Magnetfeldes auftreten. In dem Referenzmodell (ohne Variationen des Wärmeflusses an der KMG) wechselt das Magnetfeld einige Male pro Million Jahre seine Polarität. Es werden nun verschiedene einfache, zunächst nur breitenabhängige Wärmeflußvariationen an der KMG vorgegeben, während der Gesamtwärmefluß aus dem Kern konstant gehalten wird. Hoher Wärmefluß an den Polen stabilisiert den Dynamo, d. h. das Dipolfeld ist in diesen Modellen stärker und die Umpolhäufigkeit geringer als im Referenzmodell. Die Modelle mit niedrigem Wärmefluß an den Polen haben ein deutlich schwächeres Dipolfeld und kehren häufiger um. Als nächster Schritt wird ein longitudinal variierender Wärmefluß vorgegeben (Kugelfunktionsgrad zwei, Ordnung zwei), und untersucht, ob Polumkehrungen entlang bevorzugter Län-

gen stattfinden. Dazu werden an zufällig auf der Oberfläche verteilten Stationen virtuelle geomagnetische Pole (VGP's) berechnet. Obwohl das Feld während der Umkehrungen von nicht-Dipol-Komponenten dominiert wird, ergibt sich eine Häufung von VGP's an Stellen mit hohem Wärmefluß. Das ist konsistent mit dem, was Paläomagnetiker für die Umkehrungen unserer Erde finden: eine Häufung von VGP's in Regionen mit hoher seismischer Geschwindigkeit am Boden des Mantels.

MA03 – Do., 27.2., 15:40-16:00 Uhr · HS3

*Wicht, J. (Göttingen), Olson, P. (Baltimore), Kutzner, C. (Göttingen)*

### **Simulierte geomagnetische Feldumkehrungen im Detail betrachtet**

E-Mail: [wicht@uni-geophys.gwdg.de](mailto:wicht@uni-geophys.gwdg.de)

Feldumkehrungen sind wohl die spektakulärsten und interessantesten Ereignisse im Geomagnetismus. Paläomagnetische Beobachtungen können nur ein grobes Bild dieser Vorgänge zeichnen. Ihnen fehlt die zeitliche und räumliche Auflösung für eine genauere Analyse. Zudem können sie nur Auskunft über das Feld an der Kern-Mantel-Grenze geben. Dynamosimulationen hingegen liefern ein komplettes Bild der dynamischen Prozesse einer Feldumkehr, mit der Einschränkung, daß die Numerik nicht erlaubt alle geophysikalischen Parameter korrekt nachzubilden.

Wir konzentrieren uns auf wenig überkritische Dynamos bei relativ großen Ekman-Zahlen. Diese einfachen Modelle erlauben es noch die räumlichen Strukturen und zeitlichen Abläufe anschaulich zu visualisieren. Gleichzeitig sind sie Magnetfeldern dem geomagnetischen Feld recht ähnlich. Animationen der Vorgänge in Verschiedenen Schnitten durch die dreidimensionalen Lösungen demonstrieren die internen Abläufe. Ein besondere Rolle spielt der imaginäre Tangentialzylinder, der den inneren Kern mit der Kern-Mantel-Grenze verbindet und parallel zur Rotationsachse verläuft. Feld entgegengesetzter Polarität wird bevorzugt im Tangentialzylindern erzeugt, muss jedoch nicht zwangsläufig eine kompletten Feldumkehrung nach sich ziehen. Erst wenn die Zellen entgegengesetzter Polarität außerhalb des Tangentialzylinders geraten, können sie durch die meridionale Stömung nahe der Kern-Mantel-Grenze über den gesamten Kern verteilt werden. Feldumkehrungen hängen damit wesentlich sowohl von

der Stärke der Konvektion im Tangentialzylinder als auch von der Zirkulation außerhalb dieser Barriere ab. Letztere könnte die Dauer einer Feldumkehrung bestimmen.

Webseite: <http://www.uni-geophys.gwdg.de/wicht/movies.html>

MA04 – Do., 27.2., 16:30-16:50 Uhr · HS3

Webers, W. (Potsdam)

### Probleme und Vorteile für die Nutzung simultaner Magnetfelddaten von der Erdoberfläche bzw. von Satelliten

E-Mail: wigor@gfz-potsdam.de

Jedes globale Magnetfeldmodell z.B. in Form der Kugelfunktionsentwicklung (SHA) für das geomagnetische Innenfeld wird auf eine Referenzkugel bzw. ein Referenzellipsoid bezogen. Hierfür wird i.a. die Erdoberfläche gewählt. Damit ergibt sich für diese eine quasi zweidimensionale Felddarstellung mit gewisser Approximationsqualität in Abhängigkeit vom Abbruchindex  $N$  der SHA. Aus diesem Feldmodell kann - jedoch nur basierend auf dessen Qualität - das Feld für jeden Punkt des Außenraumes bestimmt werden. Da das SHA-Modell mathematisch nur eine endliche Partialsumme einer unendlichen Reihenentwicklung ist, ergibt der Bezug des Modells auf konzentrische Referenzkugeln bzw. -ellipsoide andere Konvergenz- und Approximationsgüte. Dies beinhaltet gleichzeitig entsprechend der Potentialtheorie den unterschiedlichen physikalischen Gehalt der jeweiligen Feldmodelle konzentrischer Referenzflächen. Wie bekannt gibt es nur dann eine eindeutige Zuordnung zwischen Feld und Feldquelle, wenn das Feld in allen Punkten des dreidimensionalen Raumes, d.h. auch im Quellbereich, bekannt ist (vgl.u.a. Diesselhorst, 1939). Dies liegt demzufolge praktisch niemals vor. Notwendigerweise sind Feldfortsetzungen auf konzentrische Referenzflächen nach oben wie nach unten Inversionsaufgaben mit Nichteindeutigkeit der Lösung. Insofern bieten simultane Feldmodelle, unabhängig auf konzentrischen Referenzflächen bestimmt, sowie diese im Vergleich zu mathematischen Feldfortsetzungen wichtige physikalische In-

formationen. Diese sind im Falle des Magnetfeldes z.B. nutzbar für die Feldtrennung Innenfeld/Außenfeld. Die Rechnungen für Daten der Erdoberfläche und zu denen der Satelliten Oersted und Champ zeigen Details, wie der theoretisch/mathematische Sachverhalt für physikalische Interpretationen genutzt werden kann. Die hohe Datenqualität der Observatoriumsdaten und der Satellitendaten möglichst ausschöpfend zu nutzen, verlangt notwendigerweise, diese mathematischen Fragen besser zu approximieren als allein über die einfache Approximation der Feldtransformation durch das Radienverhältnis der konzentrischen Referenzflächen.

MA05 – Do., 27.2., 16:50-17:10 Uhr · HS3

*Reinders, J., Hambach, U., Zöller, L. (Bayreuth), Frechen, M. (Hannover, GGA)*

### **Hochauflösende Paläomagnetik in warmzeitlichen terrestrischen Sedimenten – Untersuchungen in Lössen, Travertinen und Seesedimenten der Klimastufen 5 und 7**

E-Mail: jan.reinders@uni-bayreuth.de

Vorrangiges Ziel dieses Forschungsvorhabens im Rahmen des SPP 1097 “Erdmagnetische Variationen“ ist es, die säkularen Variationen des Paläomagnetfeldes (PMF) hochauflösend zu dokumentieren. Wir hoffen ein charakteristisches paläomagnetisches Signal im Zeitraum zwischen ungefähr 110.000 – 95.000 Jahren vor heute in unterschiedlichen Sedimenten bestätigen zu können, und die bisher erzielte zeitliche Auflösung zu erhöhen. Dieses “Führungs–“Signal ist in der Abbildung schematisch dargestellt. Die Amplituden von Deklination und Inklination sind kurzzeitig so groß, dass sie nicht mehr in den Bereich der “normalen“ Säkularvariation des PMF fallen. Die Signalform und das Phasenverhältnis der bisher untersuchten Komponenten Deklination und Inklination legen nahe, dass es von einer stationären Nichtdipolquelle hervorgerufen wurde, die im Nordatlantik wirksam war. Dort polte sie wahrscheinlich das PMF regional um. Weiterhin können wir mit den vorliegenden Daten vermuten, dass die Quelle sich nur sekundär, als Folge eines geringeren Dipolmomentes mit der beobachteten, großen Amplitude bemerkbar gemacht hat.

Bisher glauben wir paläomagnetische Aufzeichnungen dieses Signals in drei verschiedenen sedimentären Archiven nachweisen zu können. Durch die Dokumentation in Archiven aus sehr verschiedenen Ablagerungsräumen hoffen wir bewiesen zu haben, dass es sich bei der beobachteten, kurzzeitigen Exkursion des PMF – Größenordnung der Dauer sicher kleiner 3000 Jahre – nicht um zufälli-

ge, ungefähr zeitgleiche sekundär oder diagenetisch veränderte Remanenzen handelt. Wir hoffen, insbesondere die zeitliche Auflösung bei weiteren angestrebten Beobachtungen des Signals in einem begrenzten Gebiet Mitteleuropas erhöhen zu können. Insbesondere wollen wir auch das Verhalten des Dipolmoments des PMF als Kurve der so genannten relativen Paläointensität untersuchen.

Durch die Ausweitung des Untersuchungszeitraums auf die gesamte Klimastufe 5 und weitergehend auf die vorletzte Warmzeit (Klimastufe 7) soll geklärt werden, ob es sich bei der vermuteten Quelle um einen kurzfristig wirksame – “zufällige“ – Region inversen magnetischen Flusses handelt, oder ob sie als essentieller Teil des Geodynamos zu deuten ist. Bei weiteren Analysen wollen wir dann die Phasenbeziehungen zwischen den paläomagnetischen Daten, – so der Nachweis gelingt, dass es sich um echte Feldaufzeichnungen handelt, – und Klimaänderungen untersuchen. Für diesen Aspekt der geplanten Arbeiten ist es natürlich unerlässlich, dass beide, paläomagnetische und paläoklimatische Datensätze an einem Objekt erhoben werden. Nur so können wir hoffen die erforderliche Klarheit über die zeitlichen Abläufe zu erhalten. Gesteinsmagnetische Untersuchungen werden auch an dieser Stelle eingesetzt werden, um die Gleichzeitigkeit von Matrix und Remanenz zu testen.

Neben dem Beitrag zur Grundlagenforschung – d.h. der Erstellung hochauflösender, hochgenauer paläomagnetischer Daten-

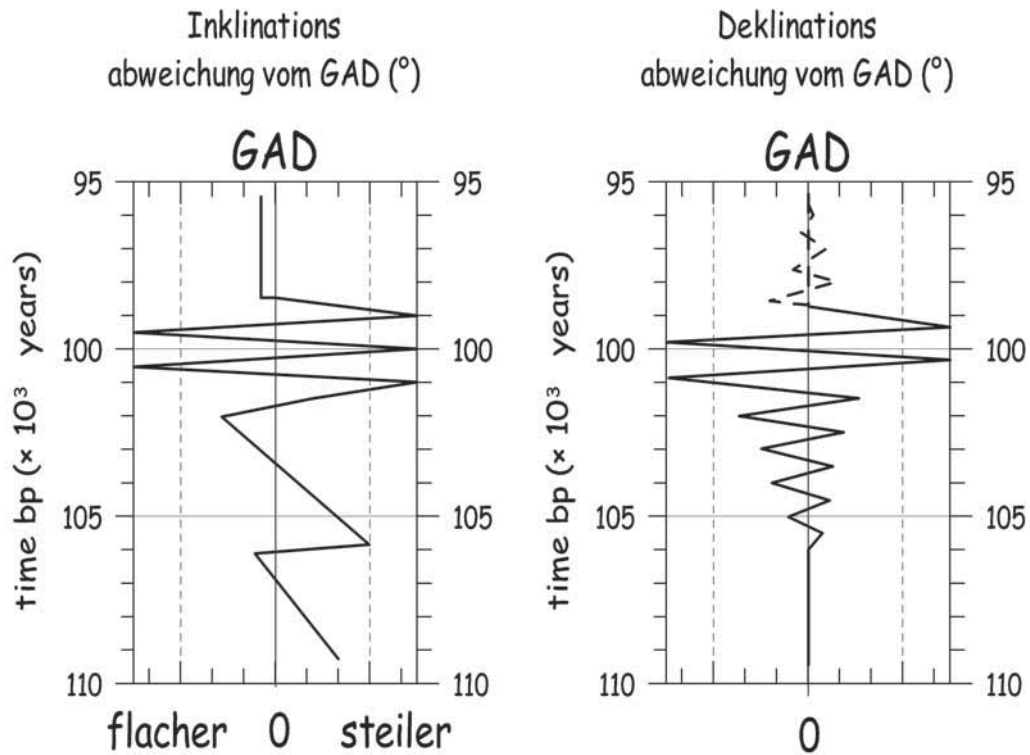


Abbildung 1: Schematische Darstellung, des paläomagnetischen Muster während der Klimastufe 5.3. Links ist der Verlauf der Inklination als Abweichung von der Inklination eines geozentrisch axialen Dipolfeldes (GAD) dargestellt. Rechts ist die idealisierte Kurve des Deklinationsverlaufs gezeigt.

sätze, die geeignet sind, auch als Testdatensätze für die Modellierung des Geodynamos zu fungieren – erwarten wir auch für andere Fragestellungen wertvolle Daten. Insbesondere die Paläoklimaforschung wird von dem Erkenntnisgewinn durch die notwendigen hochgenauen Datierungen der verschiedenen Sedimentarchive profitieren. Die zu erstellende paläomagnetische Musterkurve wird natürlich als Eichkurve für genaue paläomagnetische Datierungen und Korrelationen nutzbar sein.

*DFG-Fördernummer Ha2193/7-1*

**MG**

**Marine Geophysik**

---

**MG01** – Mo., 24.2., 11:00-11:20 Uhr · HS7

*Reston, T., Perez-Gussinye, M., Phipps Morgan, J., Ranero, C.R. (GEOMAR Research Centre Kiel)*

**The formation of non-volcanic rifted margins by the progressive extension of the lithosphere**

E-Mail: treston@geomar.de

Rifted margins include two main end-members: those termed “Volcanic Rifted Margins – VRMs” where magmatism is much more voluminous than predicted by passive asthenospheric upwelling (e.g. White et al., 1989), and those where magmatism is consistent or even less than the same predictions. The latter are termed “Non-Volcanic Rifted Margins – NVRMs” to emphasise the contrast with the VRMs: the name does not exclude the presence of minor amounts of magmatic activity. The NVRMs are typified by the North Biscay, south Australian, SW Greenland, and the West Iberian margins, which share a number of common characteristics:

- extreme crustal thinning, increasing towards the ocean;
- presence of well-defined rotated fault blocks. However at the feather edge of the continent the amount of extension that can be inferred from the geometry of these faults is far less than that indicated by the crustal thinning observed. This is the so-called extension discrepancy referred to by some authors;
- presence in places of a detachment fault at the base of the fault blocks;
- little evidence for synrift magmatism;
- the presence of a broad zone of partially serpentinised mantle (Boillot et al., 1988; Whitmarsh et al., 1996; Krawczyk et al.,

1996; Pickup et al., 1996), both occurring beneath the highly thinned and faulted continental crust of the continental rise region, and as a zone of exhumed continental mantle, now largely buried by postrift sediments.

In this presentation, I consider how such margins are the logical result of progressive extension of continental lithosphere above cool sub-lithospheric mantle. The key factors controlling the development of the margin may be the rheological evolution of the crust and the way this controls the serpentinisation of the uppermost mantle, the occurrence of multiple phases of faulting, so that the latest phase does not reveal the entire rift history, and the temperature structure of the sub-continental mantle.



MG02 – Mo., 24.2., 11:20-11:40 Uhr · HS7

*Ehrhardt, A., Hübscher, C., Gajewski, D. (Institut für Geophysik, Universität Hamburg)*

### **The Northern Gulf of Aqaba(Elat): surficial sediment tectonics above crustal pull–apart basins**

E-Mail: Ehrhardt@dkrz.de

Along the sinistral strike–slip fault of the Dead Sea Transform (DST) that separates the Arabian Plate from the Sinai–Sub Plate and connects the Red Sea Rift in the south with the Taurus–Zagros orogenic belt in the north, several pull–apart basins have been developed. The Gulf of Aqaba (Elat), located at the southern part of the DST, contains three large pull–apart basins, with the Elat–Deep as the northernmost and largest basin. The northern end of the Gulf of Aqaba, the Gulf’s Head, is a transition zone between the Elat–Deep and the Arava–Valley, onshore. In this transition zone the main strike–slip motion steps over from the eastern rift shoulder of the Elat–Deep to the western boundary at the Arava–Valley on land.

Because of its marine environment, this area is a unique location to study pull–apart basin development and the transition of the strike–slip faulting with marine geophysical methods. By performing a dense multichannel seismic and Hydrosweep–bathymetrical survey, sedimentary units were determined as pre– and syn–tectonic (concerning the development of the Elat–Deep), and a fault system was mapped. This information was used to derive a model for the development of the Gulf’s Head.

The model shows that the strike–slip motion on the eastern boundary of the Elat–Deep, well indicated by the eastward tilted sediments, has no sharp left–lateral step–over to the western side, but has a transition zone, where the main strike–slip motion is compensated at both boundaries, well expressed by

symmetric sedimentary layers. The model indicates that the sediments in the northern Gulf of Aqaba are decoupled from the basement, and that the formation of the Gulf’s Head is the response of the detached sediments to the left–lateral crustal strike–slip motion between the Arabian– and the Sinai Sub–plate. Thus, the left–lateral step–over and the left–lateral motion are responsible for the development of the Elat–Deep, but the shape is controlled by induced sediment tectonics above the crustal pull–apart basin.

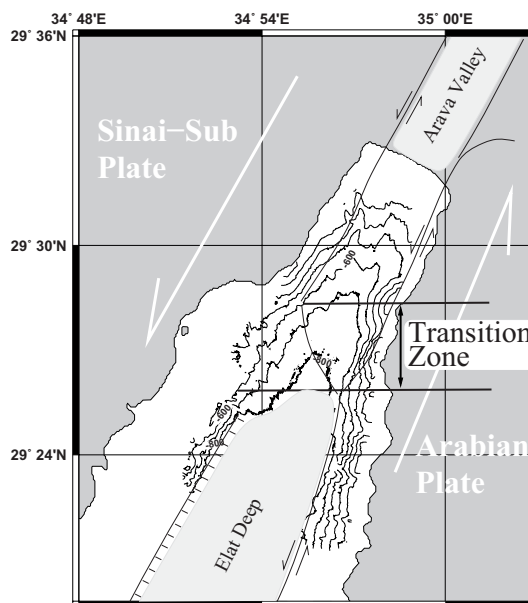


Figure 1: Northern part of the Gulf of Aqaba(Elat). Transition from the Elat–Deep to the Arava–Valley

MG03 – Mo., 24.2., 11:40-12:00 Uhr · HS7

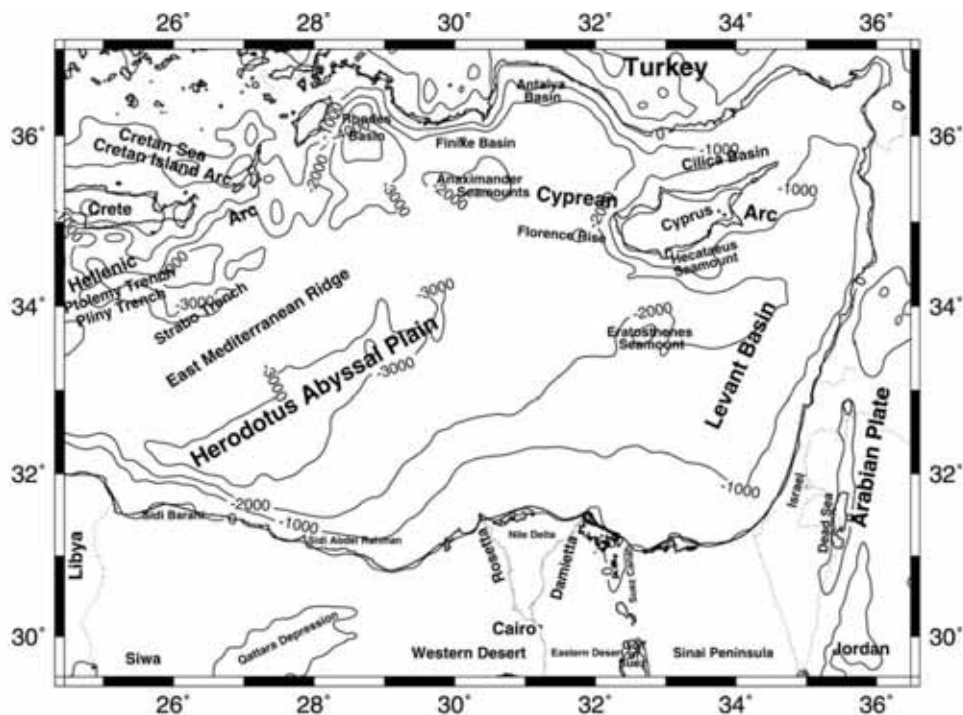
*Dehghani, G. A., Aboulel, H. (Universität Hamburg)*

### **MARINE GRAVIMETRIC AND MAGNETIC INVESTIGATIONS WITHIN THE AREA OF THE SOUTHEASTERN MEDITERRANEAN SEA AND THE NORTHERN SECTION OF EGYPT**

E-Mail: ali@dkrz.de

The southeastern Mediterranean Sea and the northern section of Egypt constitutes one of the most important and complex tectonic areas. A wide range of field work obtained from the marine potential field geophysical data on the southeastern Mediterranean Sea and the northern section of Egypt has been acquired from Meteor 25/4 expedition during July-August, 1993, Meteor 40/1 expedition during November, 1997, GEODAS (GEOphysical DATA System) Data bank, B. G. I. (Bureau Gravimétrique International) and Etopo data to throw some light on the marine bathymetric and topographic features pattern of the investigated area, to deduce the major tectonic trends prevailing in the region through using the potential field data, and to perform two and three-dimensional density gravity models within the regional tectonic concepts constrained by the seismic data. New free-air, Bouguer, and total intensity magnetic anomaly maps were constructed for the study area. A qualitative interpretation of the observed potential anomalies show a good correlation between the main tectonic features and the distribution of the potential anomalies. The regional gravity anomaly field values in the study area generally decreases towards the E-W and SE directions. The cause of the regional gravity trend is the transition from oceanic crust of the Eastern Mediterranean to the continental crust of the Arabian plate. The regional magnetic anomaly field in the study area on the other hand are dom-

inant in NW- SE trends and increases towards the north, which may reflect the shallow depth of the basement rocks in this direction. The residual gravity and magnetic anomalies reflect the effect of the difference in density between the crystalline or igneous crust and the sediments, the variation of the basement geometry and also the effect of the bathymetric and topographic features. Trend analysis technique of the structural pattern has been applied for the potential anomaly maps and revealed that the structural pattern of the area is among four major trends affected and arranged according to their predominance and percentage as follows: the NW-SE trend (Suez-trend), the NE-SW trend (Qattara-Eratosthenes trend), ENE-WSW trend and NE- SW (Aqaba trend). Based on the available seismic velocity, two and three-dimensional density gravity models were constructed along four seismic profiles crossing the main tectonic elements in the study area. The results of the two and three-dimensional density gravity modelling are presented and their ensures that the presented models satisfy and agree with the observed gravity field, regarding geometry and structural features in a regional setting. The transition of the oceanic-continental crust occurs near the coast of Israel, the Mohorovicic (Moho) lies at a depth of approx. 32 km beneath Cyprus, and at a depth of approx. 27 km at the coast of Israel. The deep parts of the Levantine Basin is covered by approx. 13 km of thick sediments. The Moho depth varies



Bathymetric and topographic features pattern map of the southeastern Mediterranean Sea and the northern section of Egypt.

Figure 1: Research Area

from approx. 26 km beneath the Eratosthenes Seamount to approx. 23 km under the Levant Basin. The depth to the basement lies at approx. 6 km beneath the Egyptian coast. However, the thickness of the sedimentary layer increases towards the East Mediterranean Ridge. The basement depth varies from approx. 9 km at the Egyptian coast to approx. 13 km in the Herodotus Abyssal Plain and beneath the East Mediterranean Ridge.

Web page: <http://www.geophysics.dkrz.de>

**MG04** – Mo., 24.2., 12:00-12:20 Uhr · HS7

*Hübscher, C. (Hamburg), Ben-Avraham, Z. (Tel-Aviv), Dehghani, A., Gajewski, D. (Hamburg), Gohl, K. (Bremerhaven), Pätzold, J. (Bremen), GEMME Working Group*

**New data from the easternmost Nile system - the GEMME project**

E-Mail: huebscher@dkrz.de

In order to investigate the tectonic and sedimentary setting of the southern Levantine continental margin as well as the Late Quaternary paleoceanography of the outer Nile Cone a geophysical and geological survey was carried out in the eastern Mediterranean between February 4th and March 7th 2002. For the so called GEMME project the German research vessel METEOR (cruise M52/2) operated for 5 weeks in the territorial waters of Israel (Leg A; February 4th to 25th) and Egypt (Leg B; February 26th to March 6th). The data set includes 2 refraction lines (15 OBS, 5 OBH on each line) and about 2500 km multichannel seismic data (44 profiles). A magnetometer (gradiometer) was deployed along the reflection seismic measurements. Gravity and hydroacoustic data have been collected continuously on a 24/7 schedule. About 3500 km of relevant potential field data have been gained. 30 piston cores including multicorers have been collected along 4 selected profiles, the sample sites have been carefully selected from the hydroacoustic systems, which include swathsonder data (Hydrosweep) and 4 kHz narrow beam echo sounder data (Parasound). The multicorer samples and gravity corer samples permit the investigation of the complete Holocene sequence. The first objective of the geophysical part of the program is to reconstruct the Plio-Quaternary evolution of the continental margin of southern Israel by means of sequence stratigraphy. The Post-Messinian sediment prism is considered to represent the easternmost deposition center for

Nile derived sediments. This analysis should assist in understanding local as well as regional stratigraphic and tectonic features like strike-slip movement and constrain quantitative parameters such as subsidence, sedimentation rates and sea-level changes. Correlation of local sequence boundaries with global and Mediterranean events may provide age constraints to the processes mentioned above. The second objective is to create a 3D-model of the entire crust consisting of crystalline basement, pre-, syn-, and post-Messinian layers. This model, which will be based on potential field, refraction seismic and industry reflection seismic data, represents the tectonic frame and is crucial for any subsidence analysis. The particular scientific questions were: How did channel levee complexes evolve on the outer Nile Cone? How reflects the Post-Messinian sediment prism the interplay between sediment input, transport mechanisms, uplift and subsidence, halokinetics, and sea level and climate? What is the source of gassy clastic sediments above the basal Pliocene unconformity? What is the relation between salt tectonics and gas/fluid migration? What caused the dominant disturbances (Gaza, Palmahim, Dor) along the continental slope off Israel? Of what kind is the transition from south of the Carmel fault to north of it in terms of basement and sediment structures? How important is the Pelusium lineament regarding the dynamic of the ocean-continent boundary? Where is the transition between oceanic and continental basement in the eastern Mediterranean, and

what is the relation to the Dead Sea Transform Fault?

A striking observation in the reflection seismic data was that the landward termination of Messinian evaporites coincides with faults in the Plio-Quaternary sediments above. At the northern margin, where the termination is located beneath the slope, faults have been produced within the prism. Frequently pinnacle like structures can be observed on the seafloor in the vicinity of the faults. To summarise the occurrence of pinnacles it can be stated that they occur above faults or slumps. We assume that slumping or faulting interrupts stratigraphic seals, which prevent upward gas migration. Mass transport processes and faulting are strongly correlated to salt tectonics. At the seafloor carbonates may be produced when calcium is taken from the water column and carbon from methane. Off Haifa we investigated the tectonic activity of the Carmel (Yagur) fault with 18 MCS lines. A newly discovered active fault proves the tectonic activity of that region. The landward prolongation of this fault aims at the region south of Mount Carmel and was not known before. The final seismic profile grid covers the transition from the southern Eratosthenes Seamount to the Nile Cone. Messinian evaporites and the Nile derived Plio-Quaternary cover sequences stop abruptly at the southern flank of the seamount at the so-called Nile Scarp. A magnetic and gravity anomaly, indicating basement structures and the presence of low-density salt respectively mark the northern Nile Cone. All together 5 MCS lines cross the Nile Scarp to investigate tectonic activity of this region. The paleoclimate history of the Nile deposits will be studied from the extensive sediment core collection. Four different sediment profiles were covered, i.e. three core transects representing the three differ-

ent provinces (western, central, eastern) of the Nile fan and one core transect across the continental margin of southern Israel. High resolution dating by AMS 14C will reveal detailed chronologies in proximal and distal provinces of the marine Nile fan. A set of high resolution logger methods (color, MSCL-Data, XRF-Scanner) will be used to establish sedimentological and geochemical chronologies of the Nile fan sedimentation. High resolution geochemical (Corg, CaCO<sub>3</sub>) and stable isotope chronologies (d18O, d13CCaCO<sub>3</sub>, d13CCorg, d15N) will reveal climatic and oceanographic changes in the southeastern Mediterranean under the impact of the Nile. Special emphasis will be given to reconstruct the late glacial and Holocene climatic record and to compare it with the terrestrial archives of African and Middle East climate change. It will be also possible to reconstruct changes in sedimentation in post-Aswan times.

**MG05** – Mo., 24.2., 12:20-12:40 Uhr · HS7

*Hübscher, C., Gajewski, D., Grobys, J. (Hamburg), Kukowski, N. (Potsdam), Netzeband, G., Wagner, M. (Hamburg), Bialas, J. (Kiel)*

**Complex BSR Pattern in the Yaquina Basin off Peru: Implications for Impact of Anisotropic Permeability and Tectonic**

E-Mail: huebscher@dkrz.de

The Yaquina Basin is a forearc basin located on the Peruvian upper continental slope between 8S and 9S. In the northern part of the basin a terrace like feature rests below the shelf break in water depth between 400 m and 1200 m. The slope gradient increases seawards and towards the Peru Trench. Here, the Nazca Ridge is subsided beneath the Andes. High-resolution MCS data from the Yaquina Basin reveal a complex pattern of BSRs. The observed BSRs show a wide variation in strength and continuity in dependence to stratigraphy, structure and gas- or fluid flow. In the central deposition center of most profiles a strong, concordant BSR is observed at the estimated depth of the base of the gas hydrate stability zone (BGHS). The reflection is bent at faults but conform with the stratigraphy, which runs almost parallel to the seafloor. The reflection amplitudes above are reduced and beneath reflections are first obscured and than blanked. Obviously gas migrates upslope and parallel to the stratigraphy. Further downslope where the stratigraphy dips against the slope, the BSR changes into a weak, but continuous and now discordant BSR. The reflections above and beneath these BSR are not obscured. Again fluid migration happens along the stratigraphy towards the sea floor. At the lower basin we observe a strong but discontinuous BSR, which is hummocky to stratigraphy and disrupted by faults. Beneath this patches blanking is observed. According to the Blake Ridge we assume gas hy-

drate patches within the GHSZ, which means that gas migrates into the GHSZ. At some MCS lines we observe interrupted chaotic reflection patches presumably marking the upper and lower boundary of the GHSZ. In one line a clear and crisp double BSR is present at the assumed BGHS, they are separated by 20-30 ms. Gas and gas hydrate saturation, tilting, and anisotropic permeability may explain the observed lateral variation of the seismic characteristic of the BGHS and gas/gas hydrate bearing Plio-Quaternary sediments in the Yaquina Basin. The sediment infill of the Yaquina Basin consists of alternating high and low permeable strata. Upwards migrating gas splits at a hinge zone. At both sides of the hinge zone, layers dip in an opposite direction. Upslope the hinge zone the BGHS runs conformable to the strata. Both low-permeable strata and gas hydrate bearing high-permeable strata form a seal which prevents upward flow across the strata. Beneath the seal, the gas migrates along permeable layers. A vertical fault displaces the permeable layers and forms a lateral gas trap and gas accumulates here. Further upslope little gas is present and the reflection from the BGHS is shifted to the seafloor where it terminates. Where the BGHS is disrupted by a fault gas escapes from beneath and migrates upwards. The section on the other side of the hinge zone has been tilted which shifted the GHSZ upwards with respect to the sediment. As a consequence gas hydrate dissociated. The seal

has been broken and gas formerly trapped beneath the previous BGHS can escape. The gas migrates upwards along permeable layers and, if present, along faults. When it reaches the undisturbed turbiditic cover sequence, the gas migrates across the strata upwards and escapes at the seafloor, where chemoherms develop. Further downslope a swarm of nearly vertical faults allow the upward migration of gas inside the GHSZ. Short gas hydrate layers produce bright spot patches and pretend sometimes phase reversals due to thin layer reflections. The upper level marks the TGHS or gas hydrate layers within the GHSZ. The lower level characterizes reflections from the bottom of free gas or, more likely, reflection of gas which is trapped by non-permeable layers, partly disrupted by faults. Methane escapes where this faults reach the seafloor and carbonate forms. In order to foster our interpretation of gas and gas-hydrate distribution, we analyzed recordings of ocean-bottom-seismometers. We derived 2D-velocity depth function by ray-tracing. Additionally we calculated 1D-velocity depth functions from RMS-velocities. Previously the data have undergone a Kirchhoff wave-equation datuming and adjacent coherence filtering to eliminate the one sided travel path through the water column. This processing step was motivated by the fact, that the RMS-velocity of thin layers beneath the seafloor is very close to the water velocity, if the water depth is much bigger than the layer thickness. Assuming that the receiver gather approximates a CDP-gather, identified reflections have been examined with a semblance supported interactive velocity analysis. Data have also been analyzed with high and low resolution in depth in order to find an optimum trade-off between vertical resolution and minimization of errors caused by sensitivity of the DIX' formula regarding velocity variations

at thin layers. The velocity data help to understand the reflection pattern in terms of gas and gas-hydrate occurrence.

MG06 – Mo., 24.2., 12:40-13:00 Uhr · HS7

Zöllner, H., Schikowsky, P. (Universität Leipzig)

### Zum Einfluss seebodennaher Langsamschichteinlagerung auf flachmarine reflexionsseismische Messungen

E-Mail: huebscher@dkrz.de

Auf CDP-seismischen Seemessungen, die in den achtziger Jahren zur Erdöl-Erdgas Exploration im Bereich des Greifswalder Boddens durchgeführt wurden, zeigten sich außerordentlich starke Störeinflüsse, die bei einer komplexen Interpretation in den 90er Jahren zu erheblichen Unsicherheiten führten. Zu den Störeinflüssen gehören extreme Absorption der Nutzsignale (bis nahezu 100 Prozent), bislang unerklärlich starke Laufzeitanomalien, hochfrequentes Singing, und Erscheinen tieffrequenter Störwellen. Ein Seismogramm mit den typischen Erscheinungsbildern zeigt Abbildung 1, wobei zur besseren Sichtbarkeit der Störeinflüsse nur der schusspunkt nächste

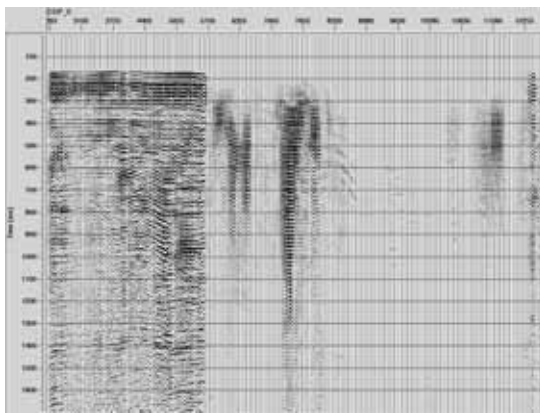


Abbildung 1: Amplitudengetreue Einkanalabspielung eines typischen Seismogramms beim Einfahren in einen gestörten Bereich; auffällig ist der nahezu totale Ausfall der Nutzsignale ab Koordinate 5700; gut zu sehen ist auch das monofrequente Singing im mittleren Teil des Seismogramms im Bereich von Koordinate 7500

Kanal dargestellt ist.

Es sollte die Frage geklärt werden, welche physikalischen Ursachen den Erscheinungen zugrunde liegen und inwiefern eine rechen-technische bzw. messtechnische Eliminierung dieser Störeinflüsse möglich ist.

Der untersuchte Datensatz umfasst 75 CDP-seismische Profile mit einer Gesamtlänge von mehr als 500 km. Hinzu kommen etwa 25 boomerseismische Profile (Sedimentechogramme) und Ergebnisse von Flachbohrungen um Informationen über den seebodennahen Untergrund zu erhalten.

Durch eine umfangreiche Kartierung wurde die flächenhafte Verteilung von Laufzeit-erhöhungen, Singing und erhöhter Absorption sowie der Gasindikationen aus Sedimentechogrammen bestimmt.

Die Kartierungen zeigen, dass erhöhte Absorption nur dort auftritt, wo die Sedimentechogramme Hinweise auf Durchgasungen

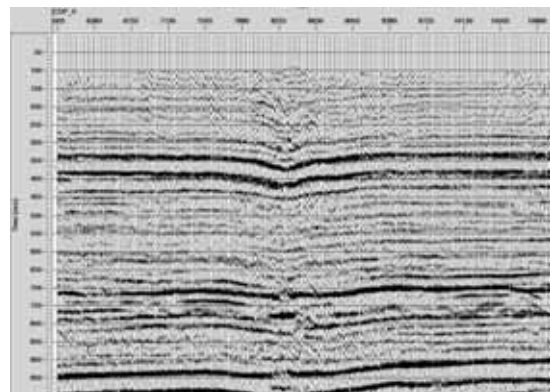


Abbildung 2: Stapelergebnis im Bereich einer Laufzeitanomalie (Koordinate 8300)



liefern. Damit konnte -wie erwartet- durchgaster Schlick als wesentliche Ursache der starken Absorption nachgewiesen werden. Weiterhin ist zu erkennen, dass auch Singing nur in Gebieten durchgaster Schlicks auftritt, die eine bestimmte Seetiefe überschreiten, was mit den theoretischen Vorhersagen für die Entstehung von stehenden Wellen im Wasser in Einklang steht. Die rechen-technische Eliminierung von Singing und tieffrequenten Störwellen kann mit einer prediktiven Dekonvolution bzw. einfachem Bandpassfiltern erreicht werden.

Ein wesentlicher Schwerpunkt der Arbeit lag in der Untersuchung von Laufzeitanomalien (Abbildung 2). Von besonderem Interesse war die Entwicklung einer Methodik die es erlaubt, Strukturinformationen von seebodenbedingten Laufzeitanomalien zu trennen und wenn möglich, zu korrigieren. Um die Bedeutung dieser Zielstellung zu untersetzen, sei darauf verwiesen, dass bei Interpretationen aus den frühen 90er Jahren teilweise oberflächenbedingte Laufzeitanomalien als tektonische Gräben angesprochen wurden.

Zur Erkennung oberflächennaher Einflüsse wird vorgeschlagen, jeweils eine Einkanalabspielung eines schusspunktnahen und -fernen Kanals anzufertigen. Engbegrenzte oberflächennahe Laufzeitinhomogenitäten bilden sich in schusspunktfernen Spuren doppelt ab. Die Einkanalabspielungen ermöglichen außerdem eine exakte Lokalisierung von Störungsgrenzen. Damit ergibt sich die Möglichkeit den Einfluss der Störung durch Unterschiessen zu eliminieren, sofern die laterale Ausdehnung der Störung klein gegenüber der Messauslage ist.

Nach Analysen der refraktierten Seebodenwelle und der mathematischen Modellierung ihrer Ausbreitung zeigte sich, dass die Laufzeitanomalien nicht -wie zu-

nächst angenommen- durch die geringe P-Wellengeschwindigkeit des durchgasten Schlick verursacht werden, sondern vielmehr durch bis zu 150 m mächtige Langsamschichteinlagerungen im seebodennahen Untergrund entstehen. Es wird angenommen, dass es sich hierbei um quartäre Rinnen handelt, die mit Sedimenten geringer P-Wellengeschwindigkeit verfüllt sind. Eine durchgeführte Kartierung der Ersteinsätze repräsentiert damit im Wesentlichen die Lage und den Verlauf von bislang im Greifswalder Bodden noch nicht nachgewiesenen Rinnensystemen.

Eine statische Korrektur zur Beseitigung der Laufzeitanomalien durch klassische Refraction-Statics ist auf Grund der Messgeometrie (min. Offset 160 m) nicht möglich. Ein Versuch der Berechnung von statischen Korrekturen aus den Informationen der Sedimentechogrammen scheiterten daran, dass die Langsamschichtunterkante im Allgemeinen nicht erfasst wird. Dagegen ist es möglich, relative Laufzeitanomalien der refraktierten Welle direkt zur statischen Korrektur heranzuziehen.

Die Anwendung der beschriebenen Schritte verbessert die Datenqualität in gestörten Bereichen deutlich, ermöglicht detailliertere Interpretationen und erhöht die Sicherheit der Interpretation erheblich.

MG07 – Di., 25.2., 09:30-09:50 Uhr · HS7

*Müller, C., Bönemann, C., Neben, S. (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover)*

### **Der Bodensimulierende Reflektor - mehr als nur ein Hinweis auf Gashydrate**

E-Mail: C.Mueller@bgr.de

Gashydrate werden seit drei Jahrzehnten mit zunehmender Bedeutung im Rahmen globaler Klimaveränderungen, als potenzieller Auslöser katastrophaler Tsunamis und Gefahr für Offshoreeinrichtungen, sowie als potentielle Energiereource für die Zukunft diskutiert. Als Beitrag zur Abschätzung des regionalen Potenzials als Georisiko bzw. Energiereource wird die flächenhafte Ausdehnung der Gashydrate durch Kartierung des Bodensimulierenden Reflektors (BSR), der die Unterkante der Gashydratstabilitätszone anzeigt, erfasst. Der BSR trägt darüber hinaus aber noch weitere Informationen. Als Phasengrenze zwischen festem Gashydrat und freiem Gas ist die Temperatur am BSR gut definiert und ermöglicht dadurch die Abschätzung des Geothermischen Gradienten bzw. des Wärmeflusses. Als markante seismische Reflexion beinhaltet der BSR außerdem Informationen über die elastischen Eigenschaften der Sedimente. Aus steilwinkelseismischen Daten lassen sich Hinweise auf Impedanzkontraste und aus weitwinkelseismischen Daten zusätzlich Hinweise auf Kontraste im Poissonverhältnis ermitteln.

Auf Basis eines Netzes reflexionsseismischer Profile von 1999 wurde der Wärmefluss auf dem aktiven Kontinentrand vor der Pazifikküste Costa Ricas erfasst. Der Geothermische Gradient wurde aus der Tiefenlage des BSRs, der Gashydratstabilitätskurve und der Temperatur am Meeresboden abgeschätzt und mit einer konstanten Wärmeleitfähigkeit von 0.85 W/mK (ODP-Leg 170) in

Wärmefluss konvertiert. Im Gegensatz zu den besonders niedrigen Wärmeflüssen am ODP-Leg 170, verursacht durch effektive hydrothermale Kühlung, erhalten wir im Bereich südöstlich der Nicoya-Halbinsel Wärmeflüsse im Normalbereich zwischen 20 und 80 mW/m<sup>2</sup>. Vor der Osa-Halbinsel steigen die Wärmeflüsse aufgrund des abtauchenden Cocos-Rückens auf bis zu 120 mW/m<sup>2</sup> an.

Die Kartierung der BSRs vor Costa Rica zeigt südöstlich der Nicoya-Halbinsel eine fleckenhafte Verteilung der Gashydrate. In diesem Bereich wurden hochauflösende reflexionsseismische Daten mit Streamerlängen von 5250 m aufgenommen. Durch diese Konfiguration wurden am BSR Einfallswinkel von über 70° erreicht. Nach einer Amplitudenkorrektur wurde die Variation der Reflexionsamplitude mit dem Einfallswinkel (AVA) untersucht und die elastischen Eigenschaften der Sedimente im Bereich des BSRs bestimmt. In Verbindung mit Modellrechnungen (Zoeppritz) lassen sich bei hohen Einfallswinkeln Bereiche mit und Bereiche ohne freies Gas unterhalb der Gashydratstabilitätszone unterscheiden. Die Bereiche mit freiem Gas sind dabei neben einem starken negativen Steilwinkelreflexionskoeffizienten durch eine starke Variation des Poisson-Verhältnisses gekennzeichnet und werden als Bereiche mit erhöhter vertikaler Fluidmigration entlang von tiefen Störungen erklärt.

**MG08** – Di., 25.2., 09:50-10:10 Uhr · HS7

*Behain, D., Fertig, J. (Institut für Geophysik, TU Clausthal), Meyer, H., Franke, D., Barckhausen, U. (BGR)*

**Properties of gas hydrates off NW Sabah (Borneo)**

E-Mail: d.behain@bgr.de

Natural gas hydrates occur globally widely in marine sediments of the continental slopes and rises or in permafrost regions. Gas hydrates have recently gained increasing scientific and industrial attention considering their role as a potential energy resource, in climate changes and in seafloor stability. In the seismic lines gas hydrates are indicated by a so-called Bottom Simulating Reflector (BSR). The BSR marks the base of the stability zone of gas hydrates and runs nearly parallel to the seafloor. In 2001, during the scientific survey BGR01 off Sabah more than 2900 km of seismic, magnetic, gravimetric data were acquired. One of the targets of the survey BGR01 was the gathering of supplementary data for a detailed study of the occurrence and properties of gas hydrates off NW Sabah. For the subsequent AVA-analysis (Amplitude Versus Angle) at the BSRs more than 1400 km of high resolution MCS-lines with a 6 km long streamer (480 channels, sample rate 1 ms, record length 7 s, shot distance 25 m) have been acquired. Due to the different structural settings and sedimentation histories the continental margin off NW Sabah have been subdivided into different tectonostratigraphic provinces (NW Sabah Platform, NW Sabah Trough, Baram Delta Thrust Belt zone, Lower Tertiary Thrust Sheet, Outboard Belt and Inboard Belt. The BSR occurrences off Sabah appear to be linked with structural and tectonic units and are focused mainly in the folded, thrust, and uplifted structures. They occur in the post-Miocene sediments be-

tween 250 and 300 m beneath the seafloor, and have been observed in the Baram Delta Thrust Belt zone, the Compressed Thrust Toe and Lower Tertiary Thrust Sheets and in the NW Sabah Trough. The BSRs occur mainly in the hanging walls of the individual thrust sheets which form anticline-like structures. Due to the tectonically controlled morphology of the seafloor the distribution of BSRs consists mainly of elongated bodies with a maximal length of 190 km and an average lateral extent of 5 km, which run mainly parallel to each other. We have assumed 3 models for the origin of BSRs off Sabah (BSRs are either caused by existence of only free gas below the BSR, either only hydrate above BSR or a combination of free gas beneath and gas hydrates above the BSR in the sediments). To restore amplitudes at the BSR, source and receiver directivity are explicitly considered. The source-receiver offset that is in most cases 5 times the target depth provides incidence angles up to 70 degrees. AVA-analysis at the BSRs along the high resolution MCS lines show the class III AVA anomalies with strong negative zero-offset reflection coefficient that increase with offset. Using the forward modeling (full Zoeppritz) the AVA trend shows the best correlation with the result of low compressional wave velocity and low Poisson's ratio of the sediments beneath the BSR, clearly indicating the existence of free gas beneath the BSRs.

**MG09** – Di., 25.2., 10:10-10:30 Uhr · HS7

*König, M. (Bremerhaven, AWI), Kopsch, C. (Potsdam, AWI), Jokat, W., Miller, H. (Bremerhaven, AWI)*

**Das schiffsfeste Magnetometersystem auf Polarstern:  
Ergebnisse, Probleme, Perspektiven**

E-Mail: mkoenig@awi-bremerhaven.de

Die geotektonische Entwicklungsgeschichte des Meeresbodens lässt sich anhand seiner magnetischen Signatur in weiten Bereichen des Ozeans zeitlich eindeutig bestimmen. Um die räumliche Abfolge von positiven und negativen magnetischen Anomalien von einem Schiff aus zu erfassen, werden üblicherweise geschleppte Magnetometersysteme verwendet. Dabei wird ein aus einem, oder mehreren Geräten bestehendes Sensorsystem an einem 600 - 800 m langen Kabel hinter dem Schiff gezogen. In Gebieten mit teilweiser, oder vollständiger Eisbedeckung ist diese Methode nur bedingt einsetzbar. Die Gefahr der Beschädigung, oder des Verlustes des Systems ist sehr groß. Eine Möglichkeit diese Schwierigkeiten zu umgehen bietet die schiffsfeste Installation eines Magnetometersystems, wie sie auf dem deutschen Polarforschungsschiff Polarstern während des Fahrtabschnitts ANT XVII/4 im Frühjahr 2000 durchgeführt wurde.

Es wurden 2 3-Komponenten Fluxgatesensoren auf Ringkernbasis der Firma Magson, auf der Backbord- und Steuerbordseite des Krähenestes in etwa 7 m Entfernung voneinander aufgebaut.

Ziel ist es, ein System bereitzustellen, welches im Dauereinsatz auch bei Fahrten in eisbedeckten Gebieten mit möglichst wenig Wartungsaufwand betrieben werden kann. Neben der direkten Messung von Meeresbodenanomalien soll Polarstern somit auch als Basisstation für hubschrauber- und flugzeuggestützte Messungen dienen.

Durch die unmittelbare Nähe zum Schiff sind die Störeinflüsse des Schiffs am Ort des Sensors um ein vielfaches größer als bei geschleppten Systemen. Aus diesem Grund ist die Berechnung stabiler Korrekturkoeffizienten hier von entscheidender Bedeutung. Eine weitere Erschwerung der Messbedingungen kommt durch das Mitbewegen der Sensoren mit dem Schiff hinzu. Ein geschlepptes System behält, je nach Tiefe in der der Sensor geschleppt wird, auch bei mittlerem Seegang seine Position bei, wohingegen das Schiff und somit auch das schiffsfeste System deutlich mehr Bewegungen durchführt. Um diese Bewegungen in einem „Post-Processing“ rechnerisch korrigieren zu können ist die präzise und synchrone Erfassung der Lagedaten (roll, pitch, head) von entscheidender Bedeutung. Auf Polarstern werden hierzu die Navigationsdaten des Schiffsystems verwendet.

Seit der Südpolarexpedition ANT XIX/2 im Winter 2001/2002 ist dieses System voll funktionsfähig und im Dauereinsatz. Die Daten der digitalen Fluxgatesensoren werden mit 1 Hz registriert und in das wissenschaftliche Bordrechnersystem PODAS eingespeist. Von diesem zentralen Rechnersystem aus kann „online“ auf die Daten zugegriffen und zur weiteren Verarbeitung lokal gespeichert werden.

Die Daten dieser Expedition, sowie ein weiterer Datensatz der Nordpolarexpedition ARK XVIII/2 vom Sommer 2002, bieten die Grund-

lage für eine umfangreiche Analyse der verwendeten Korrekturalgorithmen und des „magnetischen Verhaltens“ des Schiffes. Letzteres ist v.a. im Hinblick auf die Überquerung des magnetischen Äquators und die damit verbundene Ummagnetisierung des Schiffes von besonderem Interesse. Hubschraubergestützte Messungen parallel zum Schiffstrack mit einem Caesiummagnetometer der Firma Scintrex sowie ein zusätzlich für diese Expedition am Krähenest angebrachtes Caesiummagnetometer der Firma Geometrics bieten weitere Möglichkeiten der Messwertvalidierung.

In diesem Vortrag sollen erste Ergebnisse dieser Untersuchungen, sowie Probleme bei der Messwertkorrektur und ein Ausblick auf weitere mögliche Auswertungen dargestellt werden.

**MGP01**

*Bialas, J., Breitzke, M. (Kiel, Geomar)*

**Ein hochauflösender tiefgeschleppter Mehrkanalstreamer: Technische Gestaltung**

E-Mail: mkoenig@awi-bremerhaven.de

Marine seismische Vermessungen sind in ihrer Auflösung sehr stark durch die Meerestiefe beeinflusst. Der Öffnungskegel von Oberflächenempfängern (Mehrkanalstreamer) bedingt bei großer Tiefe einen entsprechend großen Fresnelradius. Durch Prozessingschritte (Migration) läßt sich dieser Einfluß in Profilrichtung zwar verringern, Seiteneffekte bleiben dabei jedoch unverändert. Eine Verkleinerung der Fresnelzone kann durch größere Annäherung der Meßkonfiguration an das Untersuchungsziel erreicht werden. Im Ozean bedeutet dies, Empfänger und Quelle zum Meeresboden abzusenken.

Zu diesem Zweck wurde im Projekt ING-GAS ein tiefgeschlepptes Streamersystem in Verbindung mit einem tiefgeschleppten SideScan Sonar entwickelt. Der Streamer wird zusammen mit konventionellen Airguns als sogenanntes hybrides System betrieben, der Empfangsteil ist abgesenkt, während die Quelle an der Oberfläche bleibt. Abhängig von der Einsatztiefe und Signalfrequenz wird dabei eine unterschiedlich große Reduktion der Fresnelzone erreicht. Für ein 200 Hz Signal reduziert sich der Fresnelradius in 3000 m Tiefe von 106 m auf 27 m. Die einzelnen Hydrophone des Streamers werden mit Kabelsegmenten verbunden, so daß die Konfiguration dem jeweiligen Meßziel angepaßt werden kann. Zur Zeit stehen 1 m und 6.5 m lange Kabel zur Verfügung.

Von den 26 Hydrophonen wurden drei als sogenannte Engineering-knoten ausgeführt, d.h. neben einem Hydrophon sind ein Kompaß, Drucksensor und Neigungsmesser instal-

liert, deren Werte ebenfalls digital übertragen werden. Hierdurch ist eine laufende Kontrolle über Tauchtiefe und Verhalten des Streamer möglich. Von besonderer Wichtigkeit ist diese Information jedoch in dem späteren Navigationsprozessing, das zu jedem Schuß eine exakte Positionierung der Hydrophone bereitstellen muß. Eine Besonderheit stellt hier auch die USBL (Ultra Short Baseline) Navigation dar. Dieses System erlaubt eine permanente Positionsbestimmung des Schleppfisches ohne das Referenzbaken zum Meeresboden abgesenkt werden müssen.

Die seismischen Signale werden mit 24 Bit und 0.25 ms Samplingrate abgetastet und von einem Bottom-PC in einem Unterwassergehäuse gespeichert. Hier werden die Daten zusammen mit den SideScan Sonar-Werten über eine Telemetrie an Bord übermittelt. Die Telemetrie ist sowohl für Koaxial- als auch für Glasfaserkabel ausgelegt. An Bord werden die Daten per Ethernet an weitere Rechner verteilt, die eine Online-Darstellung der Messung ermöglichen. Neben der Qualitätskontrolle und der vollen Parametrisierung der Meßanlage findet hier eine zweite Datensicherung statt. Bei unzureichender Bandbreite des Schleppkabels werden nur Teile der Daten zu Kontrollzwecken übertragen, die komplette Speicherung findet dann im Unterwassergehäuse statt.

Die ungewöhnliche Geometrie von Quelle und Empfänger erlaubt es nicht länger die üblichen CMP orientierten Verfahren der Mehrkanalseismik anzuwenden. Wellenfeldfortsetzung und Migration muß angewendet werden,

um der hyperbelhaften Anordnung der Reflexionspunkte im Untergrund gerecht zu werden. Das notwendige Navigations- und Datenprozessing wird in dem Beitrag von Breitzke und Bialas vorgestellt.

**MGP02***Breitzke, M., Bialas, J. (Kiel, Geomar)***Ein hochauflösender tief geschleppter Mehrkanalstreamer: Erste Ergebnisse und Datenprozessing**

E-Mail: mkoenig@awi-bremerhaven.de

**Einführung** Im Rahmen des durch die Gashydratinitiative des GEOTECHNOLOGIEN Programms geförderten Projektes INGGAS wurde ein tief geschleppter digitaler mehrkanal-eismischer Streamer entwickelt mit dem Ziel, die laterale Auflösung von kleinskaligen Untergrundstrukturen, die bsp. Hinweise auf einen Fluidfluß in der Sedimentsäule und damit auf die Bildung und Existenz von Gashydraten liefern können, zu optimieren. Eine technische Beschreibung der einzelnen Gerätekomponenten ist in dem Beitrag von Bialas und Breitzke (dieser Abstract Band) zu finden. Es handelt es sich um ein hybrides System, bei dem der Streamer tief geschleppt wird, während als Quelle konventionelle Air-, GI- oder Waterguns verwendet werden. Bei einer Wassertiefe von beispielsweise 3000 m, einer Hauptfrequenz von 200 Hz und einer Schlepptiefe von 100 m über dem Meeresboden kann so der Radius der Fresnelzone als Maß für die laterale Auflösung von 106 m für ein konventionelles, oberflächennah geschlepptes Quell- und Streamersystem auf 27 m für ein hybrides System reduziert werden.

**Die SO162 Testfahrt (INGGAS Test)** Während der FS Sonne Fahrt SO162 wurde dieses hybride Streamersystem im Yaquina Becken vor Peru in Wassertiefen von 900 - 1000 m erfolgreich getestet. Als Quellen kamen ein 0.7 l GI- und eine 1.6 l Prakla Air Gun zum Einsatz, deren Quellspektren einen Frequenzbereich von etwa 20 - 300 Hz umfassen. Die Daten wurden mit einem Abtastintervall von 0.25 ms digitalisiert und über 3 s Dau-

er aufgezeichnet. Das Schußintervall betrug 5 s. Bei einer mittleren Schleppgeschwindigkeit von 3 kn führte dies zu einer durchschnittlichen 3fach Überdeckung des Untergrundes. Ein erstes Testprofil verlief in Streichrichtung des peruanischen Kontinentalrandes. Es diente dazu, alle Gerätekomponenten zu testen und Erfahrungen mit der Schiffsgeschwindigkeit, Manövrierfähigkeit und der Tiefen- und Positionskontrolle des insg. 75 m langen Streamer sowie des den Streamer schleppenden Side Scan Sonar Fisches und Depressors zu sammeln. Die Schlepptiefe betrug 80 - 120 m über dem Meeresboden. Eine Beobachtung der Heading, Roll und Pitch Werte der Engineering Knoten des Streamer auf den Kontrollmonitoren zeigte eine sehr gute Übereinstimmung in der Tiefenbestimmung des Streamer und des Side Scan Sonar Fisches durch das POSIDONIA USBL System, so daß eine sehr gute Lagekontrolle des tief geschleppten Systems möglich ist. Variationen in der Schiffsgeschwindigkeit zwischen 1 und 4 kn ergaben, daß der geringste Rauschpegel bei einer Schiffsgeschwindigkeit von 3 kn liegt. Ein zweites Testgebiet lag im Gebiet der während der FS Sonne Fahrt SO 146 (GEOPECO) gefundenen Max und Moritz Chemoherme. Ein Netz von 11 parallel verlaufenden Profilen mit einem Profilabstand von ca. 100 m abgefahren, um die Einsetzbarkeit und Manövrierfähigkeit des tief geschleppten Systems für 3D Untersuchungen zu testen, und um die Auflösung von kleinskaligen Strukturen wie die der Chemoherme (200 - 300 m Durchmesser) in



den mit dem tief geschleppten Streamer aufgezeichneten seismischen Daten zu untersuchen. Es zeigte sich, daß bei einer Wassertiefe von etwa 1000 m Kurven zwischen Profillinien mit 500 - 600 m Abstand auch mit dem tief geschleppten System ohne Probleme gefahren werden können, so daß zukünftig durch eine entsprechende Profilplanung und -schachtelung auch sehr engabständige Linien von wenigen 10er Metern Abstand für sehr hochauflösende 3D seismische Vermessungen abgefahren werden können.

**Geometrie Processing** Zur hochauflösenden Abbildung der Chemoherde in den seismischen Sektionen ist eine detaillierte Berechnung der Geometrie von marin-seismischer Quelle, Side Scan Sonar Fisch und Streamerknoten notwendig. Als Eingangsdaten stehen dazu die GPS Daten der Schiffsantenne, die USBL Daten des POSIDONIA Positionierungssystems und die Daten der drei Engineering Knoten des Streamers zur Verfügung. Die GPS Daten liefern, nach Berücksichtigung der Position der Antenne auf dem Schiff und der Auslage der marin-seismischen Quelle direkt die Koordinaten der Quellposition. Die USBL Daten des POSIDONIA Positionierungssystems geben nach Interpolation auf die Triggerzeiten die zugehörige Position des Side Scan Sonar Fisches an. Aus den Tiefen- und Heading Werten der drei Engineering Knoten lassen sich durch räumliche Interpolation Tiefen und Heading Werte für jeden Streamerknoten und, unter Berücksichtigung des Knotenabstandes, geographische Koordinaten sowie Tiefenwerte für jeden Streamerknoten berechnen.

**Geometrische Korrektur der Daten** Auf der Grundlage dieses Geometrie Processing kann anschließend eine einfache geometrische Korrektur durchgeführt werden mit dem Ziel, die Variationen in der Eintauchtiefe des Stre-

amer rückgängig zu machen und so den bathymetrischen Verlauf des Meeresbodens zu rekonstruieren. Dazu definiert man eine Referenztiefe und berechnet, basierend auf dem Offset, der Wassertiefe und der Eintauchtiefe jeden Streamerknotens eine Laufzeitkorrektur, die die variable Tiefenlage des Streamer auf die Referenztiefe nivelliert. Die Lage von Reflektoren unterhalb des Meeresbodens wird so allerdings nicht korrekt korrigiert. Dazu sind Wellenfeldfortsetzungs- und Prestack Migrationsverfahren notwendig.

**Das Max und Moritz Chemoherm Gebiet** Erste Auswertungen der im Max und Moritz Chemoherm Gebiet aufgezeichneten Daten zeigen, daß entlang einer Profillinie unabhängig von der Länge des Schleppkabels Variationen in der Eintauchtiefe des Streamer bis zu 30 m auftreten können. Dadurch verursachte Variationen im Offset zwischen Quelle und Streamerknoten können bis zu 200 m betragen. Eine vorläufige Darstellung der seismischen Daten als Common Offset Gather mit einem Spur (=Schußpunkt-) Abstand von 7.7 m zeigt sowohl vor als auch nach der geometrischen Korrektur bereits eine sehr hohe Auflösung der Sedimentstrukturen im Bereich der Chemoherde sowie andeutungsweise interne Strukturen innerhalb der Chemoherde. Starke Amplitudenanomalien unterhalb einer feingeschichteten Sedimentbedeckung und zwischen den Chemoherden lassen vermuten, daß hier möglicherweise Karbonatkrusten auch in größerer Sedimenttiefe zu finden sind oder sich lokal Gas angesammelt hat. Eine zukünftige laterale Verdichtung der Daten in den Seismogrammsektionen auf einen Reflexionspunkt Abstand von etwa 0.5 m durch Wellenfeldfortsetzungs- und Prestack Migrationsverfahren läßt bereits jetzt vermuten, daß so eine sehr hohe laterale Auflösung der internen Sedimentstrukturen in diesem Chemo-

herm Gebiet möglich sein wird.

**MGP03**

*Kugler, S., Bohlen, T., Klein, G. (Kiel), Forbriger, T. (Frankfurt a. M.)*

**Entwicklung einer Scholtewellen-Tomographie für den flachmarinen Bereich**

E-Mail: skugler@geophysik.uni-kiel.de

Für geotechnische Fragestellungen sind Informationen über die dreidimensionale Verteilung der Schereigenschaften flachmariner Sedimente von großer Bedeutung. Der von uns verfolgte Ansatz zur Bestimmung eines 3D-Modells der Scherwellengeschwindigkeiten in diesem Bereich basiert auf der tomographischen Analyse und Inversion der frequenzabhängigen Ausbreitungsgeschwindigkeiten von Grenzflächenwellen zwischen Wasser und Meeresboden, den sogenannten Scholtewellen. Dabei wird aus-

genutzt, daß die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Scholtewelle in starkem Maße von der Scherwellengeschwindigkeit und ihre Eindringtiefe von der Frequenz abhängt. Scholtewellen hoher Amplitude wurden im Rahmen einer Seemessung in der Tromper Wiek, einer nach Nordosten zur Ostsee hin geöffneten Bucht nördlich von Rügen, aufgezeichnet. Der Meeresboden ist dort durch fei-

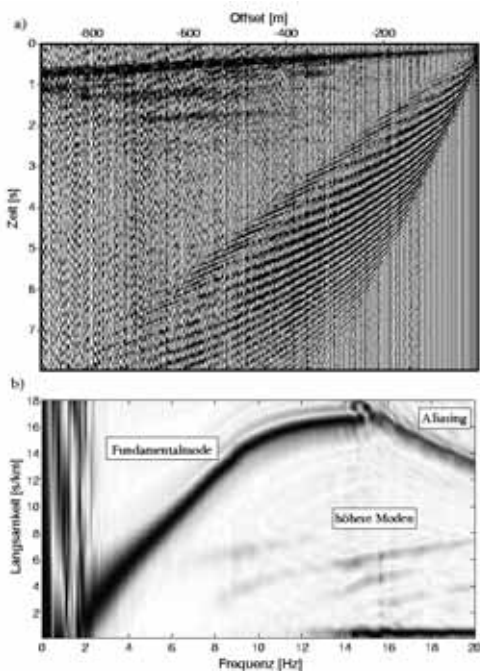


Abbildung 1: a) Common-Receiver-Gather aus der Tromper Wiek (tiefpassgefiltert < 20 Hz und spurnormiert) b) Lokales Phasenlangsamkeits-Frequenz-Spektrum für einen Offset von -100m.

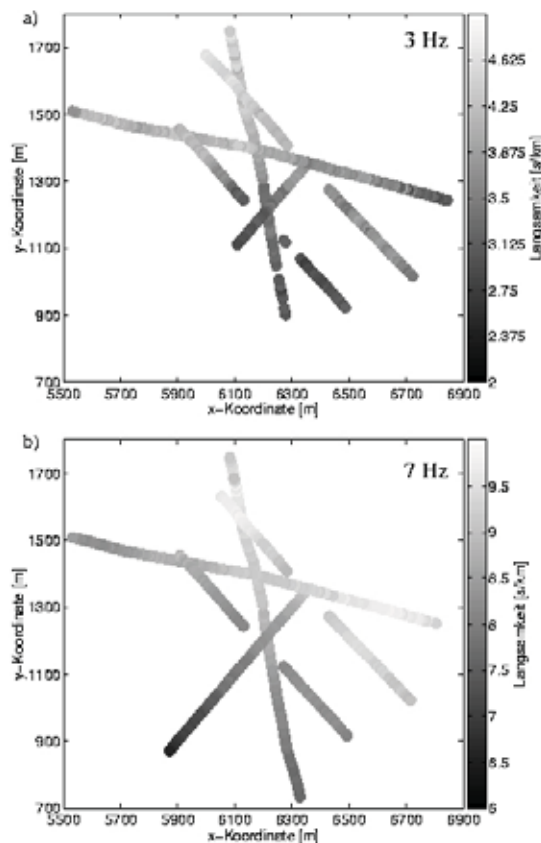


Abbildung 2: Aus lokalen Spektren bestimmte Langsamkeiten der Scholtewelle für 3 Hz (oben) und 7 Hz (unten).

ne, schlickige Sande aufgebaut, denen mit zunehmender Tiefe Geschiebemergel folgt. Die Aufzeichnung der Daten erfolgte in Kooperation mit der Bundesmarine. Die verwendeten Geophone wurden durch Taucher am Boden angebracht, was eine sehr gute Ankopplung gewährleistete. Angeregt wurde durch eine Airgun mit einem Kammervolumen von 0.6 l, die profilhaft nah der Wasseroberfläche geschleppt wurde. In Abbildung 1 a) ist ein typisches Common-Receiver-Gather dargestellt. Die Scholtewelle zeigt die größte Amplitude im Wellenfeld.

Die Analyse erfolgt in zwei Schritten. In einem ersten Schritt wird die 2D-Verteilung der Scherwellengeschwindigkeiten entlang von Profilen bestimmt. Als Grundlage hierfür dienen Common-Receiver-Gather. Diese werden durch eine Wellenfeldtransformation in ein Frequenz-Phasenlangsamkeits-Spektrum überführt, aus dem die frequenzabhängigen Phasenlangsamkeiten aller durch die Quelle angeregter Moden bestimmt werden können. Um laterale Variationen des Untergrundes entlang des Profils erfassen zu können, wird das Common-Receiver-Gather vor der Wellenfeldtransformation mit einer Fensterfunktion multipliziert, die entlang der Offset-Achse verschoben wird. Für jedes dieser Fenster werden die Phasenlangsamkeiten bestimmt und zu jeweils einem eindimensionalen Modell der Scherwellengeschwindigkeit invertiert, das den Untergrund unter dem Fensterbereich charakterisiert. Abbildung 1 b) zeigt das Langsamkeits-Frequenz-Spektrum für eine gaußförmige Fensterfunktion der Halbwertsbreite 100 m mit Mittelpunkt bei -100 m Offset. Trotz des relativ kurzen Fensters kann daraus die Dispersion der Scholtewelle mit hoher Auflösung bestimmt werden. Der Vergleich der auf diese Art ermittelten, lokalen Phasenlangsamkeiten

der Scholtewelle, wie er in Abbildung 2) exemplarisch für zwei Frequenzen dargestellt ist, zeigt deutliche laterale Variationen innerhalb des Meßgebietes.

Das entlang der Profile entstandene Modell wird im zweiten Schritt einer auf flachmarine Ansprüche angepaßten klassischen Oberflächenwellen-Tomographie als Hintergrundmodell dienen. Dabei sollen laufwegsabhängige Abweichungen der Ausbreitungseigenschaften der Scholtewelle vom Hintergrundmodell für eine Vielzahl sich kreuzender Laufwege untersucht und für jede Frequenz zu einer Phasenlangsamkeitskarte invertiert werden. Aus diesen Karten soll dann letztendlich ein dreidimensionales Untergrundmodell der Scherwellengeschwindigkeiten ermittelt werden.

Wir danken der Bundesmarine (WTD 71, Kiel) für die Datenerfassung. Das Projekt wird gefördert von der Deutschen Forschungsgemeinschaft DFG (Bo 1727/1-2).

**MGP04***De Nil, D., Rabbel, W. (Kiel, CAU)***Shear characteristics of gas hydrate bearing sediments at Nicoya Slide**

E-Mail: skugler@geophysik.uni-kiel.de

One aim of project B1 of the Sonderforschungsbereich 574 "Volatiles and Fluids in Subduction Zones: Climate Feedback and Trigger Mechanisms for Natural Disasters" is to develop and to apply a new technique for determining shear wave velocity of marine gas hydrate bearing sediments. Gas hydrates may be incorporated into sediments as part of the pore fluid, as part of the matrix or act as cement of sediment grains in different ways. The different possible fine structures may be discriminated by different changes in compressional and shear wave velocity caused by the presence of gas hydrates. Especially if gas hydrates act as cement, shear wave velocity is increased significantly even in the presence of only small amounts of hydrates, because of the significantly increased shear strength. Determining the fine structure of hydrate bearing sediments is important for estimating the amount of bounded methane from elasto-dynamic properties reliably and for understanding the role of gas hydrates in slope stability and slope failures, respectively. Dissociation of gas hydrates due to reduced overburden load or due to an increase in temperature and release of free gas from below the gas hydrate stability zone through faults may result in emitting large volumes of climate relevant methane. Large slope failures may cause tsunamis.

Since the inversion of offset dependent reflection amplitudes may be especially complicated by the interaction of effects caused by the presence of gas hydrates and effects due to the presence of free gas trapped beneath

gas hydrate bearing sediments with low permeability, we have focussed our studies on evaluating absolute and relative travel times of converted waves. During RV Sonne cruise SO163-2 and RV Meteor cruise M54-1B, ocean-bottom seismic surveys with different main frequencies have been performed at several locations at the Cocos subduction zone off Costa Rica. Among these sites Nicoya Slide, a large slumping mass on the continental slope off Nicoya Peninsula, and its vicinity have been our major targets. We have observed approximately horizontally polarized phases with relative high amplitude, which can be explained by shear waves excited by p to s conversion at the seafloor and at the base of the gas hydrate stability zone, if there is a significant contrast in shear wave velocity.

Furthermore, we have observed indications of anisotropy. For example, there is rather high energy on crossline components, although the structure of the sub-seabottom is horizontally layered as a first approximation. We have fitted some simple anisotropic models which are capable of explaining main features of the data in order to demonstrate that they may be explained by anisotropy. This anisotropy may be caused by pre-stress or oriented small scaled heterogeneities like fine layering or small fractures and cracks, along which volatiles and fluids may migrate preferentially. Even highly anisotropic effective media may be explained by assuming gas hydrates to be deposited preferentially in certain layers of fine layered media or in oriented cracks and fractures.

**MGP05**

*Bönnemann, C. (BGR, Hannover), Behain, C. (TU Clausthal), Meyer, H., Neben, S., Müller, C. (BGR, Hannover)*

**Recent seismic investigations on gas hydrates at continental margins by BGR**

E-Mail: boennemann@bgr.de

In the last years all marine seismic cruises of BGR on convergent margins revealed deposits of gas hydrates. The standard analysis of these data begins with the mapping of the BSR (bottom simulating reflector) in the processed reflection seismic data to achieve an estimate of the minimal extension of the gas hydrates. The BSR is not in all cases clearly visible, it can be masked by diffractions (in stacked data) or by reflections from complex structures. Also high-reflective sedimentary sequences, parallel to the slope of the seafloor, can aggravate the identification of the BSR. Finally, in the case of gas hydrate without free gas trapped below the BSR can be very weak or absent. The second standard analysis tool is the derivation of the heat flow from the depth parameters of the BSR at selected locations. This gives valuable data for further analysis and interpretation. The work of BGR with these data has a variety of objectives: reservoir investigations, structural studies, comparative studies to understand the origin of the gas and to assess the role of gas hydrates and the free gas beneath it as a possibly future energy source. The following areas will be shortly discussed:

The convergent continental margin of Costa Rica is an area with large known gas hydrate occurrences. At this margin BGR undertook in 1992 a 3D seismic survey and acquired 2D seismic data during several cruises. The mapping of the BSR from these data reveals five different areas of gas hydrates and indications for a strong variability of the heat flow. The

distribution is controlled by tectonism, slopes and the roughness of the subducting crust. The 3D seismic data and high-resolution 2D data from cruise BGR99 are subject of a detailed seismic study of a gas hydrate reservoir study (DEGAS project in the framework of the Geotechnologien program).

The Sunda subduction zone formed the Mentawai and the Java forearc basins. Gas hydrates are observed mostly in boundary parts of the basins and in the anticlinal structures in depths between 1300 mbsl and 3800 mbsl. In the center of the basins the BSR is either weak, obscured or totally absent. The derived heat flow in the basin ranges between 35 and 44 mW/m<sup>2</sup>. The values at the boundaries are much higher which could be explained by fluid circulation.

At the active margin of middle Chile gas hydrate has been observed only south of Valparaiso. They occur mainly on the middle slope and are formed in lengthy patches parallel to the coast.

At the continental margin off Sabah gas hydrates occurrences were found in depths between 1300 mbsl and 2800 mbsl. They occur mainly on the hanging walls and the top of the anticlines in the Baram Delta Thrust Toe, the compressed thrust toe and the lower tertiary thrust sheets. Isotope analyses and thermal maturity modeling suggest a mixture of bacterial and thermal generation for the gases inside the gas hydrates off NW Sabah.

**MGP06**

*Fekete, N., Reston, T. (GEOMAR Research Centre Kiel), Spiess, V. (Uni Bremen)*

**Seismic imaging of mud diapirs offshore Costa Rica/Nicaragua**

E-Mail: [treston@geomar.de](mailto:treston@geomar.de)

The convergent margin offshore Costa Rica / Nicaragua is the focus of studies within SFB 574: "Volatiles and Fluids in Subduction zones: Climate Feedback and Trigger Mechanisms for Natural Disasters". Within this SFB, Subproject B1 concentrates on the use of geophysical methods to study fluid transport and storage processes in the forearc region. Of particular interest is the study of mound structures, probably associated with mud diapirism, investigated during cruises with the Sonne (SO-163) and the Meteor (M54) in 2002. In this presentation we show first results from these cruises.

High resolution seismic data shows that beneath the mounds, the BSR reflection appears disrupted. We suggest that the disruption of the BSR may be an indication for the intrusion of a mud diapir, and thus that the mounds represent the top of mud diapirs. A similar disruption of the BSR is also observed in a place where there is no mound at the seafloor – we interpret this as evidence for a diapir that has not yet breached the seafloor. Further study of these structures may help reveal the rate at which diapirs pierce the sediment column.

The disruption of the BSR beneath the mud volcano may also be in part a function of poor signal penetration, although this provides no obvious explanation for BSR-disruption where no mounds actually outcrop. To investigate this possibility, we have studied the continuity of the BSR on wide-angle data that undershoot the surface expression of the mound.

Future work will include the determination of the deep velocity structure beneath the

mounds with the aim of identifying the source region of the mounds. This will constrain the cause of mud diapirism and help constrain the dewatering processes occurring in the forearc region.

**MGP07**

*Berhorst, A., Flueh, E.R. (Kiel, Geomar), McIntosh, K.D. (Austin, USA, UTIG), Ranero, C.R. (Kiel, Geomar), Ahmed, I. (Austin, USA, UTIG), Silver, E.A. (Santa Cruz, USA, UCSC), Barckhausen, U. (Hannover, BGR)*

**The structure of the convergent Nicaraguan margin from a combined reflection and refraction study**

E-Mail: aberhorst@geomar.de

We present seismic profiles from a large multi-channel-seismic and wide-angle survey off Nicaragua acquired in June 2000 during R/V Maurice Ewing cruise EW00-05. The objective of this study is to improve the knowledge about the structure of the convergent Nicaraguan margin, where pronounced changes in the volcanic arc occur between Costa Rica and Nicaragua. Off Nicaragua, the 24 Myr old Cocos Plate subducts beneath the Caribbean Plate slightly oblique to the trench. The nearly 100 km wide continental shelf of Nicaragua includes the Sandino Basin which is more than 10 km deep in places. A 200 km long dipline from the outer rise to the volcanic arc is presented, which was extended 60 km onshore by 9 landstations. A perpendicular wide-angle profile along the upper shelf images the along-strike variations. Multichannel MCS data were collected coincident with the two wide-angle profiles. The wide-angle data were interpreted using forward modeling techniques. The MCS data are processed up to a time migration and integrated into the refraction model. The dipline reveals a thin oceanic crust (< 5 km) with an approximately 500 m thick sedimentary layer on top. About 40 km seaward of the trench the plate starts to bend and becomes strongly faulted in response to the plate flexure. Below the Moho the MCS data reveal some landward dipping reflections which might be deeply penetrating normal faults related to the plate bending. The oceanic

plate reveals an unusual velocity structure. This can be explained by fractures in the crust which can also serve as fluid conduits for an effective hydrothermal cooling. Partially serpentinised upper mantle due to water penetration through deep cutting faults would reduce the P-wave velocity to the observed values. A small sediment prism of less than 2 km width occurs landward of the trench. The slope sediments are divided by a basement high into a shallower (< 3 km thick) seaward part and the deep Sandino basin with 6 km of sediments close to the coastline. Satellite gravity data indicate that this basement high is connected to the outcrops of the Santa Elena Peninsula in northern Costa Rica. The basement shows a high velocity and a high landward velocity gradient from 3.3 km/s at the seaward tip of the margin wedge up to 5.4 km/s below the Sandino basin. These velocities suggest that the margin wedge is composed of ophiolitic rock comparable to the Nicoya complex in Costa Rica. The strike line along the upper slope reveals a low velocity zone within the basement, close to the Nicoya Peninsula. The low velocity zone is accompanied to a strong magnetic anomaly, which might indicate differences in upper plate generation.



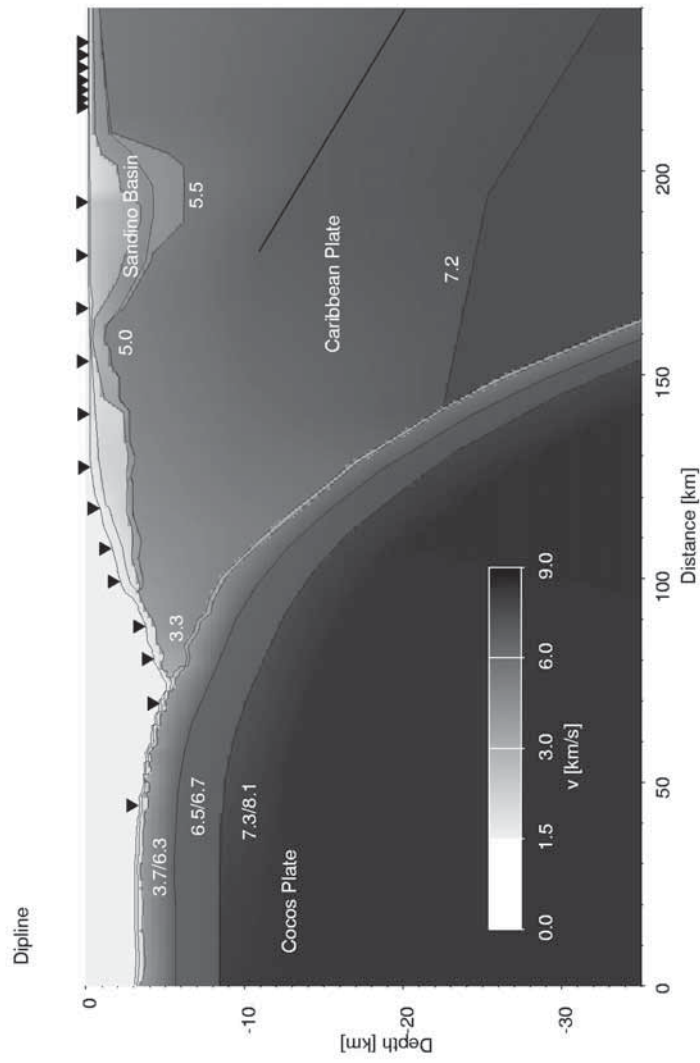


Figure 1: Velocity-depth structure of the dipline from forward modeling.

**MGP08**

*Franke, D. (Hannover, BGR), Barckhausen, U., Behain, D. (TU Clausthal), Hinz, K., Meyer, H. (Hannover, BGR)*

**Seismic reflection imaging of the NW Sabah (Borneo) continental margin**

E-Mail: Dieter.Franke@bgr.de

The NW Sabah/Borneo continental margin is located at the southeastern boundary of the South China Sea basin and occupies a central position in the area of the junction between the Eurasian, Indo-Australian, Pacific, and Philippines plates. In 2001 the Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR) has carried out a marine geophysical survey off NW Sabah with the focus on the deep water areas. A total of 2900 km of multi-channel reflection seismic lines were acquired during the cruise. The oldest event which is clearly visible in the reflection seismic data of the Dangerous Grounds area is an extension of the crust that is proved by a system of horsts, tilted blocks, and syn-rift half-grabens. We infer that the event lasted from the Late Cretaceous to the Late Eocene. Near the end of Eocene time, the clastic sediment supply dissipated and a wide-spread Early Oligocene to Early Miocene carbonate platform developed. We interpret the Dangerous Grounds area as a piece of extended and subsided continental crust which to the south was limited by a proto-South China Sea. The origin of the Borneo-Palawan Trough is still under debate. One possible interpretation is the development as a subduction related trench. But according to our data the trough is floored by subsided continental crust, similar to the type known from the Dangerous Grounds. Extensional features as normal faults and tilted blocks are clearly visible in the seismic data. The magnetic anomalies which are dominated by the magnetic signatures of relatively young

volcanic features also continue under the continental slope. The thrust sediments of the upper plate, in contrast, seem to generate hardly any magnetic anomalies. The fold-thrust belt, which increases in thickness and thrusting intensity in landward direction, is made up of sets of subsidiary faults cutting through post-Early Miocene sediments. Beneath the individual, fold-related ridges we observe widely extended Bottom Simulating Reflectors (BSRs) that indicate the presence of gas hydrates. Apparently the thrust belt's sediments are thrust onto the progressively subsiding continental crust of the gradually overridden Borneo-Palawan Trough. The top of the subsiding continental crust, the Oligocene to Early Miocene carbonate platform, forms the major detachment surface. Based on the new data we propose the following scenario for the development of the NW Sabah continental margin: Seafloor spreading in the present South China Sea started at about 30 Ma. The spreading process separated the Dangerous Grounds area from the SE Asian continent and ceased in late Early Miocene when the oceanic crust of the proto South China Sea was fully subducted in eastward direction along the Borneo-Palawan Trough. During Lower and/or Middle Miocene, Borneo rotated counterclockwise and was thrust onto the edge of the rifted continental block of the Dangerous Grounds.

**MGP09**

Gaw, V., Reston, T., Klaeschen, D., Ranero, C.R. (GEOMAR Research Centre Kiel), Stubenrauch, A., Walker, I. (Conoko UK Ltd. Aberdeen)

**Prestack depth migration reveals the deep structure of the Porcupine Basin (W of Ireland): detachment tectonics and possible mantle serpentinitisation.**

E-Mail: [treston@geomar.de](mailto:treston@geomar.de)

The symmetry or asymmetry of the rifting process leading to breakup (e.g. the pure vs. simple shear debate) is strongly debated and has led to the proposed study of conjugate rifted margins. However, exact conjugates are in many cases difficult to determine, and these uncertainties combined with the natural along strike variations in margin structure make the study of conjugate margins problematic. Furthermore, it is unclear how the crust is extended by the extreme amounts that can be inferred from the thinness of the crust as the continent-ocean transition is approached: the geometry of the observable normal faults can account for only a fraction of the total thinning observed.

To address these problems and improve our understanding of the rifting process leading to breakup, we have applied pre-stack depth migration to a series of high quality MCS profiles collected by Fugro-Geoteam across the V-shaped Porcupine Basin. Axial stretching factors within this basin increase from c. 1.5 in the north to values typical of rifted margins (>6) in the south. Thus a series of transects across the basin can be used to deduce how a rift develops into a fully-fledged rifted margin. Furthermore, as both margins of the basin can be studied along a single transect, the basin provides the opportunity to investigate the symmetry/asymmetry of the rifting process.

First results indicate that extension was symmetric until detachment faults developed

at stretching factors greater than about 4. This corresponds to the expected onset of mantle serpentinitisation: at such a stretching factor, the entire crust has become brittle allowing the passage of fluids into the mantle and the consequent development of serpentine. As the main detachment dips consistently to the west, beyond this point, the extension is asymmetric.

**MGP10***Zöllner, H., Berger, D., Schikowsky, P. (Universität Leipzig)***Absorptionskarte des Greifswalder Boddens**

E-Mail: treston@geomar.de

Die Bedeckung vieler Binnenseen und Flachmeere mit Schlick -der in vielen Fällen auch durchgast auftritt- stellt für seismische Messungen im Allgemeinen große Probleme dar. Neben Einflüssen auf die Laufzeit ist vor allem die außerordentlich starke Absorption eine Störgröße, die die Interpretation der Daten erheblich erschwert oder teilweise ganz unmöglich macht. Bei Interpretationen von reflexionsseismischen Daten aus dem Greifswalder Bodden zeigte sich, dass die Absorption Werte bis nahezu 100 Prozent aufweisen kann. Erste qualitative Kartierungen ergaben eine eindeutige Korrelation von Lokationen mit Durchgasungen (ermittelt aus Sedimentechogrammen) und hohen Werten der Absorption. Durch Anfertigung einer Absorptionskarte wird es möglich, Aussagen über

die räumliche Verteilung von Schlickmächtigkeit und Stärke der Durchgasung zu treffen. Zudem repräsentiert die Karte die zu erwartende seismische Datenqualität in einem bestimmten Bereich und kann bei Interpretationsunsicherheiten berücksichtigt werden. Es zeigte sich, dass die Schwankungen der Reflexionskoeffizienten einzelner Reflexionshorizonte innerhalb des Arbeitsgebietes im Verhältnis zu den absorbierenden Oberflächenbedingungen vernachlässigbar sind. Methodisch wird daher so vorgegangen, dass stellvertretend für die Absorption der Amplitudenwert eines im gesamten Arbeitsgebiet sicher auszuhaltenden Reflektors untersucht wird. Der Absorptionskarte werden Ergebnisse von Kartierungen der Ersteinsätze, Lokationen mit Singing, der Wassertiefe und Gasindikationen auf Sedimentechogrammen gegenübergestellt.

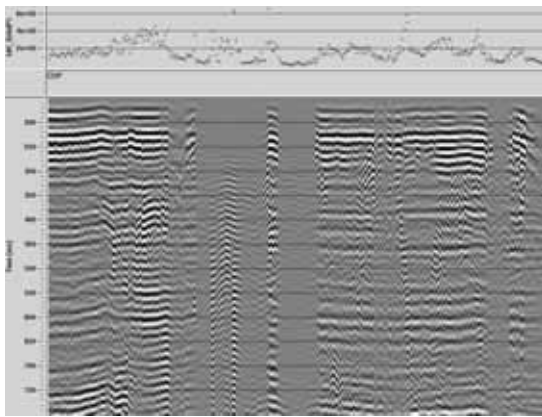


Abbildung 1: Seismogramm mit typischen Nutzsignalausfällen durch starke Absorption des Seebodens; im oberen Teil ist die Maximalamplitude der jeweiligen Spur im Zeitfenster zwischen 500 und 700ms aufgetragen

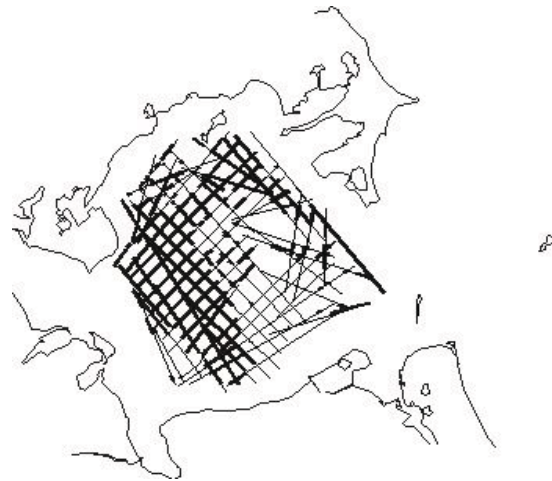


Abbildung 2: Lage der seismischen Profile und qualitative Kartierung von Lokationen deutlich erhöhter Absorption.

**MGP11***Papenberg, C., Petersen, J., Klaeschen, D. (Kiel, GEOMAR)***Wide-angle reflection amplitude variations along a bottom simulating reflector (BSR) at Hydrate Ridge**

E-Mail: cpapenberg@geomar.de

Hydrate Ridge is part of the Cascadia accretionary complex and is characterized by the presence of extensive gas hydrates. The base of the gas hydrate stability zone is marked by a well-pronounced bottom simulating reflector (BSR) in all seismic sections. To investigate amplitude variations along the BSR and how they relate to structural lithologies of hydrate bearing sediments, seismic data have been recorded during the HYDGAS cruise in summer 2000, covering near- and wide-angle reflection data with a frequency range from 10 to 500 Hz. One aspect of our project, which is presented here, is the analysis of local anomalies ('bumps') in AVA (Amplitude Variation with Angle) curves deviating from a background AVA trend and how they coincide with the reflection strength pattern of vertical-incidence streamer sections. Ocean Bottom Hydrophones and Seismometers (OBH and OBS) were placed densely with 200 meters

spacing along regional line OR89-2, making the BSR reflections overlap for 150 meters to each station. Since seismic sections of OBHs are of common receiver geometry, the footprint of the BSR is up to 300 meters long and therefore amplitude analysis with increasing angles (AVA analysis) is not directly comparable with common AVO analysis in common midpoint geometry. Raw amplitudes are corrected for geometric spreading and for the free surface ghost reflection. Since the source pulse interferes with the ghost reflection, an angle dependent correction factor has to be applied in addition to the geometric spreading correction. For the direct water wave this is equivalent to an additional amplitude multiplication with  $t$ , leading to an overall correction factor of  $t^2$ . All other reflection amplitudes (e.g. BSR) have to be corrected trace by trace with calculated takeoff angles respectively. The main objective is to map local amplitude anomalies and compare these with the reflection strength pattern of vertical incidence streamer reflection data. To obtain the effective vertical incidence reflection pattern in OBH sections, the data passes a specific processing scheme. All OBH sections are flattened to gain more coherency for easier picking of the BSRs raw amplitudes. These amplitudes are then assigned to a reflection point along the BSR. For this purpose a velocity model was derived by traveltime inversion, not only to calculate the reflection points at the BSR but also to obtain the correspondent take-off angles from each shot. This is necessary to

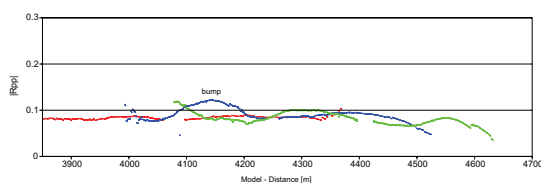


Figure 2: Vertical-incidence amplitudes, derived from wide-angle reflection OBH data

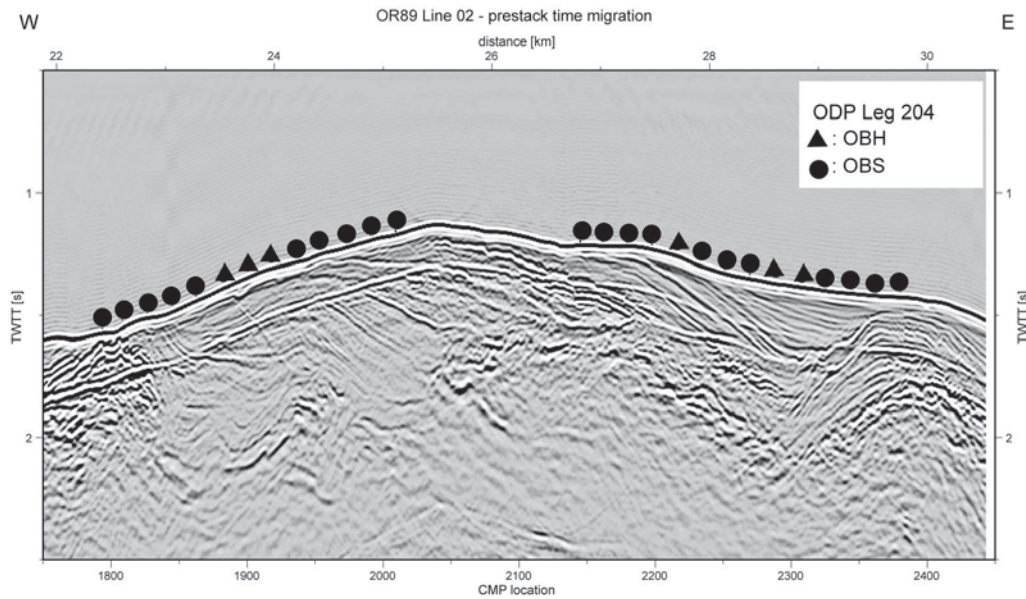


Figure 1: Prestack time migrated seismic section across the southern summit of Hydrate Ridge

correct the amplitude at this point. Geometric corrections applied to the picked amplitudes yield AVA-curves in common receiver geometry. These AVA-curves are then reduced to vertical-incidence reflection-strength sections by subtracting a mean background AVA-trend.

Amplitudes of three OBS stations are picked and geometric corrections applied to obtain common receiver AVA-curves within three different frequency ranges. Mean theoretical AVA-curves (Zoeppritz equations), derived from  $V_p$ ,  $V_s$  and  $\rho$  ratios, are subtracted from the picked AVA trend. The resulting reflection strength pattern is now reduced to vertical incidence. The AVA anomalies investigated from our three OBS stations correlate with zones of local higher velocities and with patches of relative strong reflectivity in the migrated streamer section OR-89-2. Some anomalies though are restricted to only one profile, recorded with a specific seismic source. A possible explanation is the uncertainty of the velocity model, which is the key element of the main process flow. Amplitude

correction factors as well as subsurface reflection points are calculated from the geometry of this model. With the results of the recent ODP leg 204 a more detailed velocity model will make interpretations more accurate. Another explanation of uncorrelating anomalies is possibly due to thin hydrate bearing layers and/or tuning effects. In this case the AVA-trend may show a strong frequency dependency. Therefore the next step will include forward modeling of synthetic sections and waveform analysis, as well as expanding the investigation to more OBS stations along the BSR.

**MGP12***Klaucke, I., Weinrebe, W., Bohrmann, G. (GEOMAR, Kiel)***Use of High-Resolution Sidescan Sonar in the Study of Near-Surface Marine Gas Hydrates and Associated Features**E-Mail: [iklaucke@geomar.de](mailto:iklaucke@geomar.de)

Near surface gas hydrates and associated features such as carbonate crusts, mud volcanoes, clam fields and bacterial mats in the Black Sea and on Hydrate Ridge have been the target of detailed studies using high-resolution sidescan sonar. The main target of the studies is to distinguish and quantify the extent of the individual features. Our recently acquired dual-frequency sidescan sonar system uses 75 kHz (for up to 1500 m swath width) and 410 kHz (up to 200 m swath width) Chirp sidescan signals together with a 2-16 kHz Chirp sub-bottom profiler in order to image up to 1500 and 200 m wide swaths of the seafloor, and to provide up to 30 m of subbottom penetration, respectively. Yet unsolved problems with the stability of the towfish resulted in relatively high towing speeds around 3 kn, which give along-track resolutions of 1.5 and 0.25 m for the 75 and 410 kHz sidescan sonar, respectively. Vertical resolution of the subbottom profiler is up to 6 cm, and underwater navigation of the towfish was carried out with a portable USBL system providing a resolution of about 1% of the range. Initial processing of the data clearly indicate a strong improvement over previously available mid-range sidescan sonar imagery (30-36 kHz) with better distinction between individual features. However, only the most recently active features are imaged with this system while older features are buried under a thin sediment cover and remain 'invisible' for high-resolution sidescan sonar. An exception to this rule are carbonate crusts and chemoherms that are widely associated

with near-surface gas hydrates and represent the remnants of former fluid venting structures. Such carbonate crusts are widely distributed on the summits and flanks of Hydrate Ridge (offshore Oregon) and on the top of mud volcanoes in the Sorokin Trough (SE of Crimea, Black Sea). Mudflows and clam fields are also clearly imaged, especially with 410 kHz sidescan sonar. However, whether the extent of near-surface gas-hydrates and bacterial mats can be quantified on the basis of high-resolution sidescan sonar is not yet clear and requires further integration of sidescan sonar data, subbottom profiler records and ground-truthing from video observations and coring.

*Web page:* <http://www.gashydrate.de>

**MGP13**

König, M., Jokat, W. (Bremerhaven, AWI)

**Eine Magnetikkompilation für den Südatlantik:  
Grundlage neuer Modelle zum frühen Gondwana-Aufbruch**

E-Mail: mkoenig@awi-bremerhaven.de

Das Alfred-Wegener-Institut (AWI) hat seit in den Jahren 1996 - 2002 im Bereich des östlichen Weddell-Meer, der Lazarev- und Riiser-Larsen-See ein intensives Flugprogramm mit mehr als 90000 km Fluglinien durchgeführt. Ziel des EMAGE Projektes (East Antarctic Margin Aeromagnetic and Gravity Experiment) ist es, neue Informationen zur mesozoischen Öffnungsgeschichte Gondwanas zu sammeln.

Zusammen mit den Daten des USAC Projektes (US-Argentine-Chile) aus den Jahren 1985 - 1989, einer Kompilation russischer Daten von Golynsky et. al 1998 und den Daten des US NGDC in Boulder wurde daraus eine umfangreiche Datenbasis erstellt.

Diese Gesamtkompilation ist die Grundlage für ein Modell, das eine erste Öffnung zwischen Afrika und der Antarktis im Bereich der Riiser-Larsen-See vor ca. 155 Ma vorsieht. Im heutigen Weddell-Meer schiebt sich das Weddell Rift zwischen 144 Ma und 146 Ma von südwesten nach nordosten und erzeugt so in diesem Bereich den ersten Ozeanboden. Vor 139 Ma kommt es schließlich zur Trennung von Westgondwana und Ostgondwana, was in den küstenparallelen magnetischen Anomalien nördlich von Dronning Maud Land sehr gut dokumentiert ist.



**MGP14**

*Dehghani, G. A., Hübscher, Ch. (Universität Hamburg), Ben-Avraham, Z. (Tel-Aviv University), Gajewski, D. (Universität Hamburg)*

**Gravimetrische und magnetische Messungen am Kontinentalrand von Israel und auf dem Nil-Fächer**

E-Mail: ali@dkrz.de

Wechselwirkungen zwischen sedimentologischen, tektonischen und geodynamischen Prozessen wie Subsidenz, Salztektunik und Krustendehnung waren Forschungsthema der METEOR-Expedition M 52/2 in das süd-östliche Mittelmeer. Im Rahmen des GEMME Projektes (Geophysik und Geologie im süd-östlichen Mittelmeer) wurden umfangreiche gravimetrische und magnetische Messungen durchgeführt. Die gravimetrischen Messungen wurden in Istanbul begonnen, während der gesamten Zeit (33 Tage) kontinuierlich weitergeführt und in Limassol beendet. Die magnetischen Daten wurden mit einem Gradiometer und parallel zu den seismischen Profilen aufgenommen. Es wurden insgesamt 6000 km gravimetrische und 1600 km magnetische Profile vermessen. Die Profile wurden so angelegt, daß die tektonisch interessanten Einheiten wie z. B. die Gaza- und Palmahim-Rutschung entlang des Kontinentalhanges erfaßt wurden.

Weiterhin wurde im Bereich der seismologisch aktiven Carmel-Struktur ein dicht angelegtes Profilnetz gravimetrisch, magnetisch, und seismisch untersucht, um Aussagen über den Übergang zwischen Krusten- und Sedimentstrukturen in diesem Gebiet machen zu können. Die aufgenommenen Potentialdaten sind von sehr guter Qualität und lassen insbesondere im Bereich der Carmel-Struktur eine 3-D Modellrechnung zu. Die Freiluftanomalie in dem Untersuchungsgebiet ist generell negativ und hat Werte zwischen 0 und

250 mGal. Eine Ausnahme wurde im Bereich von 11°S verzeichnet, wo positive Freiluftanomalien mit Amplituden von +60 mGal beobachtet wurden. Die magnetischen Anomalien (Restfeld) sind tendenziell positiv und erreichen Amplituden bis zu + 500 nT.

Es werden einige interessante Profile präsentiert. Weiterhin wird auf dem Poster eine Schwere- und Magnetikkarte dargestellt.

Webseite: <http://www.geophysics.dkrz.de>

**MGP15***Dehghani, G. A., Heinbockel, R. (Universität Hamburg), Haase, K. (Universität Kiel)***Gravimetrische und magnetische Untersuchungen während der SONNE 160 Fahrt am Galapagos Rise**

E-Mail: ali@dkrz.de

Im Verlauf der Expedition SO 160 (GARI-MAG) im September und Oktober 2001 wurden gravimetrische und magnetische Messungen sowohl am Galapagos Rise als auch auf der Transitfahrt zum und vom Galapagos Rise durchgeführt (siehe Abbildung). Das Hauptuntersuchungsgebiet befindet sich zwischen  $13^\circ$  S und  $95,5^\circ$  W,  $9,5^\circ$  S und  $94^\circ$  W und ist vermutlich eine abgestorbene Spreizungszone, die vor ca. 18,5 bis 6,5 Million Jahren aktiv gewesen sein könnte.

Ziel der gravimetrischen und magnetischen Untersuchungen in diesem Gebiet war, die genaue Lage der alten Spreizungsachse zu bestimmen. Weiterhin sollten mit Hilfe der gravimetrischen und magnetischen Modellrechnungen Aussagen über den Aufbau und die Struktur der Kruste in diesem Bereich gemacht werden. Die gravimetrischen Daten wurden verwendet, um die Dichtekontraste, die Tiefe und die Orientierung der untenliegenden Strukturen zu ermitteln. Als letztes sollte anhand der magnetischen Daten und deren Interpretation das Alter der hier entstandenen ozeanischen Lithosphäre sowie die Plattenbewegungsrichtung bestimmt werden.

Für die gravimetrischen Untersuchungen wurde das Seegravimetersystem des Instituts für Geophysik der Universität Hamburg (IfG) eingesetzt. Das System wurde in Guayaquil (Ecuador) auf dem Forschungsschiff SONNE installiert und war während des gesamten Fahrabschnittes ununterbrochen in Betrieb. In Antofagasta (Chile) wurde das System wieder abgebaut. Die Aufzeichnung der

Schwere- und Navigationsdaten erfolgte sowohl analog als auch im Abstand von 10 Sekunden digital.

Die aufgezeichneten Schweredaten am Galapagos Rise wurden in einer Schwerekarte (Freiluft und Bouguer) zusammengestellt. Am Galapagos Rise zeigt die Freiluftkarte ein Minimum von bis zu  $\approx 100$  mGal, während in der ungestörten Umgebung ein Minimum von  $\approx 200$  mGal herrscht. Die Bouguerkarte variiert zwischen  $\approx 20$  mGal bis  $\approx 60$  mGal, was ein Zeichen dafür ist, daß das Gesteinsmaterial am Galapagos Rise eine niedrigere Dichte als normal aufweist.

Die Schweredaten, die auf den beiden langen Transitprofilen gesammelt wurden, wurden zur Kalibrierung der Satellitendaten verwendet.

Die magnetischen Daten wurden während dieser Fahrt mit Hilfe eines Gradiometers des IfG aufgenommen. Auch sie wurden analog und digital aufgezeichnet und zeigen sehr interessante Anomalien sowohl im Bereich der Spreizungszone als auch auf Teilen der langen Transitprofile.

Das hier präsentierte Poster zeigt die Ergebnisse dieser Untersuchungen und deren Interpretation.

Webseite: <http://www.geophysics.dkrz.de>

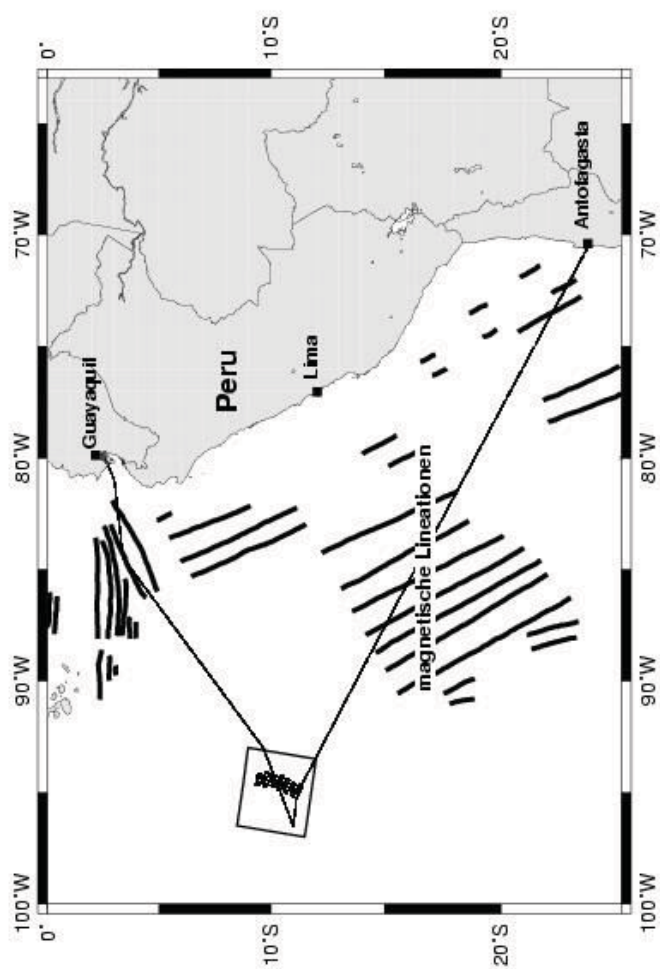


Abbildung 1: Übersichtskarte

**MGP16***Neben, S., Damm, V., Tessensohn, F. (BGR Hannover)***Gibt es die Wegener Störung? Die seismische Struktur der Nares Straße**

E-Mail: s.neben@bgr.de

Die Frage „Gibt es eine große Störung in der Nares Straße zwischen Grönland und Kanada?“ wird seit über 80 Jahren kontrovers diskutiert. Geologische Korrelationen zwischen Grönland und Ellesmere Island ergaben einen maximal möglichen Versatz von 25 km. Demgegenüber wird nach plattentektonischen Rekonstruktionen ein sinistraler Versatz von mindestens 225 km postuliert.

Zur Beantwortung dieser Frage wurde in deutsch-kanadischer Zusammenarbeit eine seismische Messfahrt (Nares Geocruise 2001) durchgeführt. In verschiedenen Abschnitten der Nares Straße, im Hall Becken im Norden, im Kennedy Kanal in der Mitte und in der Northwater Bucht im Süden wurden mit einem kanadischen Eisbrecher mehrkanalige reflexionsseismische Profile gemessen.

Das seismische Bild wird vorwiegend durch hochenergetische Meeresbodenreflexionen bestimmt, die durch das proterozoische Basement, proterozoische und paläozoische Klastika sowie besonders ausgeprägt durch paläozoische Karbonate hervorgerufen werden. Die flachen Wassertiefen verursachen starke Multiple und erschweren das Abbilden tieferer Strukturen. In der nördlichen Nares Straße (Hall Becken) wird das seismische Basement durch Blockverwerfungen versetzt. Weiter im Süden besteht das Basement aus undeformierten paläozoischen Karbonaten. Insgesamt ist in dieser Region die Sedimentbedeckung sehr gering.

In der Northwater Bucht nördlich der Baffin Bay wurden Sedimentbecken angetroffen, die vermutlich känozoische Füllungen aufwei-

sen. Diese Becken zeigen, vor allem in den Randbereichen kompressive Deformationen, die durch Hochlagen des akustischen Basements begrenzt werden. Die Becken streichen SW-NE, während das westliche „Northwater Basin“ N-S streicht. Eine als Störung interpretierbare Struktur begrenzt die östlichen Becken an ihrem Westrand.

Außer dieser Störung gibt es in der Nares Straße in den seismischen Profilen keine Anzeichen für eine große, NE-SW streichende Transform Störung.

**SL**

**Seismologie**

---

SL01 – Mo., 24.2., 11:00-11:20 Uhr · HS1

Bormann, P. (GFZ Potsdam)

### Earthquake magnitude - what does this parameter really mean?

E-Mail: [course@gfz-potsdam.de](mailto:course@gfz-potsdam.de)

Besides source location, the magnitude is the most frequently used parameter to characterize a seismic source and is of utmost importance for proper earthquake hazard assessment. However, most users are neither aware of the original definitions underlying the various magnitude scales, their physical basis, inherent limitations, variability, etc., nor of improper procedures of magnitude determination and annotation which are not in accordance with internationally recommended standards. This may result in incompatible data, baseline changes in earthquake catalogs and wrong inferences.

Magnitude was originally intended to be a measure of earthquake size in terms of the seismic energy ES released by the source. ES is proportional to the squared velocity of ground motion. It can be obtained by integrating spectral energy density over all frequencies contained in the P-, S- or surface-wave groups. This procedure could not be carried out efficiently with analog recordings. Therefore, Gutenberg (1945) assumed that the maximum amplitude observed in a wave group was a good measure of the total energy in that arrival. As classical seismographs were relatively broadband displacement sensors, he obtained a measure of ground motion velocity by dividing the measured maximum ground displacement by the associated period. However, Gutenberg's magnitude calibration functions did not account for frequency-dependent attenuation. Classical calibration functions are, therefore, usually applicable only over rather limited frequency ranges, e.g., around 1 Hz

and 0.05 Hz, respectively. According to Figure 1 magnitude can be a reasonable measure of ES only if it samples the maximum amplitudes in the velocity spectrum, which occur at the corner frequency  $f_c$  of the displacement "source spectrum";  $f_c$  decreases with increasing seismic moment and, thus, with magnitude. Most classical band-limited seismic recordings sampled the ground motion over a bandwidth of not more than 1 to 3 octaves. Hence, sampling of spectral amplitudes at frequencies smaller or larger than  $f_c$  underestimates the maximum ground velocity and, thus, ES. This is the case for the body-wave magnitude  $m_b$ , which is determined by NEIC and ISC from narrow-band short-period recordings centered around 1 Hz, already for magnitudes larger than about 5. Similarly,  $M_s$ , which is determined from surface waves with periods around 20 s, underestimates maximum ground velocity and ES for  $M_s < 6$  and for  $M_s > 7.5$  (Figure 1).

Accordingly, all band-limited magnitudes saturate, e.g.,  $M_s$  for values  $> 8.5$ , Gutenberg's original body-wave magnitude  $m_B$  for  $> 7.5$  whereas  $m_b$  saturates already for  $> 6.5$ . To overcome the problem of saturation, magnitude determinations should be based on broadband digital recordings with a bandwidth of ideally 4 decades or even more. Only then it can be assured that the peak of the ground-velocity spectrum as well as a fair part of higher and lower frequencies on both sides of the corner frequency are covered within the pass-band of the seismograph. This pass-band is sufficient to allow determination of both the scalar seismic moment  $M_0$  (and the associ-

ated moment magnitude  $M_w$ ) and the radiated energy  $ES$  (and the associated energy magnitude  $Me$ ). Both  $M_w$  and  $Me$  do not saturate. However, direct determination of  $ES$  is not trivial and requires a good distribution of stations. Moreover,  $M_w$  and  $Me$  express different aspects of the seismic source and may differ by more than one magnitude unit.  $M_w$  is derived from the (near) zero-frequency part of the source spectrum and thus related to the final static displacement and thus to the tectonic effect of an earthquake. In contrast,  $Me$  is more related to the high-frequency content in the radiated spectrum and thus to seismic hazard and damage potential of an earthquake. We propose to develop a non-saturating  $mB$  scale that is closely linked to  $Me$  and thus to the original magnitude concept of Gutenberg. This  $mB$  could be determined at single stations equipped with a velocity-proportional digital broadband sensor by sampling the maximum amplitudes of ground velocity with a predefined, e.g., 1 octave, bandwidth. However, ap-

propriate and tested frequency-dependent calibration functions for such an  $mB$  magnitude are not yet available.

Despite the advantage of more physically based broadband magnitudes, the overwhelming majority of magnitude data is and will continue to be based for quite some more time on band-limited recordings using the classical formulas. In many earthquake-prone regions, particularly those lacking historical macroseismic data and strong-motion records, seismic hazard assessment rests on the availability of such data. Moreover, band-limited magnitudes sometimes have value for purposes other than energy or moment estimates. E.g., the  $mb/M_s$  ratio is a very powerful teleseismic discriminator between earthquakes and underground nuclear explosions, and  $M_l (=ML)$  is, at least up to medium-size earthquakes, well scaled with macroseismic intensity and, thus, damage. Therefore, magnitudes of different kinds will still be needed in the foreseeable future. Their proper use, however, requires an understanding of their potentials, limitations, original definitions and mutual relationships and their long-term availability, stable determination and unambiguous reporting according to agreed standards of measurement and annotation have to be assured.

These issues are discussed in great detail in the IASPEI New Manual of Seismological Observatory Practice (Bormann, 2002). Currently, a IASPEI WG on Magnitude Determination looks into the standardization of filter parameters for reproducing magnitudes from digital broadband records that are compatible with the classical magnitudes  $M_l$ ,  $M_s$ ,  $mB$  and  $mb$ .

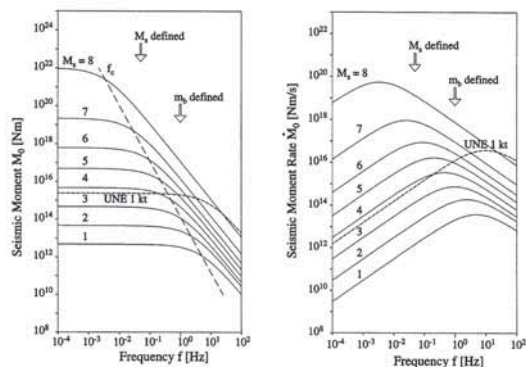


Figure 1: "Source spectra" of ground displacement and velocity, respectively for a seismic shear source scaled to the scalar seismic moment, moment rate and corresponding surface-wave magnitude  $M_s$ , respectively. The broken line (long dashes) shows the increase of corner frequency  $f_c$  with decreasing seismic moment of the event.

SL02 – Mo., 24.2., 11:20-11:40 Uhr · HS1

Gutdeutsch, R. (Wien), Kaiser, D. (Hannover)

**Regressionsverfahren seismologischer Daten - eine Gegenüberstellung**

E-Mail: rudolf.gutdeutsch@univie.ac.at

Aus einem Datensatz  $I_{0i}, M_{Si}$  mit  $i = 1, \dots, N$  ( $I_0$  Maximalintensität,  $M_S$  Oberflächenwellenmagnitude, als Beispiel) werden mit 5 verschiedenen Ansätzen lineare Näherungsfunktionen abgeleitet und verglichen:

**Standard-Regression**

Ansatz einer linearen Beziehung  
 $M_S = AI_0 + B$  oder  $I_0 = CM_S + D$

$$\sum (M_{Si} - AI_{0i} - B)^2 = \min. \quad (1)$$

fehlerbehaftetes  $M_{Si}$

$$\sum (I_{0i} - CM_{Si} - D)^2 = \min. \quad (2)$$

fehlerbehaftetes  $I_{0i}$

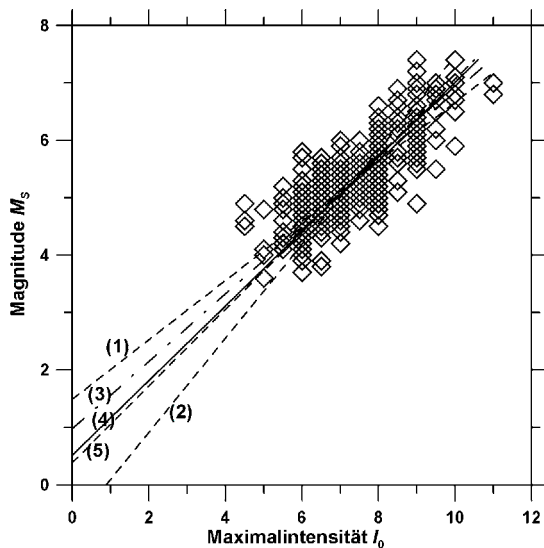


Abbildung 1:  $N = 405$  Eintragungen  $I_0, M_S$ , Erdbebenkatalog von Kárník 1996, Herdtiefe  $1\text{ km} < H \leq 30\text{ km}$ , nur verlässliche  $I_0$ , Anzahl der Stationen mit  $M_S$  Meldungen  $> 3$ ; Legende: (1):  $M_S$  fehlerbehaftet,  $I_0$  fehlerfrei, (2):  $I_0$  fehlerbehaftet,  $M_S$  fehlerfrei, (3): orthogonale Regression, (4): Maximum likelihood, (5): Mittelwert aus 1 und 2.

**Orthogonale Regression** (Ambraseys et al. 1996, Gutdeutsch et al. 2002)

$$\sum h_i^2 = \sum (P - n_{M_S} M_{Si} - n_{I_0} I_{0i})^2 = \min. \quad (3)$$

mit  $P = \text{const.}$  = Abstand der Geraden vom Koordinatenursprung,  $(n_{M_S}, n_{I_0}) = (\cos \phi, \sin \phi) =$  Normalenvektor der Länge 1. Die Nebenbedingung  $n_{M_S}^2 + n_{I_0}^2 = 1$  bewirkt, dass die Fehler  $\Delta I_{0i}$  und  $\Delta M_{Si}$  automatisch gewichtet in den Gesamtfehler eingehen:

$$h_i = n_{I_0} \Delta I_{0i} + n_{M_S} \Delta M_{Si}$$

**Maximum likelihood**

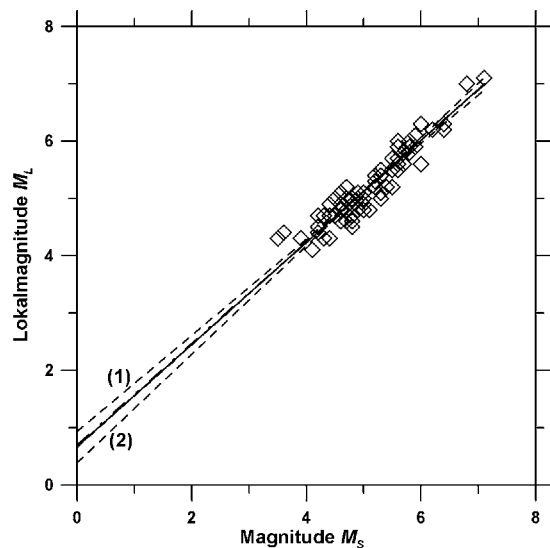


Abbildung 2:  $N = 79$  Eintragungen  $M_S, M_L$ , Erdbebenkatalog von Kárník 1996, Herdtiefe  $1\text{ km} < H \leq 30\text{ km}$ , Anzahl der Stationen mit  $M_S$  Meldungen  $> 3$ , nur verlässliche  $I_0$ ; Legende: (1):  $M_L$  fehlerbehaftet,  $M_S$  fehlerfrei, (2):  $M_S$  fehlerbehaftet,  $M_L$  fehlerfrei, die übrigen Geraden (3): orthogonale Regression, (4): Maximum likelihood, (5): Mittelwert von (1) und (2) fallen praktisch zusammen und werden nicht getrennt bezeichnet.



(Hantel et al. 2000, Grünthal et al. 2002)

Mit allgemeineren Voraussetzungen arbeiten andere Methoden des Maximum likelihood-Prinzips. Wir haben die bei Hantel et al. verwendete zu minimierende Funktion benutzt:

$$\sum_i \left( \frac{\left( I_{0i} - \frac{M_{Si}}{A} + \frac{B}{A} \right)^2}{\sigma_{I_0, I_0^2}} + \frac{(M_{Si} - A I_{0i} - B)^2}{\sigma_{M_S, M_S^2}} \right) = \min. \quad (4)$$

mit  $\sigma_{I_0, I_0^2}$  = Autokovarianz von  $I_0$ ,  $\sigma_{M_S, M_S^2}$  von  $M_S$ , beide in Bezug auf den Datenswerpunkt.

**Mittelwerte** (Schenk et al. 1996)

Vorschlag einer linearen Beziehung

$$M_S = A' + B' I_0 \quad (5)$$

mit  $A' = 1/2(A + 1/C)$ ,  $B' = 1/2(B - D/C)$  (arithmetische Mittelwerte der Koeffizienten).

### Ergebnisse

Die Daten  $(I_{0i}, M_{Si})$  stammen aus dem Erdbebenkatalog von Kárník 1996. In Abb. 1 werden die 5 Regressionsverfahren einander gegenübergestellt. Nur die Mittelwertsgerade (3) und die Gerade der maximum likelihood liegen dicht beieinander. Weit besser als  $(I_{0i}, M_{Si})$  korreliert der Datensatz  $(M_{Si}, M_{Li})$  mit  $M_L$  = Lokalmagnitude. Zum Vergleich ist er in Abb. 2 aufgeführt. Hier unterscheiden sich die Geraden (3), (4) und (5) fast gar nicht mehr. Für gut korrelierte Datensätze ist es belanglos welche Form der Regression, unter Ausschluß von (1) und (2), man wählt.

### Literatur

Grünthal, G., Stromeyer, D. & Wahlström, R. (2002): Chi-square maximum likelihood regression for local magnitude, maximal intensity and focal depth with uncertainties. ESC-Generalversammlung, Genua

Gutdeutsch, R., Kaiser, D. & Jentzsch, G. (2002): Estimation of earthquake magnitudes from epicentral intensities and other focal parameters in Central and Southern Europe. *Geophys. J. Int.*, 151, 1-11

Hantel, M., Ehrendorfer, M. & Haslinger, A. (2000): Climate sensitivity of snow cover duration in Austria. *Int. J. Climatology* 20, 615-640

Schenk, V., Schenková, Z., Kottner, P., Guterch, B. & Labák, P. (2000): Earthquake hazard for the Czech Republic, Poland and Slovakia - Contribution to the ILC/IASPEI Global Seismic Hazard Assessment Program, *Natural Hazards* 21, 331-345

Webseite: <http://www.geo.uni-jena.de/geophysik/seismologie/esc02macmag.pdf>

SL03 – Mo., 24.2., 11:40-12:00 Uhr · HS1

*Klinge, K., Stammler, K., Plenefisch, T. (SZGRF Erlangen)*

**LOKALISIERUNG UND HERDPARAMETER BESTIMMUNG SEISMISCHER ER-EIGNISSE AM SZGRF UNTER EINBEZIEHUNG VON WELLENFORMDATEN VERSCHIEDENER STATIONSNETZE**

E-Mail: [klinge@szgrf.bgr.de](mailto:klinge@szgrf.bgr.de)

Das Seismologische Zentralobservatorium SZGRF hat neben seiner Funktion als Datenzentrum für das GRF-Array und das Deutsche Regionalnetz (GRSN) die Aufgabe lokale, regionale und globale seismische Registrierungen zu analysieren, zu interpretieren und die Ergebnisse nationalen und internationalen Einrichtungen (NEIC, ISC, EMSC) zur Verfügung zu stellen. Die bisherigen Routineaufgaben der einfachen Detektion und Phasenablesung an ausgewählten Stationen wurden in letzter Zeit wesentlich ergänzt durch immer genauere Lokalisierungen und Interpretationen (Erdbeben, Explosionen, bergbauinduzierte Ereignisse), sowie durch Bestimmungen von Herdmechanismen bei stärkeren lokalen Ereignissen ( $M > 4$ ). Diese Verbesserungen insbesondere in Grenzbereichen waren nur möglich durch die Einbeziehung zusätzlicher in- und ausländischer Stationen bzw. Stationsnetze, wie dem GEOFON, dem Österreichischen und dem Schweizer Stationsnetz, Tschechischen Stationen und ausgewählten Stationen deutscher lokaler Netze. Bei Beben im unmittelbaren Bereich von lokalen Stationsnetzen kann jedoch die Genauigkeit der lokalen Netze nicht erreicht werden und nur durch deren Beitrag kann ein qualitativ hochwertiges Bulletin seismischer Ereignisse in Deutschland herausgegeben werden. Auf weitere mögliche Verbesserungen, wie die Errichtung offener Datenzentren und gemeinsamer Datenportale wird im Vortrag eingegan-

gen.  
Webseite: <http://szgrf.bgr.de>

SL04 – Mo., 24.2., 12:00-12:20 Uhr · HS1

Tittel, B. (Leipzig / Collm)

### Seismische Ereignisse als Objekte von Häufigkeitsverteilungen

E-Mail: klinge@szgrf.bgr.de

Erkenntnisse, die auf Arbeitserfahrungen im aktuellen seismologischen Stationsdienst basieren, werden anhand von drei Beispielen vorgestellt:

1) Seismische Registrierungen unterirdischer Nukleartests seit dem internationalen Vertrag über das teilweise Verbot von Kernwaffentests (PTBT 1963) bis zum Ende der Testprogramme (1998).

Solche an der Station Collm (CLL) registrierten Ereignisse mit Raumwellenmagnituden zwischen etwa 4.3 und 6.9 im Entfernungsbereich zwischen  $18^\circ$  und  $145^\circ$  wurden anhand verschiedener Merkmale - häufig schon aktuell - sicher von natürlichen Erdbeben unterschieden und damit als "künstlich verursacht" erkannt. Die seismologische Detektion der Tests war das überregional wichtigste Nachweiskriterium und hat der Seismologie eine bedeutende Aufwertung eingebracht. Die Abschätzung der unbekanntesten Stärke der Tests (Ladungsmengen-Äquivalent in Kilotonnen TNT) mit ihren Magnituden blieb allerdings bis zuletzt ein nur teilweise gelöstes Problem.

Kurzperiodische PKP-Wellen, die nach Tests im Südpazifik an mitteleuropäischen Stationen registriert wurden, hatten sich wegen entfernungsabhängigen, ungewöhnlich intensiven Amplitudenänderungen als besonders eindrucksvolle Indikatoren für

a) die Tests selbst

und b) die Stationsentfernung der Erdkern-Kaustikzone bei Ereignissen in der obersten Erdkruste erwiesen.

#### 2) Erdbebenserien

In vielen seismisch aktiven Regionen der Erde folgen auf bestimmte große Beben Nachbebenserien, wobei sich mit meist nur geringfügiger Migration der Hypozentren i.a. schwächer werdende Beben aneinanderreihen. Das deutet auf zeitlich und lokal gestaffelten Spannungsabbau hin.

Hier werden Bebenserien aufgezählt, bei denen je mindestens 50 im obigen Sinne zusammengehörige Beben ohne größere Zeitlücken in CLL registriert wurden. Das zeitliche Abklingen erfolgt nach quantitativ vergleichbaren Gesetzmäßigkeiten. Darüber hinaus sind jedoch manche Bebenserien durch individuelle Merkmale gekennzeichnet.

#### 3) Erdbebenschwarm in der NW-lichen Tschechischen Republik, Herbst 2000

An der grenznahen sächsischen Station WERNITZGRÜN wurden in etwa 13 km Herdentfernung über 10500 Einzelbeben (mit Magnituden zwischen etwa -0.4 und +3.4) registriert. Dabei kam es während der besonders aktiven Perioden zu Anhäufungen von über 20 Einzelbeben pro Minute; dazwischen lagen aber auch ganz bebenfreie Tage. Gerade solche Nahfeld-Seismogramme zeigen deutliche Strukturunterschiede, die auf variierende Hypozentren und Herdvorgänge hinweisen.

Analoge Untersuchungen wie beim ähnlichen, stärkeren Bebenschwarm 1985/86 für CLL und andere Stationen mit vergleichbaren Herdentfernungen haben zu Erkenntnissen geführt, die - siehe Erdbebenserien - neben reproduzierbaren Eigenschaften auch spezifi-

sche Merkmale jedes einzelnen Schwarms belegen.

SL05 – Mo., 24.2., 12:20-12:40 Uhr · HS1

*Kroner, C., Jahr, Th. (Institut für Geowissenschaften, FSU Jena), Fischer, K. D. (Ruhr-Universität Bochum)*

### **Untersuchungen zu meteorologisch-induziertem Rauschen für das Geodynamische Observatorium Moxa**

E-Mail: kroner@geo.uni-jena.de

Luftdruck-induziertes Rauschen des Untergrundes stellt einen wesentlichen limitierenden Faktor in der Analyse seismologischer Daten dar, wobei insbesondere die Horizontalkomponenten hiervon betroffen sind. Ein gemeinsames Forschungsvorhaben des Geodynamischen Observatoriums Moxa und des Geowissenschaftlichen Observatoriums Schil-tach befaßt sich mit Untersuchungen, wie sich diese Luftdruckeinwirkung in den Registrierungen reduzieren läßt und wie die physikalischen Zusammenhänge aussehen. Die Luftdruckeinwirkung beruht auf der Gravitationswirkung der Luftmassen und der von ihnen verursachten Deformation der Erdkruste, die sich durch Beschleunigungen und Neigungen auswirken. Weitere Faktoren, die den Luftdruckeffekt beeinflussen, sind die Topographie sowie direkt der Installationsort des jeweiligen Instrumentes. Zum Nachweis der physikalischen Zusammenhänge werden Finite-Element (FE)-Modellierungen (ABAQUS) vorgenommen. Die Resultate der Untersuchungen für Moxa werden vorgestellt. Für die Modellierung wurde die lokale Topographie in der Observatoriumsumgebung auf die wesentlichen Elemente wie Taleinschnitte und Bergflanken im Umkreis von etwa 1 km um das Observatorium reduziert. Der Stollenbereich (60 m in EW-Richtung, 34 m in NS-Richtung), in dem sich die Quarzrohr-Strainmeter und das STS-1- und STS-2-Seismometer befinden, wurde mit einer Auflösung von 5 m modelliert. Dieses Modell wur-

de mit drei verschiedenen Luftdrucksznarien belastet.

- eine homogene Luftdruckauflast
- Staudruck durch Wind
- Passage einer Luftdruckwelle von West nach Ost und von Süd nach Nord.

Es wird eine rein elastische Rheologie benutzt, so daß einzelne Lasten überlagert und skaliert werden können.

Die FE-Modellierungen ergeben, daß sowohl durch eine einheitliche Luftdruckauflast, Windeinwirkung in Form von Staudruck als auch bei der Passage einer Luftdruckfront signifikante Neigungen und Strains in der Größenordnung einiger nrad und nstrains verursacht werden können. Dies liegt in der Größenordnung der Effekte, die in den Daten beobachtet werden. Zusätzlich ergibt sich eine Richtungsabhängigkeit in den Effekten für die einzelnen Instrumentenkomponenten, aber auch abhängig von der Bewegung der Luftmassen.

SL06 – Mo., 24.2., 12:40-13:00 Uhr · HS1

*Wirth, W., Wenzel, F. (Karlsruhe)*

### **Analyse urbaner Standorteffekte**

E-Mail: wolfgang.wirth@gpi.uni-karlsruhe.de

Starkbebenaufzeichnungen von analogen Rekordern, Aufzeichnungen mit einem modernen digitalen Stationsnetz von Beben mit Magnitude  $< 5.3$  und Intensitätsbeobachtungen während früherer Starkbeben werden gemeinsam zur Analyse räumlicher Variationen seismischer Bodenbewegung in Rumäniens Hauptstadt Bukarest verwendet. Aus der Auswertung dieser verschiedenen Datensätze folgt ein geographischer Trend zunehmender Verstärkung der Bodenbewegung in Richtung Nord-West. Dabei variiert die Bodenbewegung im Frequenzbereich unterhalb von zwei Hz nur wenig, wogegen sie zwischen 2 Hz und 5 Hz um einen Faktor 3 bis 4 schwankt. Die seismische Gefährdung Bukarests wird durch Beben eines räumlich eng begrenzten Herdgebietes unter der Vrancea-Region am südöstlichen Rand der Karpaten ausgemacht. Damit liegen i. d. R. Hypozentralentfernungen von mehr als 150 km vor. Variationen der Bodenbewegung innerhalb des im Vergleich dazu relativ kleinen Stadtgebietes sind deshalb hauptsächlich auf Standorteffekte zurückzuführen. Deren Ursache ist ein mächtiges alluviales Sedimentbecken unter der Stadt. Die Lagerung der obersten quartären Schichten ist kompliziert und weist linsenförmige Strukturen und stark variierende Schichtmächtigkeiten auf. Durch die oben beschriebene Herd-Standort-Geometrie scheint eine besonders einfache Möglichkeit zur Zerlegung der Bodenbewegung in Herd- und Standortterme gegeben zu sein. Das Verhältnis zweier Registrierungen eines Bebens innerhalb der Stadt sollte das Verhältnis der Standorteffekte an

den entsprechenden Aufzeichnungsorten widerspiegeln. Tatsächlich aber weist eine solche Bestimmung dieser Verhältnisse ein hohes Mass an aleatorischen Schwankungen auf. Theoretische Berechnungen zeigen, dass diese Schwankungen ca. 3 mal so gross sind als man aufgrund der unterschiedlichen Hypozentren und Herdflächenlösungen der untersuchten Beben erwarten würde. Dies ist als Hinweis darauf zu deuten, dass die standardmäßig verwendete Parameterisierung der Bodenbewegung in Herd-, Laufweg- und Standortterme, die obigen Überlegungen zugrunde liegt, keine ausreichende Beschreibung darstellt. Vielmehr scheinen Ursachen und Ausmass von Standorteffekten noch nicht vollständig verstanden. Mehrere bislang unberücksichtigte Phänomene könnten möglicherweise als Ansatz zur Erklärung der unerwarteten Komplexität der Standorteffekte herangezogen werden. Solange diese jedoch nicht mit ausreichender Genauigkeit vorhergesagt werden können, empfehlen wir eine probabilistische Beschreibung von Standorteffekten mit zugehöriger Fehlerangabe.

SL07 – Di., 25.2., 09:30-09:50 Uhr · HS1

*Weidle, C. (Karlsruhe), Widiyantoro, S. (Bandung (Indonesien))*

### **Hochauflösende P-Wellen Tomographie in einem globalen Erdmantelmodell – Die Methode der integrierten seismischen Tomographie am Beispiel Südost-Rumäniens**

E-Mail: wolfgang.wirth@gpi.uni-karlsruhe.de

In den letzten 20 Jahren wurden mit mobilen Stationen viele seismologische Tomographie-Experimente mit lokalem oder regionalem Fokus durchgeführt. Diese Experimente liefern hochqualitative Datensätze, die eine lokal hochauflösende Inversion der Geschwindigkeitsverteilung im oberen Erdmantel unterhalb des Messgebietes ermöglichen. Mit linearisierten, teleseismischen Tomographiemethoden stößt man dabei jedoch in Bezug auf die Tiefenauflösung auf Probleme, da die maximal auflösbare Tiefe in etwa der Gesamtauslage des Stationsnetzes entspricht.

Durch die Integration eines solchen regionalen Datensatzes in einen globalen Datensatz und Inversion des gesamten Erdmantels, lassen sich unter Verwendung eines nicht-linearen, iterativen Lösungsansatzes und einer an die vorhandene Datendichte angepassten Parametrisierung die jeweiligen Vorteile von teleseismischer und globaler Tomographie nutzen:

(a) durch die Inversion des gesamten Erdmantels mit einem iterativen, nicht-linearen Lösungsansatz (unter Verwendung von 3D-RayTracing) werden Heterogenitäten der Geschwindigkeitsstruktur im Erdmantel lokalisiert und nicht in das regionale Untersuchungsgebiet hineinprojiziert. Zudem wird durch die Überdeckung der gesamten Erdoberfläche mit Stationen eine gute Tiefenauflösung erzielt, was besonders bei tiefen Strukturen, wie z.B. Subduktionszonen oder Mantelplumes von Interesse ist.

(b) Andererseits ermöglicht die enge Stationsüberdeckung im Untersuchungsgebiet eine lokal feinere Parametrisierung und dadurch eine regional hohe Auflösung der Geschwindigkeitsstruktur in der Größenordnung der teleseismischen Tomographie. Das Ergebnis ist zudem nicht isoliert, sondern im Kontext mit der überregionalen Geschwindigkeitsstruktur und bietet somit zusätzlich die Möglichkeit einer großräumigeren Interpretation.

Aus dem CALIXTO-Experiment (Carpathian Arc Lithosphere X-Tomography), das im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 461 (Starkbeben: Von geowissenschaftlichen Grundlagen zu Ingenieurmaßnahmen) durchgeführt wurde, steht ein hochwertiger regionaler Datensatz zur Verfügung. Aus dem Gesamtdatensatz von etwa 1800 Erdbeben im Zeitraum des Experimentes von Mai bis November 1999, wurde ein Subdatensatz von 60 Erdbeben als regionale Datenbasis für die Inversion zusammengestellt. Als globale Datenbasis dient der von Engdahl et al. überarbeitete Datensatz von ISC- und NEIC-Daten aus den Jahren 1964–1998, der in allen gängigen globalen Tomographiestudien verwendet wird (z.B. Bijwaard et al., Widiyantoro et al.).

Die Ergebnisse, vor allem auch aus synthetischen Auflösungstests zeigen u.a. die zu erwartende Verbesserung in der Tiefenauflösung im Vergleich zu den Ergebnissen einer Inversion nach der linearisierten ACH – Methode, ebenso wie eine Überhöhung der Amplituden in den obersten Bereichen des Modells (bis in eine Tiefe von rund 65 km), die

sich auf nicht vorhandene Korrekturterme für Stations- und Krusteneffekte (z.B. Mohotopographie) zurückführen lassen.



SL08 – Di., 25.2., 09:50-10:10 Uhr · HS1

*Martin, M., Wenzel, F. (Karlsruhe), CALIXTO Group*

### **Hochauflösende P-Wellentomographie Südost-Rumäniens**

E-Mail: wolfgang.wirth@gpi.uni-karlsruhe.de

Die häufigen Starkbeben in Südost-Rumänien (Vrancea Region) bedeuten eine permanente Gefährdung für die dortige Bevölkerung, insbesondere für die Bewohner der nahegelegenen Millionenstadt Bukarest. Ein wichtiger Aspekt für die Risikoabschätzung ist die genaue Kenntnis der Struktur des oberen Erdmantels. Alle Starkbeben des letzten Jahrhunderts (1940, 1977, 1986 u. 1990) ereigneten sich im mitteltiefen Bereich zwischen 70 und 180 km Tiefe. Der Ort der Epizentren ist dabei nahezu konstant.

Geodynamische Modelle (z.B. Sperner et al., 2001) beschreiben die Vrancea Region als ein Subduktionsszenario im Endstadium. Die tertiäre Subduktion entlang des Karpatenbogens endete im Miozän. Seither kam es zur progressiven Ablösung der subduzierten Lithosphäre, beginnend im Nordwesten und fortschreitend nach Südosten hin. Heute befindet sich danach das letzte Stück ehemals subduzierter Lithosphäre im Ablösungsprozess unterhalb Vrancea und ist für die starke Seismizität verantwortlich.

Zwischen April und November 1999 fand im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 461 ein Tomographieexperiment (CALIXTO) in Südost Rumänien zur Erforschung dieser nahezu einzigartigen Erdbebenregion in Europa statt. Bereits erste Ergebnisse der teleseismischen Tomographie mit Hilfe der ACH-Methode (Martin et al., 2001) und einem selektierten Datensatz zeigten ein deutliches Abbild des Hochgeschwindigkeitkörpers unterhalb Vrancea. Aufgrund von Einschränkungen in der Auflösung durch die benutzte li-

neare Inversionsmethode, sowie durch Verschmierungen durch unkontrollierte Krusteneffekte, war eine Bewertung der Geschwindigkeitsstruktur allerdings nur im Rahmen der groben Auflösungsgenauigkeit möglich. Insbesondere die genaue Lage des 'Slabs' im Verhältnis zur Lage der Hypozentren, sowie die Tiefenbereiche unterhalb der Kruste (30-70km) bzw., unterhalb 300 km Tiefe konnten bisher nicht mit ausreichender Genauigkeit aufgelöst werden.

Seither wurde der Datensatz von 106 auf 196 Erdbeben erweitert und somit eine erhebliche Verbesserung der Durchstrahlung und damit der Auflösung erreicht. Mit Hilfe der Ergebnisse der refraktionsseismischen Experimente Vrancea'99 (Hauser et al. 2001) und Vrancea'01 (Hauser et al., 2002) war es möglich, entlang der Nord-Südlinie, sowie der Ost-Westlinie des Stationsnetzes eine gute Kontrolle über die Krustenstruktur zu erhalten. Dies konnte mit bestehenden älteren Ergebnissen ergänzt und zu einem 3D-Bild der Kruste (Sedimentbecken, kristallines Basement, Konrad, Moho) zusammengefügt werden. Dabei kommt es nur auf die Erfassung der Strukturen an, die einen deutlichen Einfluss auf die Laufzeitresiduen der eintreffenden teleseismischen Wellenfronten haben. In der neuen hochauflösenden Tomographie wurde dieser störende Einfluss der Kruste durch Berechnung des Wellenfeldes mit FD Raytracing durch die angenäherte Krustenstruktur eliminiert und eine 1D Kruste nach dem IASP'91 Erdmodell (Kennett et al., 1991) simuliert. Die Inversion selbst wurde mit dem

nichtlinearen Laufzeitcode JI-3D (Jordan et al., 2001) und 3D Raytracing (Steck & Prothero, 1991) durchgeführt. Die neuen Ergebnisse werden im Rahmen ihres Auflösungsvermögens geodynamisch interpretiert.

SL09 – Di., 25.2., 10:10-10:30 Uhr · HS1

*Hauser, F. (Karlsruhe), Raileanu, V. (Bukarest), Landes, M. (Karlsruhe), Bala, A. (Bukarest), Prodehl, C., Fielitz, W. (Karlsruhe)*

### **Crustal properties of the Eastern Carpathians, derived from two seismic refraction profiles in Romania**

E-Mail: [claus.prodehl@epost.de](mailto:claus.prodehl@epost.de)

Several major earthquakes struck Romania in the last century, and all of them occurred at intermediate depths between 70 and 200 km underneath the Vrancea zone in the southeast Carpathian Mountains. To study the crustal and uppermost mantle structure beneath this seismic high-risk area, two major active-source seismic experiments VRANCEA-99 and VRANCEA-2001 and a passive teleseismic tomography project CALIXTO-99 were carried out in 1999 and 2001, nearly 30 years after the last seismic investigations across the eastern Carpathians in the 1970s. The active and passive source projects are a contribution to the joint German-Romanian research program Strong Earthquakes—A Challenge for Geosciences and Civil Engineering. This program was initiated by the Collaborative Research Centre 461 (CRC 461) at the University of Karlsruhe, Germany, and the Romanian Group for Vrancea Strong Earthquakes (RGVE) at the Romanian Academy in Bucharest.

The first seismic refraction line VRANCEA99 investigates the structure and physical properties of the upper lithosphere along a N-S profile between the town of Bacau and the Danube River, traversing the Vrancea epicentral area and the city of Bucharest. It consists of: (1) a 300 km long main N-S profile with 12 shot points (average separation about 25 km) and a station spacing of 2-3 km. (2) A shorter (about 70 km) E-W running profile with one additional shot

point at each end. All shots were recorded simultaneously on both profiles. In a first step of interpretation a P-wave velocity model for the main N-S line was developed. It displays a multi-layered crust with velocities increasing with depth. They vary in the sedimentary cover from N to S, but are relatively constant at the levels of the crystalline crust. The autochthonous basement of the Moesian Platform is structured. Within the uppermost part of the mantle a low velocity zone may exist. The subsequent interpretation of the observable S-waves results in a velocity model showing the same multi-layered crust, with S-velocities increasing similarly as the P-waves with depth. The subsequently derived Poisson's ratio is variable across the crust: 0.22-0.35 for the sedimentary cover, 0.24-0.25 for the crystalline crust and 0.28 for the upper mantle. Finally, using the 2-D velocity model, a density model was developed. Different density values were assigned to each layer according to the velocity model and in agreement with values accepted for the geological units in the area. After several iterations a good fit between the computed and observed Bouguer anomaly curves was obtained. Because of the experimental configuration it is possible to interpret a 115 x 235 km wide region with the help of a 3-D refraction and reflection tomography algorithm (Hole 1992, 1995). In order to enhance the model resolution, first arrival data from local earthquakes of the CALIXTO-99

teleseismic project were also included. The results, here, indicate a high-velocity structure beneath the northern part of the Vrancea zone extending from shallow levels to depths of about 12 km. This structure may be related to the Trotus and Capidava-Ovidiu faults, which converge to the north of it. The high-velocity region is surrounded by the lower velocity Focsani and Brasov basins.

For the second seismic refraction line VRANCEA2001, ten chemical sources, between 300 kg and 1500 kg, were used along a 400 km long E-W trending profile. This resulted in an average shot point spacing of 40 km, while the receiver spacing was about 1 km. In a first step P-wave first arrival times were picked and inverted using a non-linear high-resolution tomographic technique (Hole 1992, 1995). The results show only modest variations in the crustal velocities. The most notable feature is the very deep (ca. 15-20 km) Focsani Basin. Here, velocities increase from 2 km/s at the surface to 5.8 km/s at the sediment-basement interface. Since intra-crustal and Moho reflections are prominent on most seismic sections, they can be used to constrain deeper structures. Here, preliminary results indicate a down warp of only the mid-crustal discontinuity under the Carpathian Mountains and the Focsani Basin. Surprisingly, the Moho shows no crustal root, but shallows slightly from some 40 km in the east to about 35 km in the west.

*Web page:* <http://www-sfb461.physik.uni-karlsruhe.de/>

**SL10** – Mi., 26.2., 09:30-09:50 Uhr · HS1

*Igel, H., Cochard, A. (München), Schreiber, U. (Wetzell), Flaws, A. (Christchurch,NZ)*

**Observations and simulations of rotational motions recorded by a ring laser**

E-Mail: [igel@geophysik.uni-muenchen.de](mailto:igel@geophysik.uni-muenchen.de)

The general motion of a body is uniquely specified by 3 components of displacement (those determined by classical seismometers) plus 3 components of rotation. While it is standard to observe translational motions the study of rotations had little attention, partly because rotational effects generated by earthquakes were thought to be small compared to the corresponding translational effects, and partly because no instruments existed which directly measure absolute rotations. Recently, there has been a revival of interest for rotations due to a growing body of observational evidence that, at least in some cases, rotational motions are indeed strong. At present instruments are being developed directly measuring rotational motions with respect to inertial space. Very large ring lasers are such a class of rotational seismometers, which take advantage of a frequency shift between two counter-rotating beams inside the (rotating) laser cavity. We present the basics of ring laser interferometry and show data from regional and distant earthquakes recorded by a very high sensitivity ring laser installed in Southern Germany, originally designed to monitor earth rotation. The rotational motion is compared with the recordings of a collocated broadband seismometer. We also show some preliminary numerical simulations and discuss various effects of medium heterogeneity and anisotropy on rotational motions.

*Web page:* <http://www.geophysik.uni-muenchen.de>

SL11 – Mi., 26.2., 09:50-10:10 Uhr · HS1

*Li, X., Kind, R. (GFZ Potsdam)*

### **Die Sp Receiver Function Methode**

E-Mail: igel@geophysik.uni-muenchen.de

Durchstößt eine teleseismische S Welle eine Diskontinuitäten unter einer seismischen Station, werden konvertierte P Wellen (Sp) erzeugt, die als Vorläufer zur S Welle registriert werden. Die konvertierten Sp Wellen sind senkrecht zur S Welle polarisiert und können deshalb durch eine Rotation in das strahleneigene Koordinatensystem (P, SV und SH) aus der S Welle isoliert werden. Nach der Dekonvolution der P-Komponente durch die SV-Komponente wird das Ergebnis als Sp Receiver Function bezeichnet. Wir benutzen Drei-Komponenten Registrierungen mit Epizentraldistanzen von  $60-85^\circ$  für S Wellen und von  $85-140^\circ$  für SKS Wellen mit großem Signal/Stör Verhältnis. Im Vergleich zur Ps Receiver Functions liegt der Vorteil der Sp Receiver Functions darin, dass sie frei von den multiplen Phasen sind. Die Multiplen erreichen die Station nach der S Welle. Deshalb können Strukturen direkt unterhalb der Moho besonders klar erkannt werden. Die Methode erscheint geeignet die Grenze Lithosphäre-Asthenosphäre zu erkennen. Erste Ergebnisse von Stationen des globale Netzes auf Hawaii und an anderen Orten werden gezeigt.

SL12 – Mi., 26.2., 10:10-10:30 Uhr · HS1

Wölbern, I. (GFZ Potsdam)

### Spuren des Hawaii-Plumes im oberen Mantel untersucht mit Receiver Functions

E-Mail: woelbern@gfz-potsdam.de

Mit der Methode der Receiver Functions wurde das Gebiet unter Hawaii auf nachweisbare Einflüsse durch aufsteigendes heißes Plumentmaterial untersucht und somit auf die Position und Lage des Hawaii-Plumes geschlossen. In Kooperation des GeoForschungsZentrums (GFZ) mit dem Dublin Institute for Advanced Studies (DIAS) wurden dazu Breitbandstationen über zwei Jahre auf den vier größten Hawaii-Inseln betrieben. Zusätzlich konnten Daten von permanenten Stationen benutzt werden. Die Moho flacht von Kauai (im Nordwesten) bis unter Big Island (im Südosten) ab. Im Südosten von Big Island ist die Existenz der Moho fraglich, da für die ersten Konversionen hier Tiefen im Bereich des Meeresbodens ermittelt wurden. Die Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (Gutenberg-Diskontinuität) zeigt einen gegenläufigen Effekt. Sie weist geringere Tiefen unter Kauai auf und verdickt sich nach Südosten. Unter dem Südwesten von Big Island zeigt sich jedoch eine kleinräumige Anhebung der Gutenberg-Diskontinuität. Hier wurde eine Niedriggeschwindigkeitszone unterhalb der Lithosphäre festgestellt und als Region mit auftretender partieller Schmelze interpretiert. Die Manteldiskontinuitäten in 410 km und 660 km Tiefe weisen beide verzögerte Ankunftszeiten der konvertierten Phasen auf, was auf reduzierte S-Wellen-Geschwindigkeiten im oberen Mantel zurückgeführt wird. Während die P410s-Phase keine signifikanten Einflüsse des Plumes erkennen lässt, zeigt die 660-km-Diskontinuität eine deutliche Aufwölbung südwestlich von Big Island bei

gleichzeitiger Ausdünnung der Transitionszone. Die Ergebnisse deuten auf einen geneigten Plumeschlauch hin, dessen Quellregion unterhalb der 660-km-Diskontinuität liegt.

SL13 – Mi., 26.2., 11:00-11:20 Uhr · HS1

*Endrun, B., Meier, T., Dietrich, K., Bischoff, M., Harjes, H.-P. (Bochum)*

### **Struktur im Bereich Kretas aus Receiver Functions und der Dispersionsanalyse von Oberflächenwellen**

E-Mail: [endrun@geophysik.ruhr-uni-bochum.de](mailto:endrun@geophysik.ruhr-uni-bochum.de)

Für den Bereich Kretas werden Ergebnisse der Auswertung tele- und regionaleismischer Daten in Form von Receiver Functions und Dispersionskurven der Rayleigh-Grundmode vorgestellt, die auf die Erkundung der Struktur von der Erdoberfläche bis in etwa 100 km Tiefe abzielen. Hierzu standen sowohl Daten aus Registrierungen mit temporären, kurzperiodischen Meßnetzen, die von der Ruhr-Universität Bochum zwischen 1996 und 2002 auf Kreta betrieben wurden, als auch von GEOFON-Breitbandstationen in der südlichen Ägäis zur Verfügung.

Die Dispersionskurven wurden mit Hilfe der Zwei-Stationen-Methode berechnet, wobei durch Verwendung regionaler Erdbeben an den kurzperiodischen Stationen Frequenzen von bis zu 0.3 Hz ausgewertet werden konnten. Dies erlaubt eine bessere Auflösung im oberflächennahen Bereich, der mit teleseismischen Registrierungen an Breitbandstationen nur sehr begrenzt zu betrachten ist. Für die Receiver Functions ergab sich durch die kurzperiodischen Meßnetze eine gute räumliche Überdeckung, wie sie gerade für die Migration benötigt wird, um den räumlichen Verlauf von Diskontinuitäten verfolgen zu können.

Besonderes Augenmerk in der Interpretation wird auf die Unterschiede in der Struktur zwischen West- und Zentralkreta gelegt. Durch die temporären Netze ergibt sich die Möglichkeit, Receiver Functions auf einem Profil von West- nach Zentralkreta zu bestimmen. Für West- und Zentralkreta werden Di-

sperionskurven der Rayleighgrundmode vorgestellt. Durch Inversion der Dispersionskurven werden eindimensionale Modelle der Scherwellengeschwindigkeit erhalten. Weiterhin lassen sich die Ergebnisse der Oberflächenwellenanalyse in Phasengeschwindigkeitskarten räumlich darstellen. Vorteile einer gemeinsamen Betrachtung von Dispersionskurven und Receiver Functions werden an Beispielen erläutert.

Die Existenz und die Tiefenlage der kontinentalen Moho unter Kreta wird diskutiert. Deutlich wird die Moho innerhalb der subduzierten afrikanischen Lithosphäre abgebildet. Der Slab weist ein starkes Einfallen nach NE und ein geringfügiges Einfallen in östliche Richtung auf. Die Moho der subduzierten ozeanischen Lithosphäre liegt unter Kreta im Mittel bei etwa 55 bis 60 km Tiefe. Die Eurasische Lithosphäre weist deutliche Unterschiede zwischen West- und Zentralkreta auf.



SL14 – Mi., 26.2., 11:20-11:40 Uhr · HS1

*Bohnhoff, M. (Bochum), Rische, M., Meier, T., Becker, D., Endrun, B. (Bochum), Stavrakakis, G. (Athen), Harjes, H.-P. (Bochum)*

**Monitoring seismicity at the volcanic arc of the Hellenic subduction zone using a combined broadband/short period temporary seismic network on the Cyclades (CYC-NET)**

E-Mail: bohnhoff@geophysik.ruhr-uni-bochum.de

The south Aegean region with the convergent margin between the African and the Anatolian-Aegean plate offers an unique opportunity for the study of rheology and geodynamic processes at retreating subduction zones. To thoroughly understand seismotectonics of the Hellenic subduction zone, some main properties can be gained from the analysis of larger seismic events recorded by the permanent networks. However, to monitor local seismicity at low detection threshold and to perform structural investigations at crustal and uppermost mantle depth levels an adequately located digital-recording network with sufficient azimuthal coverage and densely spaced recording units is needed. Here, we focus on the forearc-backarc transition zone represented by the volcanic arc where distinct seismically active centers can be identified from global seismicity catalogues. These centers can be correlated with the volcanism at Milos, Santorini and Nisyros. However, a number of questions still remain open with the most important ones being: How is the microseismic activity distributed in the area of consideration? What is the relation between spatio-temporal evolution of hypocenters and upward migrating fluids and magma? Why is the seismicity clustered in space and time over a broad range of magnitudes? Furthermore, open questions remain concerning structure at lower crustal and uppermost mantle depth. We present a 22-station digital broadband/short period seismic network that was installed on

the Cyclades (CYC-NET) to address these questions. The CYC-NET covers the central volcanic arc and is in operation since autumn 2002. The network geometry forms a sufficient azimuthal coverage allowing to precisely determine hypocenters not only for shallow earthquakes but along the entire depth range down to the Benioff zone as for the deeper events recordings of permanent stations distributed around the South Aegean will be implemented. The recording period of two years will allow to get a detailed resolution of the local seismicity as well as to estimate the quality of hypocenter determinations by regional permanent networks. In addition, structural investigations will be performed applying receiver-function and surface wave analysis techniques.

**SL15** – Mi., 26.2., 11:40-12:00 Uhr · HS1

*Heit, B., Kind, R., Asch, G., Yuan, Y. (GFZ)*

**The ReFuCA 2002 Project**

E-Mail: [bohnhoff@geophysik.ruhr-uni-bochum.de](mailto:bohnhoff@geophysik.ruhr-uni-bochum.de)

A set of 60 seismological stations (45 short period and 15 broadband) was installed along 21°S on a profile about 500 km length and will be running for the next two years in the Central Andes region. The stations operate at 50 samples per second (sps) will allow to record large teleseismic, local events and quarry blasts from the mines in the vicinity of the profile. The results will be used to improve the two dimensional crust-mantle boundary image, solve questions concerning simple shear plateau uplift models and the distribution of deformation at various crustal levels. In addition, a shorter profile about 200 km length consisting of 20 stations (10 short period and 10 broadband) was installed in Argentina along 25.5°S with the aim to investigate lithospheric delamination across the Cerro Galan caldera, one of the most prominent intra-plate volcanoes in the world. The instruments will be also running for two years period and will contribute to solve the questions proposed for the first profile and in addition, provide some signs of mantle delamination which can help us to develop a model that explains the evolution of the Puna high plateau.

SL16 – Mi., 26.2., 12:00-12:20 Uhr · HS1

*Thierer, P. O., Tilmann, F., Flueh, E. R., Kopp, H., Gossler, J. (Kiel, Geomar)*

**Seismologische Untersuchungen des zentralen chilenischen Kontinentrandes**

E-Mail: bohnhoff@geophysik.ruhr-uni-bochum.de

Der zentrale chilenische Kontinentallhang seewärts von Valparaiso war Ziel der 161. Forschungsreise von F/S SONNE, die aus insgesamt 5 Fahrabschnitten bestand. Während des SPOC Experiments (Subduction Processes Off Chile) wurde neben der aktiven refraktionseismischen Datenakquisition ein lokales Erdbebennetz installiert. Dieses wurde auf dem ersten Fahrabschnitt im Oktober 2001 ausgelegt und konnte 10 Wochen später, zu Beginn des 4. Fahrabschnittes im Dezember,

wieder geborgen werden. Die marinen Untersuchungen, zu denen auch die Kartierung der Meeresbodenbathymetrie sowie Schweremessungen zählten, wurden durch seismische Registrierungen an Land

vervollständigt. Das Untersuchungsgebiet ist von der Subduktion der ozeanischen Nazca Platte unter den südamerikanischen Kontinentalrand geprägt und weist einen hohen Grad an Segmentierung auf. Einzelne dieser Segmente, etwa der Abschnitt nördlich von Valparaiso, sind durch einen flachen Subduktionswinkel gekennzeichnet. Hinzu kommt, dass in Bereichen flacher Subduktionswinkel kein

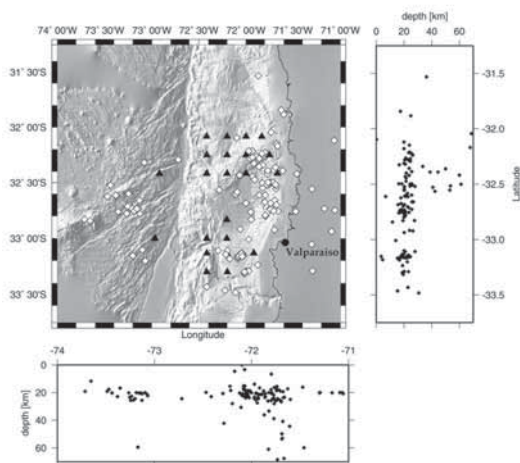


Abbildung 1: Position der Epizentren sowie Projektion der Hypozentren auf N-S bzw. W-E streichende Profile. Bathymetrie: CONDOR und SPOC Survey, Dreiecke: OBH Positionen, Rauten: Epizentren.

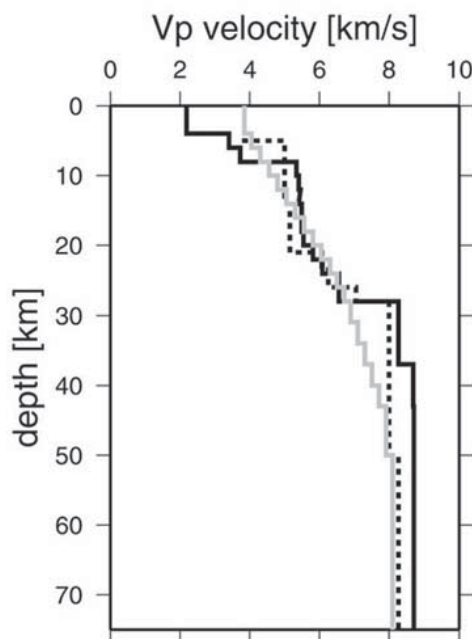


Abbildung 2: Minimum 1-D Modell: Vp-Tiefen Profil, Ergebnis der Inversion.

oder nur sehr geringer Vulkanismus beobachtet wird, sehr im Gegensatz zu denjenigen Regionen, in denen die Nazca Platte in steilem Winkel subduziert. Im Allgemeinen gehen die Übergangsbereiche von flacher zu steiler Subduktion mit der Subduktion von aсейsmischen Rücken oder Seamount Ketten konform. Im Küstenbereich von Valparaiso wird rezente der Juan Fernandez Rücken (JFR) subduziert. Darüber hinaus wird durch die Subduktion des JFR der laterale Materialtransport nach Norden unterbunden, so dass der nördliche Teil des Arbeitsgebietes im Gegensatz zum südlichen Abschnitt einen schmalen und tieferen Tiefseegraben aufweist. Die explizite Ursache für das flache Abtauchen der ozeanischen Platte konnte noch nicht geklärt werden. Das aus 23 Ozean Boden Stationen (8 OBS und 15 OBH) bestehende seismische Netz wurde in ein nördliches sowie ein südliches Sub-Netz gegliedert. Es konnten etwa 180 lokale Erdbeben registriert werden. Das der Lokalisierung zu Grunde liegende 1-D Geschwindigkeits-Tiefenmodell wurde aus dem refraktionsseismischen Profil SO 161-02 abgeleitet, welches bei 32 S gemessen wurde. Die in Abb. 1 dargestellte Detailkarte des Untersuchungsgebietes zeigt neben der Lage der Messgeräte (Dreiecke) auch die Epizentren der lokalen Erdbeben (Rauten). In den Profilen wird die Projektion der Hypozentren auf Nord-Süd bzw. Ost-West streichende Ebenen dargestellt. Es zeigt sich, dass das Maximum der seismischen Aktivität auf einen Tiefenbereich zwischen 15 km und 30 km konzentriert ist, jedoch Erdbeben bis in einer Tiefe von über 60 km registriert wurden. Die Verteilung der Seismizität ist inhomogen, drei Bereiche erhöhter Aktivität können unterschieden werden (I-III). Das Gebiet I befindet sich nahe des inaktiven OHiggins Seamount auf der ozeanischen Platte, die ermittelte Erdbebenherdtiefe liegt bei

ca. 25 km. Das Seismizitätsmaximum ist auf den oberen Kontinentallhang nördlich von 33 S (II) konzentriert. In einem engen Bereich um 32,5 S treten Erdbeben mit Herdtiefen von bis zu 60 km auf. Dies kann mit einer möglichen Krustenverdickung des hier subduzierenden JFR in Zusammenhang stehen. Im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes (III), wo der durch Magnetik und Schweremessungen nachgewiesene und bereits subduzierte Topocalma Knoll Seamount nachgewiesen ist, konnte ein grösserer Erdbebenschwarm registriert werden. Abbildung 2 zeigt die ersten Ergebnisse der Minimum 1-D Modellierung basierend auf der simultanen Inversion des gesamten Erdbeben Datensatzes. Das Hauptmerkmal des Startmodells (graue Linie) ist dessen durchschnittlich konstanter Vp Gradient. Das Ergebnis der Inversion (schwarze Linie) zeigt zwei markante Geschwindigkeitssprünge bei 8 km und 28 km Tiefe. Die Grenze in 28 km Tiefe wird als Krusten-Mantel Grenze interpretiert, was in guter Übereinstimmung mit dem Ergebnis der Vp Modellierung von Profil SO 161-2 steht.

SL17 – Mi., 26.2., 12:20-12:40 Uhr · HS1

Malischewsky, P. G. (Jena, FSU)

**Seismologische Implikationen impedanzartiger Randbedingungen**

E-Mail: mali@geo.uni-jena.de

Impedanzartige Randbedingungen werden in verschiedenen Gebieten der Physik und Materialwissenschaft erfolgreich eingesetzt, haben aber bisher nur eine verhältnismäßig geringe Verbreitung in der Seismologie gefunden. Es erscheint daher durchaus angebracht, auf diese Randbedingungen in einem speziellen Beitrag hinzuweisen und die Anwendungen in der Seismologie zu diskutieren. Allgemein gesprochen sind solche Randbedingungen immer dann von Interesse, wenn der Einfluß eines Körpers auf ein Wellenfeld in seinem Inneren durch einen integralen Effekt auf seiner Oberfläche beschrieben werden soll. Dies führt zur Formulierung von sogenannten „äquivalenten Randbedingungen“. Im Inneren der Erde treffen wir bekanntlich auf die verschiedensten Arten von Grenzflächen. Der Kontakt zwischen zwei festen Körpern ist im Grunde genommen ein kompliziertes Phänomen. Doch wenn es um die Wechselwirkung mit seismischen Wellen geht, wird häufig ein idealer fester Kontakt angenommen, was auf Stetigkeit der relevanten Verrückungs- und Spannungskomponenten hinausläuft. Dies ist nur ein allererster Ansatz, der erweitert werden kann und muß. Es ist nicht unüblich, sich Kontaktflächen als sehr dünne Schichten vorzustellen, was im Grenzfall zur Formulierung neuartiger Randbedingungen führt. Wir wollen im folgenden aus der großen Familie impedanzartiger Randbedingungen nur zwei herausgreifen: (1) die Randbedingungen nach Tiersten (1969) und (2) die Randbedingungen nach Pod’yaol’sky (1963), die für die Beschreibung unterschiedlicher Phänome-

ne wichtig sind.

*Die Tierstenschen Randbedingungen*

Bekanntlich hat eine Schicht über einem homogenen elastischen Halbraum einen bedeutenden Effekt auf die Ausbreitung seismischer Wellen. Insbesondere bei Oberflächenwellen führt das Vorhandensein einer einzigen Schicht zu einer erheblichen mathematischen Komplizierung, die durch die Anwendung der Tierstenschen (nichthomogenen) Randbedingungen gemildert werden kann. Wir benutzen ein kartesisches Koordinatensystem, dessen Ursprung auf der Oberfläche liegt und dessen  $x_3$ -Achse in den Halbraum zeigt. Die Schichtdicke sei  $h$ , und die elastischen Parameter der Schicht werden durch Striche gekennzeichnet. Dann läßt sich nach Tiersten der Einfluß der Schicht durch Anwendung der niederfrequenten Näherung von Plattenschwingungen als folgende inhomogene Randbedingungen approximieren:

$$\sigma_{3j} = -\delta_{jb} h \mu' \{[(3\lambda' + 2\mu')/(\lambda' + 2\mu')] \times u_{a,a,b} + u_{b,a,a}\} + h \rho' \ddot{u}_j \text{ für } x_3 = 0,$$

wobei die Einsteinsche Summenkonvention gilt und der Index  $j$  von 1 bis 3 läuft, aber die Indizes  $a$  und  $b$  von 1 bis 2. Durch diese Randbedingungen lassen sich grundlegende Tatsachen der Oberflächenwellentheorie wesentlich einfacher formulieren und klären. Bövik (1996) verbesserte diese Randbedingungen durch Anwendung der Störungsrechnung, wobei alle in  $h$  linearen Terme berücksichtigt werden [ $O(h)$ -Theorie]. Die erweiterten Randbedingungen lauten:

$$\sigma_{3j} = -\delta_{jb} h \mu' [(3\lambda' + 2\mu')/(\lambda' + 2\mu')] \times \\ u_{a,a,b} + u_{b,a,a}] - \delta_{jb} h \eta' \sigma_{33,b} \\ - \delta_{j3} h \sigma_{3a,a} + h \rho' \ddot{u}_j \quad \text{für } x_3 = 0,$$

wobei  $\eta'$  durch

$$\eta' = \frac{\lambda'}{\lambda' + 2\mu'}$$

gegeben ist. In dieser Formulierung wird die Dispersionsrelation der Lovewellen in bezug auf Tiersten nicht verändert, wohl aber die der Rayleighwellen deutlich verbessert. Es ist darauf hinzuweisen, daß die durch solche Randbedingungen generierten Lovewellen im homogenen Halbraum überhaupt die einfachsten elastischen Oberflächenwellen sind. Sie eignen sich darum sehr gut dazu, grundlegende Fragen der Wellenausbreitung in gestörten Wellenleitern zu klären, insbesondere auch die Wechselwirkung von Rayleigh- mit Lovewellen.

#### *Die Randbedingungen nach Pod'yapol'sky*

Bei diesen Randbedingungen wird die Normalkomponente der Verrückung auf der Kontaktfläche als stetig angenommen, nicht aber die Tangentialkomponente. Der auftretende Sprung ist proportional zur anliegenden Tangentialspannung. Es läßt sich zeigen, daß diese Randbedingungen den Fall einer eingebetteten unendlich dünnen Schicht mit verschwindender S-Wellengeschwindigkeit simulieren. Sie wurden mit Erfolg von Its und Malischewsky (1987, 1988) bei der Ausbreitung von Oberflächenwellen über laterale Störungen eingesetzt. Weiterhin ist interessant zu bemerken, daß, wie hier erstmalig gezeigt wird, bei diesen Randbedingungen auch Stoneleyartige Grenzschichtwellen mit SH-Polarisation existieren.

#### *Literatur*

Bövik, P.: A comparison between the Tiers-

ten model and O(h) boundary conditions for elastic surface waves guided by thin layers, Transactions of the ASME 63 (1996), 162-167.

Its, E. N.; Malischewsky, P.: Propagation of Rayleigh waves through a loosely-bonded interface of elastic media (in Russian), Izv. Akad. Nauk SSSR, Fiz. Zemli (1987), 66-72.

Its, E. N.; Malischewsky, P.: Reflection and transmission of Love waves across a vertical boundary of horizontally homogeneous media in the case of loosely-bonded contact (in Russian), Gerl. Beitr. Geophysik 97 (1988), 144-151.

Pod'yapol'sky, G. S.: Reflection and refraction at a boundary of two elastic media in the case of loosely-bonded contact (in Russian), Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geofiz. (1963)4, 525-531.

Tiersten, H. F.: Elastic surface waves guided by thin films, J. Appl. Physics 40 (1969), 770-789.

SL18 – Mi., 26.2., 12:40-13:00 Uhr · HS1

*Ceranna, L., Hartmann, G., Dohmann, M., Grasse, T., Henger, M. (Hannover)*

### **Registrierung von Infraschallsignalen an der Station I26DE**

E-Mail: ceranna@sdac.hannover.bgr.de

Das Infraschallnetzwerk I26DE im Bayrischen Wald nahe Freyung ist Teil des internationalen Überwachungssystem (IMS) zur Verifikation der Einhaltung des Atomwaffenteststoppabkommens (CTBT) und liefert seit dem 05.10.1999 kontinuierliche Daten. Zum jetzigen Zeitpunkt liegt unser Hauptaugenmerk auf der Gewinnung von Erfahrungswerten bzgl. der Leistungsfähigkeit derartiger Netzwerke sowie der Ausbreitung von Schallwellen durch die Atmosphäre anhand von Signalen bekannten Ursprungs.

Um die registrierten Infraschalldaten interpretieren zu können, werden verschiedene Detektions- und Analyseverfahren verwendet. Diese umfassen die PMCC-Methode (Progressive Multi-Channel Correlation), den Fisher-Detektor im Frequenzbereich sowie das MUSIC-Verfahren (MUltiple SIgnal Classification). Ferner wird eine Aufspaltung des relevanten Frequenzbereichs von 0.1 bis 4.0 Hz in mehrere sich überlappende Frequenzbänder vorgenommen. Dies ermöglicht es uns, zum einen dem unterschiedlichen Charakter der verschiedenen Infraschallsignale gerecht zu werden, zum anderen können somit die Stärken der unterschiedlichen Detektionsalgorithmen besser genutzt werden.

Es wurden bisher sowohl transiente als auch kontinuierliche Signale beobachtet, wobei für letztere atlantische Tiefdruckgebiete, die teilweise über einige Tage verfolgt werden, der prominenteste Vertreter sind. Diese langperiodischen Schallwellen breiten sich über mehrere tausend Kilometer aus; gleiches gilt beispielsweise auch für eruptive Phasen vom Ät-

na. Hingegen werden transiente Signale, deren Ursprung primär Meteoriten und Explosionen bzw. Sprengungen sind, über derart große Distanzen in der Regel nicht beobachtet. Während für kontinuierliche Signale eine Lokalisierung der Quellen meist durch Kreuzpeilung mit Hilfe anderer europäischer Stationen möglich ist oder durch einen Vergleich mit der Wetterkarte, ist dies für transiente weitaus komplizierter. Da eine Vielzahl der Meteoriten und Explosionen nur an I26DE beobachtet werden, kann hier eine Lokalisierung nur durch einen Vergleich mit Laufzeitkurven bzw. durch strahlentheoretische Überlegungen erfolgen. Dafür bedarf es eines zuverlässigen, regional gültigen Temperatur- und Windmodells für den betreffenden Zeitraum. Teilweise können diese Ergebnisse jedoch auch mittels sekundärer Informationen überprüft werden; im Fall von Meteoriten Dank des internationalen Feuerkugelnetzwerks und für Sprengungen durch einen Vergleich mit Gebieten bekannter bergbaulicher Aktivitäten.

An Beispielen werden wir einen Überblick der verschiedenen Infraschallsignale geben und das Potential der IMS-Station I26DE sowie der von uns verwendeten Verfahren demonstrieren.

SL19 – Mi., 26.2., 15:00-15:20 Uhr · HS1

*Funke, S. (Stuttgart), Friederich, W. (Frankfurt), SVEKALAPKO Seismic Tomography Working Group*

### **Ein kontinentaler Kiel unter der archaisch-proterozoischen Kruste Südfinnlands**

E-Mail: funke@geophys.uni-stuttgart.de

Im Winterhalbjahr 1998/1999 wurde in Südfinnland ein temporäres, passives seismisches Experiment durchgeführt mit dem Ziel durch Raumwellentomographie, Receiverfunction-Analyse und der Modellierung seismischer Oberflächenwellen die Struktur des Mantels zu kartieren. Zentrale Fragestellung war, ob sich in der alten Lithosphäre des fennoskandischen Schildes noch Spuren der damaligen plattentektonischen Prozesse nachweisen lassen. Hinweise auf solche Strukturen hatte das BABEL-Projekt geliefert, bei dem ein geneigter Mantelreflektor im südlichen Bottnischen Meerbusen gefunden wurde. Weitere Fragen waren: Gibt es eine Asthenosphäre unter dem fennoskandischen Schild und wenn ja, wie dick ist die Lithosphäre? Ist die Suture zwischen Proterozoikum und Archaikum, die quer durch Südfinnland verläuft, auch im Mantel zu sehen? Liegt unter der ungewöhnlich dicken proterozoischen Kruste im südlichen Teil auch ungewöhnlicher Mantel? Die Antworten auf diese Fragen liegen nun teilweise vor. Aus der Analyse seismischer Oberflächenwellen ergeben sich keine Hinweise auf die Existenz einer seismisch definierten Asthenosphäre. Die Schergeschwindigkeiten im Mantel sind generell hoch und steigen monoton mit der Tiefe an. Die Suture zwischen Proterozoikum und Archaikum ist nicht als Struktur im Mantel zu erkennen. Erstaunlicherweise befindet sich aber unter der verdickten archaisch-proterozoischen Kruste auch schneller Mantel bis in ca. 150 km

Tiefe. Nach einer P-Wellentomographie der Züricher Gruppe reicht diese Zone sogar bis in 400 km Tiefe. Dies deutet auf die Existenz eines kontinentalen Kiels hin, der sich seit dem letzten plattentektonischen Ereignis vor 1.5 Ga in der Lithosphäre erhalten hat. Und dies, obwohl Fennoskandien in dieser Zeit den halben Erdball umrundet hat.



SL20 – Mi., 26.2., 15:20-15:40 Uhr · HS1

*Krüger, F. (Uni Potsdam), Schweitzer, J. (NORSAR), Arbeitsgruppe MASI*

### **Die Krustenstruktur der Finnmark und der südlichsten Barentssee - Resultate des MASI-1999 Experimentes**

E-Mail: funke@geophys.uni-stuttgart.de

Im Jahre 1999 wurden die 13 Lennartz MARSLite Stationen der Universität Potsdam als temporäres Netz in der Finnmark (Norwegen) aufgestellt. Mit den Mobilstationen wurden zusammen mit den permanenten Stationen ARCES, KEV, KTK und TRO für etwa fünf Monate lokale, regionale und teleseismische Ereignisse registriert. Die so gewonnenen Daten wurden in den letzten Jahren in einer Reihe von Untersuchungen bei NORSAR und an den Universitäten in Potsdam und Bochum ausgewertet und interpretiert. In diesem Vortrag sollen alle bisherigen Resultate zusammengefasst werden:

Die Auswertung der Laufzeiten einiger gut lokalisierter lokaler Erdbeben und Sprengungen ergibt für Kruste und obersten Mantel mittlere P Geschwindigkeiten von 6.4 und etwa 8 km/s. Das aus Wadati-Diagrammen bestimmte  $v_p/v_s$  Verhältnis liegt etwas unter dem üblichen Wert von 1.73.

Mittels der Methode von Zhu und Kanamori lässt sich die Moho-Tiefenlage kartieren. Sie reicht von 38 km im küstennahen Bereich bis deutlich über 45 km in den proterozoischen und archaischen Gebieten landeinwärts. Die Modellierung von Receiver Funktionen zeigt für die Stationen auf Proterozoikum und Archaikum die Krusten-Mantelgrenze als breite Übergangszone sowie eine Gliederung der Ober- und Unterkruste. Für die Stationen auf den kaledonischen Überschiebungsdecken hingegen zeigt sich eine einfache Krustenstruktur mit einem relativ scharfen Geschwindigkeitssprung an der Moho von mehr als 1

km/s über einen Tiefenbereich von wenigen Kilometern. Dies lässt auf eine tiefgreifende Überprägung der gesamten Kruste im Bereich der kaledonischen Decken durch die kaledonische Orogenese und/oder die Existenz einer tiefreichenden, prä-kaledonischen Ost-West gerichteten Suture schließen.

Aus der Modellierung von Rayleigh-Wellen eines  $M_s = 4.2$  Ereignisses im Lovozero Massiv auf der Kola-Halbinsel konnte ein mittleres Geschwindigkeitsmodell für Nord-Fennoskandia abgeleitet werden. Dieses Krustenmodell bildete das Startmodell für eine detaillierte Inversion von Rayleigh-Wellen Dispersionskurven, die mit der Zwei-Stationen-Methode und mit direkter Messung von Phasengeschwindigkeiten durch FK-Analyse gewonnen wurden. Diese Arbeit bestätigte eine mittlere Krustenmächtigkeit von etwa 40 km und eine zweigeteilte Kruste.

Im Sommer 1999 wurde von der Erdölindustrie ein reflexionsseismisches Experiment in der südlichen Barentssee durchgeführt. Die Airgun-Signale wurden auch von den MASI-1999 und den permanenten Stationen registriert. Entlang eines Nord-Süd Profils konnten diese Beobachtungen als refraktionsseismisches Experiment interpretiert werden. Diese Daten lassen sich nur erklären, wenn die Moho als Gradientenzone angenommen wird, die Moho-Tiefe im Küstenbereich und unter der Barentssee deutlich geringer ist als unter der zentralen Finnmark und die kaledonische Kruste sich deutlich von der Schildstruktur des nördlichen Fennoskandia unterscheidet.

Zu diesen Ergebnissen im Rahmen des MASI-1999 Projektes haben beigetragen:

Universität Potsdam: Frank Krüger, Jens Höhne, Gudrun Richter und Ronny Habermann  
Ruhr-Universität Bochum: Katja Dietrich und Thomas Meyer  
Universität Oslo: Lene Helmsen und Jan Inge Faleide  
NORSAR: Johannes Schweitzer, Hilmar Bungum, Michael Roth, Conrad Lindholm und Erik Hicks

SL21 – Mi., 26.2., 15:40-16:00 Uhr · HS1

*Schweitzer, J. (NORSAR), Kennett, B.L.N. (RSES, ANU, Canberra)*

### **Comparison of Location Procedures - The Kara Sea Event of 16 August 1997**

E-Mail: funke@geophys.uni-stuttgart.de

We have compared various location procedures applied to the Kara Sea event of 16 August 1997. This event has been the subject of considerable discussion, and in particular it has been difficult to obtain a reliable focal-depth estimate. We have therefore undertaken a sequence of location experiments to compare the results of

a) using different velocity models to describe the travel times of the phases

and

b) to make a comparison between the use of a fully non-linear scheme (shakeNA, Sambridge and Kennett, 2001) and a linearized location algorithm (HYPOSAT, Schweitzer, 2001).

For direct comparisons between the two methods we have used a standard least-squares misfit criterion, but we have also examined the influence of more robust choices for data misfit. This study has shown both the importance of S-wave information in assessing the depth of regional events, and the need to apply a reliable velocity model in order to place the strongest constraints on the location of the event.

The conclusions from our comparisons of the solutions from different data centres and our results are that using only a limited data set but an adequate travel-time model one can locate the event in the Kara Sea relatively close to our most reliable locations. However, in this case, there is no depth resolution. The relatively small error ellipses reported by the data centres are a problem which arises when using only a limited number of data. The loca-

tion estimates for the whole data set from the different techniques agree quite well. We conclude that the event cannot be shallower than 10 km and is most likely in the lower crust around 20-30 km depth. Such deep crustal events have previously been observed at Novaya Zemlya (e.g. Marshall et al., 1989).

SL22 – Do., 27.2., 09:30-09:50 Uhr · HS1

*Neunhöfer, H. (Jena), Hemmann, A. (Jena, Universität)*

### **Earthquake swarms in the Vogtland/Western Bohemia region: Spatial distribution and magnitude-frequency distribution as indication of the genesis of swarms**

E-Mail: funke@geophys.uni-stuttgart.de

The region is characterized by the occurrence of earthquake cluster, most of them are earthquake swarms. Single events occur as well. In 20th century there have been observed 67 clusters among them 56 swarms. Since 1962 the detection threshold for cluster is at least  $M_L=1.8$ . Fig. 1 depicts the cumulative recurrence of all independent seismic events since 1962 and of swarms and nonswarms. The recurrence disintegrates into a low magnitude part ( $M_L \leq 3.1$ ) and a high magnitude part ( $M_L > 4.3$ ). In the low magnitude part, swarms and nonswarms don't differ remarkably neither in number nor in shape of the recurrence.

The majority of earthquake clusters are concentrated in isolated epicentral patches. That one near Novy Kostel is most prominent, smaller ones are located in the vicinity of Markneukirchen, Marktredwitz, Bad Elster, Lazy and Werdau. The patches are discussed. The spatial distribution of the cluster within the patches is along discontinuities of the structure.

The earthquakes within a cluster are interdependent. Each cluster yields also an own magnitude-frequency distribution with an own b-value. The accuracy of it is only limited by the registration threshold. The shape of the distribution and the b-value might give pieces of information of the process of clustering. Different types of the magnitude-frequency distribution are discussed. Fig. 2 shows the relation between the b-value and the maximum magnitude of the cluster. There is a separate

branch of flat-b-value clusters (crosses).

Additionally, swarms (dots) are predominantly concentrated along four other branches which differ in the level of the b-value. The tendency is observed that the maximum magnitude of the cluster gets greater proportional to that level of the b-value. In the average, the regarded swarm patches prefer different branches.

The region is characterized by the existence of fluids with water and  $\text{CO}_2$  as main components. The occurrence of swarms is supposed to be due to both, proper fault structures and proper state of fluids. Only than, a triggering process, which is a dissipative dynamic process may get running. The state of the fluids gives influence to the b-value; vice versa the b-value might give hints of the nature of triggering process in the focal zone. At surface there is well known the evidence of post-seismic effects with regard to an earthquake swarm. The attempt is undertaken to match the idea of triggering with the observation of fluids at surface.

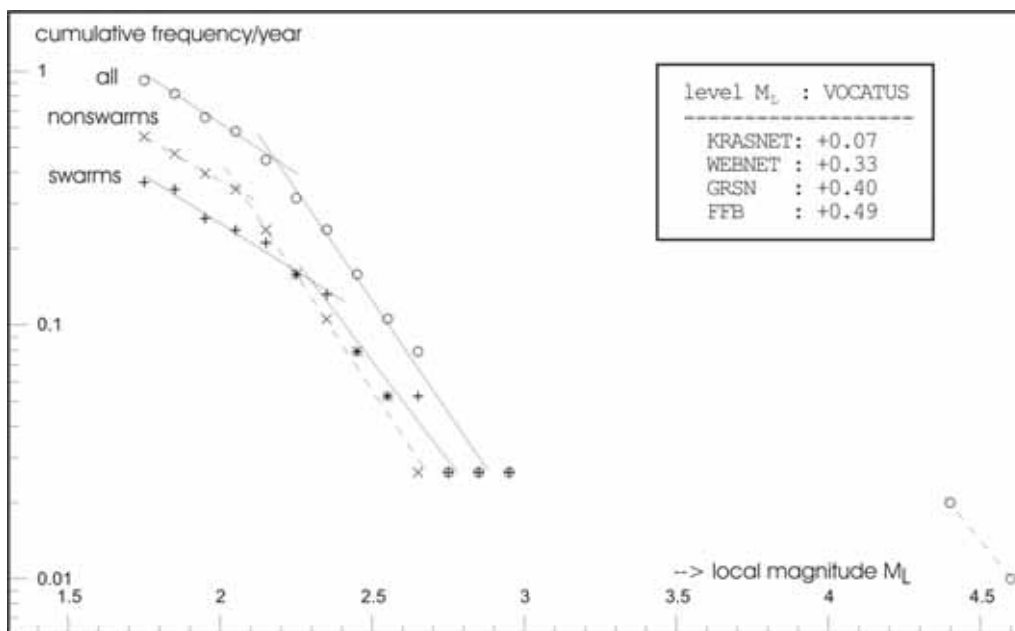


Figure 1: Cumulative magnitude recurrence of all independent earthquakes and swarms and nonswarms, as well, for  $M_L \geq 1.8$ . Levels of magnitude scales used at different networks in the region are inserted. Magnitude scale according to VOCATUS is applied here.

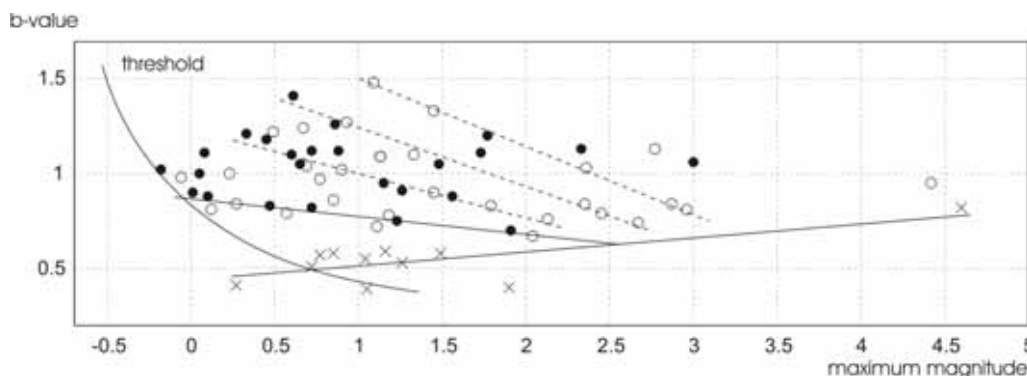


Figure 2: b-values of observed swarms (dots) and nonswarm-like cluster (crosses) over maximum magnitude. Full dots refer to earthquake swarms localized confidently to Novy Kostel zone. An average line indicates nonswarms. Four average lines indicate concentrations of swarms. Threshold of swarm detection by at least ten events is given.

SL23 – Do., 27.2., 09:50-10:10 Uhr · HS1

*Hemann, A. (Jena, Universität), Geißler, W. (Potsdam, GFZ)*

**Erdbebenschwärme, Bebenfolgen und Einzelereignisse seit 1991 in der Region Františkovy Lázně / Skalná - einem Beben-Cluster südwestlich von Novy Kostel**

E-Mail: funke@geophys.uni-stuttgart.de

Das Untersuchungsgebiet als Teil des Františkovy Lázně - Skalná - Markneukirchen Herdgebietes gehört zur Region Vogtland/NW-Böhmen, die durch das häufige Auftreten von Erdbebenschwärmen bekannt ist. Die internationalen Forschungen der letzten Jahren konzentrierten sich nur auf das größte und aktivste Schwarmbeben-Cluster der Region, Novy Kostel. Außerdem fehlen fast vollständig äquivalente Untersuchungen der Einzelereignisse und Erdbebenfolgen im Vogtland/NW-Böhmen. Die Autoren sind der Meinung, dass nur durch eine übergreifende Betrachtung aller Arten der auftretenden Seismizität und eine einheitliche Untersuchung aller Beben-Cluster die Ursachen und Mechanismen der Erdbebenschwärme geklärt werden können. Dies ist Voraussetzung für eine interdisziplinäre Interpretation der gesamten Region unter Einbeziehung geochemischer und hydrogeologischer Befunde.

Im Untersuchungsgebiet wurden eine schwache Seismizität in Form von Erdbebenschwärmen, Erdbebenfolgen und Einzelereignissen registriert. Der Schwerpunkt der seismischen Aktivität liegt in der Nähe des CO<sub>2</sub>-Entgasungszentrums bei Františkovy Lázně innerhalb dessen bisher keine Erdbeben aufgetreten sind. Die Epizentren der untersuchten Ereignisse sind in einem Gebiet lokalisiert, für das mittels receiver function eine MOHO Aufwölbung sowie ein mögliches Fluid-Reservoir im obersten Mantel und mittels Refraktions-Seismik (CELEBRATION 2000) eine 'laminierte'

MOHO postuliert wurden.

Es konnten über 90 Ereignisse mit über 500 Wellenformen von 28 Stationen der seismischen Netze: OTSN, WEBNET und Kraslice aus dem Zeitraum 09.11.1991 bis 05.02.2002 analysiert werden. Die Epizentraldistanz betrug zwischen 2 km und über 100 km. Die berechnete Lokal-Magnitude erreicht Werte zwischen  $M_L = -1.1$  bis  $M_L = 0.7$  (WEBNET Bulletin). Alle Ereignisse wurden neu lokalisiert.

Der Lokalisierungsfehler lag unter 500m. Es konnten 2 Gebiete erhöhter Seismizität unterschieden werden; eines im Norden das andere im Süden. Die mittlere Tiefe in beiden Gebieten lag bei 12 km ( $\pm 0.9$  km). Erdbebenschwärme ereigneten sich in einem Tiefenbereich von 11 - 13 km, Einzelereignisse von 4.1 - 17 km. Der Bereich der Schwärme ist kompakter und liegt nahe des vermuteten spröde-duktil Übergangs. Durchschnittlich wurden Erdbebenschwärme tiefer als Einzelbeben lokalisiert. Die Herdgebiete im Norden und Süden werden durch eine SW-NE streichende Störung getrennt. Die Beben nördlich der Störung sind Einzelereignisse, Schwärme konnten hier nicht nachgewiesen werden. Südlich der Störung treten alle Arten der Seismizität auf. Die Störung könnte als Entgasungslinie/Fluidsperre für den Fluidstroms fungieren, dessen Hauptanteil sich von Süden dem Untersuchungsgebiet nähert. Somit würde verhindert, dass die für den Schwarm-Mechanismus unverzichtbaren Fluide den nördliche Bereich erreichen.

Die durchgeführte Kreuzkorrelation ermöglicht eine Unterscheidung von Einzelereignisse und Erdbebenschwärmen. Die Korrelation eines 0.5 s langen Wellenform-Teils (30 - 80 Hz Bandpass gefiltert) um die *P*-Phasen aller Ereignisse lieferten durchschnittliche Korrelationskoeffizienten von 0.71 (Station NKC). Alle Wellenformen mit einem Koeffizienten  $\geq 0.95$  wurden als zu einem Erdbebenschwarm oder zu einer Erdbebenfolge gehörend identifiziert.

Die Berechnung der Herdflächenlösung erfolgte unter Verwendung des Programms FOCMEC. Die Ereignisse weisen unterschiedliche Charaktere auf. Auf- und Abschiebungen mit sehr ähnlichem Einfallen und Streichen wurden eng benachbart nachgewiesen. In der Literatur finden sich Hinweise, dass dies innerhalb komplexer, lokaler Horststrukturen möglich ist.

SL24 – Do., 27.2., 10:10-10:30 Uhr · HS1

Hainzl, S. (Universität Potsdam)

### Die Rolle von Stress-Triggerern während des Vogtland Erdbebenschwarms 2000

E-Mail: hainzl@geo.uni-potsdam.de

In den letzten Jahren wurde die Bedeutung von Erdbeben-induzierten Spannungsumlagerungen für die nachfolgende Seismizität deutlich. Speziell für die Nachbebenaktivität von tektonischen Hauptbeben konnte gezeigt werden, dass die räumliche Verteilung der Nachbeben mit jenen durch das Hauptbeben verursachten Spannungsänderungen korreliert ist. Während die Bedeutung des sogenannten Stress-Triggerers für die an tektonischen Plattengrenzen häufig auftretenden Seismizitätsmuster weitgehend anerkannt ist, ist die Rolle der Spannungsumlagerungen bei Erdbebenschwärmen noch ungeklärt. Im Falle der Erdbebenschwärme scheinen migrierende Mantelfluide eine dominante Rolle zu spielen, da Schwarmaktivität häufig in engem Zusammenhang mit vulkanischer Aktivität beobachtet wird. Dies scheint sich auch in den Seismizitätsmustern widerzuspiegeln, welche sich deutlich von den der bekannteren Nachbebensequenzen unterscheiden. Während das Abklingen der Nachbebenaktivität im allgemeinen gut durch das Omori-Gesetz beschreibbar ist, sind bisher keine vergleichbaren Gesetzmäßigkeiten für Erdbebenschwärme bekannt. Die Energiefreisetzung findet im Falle der Erdbebenschwärme in vielen kleinen Erdbeben - ohne das Auftreten eines dominanten Erdbebens (Hauptbeben)- statt. Allerdings scheint dieser Unterschied bei näherer Betrachtung zu verschwinden, da im Verlaufe einer Schwarmaktivität häufig auch einzelne oder mehrere Nachbebensequenzen stattfinden.

gers im Falle des zwischen August und Dezember 2000 im Vogtland/NW Böhmen aufgetretenden großen Erdbebenschwarms untersucht. Dazu haben wir in einem ersten Versuch den Versatz und die Bruchfläche der Erdbeben aus unabhängigen Beobachtungen berechnet, bzw. aus Herdflächenlösungen bestimmt. Anschließend haben wir die Spannungsumlagerungen im elastischen Halbraum berechnet, um sie mit den jeweils zeitlich folgenden Erdbebenverteilungen zu vergleichen. Es zeigt sich, dass ein Teil der Aktivität mit den Spannungsänderungen korreliert ist. Stress-Triggerer spielt also auch im Falle der Vogtland-Schwärme eine wichtige Rolle.

Wir haben nun die Rolle des Spannungstrig-



SL25 – Do., 27.2., 11:00-11:20 Uhr · HS1

*Hofmann, Y., Jahr, T. (Universität Jena)*

### **Drei-dimensionale gravimetrische und geodynamische Modellierungen in der Region Vogtland/NW-Böhmen**

E-Mail: hofmann@geo.uni-jena.de

Die Region Vogtland/NW-Böhmen zeichnet sich seismologisch durch das periodische Auftreten von Schwarmbeben aus. Als Ursache der Beben werden Interaktionen zwischen dem Spannungsfeld, den ebenfalls im Untersuchungsgebiet auftretenden Fluiden und einer speziellen Geometrie der geologischen Einheiten vermutet (Weise et al., 2001; Neunhöfer & Güth, 1989). Durch die Entwicklung eines hochauflösenden 3D Untergrundmodells sollen besonders die tiefliegenden Strukturen der mittleren und unteren Kruste im Hinblick auf tektonische Störungen und eine Mantelaufwölbung bzw. einen Magmakörper an der Kruste/Mantel Grenze als mögliche Ursachen der Schwarmbeben untersucht werden.

Die Arbeitsgrundlage für die gravimetrische 3D Modellierung bildet eine einheitliche Bouguer-Karte des Untersuchungsgebietes. Aus gravimetrischer Sicht liegt das epizentrale Gebiete in einer Gradientenzone mit einer maximalen Differenz von 80 mGal südöstlich des Schwerehochs von Hof und westlich das ausgedehnten Erzgebirge-Nordböhmen Schwereminimums. Die mit dem Erdbebenschwärmen in Verbindung gebrachte Mariánské Lázně Störungszone wird durch generelle Änderungen des Anomalienbildes gekennzeichnet.

Die 3D gravimetrische Vorwärtsmodellierung wurde mit dem Programm IGMAS (Schmidt & Götze, 1995) durchgeführt. Das Modellierungsgebiet überdeckt eine Fläche von  $143,2 \times 165,2$  km<sup>2</sup>. Die Modellierungstiefe beträgt 35 km, um die Moho in das Modell einzubeziehen. Aufgrund der komplexen Geo-

logie im Vogtland/NW-Böhmen wurde das gravimetrische Modellierungsgebiet in 36 parallele Ebenen unterteilt, mit einem durchschnittlichen Ebenenabstand von 4 km im zentralen Bereich und 6 km im nördlichen und südlichen Teil des Untersuchungsgebietes.

Bei der gravimetrischen Modellierung ist die Einbeziehung umfangreicher Randbedingungen notwendig, um die aus dem Äquivalenzprinzip folgenden Mehrdeutigkeiten einzuschränken. Dazu werden geologische und tektonische Kenntnisse, Resultate reflexions- und refraktionsseismischer Untersuchungen, Informationen aus Bohrungen sowie aus bereits abgeschlossenen gravimetrischen 2D Modellierungen herangezogen. Die aus dem Endmodell berechnete Schwere weist im Vergleich zur beobachteten Bouguer-Schwere eine Differenz von 4 mGal auf. Die Existenz einer Mantelaufwölbung bzw. eines Magmakörpers an der Kruste/Mantel Grenze konnte mittels gravimetrischer Modellierung nicht eindeutig nachgewiesen werden, da keine Informationen über die Dimensionen solcher Strukturen und über die vertikale Erstreckung der Granite und Metabasite in der oberen Kruste vorliegen.

Zur Untersuchung der von Neunhöfer & Güth (1989) postulierten Verbindung zwischen Spannungsfeld und den geometrischen Besonderheiten der geologischen Strukturen im Untersuchungsgebiet wurden Modellierungen mittels der Finite-Elemente-Methode (FEM) vorgenommen. Die Umsetzung der elastischen Modellierungen erfolgte mit dem

Programm ABAQUS. Das geodynamische Modellierungsgebiet umfasst eine Fläche von  $30 \times 40 \text{ km}^2$  und ist auf das Schwarmbebengebiet um Nový Kostel fokussiert. Die Geometrie inklusive der Dichten des 3D gravimetrischen Untergrundmodells bilden die Grundlage für das FEM-Modell. Elastische Parameter, wie Elastizitätsmodul und Poisson-Zahl basieren auf Resultaten des seismischen Profils DEKORP3/MVE90 (Behr et al., 1994).

Die mittels der FEM berechneten Spannungsakkumulationen zeigen einen signifikanten Einfluss der geologischen Strukturen, insbesondere des Granites, auf die Schwarmbebengenerierung. Die resultierenden Scherspannungen allein sind allerdings nicht ausreichend, um Brüche zu erzeugen. Hier müssen weitere geophysikalische Prozesse, wie z.B. Porendruckänderungen, stattfinden.

Literatur:

Behr, H.-J., Dürbaum, H.-J. & Bankwitz, P., 1994: *Crustal structure of the Saxothu-*

*ringian Zone: Results of the deep seismic profile MVE-90(East)*, Z. geol. Wiss. **22** (6): 647–769.

Neunhöfer, H. & Güth, D., 1989: *Detailed investigation of the great earthquake swarm in western Bohemia by the local Vogtland network*, in *Monitoring and analysis of the earthquake swarm 1985/86 in the region Vogtland/western Bohemia* (P. Bormann, Hg.), Nr. 110, S. 124–164, Zipe Veröff.

Schmidt, S. & Götze, H.-J., 1995: *IGMAS: 3-D Gravity and Magnetic Modeling*, Program Documentation, FU Berlin, unveröffentlicht.

Weise, S. M., Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G. & Koch, U., 2001: *Transport of mantle volatiles through the crust traced by seismically released fluids: a natural experiment in the earthquake swarm area Vogtland/NW-Bohemia, Central Europe*, Tectonophysics **336**: 137–150.

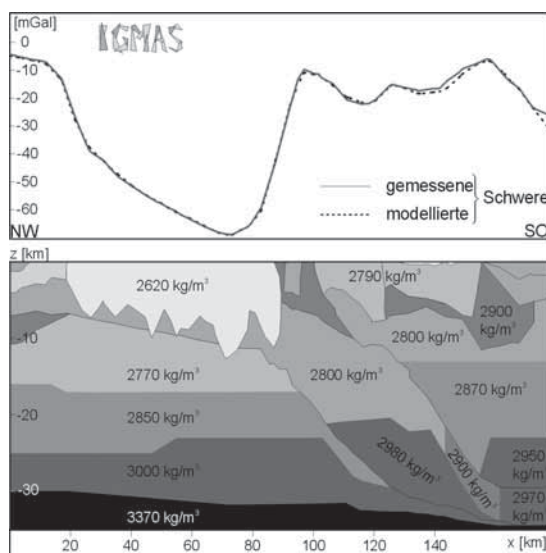


Abbildung 1: Schnitt durch das gravimetrische Modell von NW nach SO. Die vertikale Überhöhung beträgt 2,5.

SL26 – Do., 27.2., 11:20-11:40 Uhr · HS1

Hergarten, S. (Universität Bonn)

### Erdbebenschwärme – besondere Physik oder Facette komplexen Systemverhaltens?

E-Mail: hergarten@geo.uni-bonn.de

Nach wie gibt es Diskussion über den physikalischen bzw. geologischen Hintergrund des Auftretens von Erdbebenschwärmen in bestimmten Regionen. In diesem Vortrag wird diskutiert, ob es prinzipiell möglich wäre, dass Erdbebenschwärme auch ohne spezielle physikalische Bedingungen auftreten.

Das Werkzeug der Untersuchung ist das Olami-Feder-Christensen (OFC) Modell, welches eines der am weitesten verbreiteten Modelle für die Simulation von Erdbebenstatistiken ist. Es handelt sich hierbei um einen zellulären Automaten auf Basis eines Modells

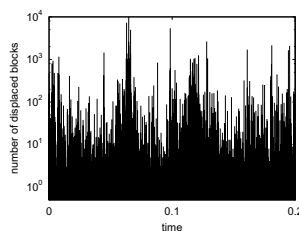


Abbildung 2: Sequenz von Ereignissen im OFC-Modell

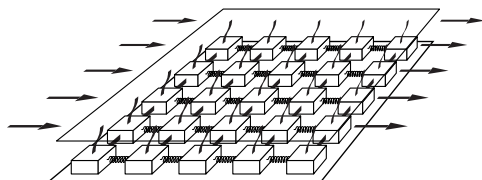


Abbildung 1: Aufbau eines Erdbebenmodells aus Blöcken und Federn

aus Blöcken, die durch elastische Federn untereinander und mit einer antreibenden Platte verbunden sind (Abb. 1). Das OFC-Modell wird seit Anfang der 90er Jahre erfolgreich eingesetzt, um das Gutenberg-Richter Gesetz und das weitgehend unregelmäßige Auftreten von Erdbeben zu erklären. Vor kurzem konnte gezeigt werden, dass ein Teil der zeitlichen Komplexität der Erdbebedynamik, nämlich das Auftreten von Vor- und Nachbeben, von diesem einfachen Modell reproduziert wird (Hergarten & Neugebauer, Phys. Rev. Lett. 88, 238501). Daher liegt es nahe, zu untersu-

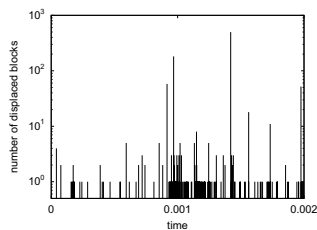


Abbildung 3: Sequenz von Ereignissen im OFC-Modell während einer langen Phase ohne große Beben

chen, ob das OFC-Modell sogar noch weitere Eigenschaften der zeitlichen Dynamik von Erdbeben reproduziert, z.B. das Auftreten von Erdbebenschwärmen.

Abb. 2 zeigt einen Ausschnitt aus einer Simulation des Modells. Die Zeit ist hier eine abstrakte, dimensionslose Skala, und die Stärke der Beben wird durch die Anzahl der verschobenen Blöcke charakterisiert. Große Beben (z.B. mit mehr als 1000 beteiligten Blöcken) treten im Modell in weitgehend unregelmäßigen Zeitintervallen auf. Daher gibt es vereinzelt auch lange Phasen ohne große Beben, welche der Gegenstand dieser Untersuchung sind. Abb. 3 zeigt einen Ausschnitt aus der längsten Phase ohne große Beben aus einer Simulation von insgesamt  $10^9$  Ereignissen. In Übereinstimmung mit den Ergebnissen

zu den Vor- und Nachbeben gibt es auch hier eine starke Variation der Aktivität des Modells um ein bis zwei Zehnerpotenzen. In der Mitte des Diagramms ist eine Sequenz von über 100 meist kleinen Beben zu erkennen, ohne dass es ein eindeutig identifizierbares, starkes Hauptbeben gäbe.

Somit liefert das OFC-Modell neben Sequenzen aus Vorbeben, Hauptbeben und Nachbeben auch Cluster von überwiegend schwachen Beben ohne ausgezeichnetes Hauptbeben, welche zumindest auf dem ersten Blick wie Erdbebenschwärme aussehen. Um einen konkreteren Bezug zur Schwarmbebedynamik zu untersuchen, ist allerdings eine genauere Analyse dieser Sequenzen bzgl. Zeitskalen, Größenverteilung und räumliche Struktur erforderlich, welche Gegenstand einer zukünftigen Studie sein soll.

Webseite: <http://www.geo.uni-bonn.de>

SL27 – Do., 27.2., 11:40-12:00 Uhr · HS1

Heinrich, R., Kracke, D. (Jena, Institut für Geowissenschaften)

### Die rezente Seismizität Ostthüringens - Registrierung und Analyse

E-Mail: heinrich@geo.uni-jena.de

Ostthüringen mit seinen angrenzenden Gebieten, m.a.W. das Territorium östlich Jena, südlich Leipzig und westlich Chemnitz ist tektonisch wesentlich geprägt durch die herzynisch streichende Kyffhäuser-Gera-Jachymov-Störungszone, die im Nordosten durch die Crimmitschau Störung und im Südwesten von der Finnestörung bzw. Pohleiner Störung begrenzt wird. Daneben existieren SW-NO streichende Strukturen, z. B. die Vogtlandstörung, sowie die wesentlich durch Fernerkundungs-Informationen stärker ins Blickfeld gelangte NS verlaufende tieferreichende Leipzig-Regensburg-Störungszone. In der Region östlich von Gera kreuzen sich die genannten Störungen und bilden im Ergebnis eine komplizierte tektonische Struktur. Im Zentrum des Gebiets liegt zudem das sich im Flutungsprozeß befindliche ausgedehnte Ronneburger Erzfeld.

Verglichen mit seinen Nachbargebieten, weist das betrachtete Territorium in seinem nördlichen und zentralen Teil eine erhöhte doch moderate Seismizität auf. Die seismische Energie entlädt sich hier in Form von Einzelbeben. Nach Süden hin nimmt die Seismizität stetig zu. Das Gebiet geht nahtlos in die wegen ihrer hohen Seismizität und Schwarmbebenbetätigtkeit weit bekanntere Region des Sächsischen und Bayerischen Vogtlands sowie NW-Böhmens über. Dieses Schwarmbebengebiet erfreut sich seit Jahrzehnten zunehmendem seismologischen Interesses.

Das stärkste Erdbeben im östlichen Teil Deutschlands hat sich jedoch in Ostthüringen nahe Posterstein ereignet. Dieses relativ klei-

ne Gebiet östlich von Gera ist seismisch gefährdet und zwar stärker als die südlich anschließenden Gebiete hoher Seismizität, vergleichbar etwa dem Rheingraben. Aufgrund dieser Gefährdung und der bis dato geringen seismischen Überwachung des Gebietes mit lediglich einer Einkomponentenstation in Posterstein wurde 1997 mit dem Aufbau eines seismischen Überwachungsnetzes für Ostthüringen begonnen. Ziel war und ist, neben der natürlichen Mikroseismizität Kenntnisse über eine mögliche flutungsinduzierte Seismizität im Ronneburger Raum zu gewinnen, die erkannten seismischen Ereignisse zu lokalisieren und Herdflächenlösungen anzustreben. Auf diesem Wege soll die Seismotektonik des

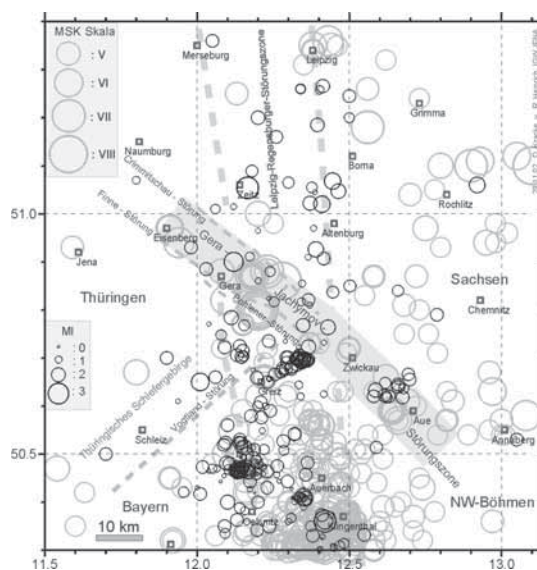


Abbildung 1: Seismizität Ostthüringens und angrenzender Gebiete grau: historische Seismizität in Intensitätswerten schwarz: rezente Seismizität in Magnitudenwerten

Territoriums erkundet werden. Weiterhin soll mit dem Netz ein Beitrag zur Überwachung des Schwarmbebengebietes von Norden her sowie der gesamten Region geleistet werden. Gegenwärtig besteht das weitgehend automatisch arbeitende Ostthüringer Seismische Netz (OTSN) aus 9 Stationen.

Nach nunmehr fünfjährigem Betrieb sind weit mehr Erdbeben registriert worden als die bekannte historische Seismizität erwarten ließ. Im betrachteten Territorium existiert eine Mikroseismizität bis in den negativen Magnitudenbereich. Sie bestätigt und komplettiert die bekannte historische Seismizitätsverteilung. Unbekannt war bisher eine erhöhte Seismizität nördlich von Altenburg. Generell zeigt die registrierte Seismizität eine nicht zu übersehende NS-Erstreckung. Dieser bisher nicht beobachtete Sachverhalt ist insofern interessant, als daß seismische Aktivitäten bisher hauptsächlich der Gera-Jachymov-Störungszone zugeordnet worden sind. Er legt somit den Schluß nahe, daß die Leipzig-Regensburger Störungszone seismotektonisch von größerer Bedeutung ist als bisher angenommen wurde. Ein weiteres interessantes Ergebnis, u.a. im Zusammenhang mit den Ursachen von Erdbebenschwärmen, ist die Registrierung eines kleinen Erdbebenschwarms südwestlich Werdau, der bisher als nördlichster Schwarm in dieser Region registriert worden ist. Eine flutungsinduzierte Seismizität im Ronneburger Bergbauggebiet konnte bisher nicht festgestellt werden.

Die Tiefenverteilung der registrierten Erdbeben variiert zwischen 5 und 20 km mit einer deutlichen Häufung bei 13-15 km, wobei die mittlere Tiefe im Süden deutlich geringer als im Norden ist. Die bisherigen Untersuchungen haben erste Ergebnisse geliefert. Sie können jedoch nur als Beginn eines längeren Prozesses zur Erkundung der Seismotektonik der

Region betrachtet werden. Ihre Detailkenntnis ist vor allem für eine realistische Abschätzung der seismischen Gefährdung von Bedeutung.

SL28 – Do., 27.2., 12:00-12:20 Uhr · HS1

*Zöller, G., Holschneider, M. (Uni Potsdam), Ben-Zion, Y. (Los Angeles, USA, U.S.C.)*

### Analyse von Erdbebensequenzen in einem elastischen Halbraum-Modell

E-Mail: gert@agnld.uni-potsdam.de

Es wird ein elastisches Halbraum-Modell für Erdbebensimulationen auf mittleren Skalen (räumlich: 100 m – 100 km, zeitlich: 100 m/ $v_{\text{shear}}$  – 1000 Jahre) vorgestellt. Das Modell besteht aus einer segmentierten Verwerfung, die in einen dreidimensionalen elastischen Halbraum eingebettet ist. Analog zum Modell von Ben-Zion & Rice (JGR 98, 14, 109-14, 131, 1993) bewegen sich die Regionen um die Verwerfung mit konstanter Geschwindigkeit  $v_{\text{pl}}$ . Diese Bewegung definiert das tektonische Laden und die Randbedingungen. In einer ersten Modellversion wird „static/kinetic friction“ verwendet, d.h. beim Rutschen einer Verwerfungszelle sinkt der Reibungskoeffizient instantan von einem „statischen“ Wert auf einen „kinetischen“ Wert und behält diesen Wert bis zum Ende des Erdbebens. Eine weitere Modellversion approximiert das „rate and state dependent friction law“ durch zusätzliche zeitabhängige Heilung, d.h. ein Ansteigen der Reibung während des Erdbebenprozesses. Die Umverteilung der Spannung folgt der Lösung von Chinnery (BSSA 53, 921-932, 1963) für rechteckige Verwerfungen in einem dreidimensionalen elastischen Halbraum. Während bei Ben-Zion & Rice (1993) die Umverteilung der Spannung instantan erfolgt ( $v_{\text{shear}} \rightarrow \infty$ , „quasi-statische Näherung“), wird im vorliegenden Modell eine endliche Geschwindigkeit für die Ausbreitung seismischer Wellen angenommen („quasi-dynamische Näherung“). Ferner wird auch die „mean-field“-Näherung für die Spannungs-Umverteilung betrachtet, in der alle Verwerfungszellen den gleichen

Betrag an Spannung erhalten. Die verschiedenen Modellvarianten werden hinsichtlich ihrer Größenverteilungen und der Charakteristika in den Erdbebensequenzen verglichen. Es werden Kriterien abgeleitet, für welche Parameter ein Gutenberg-Richter-Gesetz bzw. eine charakteristische Erdbebenverteilung auftritt. Besonderes Interesse gilt einem spontanen Wechsel zwischen beiden Statistiken, der in der Vergangenheit insbesondere in „mean-field“-Modellen beobachtet wurde. Es wird gezeigt, dass eine solche spontane Zustandsänderung von der räumlichen Wechselwirkungslänge der Spannungs-Umverteilung abhängt. Außerdem wird abgeleitet, dass das Modell mit zeitabhängiger Heilung aus dem Modell ohne Heilung durch „effektive“ Werte der Reibung und des Spannungsverlustes erhalten wird. Das Modell ist in eine flexible C++ – Klassenbibliothek eingebettet, die eine Vielzahl weiterer Untersuchungen ermöglicht.

SL29 – Do., 27.2., 12:20-12:40 Uhr · HS1

Riedel, C., Dahm, T. (Hamburg)

**Optimizing the 1D-velocity model and relocating hypocenters in the Tjörnes Fracture Zone / North Iceland**

E-Mail: riedel@dkrz.de

The Tjörnes Fracture Zone (TFZ) separates the Northern Volcanic Zone of Iceland from Kolbeinsey Ridge (Fig.1). This separation occurs along three seismically active lineaments, that are oriented in an angle of about 30° relative to the main direction of spreading of the two rift zones. In between 1994 and 2001 a dataset of around 28000 events has been automatically gathered in the region by the South Icelandic Lowland (SIL) network and finally relocated using a multi-event technique. However, the velocity model that has been used to obtain the original locations was originally conceived for the South Ice-

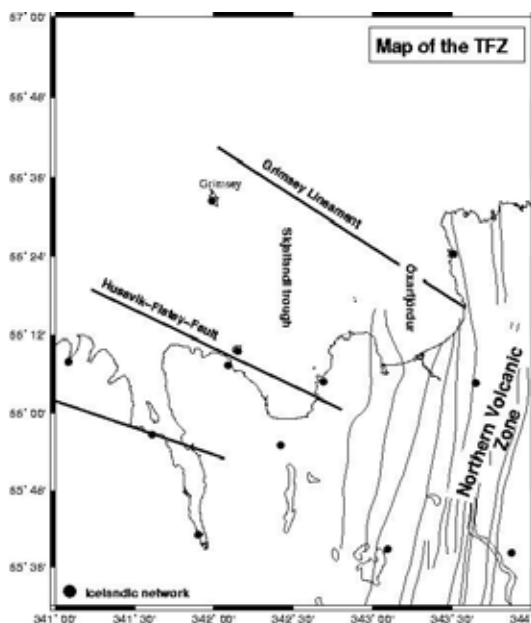
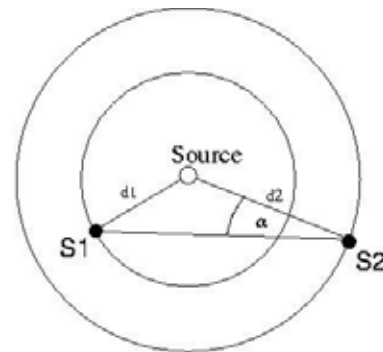


Figure 1: A map of the TFZ and the Icelandic SIL network in the region.



$$\cos \alpha = \frac{S1S2 + d2 - d1}{2 S1S2 d2}$$

$$\begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} x_{s1} \\ y_{s2} \end{pmatrix} + \frac{d2}{S1S2} \begin{pmatrix} x_{s1} - x_{s2} \\ y_{s1} - y_{s2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \alpha \sin \alpha \\ -\sin \alpha \cos \alpha \end{pmatrix}$$

Figure 2: A geometric method for determining the epicenter, which is used in HYPOGRID.

land Seismic Zone (SISZ) and is shown in this study to be non-optimal for the TFZ. Instead a better model has been calculated by an in-house developed minimum model algorithm called HYPOGRID, which performs a grid-search for various 1D-velocity structures (at this point in time only p-velocities) of the subsurface by repeated single-event relocating and forward travel time modelling using the Huygens principle to solve the Eikonal equation. The single-event locations are calculated by binning the Wadati diagram in steps of 0.5 seconds on the p-axis, a geometrical epicenter search using the cosine rule (Fig. 2), depth inversion by travel time minimization and finally a Geiger method inversion. Most of the hypocenters are located in shallower depths than in the original dataset after the applica-



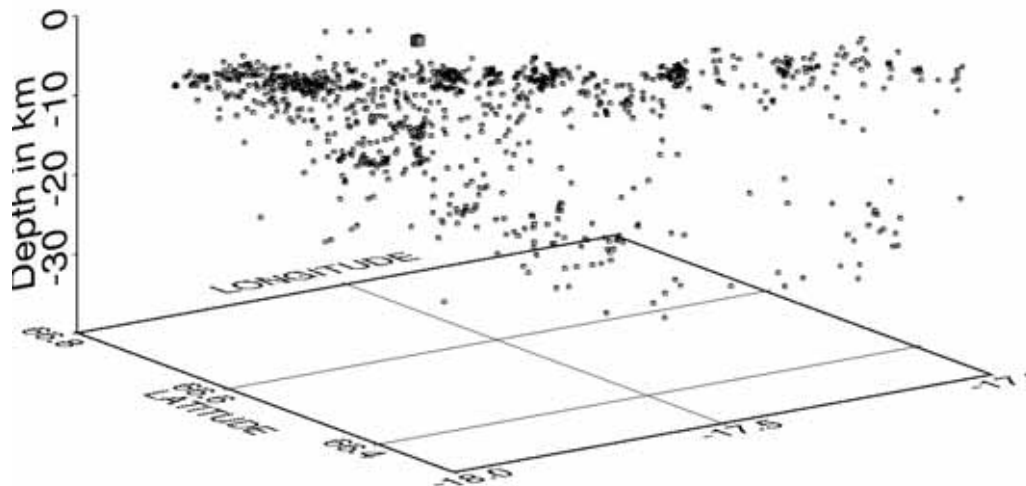


Figure 3: The seismicity beneath Skjalfandi trough in 3D. The small cubes mark the location of events, the big cube the location of the only confirmed hydrothermal field.

tion of HYPOGRID. The application of HypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000) as a multi-event technique following the application of HYPOGRID leads to a narrowing of the epicenters of the seismic lineaments comparable to the laterally narrow zone depicted in the original SIL dataset. However, the depth range is more comparable to the HYPOGRID output depth range. Seismicity along the Grimsey lineament, the northernmost seismic structure of the three is concentrated in two horizontal bands and subvertical finger-shaped features connecting the two (Fig. 3). One horizontal band is found in a narrow depth range centered around 5 km with a subtle upwelling close to Grimsey hydrothermal field and the other in a depth increasing from 8 km north of Grimsey to about 25 km in Öxarfjörður, i.e. on a lateral scale of around 80 km. This second band may mark the brittle-ductile transition in the region and thus hint on the transition from oceanic crust to Icelandic crust. Most of the finger-shaped features appear below the central part of Skjalfandi trough and may followingly be related to hydrothermalism. Acknowledgements: We

thank the DFG for financing our efforts in the TFZ and Vedurstofa Islands for supplying us with the necessary data from the SIL network. References: F. Waldhauser, W.L. Ellsworth, A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the Northern Hayward Fault, California, BSSA, 90, 1353-1368

Web page:  
<http://www.toughcone.de/RESEARCH>

SL30 – Do., 27.2., 12:40-13:00 Uhr · HS1

*Hartmann, C. (Universität Stuttgart, Institut für Werkstoffe im Bauwesen), Wilhelm, H. (Universität Karlsruhe, Geophysikalisches Institut), Grosse, C., Finck, F. (Universität Stuttgart, Institut für Werkstoffe im Bauwesen)*

### **Charakterisierung von Quellmechanismen an Modellversuchen mit Hilfe der Schallemissionsanalyse**

E-Mail: hartmann@iwb.uni-stuttgart.de

Am Institut für Werkstoffe im Bauwesen der Universität Stuttgart werden seit ca. 10 Jahren in Kooperation mit verschiedenen Forschungseinrichtungen Verfahren zur quantitativen Schallemissionsanalyse entwickelt [1–4]. Schallereignisse werden durch Bruchprozesse auf Grund von Spannungen eines Bauteils hervorgerufen. Deren quantitative Analyse ermöglicht eine zeitliche und räumliche Rekonstruktion des Schadensverlaufes. Die dabei aufgezeichneten Parameter und Wellenformen werden durch Inversion von Momententensoren ausgewertet und daraus z. B. der Bruchtyp, die Orientierung der Bruchfläche und die abgestrahlte seismische Energie ermittelt [1,2].

An Hand von geeigneten Modellexperimenten werden verschiedene Bruchtypen realisiert und deren Abstrahlcharakteristik systematisch untersucht. Als Versuchsobjekt dient dazu ein mit einem nahezu ideal homogen isotropen Medium gefüllter Plexiglas-Kubus. In den bisherigen Untersuchungen ging man zunächst auf die Probleme bei der Lokalisierung von Ereignissen im Zusammenhang mit dem Messaufbau ein – Gehäusewellen, Fokussierungseffekte, Charakteristik der Messapparatur, usw.

Im zweiten Schritt wird eine quantitative Inversion auf verschiedene Bruchmoden angestrebt. Die Problematik liegt dabei vor allem in der Datenaquisition, da die praktische Umsetzung idealer Quellen (isotrope Explosi-

on, reine Scherung, etc.) sehr aufwendig und physikalisch sehr schwierig umzusetzen ist.

Verschiedene Ansätze, z.B. Funkenüberschlag oder kleine chemische Explosion als isotrope Quellen, werden im Augenblick näher auf ihre Eignung bezüglich Aufwand, Charakteristik, Reproduzierbarkeit, usw. geprüft. Ziel ist es weiterführend insbesondere Fragen der quantitativen Schallemissionsanalyse [3,4] zu diskutieren, also Untersuchungen zu Nah- bzw. Fernfeldeinfluss auf die Inversion durchzuführen. Theoretische Voraussetzungen für die bestehenden Auswertungsalgorithmen wie Kriterien für Cluster, Quellausdehnung, Einfluss des Mediums sind ebenfalls zu quantifizieren.

Referenzen:

[1] C. Große, H.-W. Reinhardt, T. Dahm:

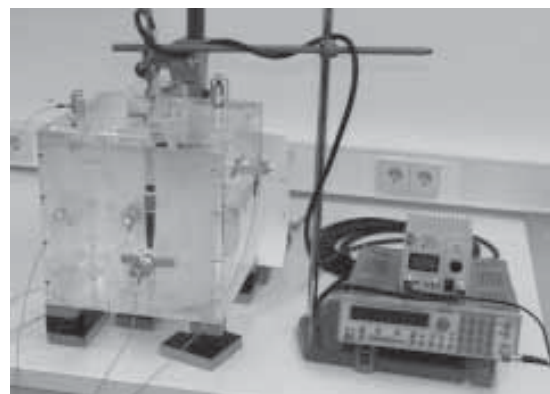


Abbildung 1: Modellversuche am Plexiglasgehäuse

Localization and Classification of Fracture Types in Concrete with Quantitative Acoustic Emission Measurement Techniques. *NDT&E Intern.* 30, 4 (1997), pp. 223–230.

[2] C. Große: Basics of Acoustic Emission Measurement Techniques. In: *Nondestructive testing and evaluation methods for infrastructure condition assessment* (Ed. S. Wooh), Chapter 9, Kluwer Academic Publishers, Hingham, MA (2002), 45 p. (in print)

[3] C. Große, H.–W. Reinhardt, F. Finck: Signal-based acoustic emission techniques in civil engineering. *J. of Mat. In Civ. Eng.* (2002). (in print)

[4] F. Fink: Application of the moment tensor inversion in material testing. *Otto–Graf–J.* Vol.12 (2001), S145ff.

SL31 – Do., 27.2., 15:00-15:20 Uhr · HS1

Thorwart, M., Dahm, T. (Uni Hamburg)

## Die Auswertung von Ringing-Phasen auf Ozeanbodenseismometern zur Bestimmung der Orientierung des Sensors

E-Mail: thorwart@dkrz.de

Bei Ozeanbodenseismometern (OBS, Freifall-Stationen) kann die Orientierung des Sensors am Ozeanboden nicht gesteuert werden und ist häufig unklar. Für seismologische Untersuchungen wie Shear Wave Splitting, Oberflächenwellenanalyse, etc. sollte die Sensororientierung möglichst genau bekannt sein. Bei einigen Systemen zeichnet man deshalb die Sensororientierung zusätzlich auf, bei anderen versucht man diese aus Wellenbeobachtungen zu rekonstruieren. Unsere Erfahrungen zeigen, daß die Auswertungen des Backazimuts von teleseismischen P-Phasen oder Rayleighwellen relativ große Fehlerbereiche ergeben. Eine dritte Mög-

lichkeit, die hier näher untersucht wurde, ist die Auswertung von sogenannten "ringing phases" auf den Horizontalkomponenten des Seismometers, die kurz nach dem Einsatz von hochfrequenten P-Phasen auftreten und eine nahezu monofrequente Signalenergie zwischen 2 und 7 Hz aufweisen (vgl. Abb. 1). Die Ursache der Ringing Phase ist nicht zweifelsfrei geklärt; es werden geführte Wellen, reverberierende Raumwellen (SV) oder auch Ankopplungsprobleme zwischen Boden und Sensor diskutiert.

Wir interpretieren die Phase als eine in der obersten Schlammschicht des Ozeanbodens konvertierte und reverberierende SV-Phase. Dafür spricht der Zeitversatz zur P-Phase und die fast horizontale Polarisation der Signale. Aufgrund der niedrigen S-Wellen-

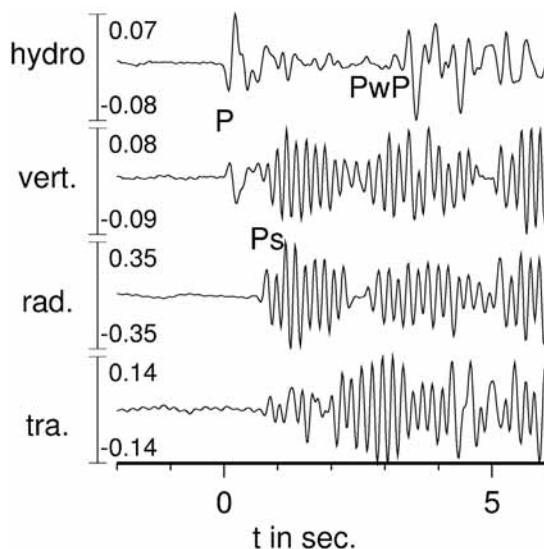


Abbildung 1: Beispiel für eine "ringing phase"(Ps) vom 10.12.2000, aufgezeichnet von ob10. Seismometerspuren in  $\mu\text{m}$ , hydrophon in Pa, bei 1.5 Hz Hochpass gefiltert.

eigenvalue ratio  $\lambda(2)/\lambda(1) < 1/4$   
rectilinearity  $> 0.5$

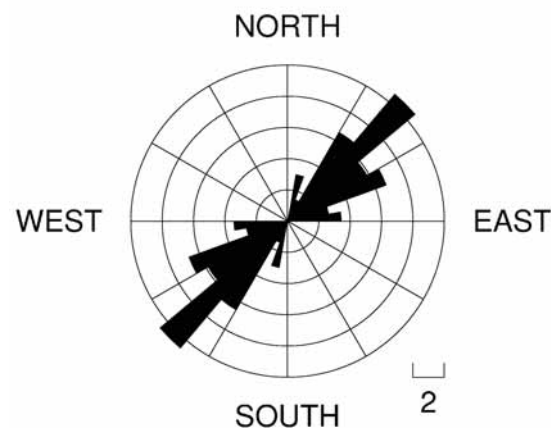


Abbildung 2: Gewichtete Verteilung der Orientierung des Sensors (ob10) gegen Nord.

Geschwindigkeit in der obersten Schlamm- und Sedimentschicht wird sowohl die P- wie auch die konvertierte SV-Welle aufgestellt. Die SV-Welle der Ringing Phase muß daher in radialer Richtung polarisiert sein.

Wir haben getestet, ob sich mit diesem Ansatz die Orientierung der Sensoren unabhängig bestimmen läßt. Dazu wurden 117 Lokalbeben aus dem Tyrrhenischen Meer, die sowohl mit Land- wie auch OBS-Stationen genau lokalisiert wurden, ausgewertet. Für die verwendbaren Beben wurde die Rektilinearität und der scheinbare Backazimut bestimmt. Die Differenz zwischen tatsächlichem und scheinbarem Backazimut gibt die Orientierung des Sensors gegen Nord an (vgl. Abb.2). Für die Bestimmung des Mittelwerts wurden die einzelnen Ablesungen jeweils mit der Rektilinearität gewichtet.

Zur Zeit wird untersucht, ob sich die Amplituden und der Frequenzgehalt der Ringing Phase in synthetischen Seismogrammen reproduzieren läßt, um das Modell der reverberierenden SV-Wellen weiter zu überprüfen und Ankopplungsprobleme der Stationen auszuschließen.

T. Dahm et al.(2002). *Ocean Bottom Seismometers Deployed in Tyrrhenian Sea*, EOS Vol. 83, Nr. 29

Das Projekt "Tyrrhenian Sea" wird von der DFG gefördert(DA478/2-2).

SL32 – Do., 27.2., 15:20-15:40 Uhr · HS1

*Oye, V. (Norsar), Ellsworth, W.L. (USGS, Menlo Park, CA, USA), Malin, P. (Duke University, Durham, NC, USA), Roth, M. (Norsar)*

### **Orienting the three-component geophones in the San Andreas Fault Observatory at Depth Pilot Hole using earthquakes and calibration shots**

E-Mail: volker@norsar.no

In the end of July 2002, a receiver string with 32 levels of three-component geophones was installed in the pilot hole of the San Andreas Fault Observatory at Depth (SAFOD) close to the town of Parkfield (<http://www.icdp-online.de/html/sites/sanandreas/index/>). The 32-geophone string covers a depth range from 850 m down to 2090 m with a constant spacing of 40 m between each three-component geophone group. In the beginning continuous monitoring with a sampling rate of 250 Hz was performed; now the data are recorded in a triggered mode with a rate of 1000 Hz. The geophones are strapped to the outside of a steel tubing that is lowered inside the well casing. Due to the weight of the tubing it is twisted like a corkscrew, pressed to the casing,

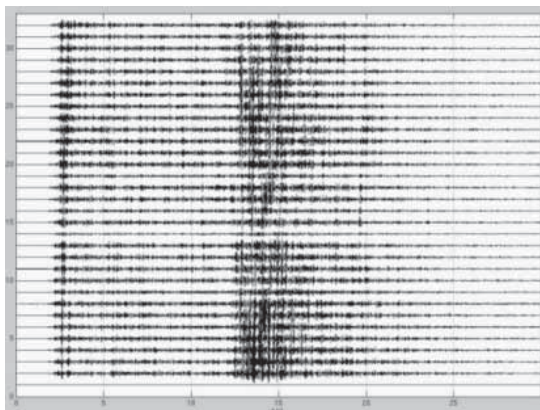


Figure 1: Z-component recordings of all 32 geophones in the SAFOD pilot hole for a M3.7 earthquake located 90 km NW of SAFOD at a depth of 9.5 km.

thereby coupling the geophones to the Earth. At present, only 2 out of 96 channels are not working and one other channel is somewhat noisy.

The vertical component of the geophones follows the well path (maximum deviation of 5 deg from the vertical), but the orientation of the two horizontal components is arbitrary. Hence, the instruments have to be oriented.

To this end, we first perform ray-tracing from the known earthquake and calibration

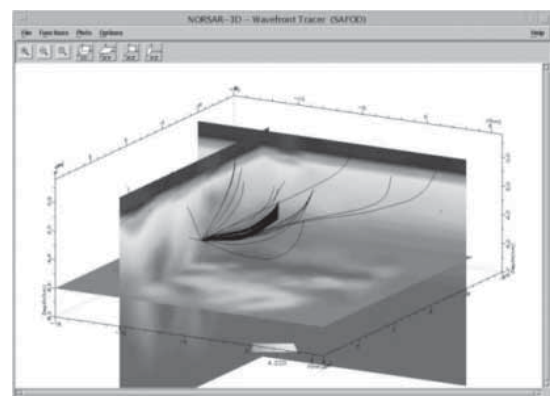


Figure 2: 3D ray tracing from an earthquake 8 km NW of SAFOD and at about 4.5 km depth. Rays are traced from the earthquake to the 32 geophones of the receiver string and to the 15 surface seismic stations of the Parkfield Area Seismic Observatory (PASO). Velocity heterogeneities cause the rays to bend and therefore affect the associated azimuths and incidence angles at the receivers. The colour code shows the P wave velocity field ranging from 2 to 6 km/s.

shot locations to the receivers in the borehole and extract the theoretical values for the azimuth and incidence at each receiver. Secondly, we conduct a P-wave polarisation analysis at all receivers for the earthquake and calibration shot data. To determine the polarisation angles, we build the co-variance matrix of the three-component ground motion data for a manually picked time window that encloses the first cycle of the P-wave signal. The eigenvector associated to the largest eigenvalue is the direction of largest linear polarisation, and in this case it is the direction of the incoming wavefield. The difference between the theoretical azimuths and the azimuths derived from the polarisation analysis are the corrections we have to apply to obtain a consistent geophone orientation. Thereafter, we use the information of the drilling engineers about the deviation of the borehole at depth to put the vertical component back to true vertical.

In this analysis we used two earthquakes, M3.8 and M3.7, at distances of 17 and 90 km respectively, away from the drill site and a few smaller ones with distances of about 5 to 10 km. For an absolute calibration of the azimuth, the far offset events are most reliable, because an error in their location has only minor effects in the azimuth. The azimuth estimation for the small events on the other hand, is sensitive to the location error. But the quality of the P-wave onset for these events was very good (signal-to-noise ratio better than 6), so that we used them to determine the orientation of the geophones relative to each other. In addition, calibration shots were fired on both sides of the San Andreas Fault at distances of about 3 to 20 km from the drill site.

The relative geophone orientations for each individual earthquake and calibration shot agree within 10 deg. They were determined under the assumption of a homogeneous ve-

locity model. Part of this scatter might be due to the choice of the velocity model. In order to obtain more accurate calibration angles we are using now a 3D model of the site (made available by Thurber, et al., 2002, AGU Fall meeting, T71D-1190) and compute theoretical azimuths and incidence angles by 3D ray tracing.

*Web page:* <http://www.norsar.no>

SL33 – Do., 27.2., 15:40-16:00 Uhr · HS1

*Miksat, J., Wenzel, F., Sokolov, V. Yu. (Karlsruhe)*

### **Modellierung der Intensitäten des Kocaeli-Bebens von 1999 (Türkei)**

E-Mail: joachim.miksat@gpi.uni-karlsruhe.de

Das Kocaeli-Beben mit einer Momentenmagnitude  $M_W$  von 7,4 ereignete sich am 17. August 1999 um 03:02 Uhr Ortszeit. Das Epizentrum lag in der Nähe der Stadt Izmit im Nordwesten der Türkei. Bei diesem Beben brach ein 130 km langes Segment der Nordanatolischen Verwerfung. Es kamen mindestens 18.000 Menschen ums Leben und über 25.000 wurden verletzt. Nur fünf Strong-Motion-Stationen befanden sich in unmittelbarer Nähe der Verwerfung. Die damit aufgezeichneten maximalen Horizontalbeschleunigungen (PGA) liegen zwischen 0,14 g und 0,4 g. Die beobachteten makroseismischen Intensitäten erreichen einen Wert von X. Nach Wald et al. (1999) erwartet man aber auf Grund dieser Intensität eine Horizontalbeschleunigung von etwa 1,24 g. Die tatsächlichen Schäden des Bebens fallen also stärker aus als es die Aufzeichnungen der Strong-Motion-Stationen vermuten lassen.

Wir modellieren die Wellenausbreitung des Kocaeli-Bebens mit einem 3D-Finite-Differenzen-Verfahren (Olsen, 1995) um einen Überblick über die Bodenbewegung der gesamten Region zu erhalten. Die Modellierung kann dabei bis zu einer Frequenz von 1,25 Hz durchgeführt werden. Der von Bouchon et al. (2002) invertierte Bruchvorgang des Bebens wird bei der Simulation mitberücksichtigt. Die Berechnung der Wellenausbreitung findet mit einem einfachen Modell der elastischen Parameter statt, welches die wichtigsten Sedimentstrukturen der Region enthält. Die Ergebnisse der Finiten-Differenzen-Rechnung werden nach der Me-

thode von Sokolov und Chernov (1998) in makroseismische Intensitäten umgerechnet.

Die Modellierung ergibt eine maximale Horizontalgeschwindigkeit (PGV) von 2,3 m/s an der Erdoberfläche. Hohe PGV-Werte treten in Regionen auf, die die Bereiche großer Verschiebung entlang der Verwerfung umlagern. Da die Versätze sehr inhomogen auf der Bruchfläche verteilt sind, zeigt sich ein komplexes Bild der PGV-Werte an der Oberfläche. Weiterhin ergibt die Modellierung an den Standorten der Strong-Motion-Stationen nur geringe bis mittlere PGV-Werte. Berechnet man nun aus den Ergebnissen der Finiten-Differenzen-Rechnung die makroseismischen Intensitäten, so erhält man ein ähnliches Bild. Keine der fünf Strong-Motion-Stationen befindet sich in einer Region mit maximaler Intensität (Abbildung 1). Wir schliessen daraus, dass auf Grund der Stationsverteilung und geringen Stationsdichte keine hohen Beschleunigungswerte gemessen wurden. So waren Gebiete, die während dem Beben hohe Beschleunigungen erfahren haben, nicht durch Strong-Motion-Stationen abgedeckt. Die beobachteten und berechneten Intensitäten stimmen recht gut überein. Maximale Intensitäten von X treten in beiden Fällen an der Südküste des Marmarameeres im Bereich der Bucht von Izmit und im Adapazari-Becken auf.

Durch die Finite-Differenzen-Modellierung des Kocaeli-Bebens mit seinem komplexen Bruchvorgang auf einer ausgedehnten Bruchfläche wird deutlich, dass eine geringe Stationsdichte leicht zu einem Widerspruch zwischen beobachteten Schäden und



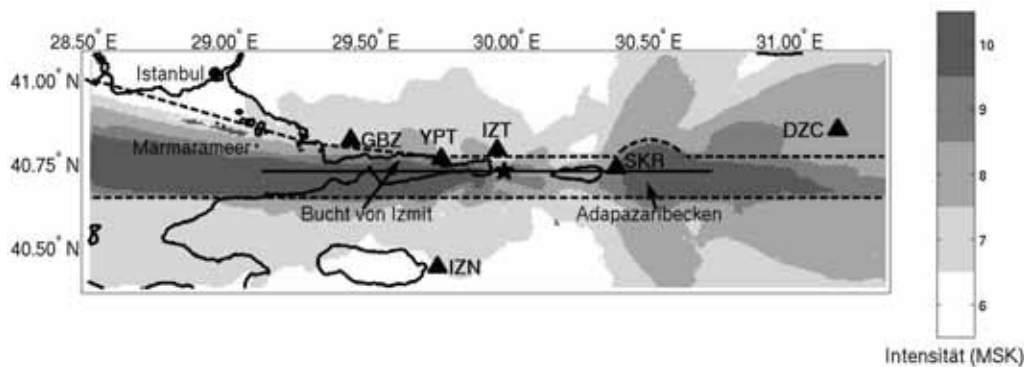


Abbildung 1: Die Karte zeigt die Verteilung der modellierten makroseismischen Intensitäten (MSK-Skala). Der Stern markiert die Lage des Epizentrums. Die schwarze Linie beschreibt den Verlauf der Bruchfläche. Die gestrichelten Linien entsprechen den Rändern der Sedimentstrukturen. Die Strong-Motion-Stationen Gebze (GBZ), Iznik (IZN), Yarimca (YPT), Izmit (IZT), Sakarya (SKR) und Düzce (DZC) sind durch Dreiecke markiert.

aufgezeichneten Beschleunigungen führen kann. Weiterhin zeigt sich, dass ein einfaches elastisches Modell des Untergrundes ausreicht, um die beobachtete Verteilung der makroseismischen Intensitäten zu simulieren.

Wald, D. J., V. Quitoriano, T. H. Heaton and H. Kanamori, Relationships between Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity and Modified Mercalli Intensity in California, *Earthquake Spectra*, 15, 557-564, 1999

Olsen, K. B., J. C. Pechmann and G. T. Schuster, Simulation of 3D Elastic Wave Propagation in the Salt Lake Basin, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 85, 1688-1710, 1995

Bouchon, M., M. N. Toksöz, H. Karabulut, M. Bouin, M. Dietrich, M. Aktar and M. Edie, Space and Time Evolution of Rupture and Faulting during the 1999 Izmit (Turkey) Earthquake, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 92, 256-266, 2002

Sokolov, V. Yu., Yu. K. Chernov, On the Correlation of Seismic Intensity with Fourier Amplitude Spectra, *Earthquake Spectra*, 14, 679-694, 1998

SL34 – Do., 27.2., 16:30-16:50 Uhr · HS1

*Friederich, W. (Frankfurt)*

### **Ein Loch im lithosphärischen Mantel des nördlichen Tibet-Plateaus**

E-Mail: [Wolfgang.Friederich@geophysik.uni-frankfurt.de](mailto:Wolfgang.Friederich@geophysik.uni-frankfurt.de)

Verschiedene geodynamische Prozesse, die bei der Bildung und Entwicklung des Tibet Plateaus eine Rolle gespielt haben sollen, finden sich in der Literatur: Unterschiebung indischer Lithosphäre unter Eurasische Kruste, Verlust einer durch Verkürzung der Eurasischen Kruste erzeugten Lithosphärenwurzel, und das Ablösen und die Subduktion sowohl indischer als auch asiatischer Mantellithosphäre. Ein neues dreidimensionales Modell der Scherwellengeschwindigkeit im Mantel Tibets und Umgebung, das aus Wellenformen seismischer Scher- und Oberflächenwellen abgeleitet wurde, liefert neue Einsichten in die Geschichte des Plateaus. Es gibt keine tief in den Mantel reichenden Zonen erhöhter Geschwindigkeit, was eine ununterbrochene Subduktion indischer Lithosphäre ausschließt. Indische und asiatische Lithosphäre erscheinen als subhorizontale, langgestreckte Hochgeschwindigkeitsanomalien. Indische Lithosphäre unterschiebt Eurasische Kruste aber nur bis ungefähr zur Banggong-Nujiang-Sutur. Im nördlichen Tibet befindet sich ein Loch in der Mantellithosphäre, in dem erniedrigte S-Geschwindigkeiten von der Übergangszone bis zur Basis der Kruste reichen. Hier befindet sich vermutlich heißer, aufsteigender Mantel aus der Asthenosphäre. Konvektionsmodelle einer kontinentalen Kollision legen den Schluss nahe, dass diese Anordnung struktureller Elemente vermutlich durch das Abbrechen eines vormals existierenden Slabs zustande kam, der mittlerweile bereits in den unteren Mantel eingetaucht ist.

SL35 – Do., 27.2., 16:50-17:10 Uhr · HS1

*Yuan, X., Kind, R. (GFZ Potsdam)*

**Comprehensive Seismic Images of the Crust and Upper Mantle beneath Tibet**

E-Mail: yuan@gfz-potsdam.de

New close-spaced passive array seismic data from central Tibet have been combined with previously acquired data to yield two receiver function profiles of the crust and upper mantle beneath Tibet of unprecedented quality. The crust reaches a maximum thickness of  $78\pm 3$  km approximately 100 km north of the Yarlung-Zangbo suture. From there it thins northward to about  $65\pm 3$  km over a distance of 50 to 100 km, and then maintains roughly constant thickness to the northern margin of the plateau. Analysis of multiply reflected phases indicates that the average crustal  $V_p/V_s$  does not vary substantially from south to north across the Tibetan plateau, and except the vicinity of the northern Yadong-Gulu rift, is only slightly elevated, in contrast to prior interpretations. The 410 and 660 km mantle discontinuities are sharply defined, parallel and continuous beneath the plateau, implying a lack of any major structural feature traversing the mantle transition zone beneath the plateau (e.g., subducting lithosphere slab). Both discontinuities exhibit velocity pull-down beneath northern Tibet, implying that the average temperature of the mantle above the transition zone is approximately  $300^\circ\text{C}$  hotter in the north relative to the south. There is a prominent south-dipping converter in the uppermost mantle beneath northern Tibet that might represent the top of the Asian (Tsaidam basin) mantle lithosphere underthrusting the northern margin of the plateau.

**SLP01***Mittag, R. (Berggießhübel)***Statistical analysis of intraplate seismicity in Vogtland/NW-Bohemia earthquake swarm region**

E-Mail: mittag@geophysik.tu-freiberg.de

A procedure for statistical seismicity analysis is presented to investigate an active region of intraplate seismicity with swarm-like occurrence of earthquakes. As a case study, Vogtland/NW-Bohemia earthquake swarm region is investigated because of its special character of observed microseismicity, its easy accessibility for seismological research methods (narrow earthquake clusters, low magnitude and depth) and its high quality data set, provided by long-term observation over two cycles of increased seismic activity (strong swarm occurrence in 1962, 1985 and 2000). Analysis should help to reveal specifics in spatial, temporal and magnitude distribution of earthquakes and to explain the special nature and the origin of the underlying seismogenic regime.

After tests for completeness of earthquake catalogue and for self-similarity (i.e. fractal structure) of earthquake distribution, the whole seismic region is searched for spatial earthquake clusters by means of cluster analysis. As next, seismicity parameters like b-value and fractal dimension are calculated for single spatial and temporal earthquake clusters (swarms). Results are examined for statistical significance, and fractal dimension spectra are determined for multifractal analysis. To find specifics of intraplate seismicity, results are compared with parameters, determined for regions with volcanic and mining induced seismicity.

For Vogtland/NW-Bohemian Region, neither significant perturbations nor tendency

to multifractal behaviour could be detected. Seismicity parameters are similar for all spatial and temporal clusters and vary only within error bounds, so that seismicity seems to be homogenous (i.e. unifractal) for the whole region.

The swarm-like occurrence of earthquakes is specified by b-values around a mean of 1, what is not significant different from usual values for inherent tectonic seismicity, concluding the seismotectonic character. Interpreting the break of the slope of the cumulative magnitude curve at magnitude 2 as a break in self-similarity for the last swarm in 2000, that change of b-value might be due to a change of the related rupture length at down-dip width of seismogenic layer.

Determination of dimension values are too much affected by insufficient location data and weak variations do not allow any comparison between clusters. In general, low dimension values of spatial distribution of earthquakes only reflect the predominantly linear configuration of epicentres or planar configuration of hypocentres along faults.

In comparison to mining induced seismicity, significant low fractal dimension values of temporal earthquake distribution were observed for the whole period as well as for single swarms of Vogtland/NW-Bohemian seismicity, indicating a stronger degree of temporal clustering by episodic occurrence of earthquakes. Comparing dimension spectra between strong swarms, a significant drop with time becomes obvious, what could be ex-

plained by an essential change of the seismogenic regime, especially while the last swarm in 2000.

The uniform character of seismicity for the whole Vogtland/NW-Bohemia earthquake swarm region could be interpreted in terms of a common seismotectonic regime, belonging to a unique regional fault zone. For that case, the Leipzig-Regensburger fault zone, which covers all seismic active clusters of the region, might be the regional acting fault system. It is also very likely, that the uniform character of seismicity is caused by a unique seismogenic origin. Following the idea, that intraplate seismicity of that region is triggered by magma intrusions and related fluid and gas release into the tectonically pre-stressed parts of the crust, a magma body of regional scale may be supposed to affect all parts of the broadly spread seismicity. Thus, the increase of temporal clustering of earthquakes from swarm to swarm might be an indication for a recent increase of power and/or intensity of magma intrusions.

*Web page:* <http://www.geophysik.tu-freiberg.de>

**SLP02**

*Carlsen, F. (Jena, Carl Zeiss Gymnasium), Hemmann, A. (Jena, Universität)*

**Die Erdbebenfolge nahe Plauen und Bad Elster im April 2002: Seismologische Untersuchungen als Beitrag zum Verständnis der Mechanismen von Erdbebenschwärmen**

E-Mail: hemm@geo.uni-jena.de

Zur „Saxothüringischen Seismotektonischen Provinz“, gehören unter anderem das Gebiet der Mitteldeutschen Kristallinzone in Thüringen und das Schwarmbebengebiet im Vogtland. Es werden zwei Regionen mit aktiver intrakontinentaler Seismizität unterschieden, zum einen die Region Vogtland/NW-Böhmen, zum anderen Ostthüringen/Westsachsen. Die NW-SW streichende Gera-Jachimov und die N-S streichende Rostock-Leipzig-Regensburger Störungszone kreuzen sich im Untersuchungsgebiet.

Während für das Vogtland/NW-Böhmen Erdbebenschwärme charakteristisch sind, ereignen sich in der Region Ostthüringen/Westsachsen vorwiegend Einzelereignisse. Die Hypozentren der Beben im Vogtland/NW-Böhmen bilden charakteristische, mitunter zeitlich variable Cluster. An der Schnittstelle beider Regionen liegt das seismische Cluster Plauen. Hier werden Erdbebenschwärme und Einzelereignisse in enger Nachbarschaft registriert. Oft fällt die Unterscheidung von Erdbebenfolgen und Erdbebenschwärmen schwer.

Es ist davon auszugehen, dass erst die gemeinsame Untersuchung von Erdbebenschwärmen und Einzelereignisse in verschiedenen Erdbebenclustern der Region zum Verständnis der Mechanismen der Schwarmbeben führt.

Die untersuchten Ereignisse fanden vom 09.04.2002 bis zum 24.04.2002 statt. Der Schwerpunkt der Aktivität lag zwischen dem 19.04.2002 und dem 22.04.2002. Es wurden

über 60 Ereignisse registriert. Die Epizentren erstreckten sich auf einer Fläche von 2 x 2.5 km. Der Bereich der Hypozentral-Tiefe dehnt sich von 12 bis 14 km aus. Für die Untersuchungen standen Daten von bis zu 28 3-Komponenten Stationen des Ost-Thüringer Seismischen Netzes, der Kraslice Netzes und der Vogtlandnetze der Universität Leipzig und der Bergakademie Freiberg zur Verfügung. Die Epizentraldistanz der Stationen lag zwischen 2 km und 60 km mit einer guten azimuthalen Verteilung.

Alle Ereignisse wurden unter Verwendung gleicher Stationen und mit dem im seismischen Datenbank- und Datenverarbeitungsprogramm SEISAN involvierten Programm HYPO71 neu lokalisiert. Der Einfluss der Stationsverteilung und des verwendeten Geschwindigkeitsmodells auf die Lokalisierung wurden getestet. Das für die Lokalisierung verwendete eindimensionale Geschwindigkeits-Tiefen-Modell wurde aus Daten des sprengseismischen Profils CELEBRATION 2000 berechnet und von verschiedenen Arbeitsgruppen verifiziert.

Die Lokalisierung lieferte Untergrundstrukturen, deren Bezug zur aktivierten tektonischen Störungen nachweisbar ist. Interessant sind die lateralen Änderungen der Herdtiefe. Die bestimmten b-Werte liegen über 1.5. Mit der IIDA Magnitudenformel konnten Lokalmagnituden zwischen  $M_L = -1.1$  und  $M_L = 1.8$  berechnet werden.

Heute zielt die Forschung in der Region vor allem auf die Untersuchung von Herd-

prozessen in ihrem seismotektonischen Umfeld. Mikro- und Schwarmbeben sind für solche Untersuchungen besonders gut geeignet, da die Besonderheiten des Herdgebietes besser charakterisiert werden können. Die in dieser Studie mit dem Programm FOCMEC berechneten Herdflächenlösungen liefern Informationen zur geologischen und tektonischen Ursache der Beben. Das Einfallen und Streichen von Bruchflächen kann verifiziert werden.

**SLP03**

*Kracke, D., Heinrich, R., Jentzsch, G. (Jena, Institut für Geowissenschaften)*

**Lokale seismische Gefährdungsabschätzung in Gebieten schwacher bzw. moderater Seismizität - Fallstudie für Ostthüringen**

E-Mail: heinrich@geo.uni-jena.de

Die seismische Gefährdung einer Region wird im allgemeinen als von der Zeit unabhängig betrachtet. Das von ihr ausgehende seismische Risiko bzw. die Verletzbarkeit dagegen hängt von der Bevölkerungsdichte und dem allgemeinen industriellen Entwicklungsstand der Region ab und wächst mit beiden. Solche Gebiete verfügen meistens nur über eine schwache Erdbeben-Datenbasis. Aus Mangel an rezenten Erdbebendaten ist man in diesen Fällen fast ausschließlich auf historische Erdbebenaufzeichnungen mit ihren Unsicherheiten, den tatsächlichen Herd und die Stärke betreffend, angewiesen.

In vorliegender Fallstudie wird die seismische Gefährdung für den Ostthüringer Raum mit Hilfe der probabilistischen Gefährdungsanalyse abgeschätzt. Aufgrund der Datenlage – seit Beginn der instrumentellen seismischen Registrierung vor rund 100 Jahren ist kein Schadensbeben aufgetreten – werden für die Analyse ausschließlich historische Erdbeben verwendet. Wegen der nur ungenauen Kenntnis der Erdbebenherde ist es erforderlich, Gebiete mit einheitlichem Seismizitätscharakter, sogenannte Flächenquellen, zu definieren. Das muß mit Sorgfalt in Abstimmung zwischen der Seismizität und Seismotektonik, soweit bekannt, erfolgen. Sowohl die Geometrie als auch die Größe dieser Flächenquellen sind von grundlegender Bedeutung für das angestrebte Ergebnis. Eine Überdimensionierung der Quellen, um Ungenauigkeiten historischer Erdbebenherde zu berücksichtigen, hat eine Verminderung der abgeschätzten Ge-

fährdung zur Folge. Historische Erdbeben weisen aber zumeist beträchtliche Ungenauigkeiten in ihren Herdkoordinaten auf. Diese Diskrepanz wird im vorliegenden Beitrag gelöst, indem mehrere alternative Flächenquellen definiert und die damit erzielten Gefährdungsabschätzungen am Ende überlagert werden. Ähnlich wird mit den makroseismischen Beobachtungen des stärksten Erdbebens dieser Region verfahren, um eine möglichst realistische Abschätzung zu erzielen. Die Resultate dieser Fallstudie sind detaillierter als die bisher für den Ostthüringer Raum ermittelten seismischen Gefährdungen. Sie stimmen zudem gut mit den makroseismischen Beobachtungen des Mitteldeutschen Erdbebens von 1872 überein. Der beschriebene Lösungsweg ist generell zur lokalen Gefährdungsbestimmung für Gebiete mit vergleichbarer Datenverfügbarkeit geeignet.



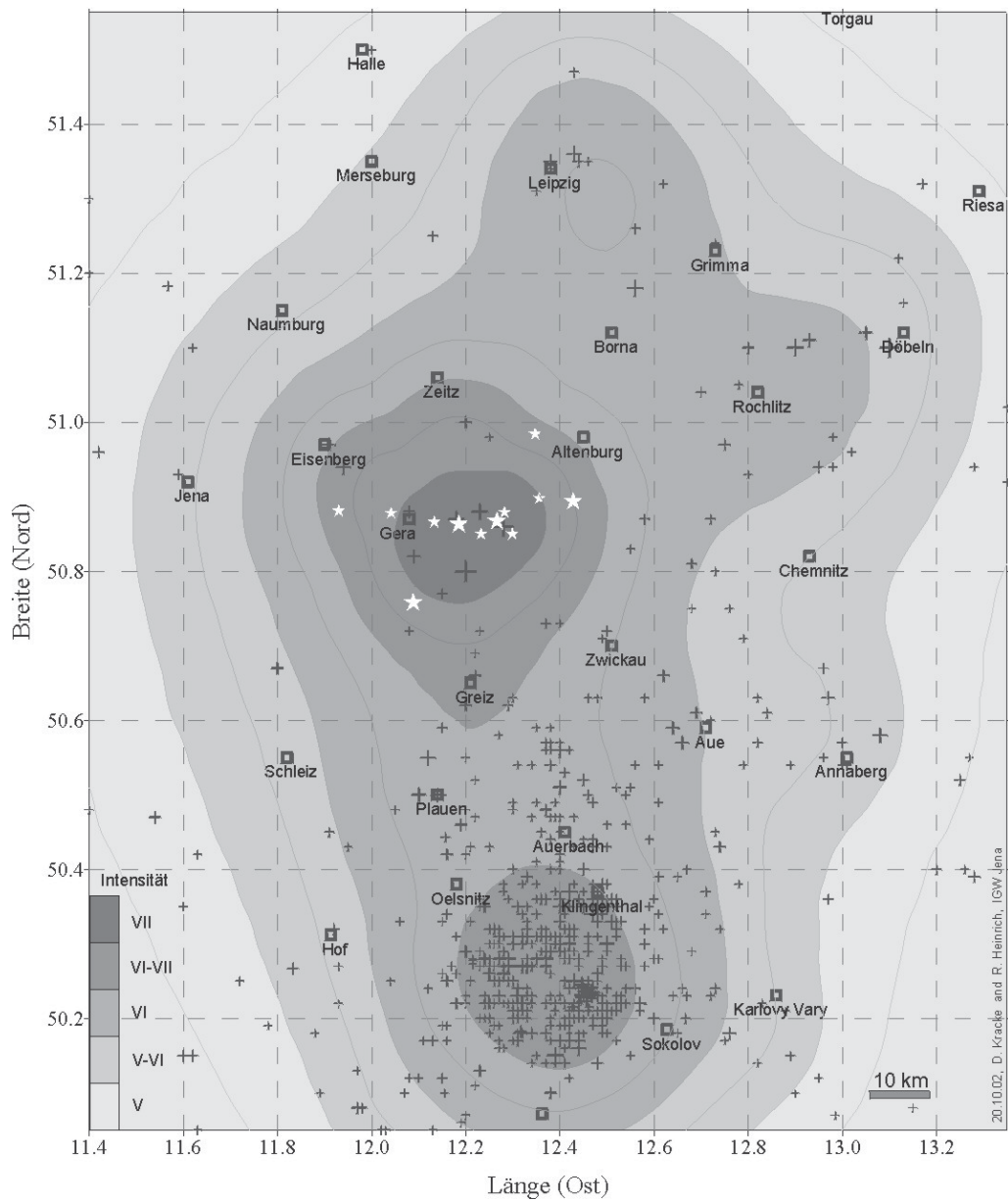


Abbildung 1: Seismische Gefährdungskarte von Ostthüringen und den angrenzenden Gebieten. Dargestellt sind die Überschreitungswahrscheinlichkeiten von 10% innerhalb von 50 Jahren für die entsprechenden Intensitäten. Weiße Sterne kennzeichnen makroseismische Beobachtungen des Mitteldeutschen Erdbebens von 1872 und schwarze Kreuze Erdbebenepizentren.

**SLP04**

*Stammler, K. (SZGRF Erlangen), Wang, P. (China Seismological Bureau)*

**Das Yanqing-Projekt: Seismizität und Seismotektonik im Yanqing-Huailai Becken**

E-Mail: klaus@szgrf.bgr.de

Im Rahmen einer deutsch chinesischen Kooperation führen die BGR und das CSB (China Seismological Bureau) ein gemeinsames wissenschaftliches Projekt in der Region Peking durch. Wegen der hohen Bevölkerungsdichte und einer akuten Gefährdung durch stärkere Erdbeben ist der Großraum Peking ein Gebieten mit einem sehr hohen seismischen Risiko.

Das Untersuchungsgebiet liegt etwa 80km nordwestlich der Hauptstadt, nahe der Stadt Yanqing. Seismizitätskarten enthalten für dieses Gebiet eine zeitliche und räumliche Lücke. Das Gemeinschaftsprojekt überwacht die laufende Seismizität in diesem Gebiet und untersucht die dort vorkommenden Erdbebenmechanismen. Die Dauer des Projektes ist auf mindestens 5 Jahre angelegt.

In der Startphase des Projekts wurden Standorte für 10 moderne seismologische Messstationen ausgesucht, bauliche Maßnahmen zur Sensorunterbringung durchgeführt und die Messinstrumente aufgestellt. 9 Stationen übertragen kontinuierliche Messreihen per Funk an ein Datenzentrum, wo sie sofort ausgewertet werden können, für spätere eingehendere Untersuchungen werden aber alle Daten kontinuierlich auf beschreibbaren CDs und auf einem RAID Festplattensystem archiviert.

Die Ziele des Projektes sind neben der aktuellen Erdbebenüberwachung herdmekanische und seismotektonische Untersuchungen, um weitere Aufschlüsse über die Vorgänge bei Intra-Plattenbeben zu gewinnen.

## SLP05

*Dahm, T. (Hamburg), Tilmann, F., Phipps Morgan, J. (GEOMAR, Kiel)*

### Seismische Langzeitmessungen südlich von Island

E-Mail: dahm@dkrz.de

**Motivation** Die Laufzeittomographie und Receiverfunction-Auswertungen haben bisher wichtige Informationen über die seismische Struktur des Plumes und des Mantels unter Island erbracht. Einige Fragen zum Island Plume sind dennoch kontrovers:

(1) Übereinstimmend wird in unterschiedlichen Arbeiten eine Niedriggeschwindigkeitsanomalie für den Tiefenbereich zwischen 200 und 400 km aufgelöst. Weil die Apertur der Inselarrays eine geringe Auflösung für den tieferen Mantel ab 400 km hat, ist unklar ob sich der Plume in die Tiefe fortsetzt. Während

Wolfe et al. (1997) und Allen et al. (2002) von einem Mantelplume mit tiefen Wurzeln ausgehen (evtl. an Kern-Mantel-Grenze), sieht Foulger et al. (2000) den Ursprung der Anomalie allein im oberen Mantel oberhalb von 400 km Tiefe.

(2) Shen et al. (2001) findet mit Receiverfunctions für die '660' und '410' Diskontinui-

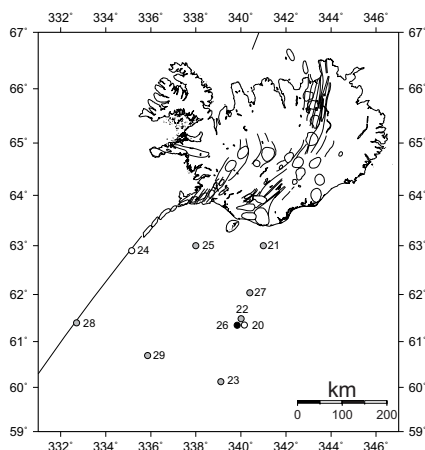


Abbildung 1: Positionen der ausgesetzten Ozeanbodenstationen (OBS No 21-28).

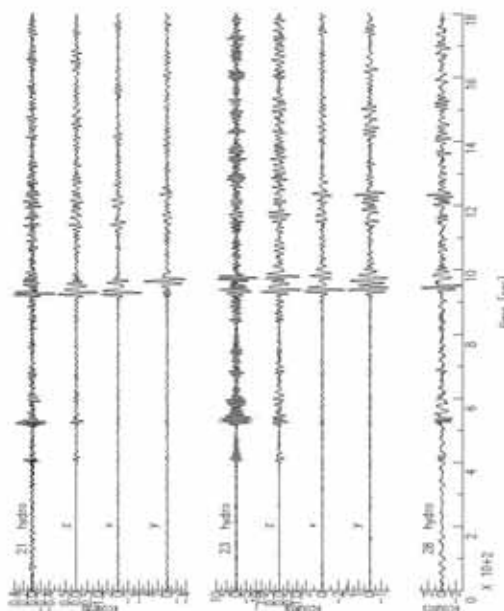


Abbildung 2: Gefilterte Aufzeichnung (0.04-0.1 Hz) eines Tiefherdbebens (Russia N.-E. China Border Region, 28 Juni 2002, 566 km, 7.3Mw) auf der Hamburger Station 21 und 23 (Seismometer und Hydrophon) und dem Hydrophon der Geomar Station 28. Für die Geomar Stationen liegen aufgrund technischer Probleme keine Seismometerregistrierungen für dieses Beben vor.

tät eine verdünnte Übergangszone im Mantel unter Island, die als eine thermisch induzierte Verschiebung der Phasenübergänge in einem heisseren Mantelplume interpretiert wird. Die maximale Ausdünnung der Übergangszone liegt südlich von dem Punkt an dem der Plume die Isländische Kruste erreicht, wodurch sich ein 'schräg aufsteigender' Mantelplume andeutet. Allerdings kann der vermutete Durchstoßpunkt des Plumes in der Übergangszone nicht gut aufgelöst werden, da Stationen am Ozeanboden fehlen.

Beide Verfahren, Tomographie und Receiverfunctions, sind also in ihrer Auflösung beschränkt wenn wie bisher nur seismische Stationen auf Island selbst verwendet werden. Wiederholt wurde deshalb auf die möglichen Vorteile von zusätzlichen Langzeit-Ozeanbodenmessungen hingewiesen. Großskalige OBS-Experimente konnten bisher allerdings nicht realisiert werden, zum Teil auch weil es an der erforderlichen Zahl von entsprechenden OBSen fehlt. Außerdem ist umstritten, für welchen Plume eine Ozeanbodenauslage am erfolgsversprechendsten wäre. Island ist hierbei kritisch zu betrachten, weil Seegang und Wetter im Nordatlantik eine erhebliche Rauschquelle darstellen.

**Experiment** In einem ersten Pilotexperiment zwischen April und Juli 2002 (Abb. 1) sollte geklärt werden, wie die Signal-Rausch-Bedingungen vor Island einzustufen sind und wie sich OBS-Stationen von GEOMAR und Hamburg für so einen Einsatz bewähren. Die Auswertung von Oberflächenwellen ist vorgesehen. Beide Stationstypen (vgl. Dahm et al., 2002) waren mit breitbandigen Sensoren (PMD-Seismometer, 0.025-32 Hz) ausgerüstet. Von GEOMAR wurden neben Seismometer- auch reine Hydrophonstationen ausgebracht. Abb. 2 zeigt ein Beispiel für eine Registrierung eines starken Tiefherdbebens.

Für starke Fernbeben wurden durchaus auswertbare Seismogramme aufgezeichnet, wobei die Seismometerdaten in dem gezeigten Frequenzbereich generell weniger Rauschsignale aufweisen als die Hydrophondaten. Die Horizontalkomponenten der Seismometer sind größeren Rauschsignalen ausgesetzt als die Vertikalkomponenten.

Bisherige Auswertungen zeigen, daß wegen der starken Meeresmikroseismik im Nordatlantik im Winterhalbjahr das Signal-Rausch-Verhältnis schlechter als erwartet ist. Ein Einsatz über die Wintermonate scheint deshalb sehr fragwürdig. Ebenso sind signifikante Qualitätsunterschiede für einzelne Stationen und Standorte auszumachen.

In dem Poster wird ein Überblick über Rauschbedingungen und die aufgezeichneten Wellenformen gegeben. Die Daten werden im Vergleich mit Messungen im Tyrrhenischen Meer diskutiert.

**Allen, et al., 2002.** Imaging the mantle beneath Iceland using integrated seismological techniques. *J. Geophys. Res.*, 10.1029, 2001JB000595, in press.

**Dahm, et al. 2002.** Ocean bottom seismological instruments deployed in the Tyrrhenian Sea. *EOS Trans.*, 83, 309, 314.

**Foulger et al., 2000.** The seismic anomaly beneath Iceland extends down to the mantle transition zone and no deeper. *Geophys. J. Int.*, 142, F1-F5.

**Wolfe et al., 1997.** Seismic structure of the Iceland mantle plume. *Nature* 385, 245-247.

Das Projekt wird von der DFG gefördert (DA 478/5-1, MO 961/3-1).

**SLP08**

*Braunmiller, J. (Zürich, ETH), Schlittenhardt, J. (Hannover, BGR)*

**$M_S - M_w$  scaling relations for Euro-Mediterranean earthquakes using GRF-array measurements of regional surface waves and regional moment tensor solutions**

E-Mail: schlittenhardt@sdac.hannover.bgr.de

Recent processing of regional surface wave seismograms from earthquakes in Europe (Patton & Schlittenhardt, 2001) have revealed a strikingly low  $M_S$  detection threshold down to  $M_S \sim 2.0$  when the F-K method is used to analyze GRF-(Gräfenberg) array data.  $M_S$  determinations for a level this low are rare on a global basis mainly because of problems with the identification of weak surface wave signals in single station recordings. In contrast, stable array estimates of slowness and azimuth of surface waves from different European earthquakes help identify weak signals and indicate the reliability of regional  $M_S$  determinations at low signal strengths.

ETH Zürich recently began compilation of a catalogue of moment tensors for European earthquakes, similar to the Harvard CMT catalogue, which contains all earthquakes  $> 4.5$  in Europe and the Mediterranean Sea. The ETH catalogue, to which data for local events with magnitudes of  $> 3.0$  are being added, contains over 400 moment tensors for the years 2000 and 2001. Newly determined regional  $M_S$  magnitudes using large aperture GRF-array data and mb(Lg) determinations are compared in the poster with the uniquely comprehensive ETH data set of scalar moment values (and inferred  $M_w$  magnitudes) derived from regional moment tensors using seismograms from European broadband stations. The results will be interpreted in the light of transportability, stability and calibration of regional magnitude scales. The ETH data set can be used to determine scatter and/or bias in  $M_S$  data derived

from GRF seismograms that may be present due to the normal absence of correction for the source mechanism. The empirical relationships between  $M_w$  and  $M_S$  derived in this study will be compared to global relationships developed by Ekström & Dziewonski (1988) for earthquakes using CMT  $M_0$  and PDE  $M_S$  values.

References:

Patton, H. J., Schlittenhardt, J., 2001.  $M_S - mb(Lg)$  scaling from regional observations of the Umbria-Marche earthquake sequence recorded by the Gräfenberg array and the German Regional Seismic Network (GRSN). *Seismol. Res. Lett.*, 72, 242

Ekström, G., Dziewonski, A. M., 1988. Evidence of bias in estimation of earthquake size. *Nature* 332, 319-323

**SLP09**

*Wittwer, A., Dahm, T., Thorwart, M. (Universität Hamburg), Flueh, E. (Geomar, Kiel)*

### **Erdbebenlokalisierungen im Tyrrhennischen Meer mit kombinierten Ozeanboden- und Landdaten**

E-Mail: schlittenhardt@sdac.hannover.bgr.de

In dem Projekt ging es darum, erstmalig ein temporäres untermeerisches Stationsnetz aus Breitbandseismometern und Breitbandhydrophonen nördlich von Sizilien und im Gebiet des Tyrrhennischen Beckens (für sechs Monate) zu installieren und die gesammelten Daten zusammen mit Landstationsdaten auszuwerten.

Ziel ist es die genaue Geometrie des seismisch aktiven ionischen Slabs unter dem Kalabrienbogen zu bestimmen, das Spannungsfeld im Slab abzuleiten, zu prüfen, ob es schwache Seismizität in dem als seismisch inaktiv eingestuften Slabbereich unter dem zentralen südlichen Appenin gibt, und die lokale Seismizität im Tyrrhennischen Becken und im Bereich des äolischen magmatischen Bogens zu erfassen und zu interpretieren. Eines der wichtigen Ziele der Auswertung ist die Hypozentrumsbestimmung der Lokalbeben, wobei wir uns nach Absprache mit dem Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) nur auf Ereignisse aus unserem Netz konzentrieren, also vorwiegend aus dem ozeanischen Bereich. Da unser Netz Azimutlücken aus dem nordwestlichen Bereich des Kalabrienbogens schliesst, können unsere Daten neue Informationen zur Lokalisierung dieser Ereignisse beitragen. Mittlerweile sind am Institut für Geophysik in Hamburg (IfG) 70 lokale Ereignisse von Hand lokalisiert worden. Davon sind 19 Tiefherdbeben mit  $z \geq 50$  km. Die Ersteinsätze wurden mit der Software SAC (SeismicAnalysisCode, P.Goldstein et al., Universität California)

gepickt. Die Lokalisierung erfolgte mit HYPOSAT (J.Schweitzer, Norsar (Norwegen)). Unsere Lokalisierungen haben die Ankunftszeiten der italienischen Stationen mitverwendet, und sollten eine Verbesserung darstellen.

Bisher wurde ein 1D-Modell verwendet, das auf Informationen vom INGV basiert. Es ist zumindest für Flachbeben bisher keine klare Konzentration auf einzelne Zonen oder Linien zu erkennen. Die bisherige Auswertung hat gezeigt, daß es systematische Laufzeitfehler für die Ozeanboden- und Landstationen gibt. Das ist ein Hinweis auf die nicht berücksichtigte 3D-Struktur; die Landstationen des INGV befinden sich auf kontinentaler Kruste und die OBS-Stationen liegen auf ozeanischer Kruste.

Durch die Verwendung der Software JOINT HYPOCENTRAL DETERMINATION (J. Pucol, Universität Memphis) war es möglich Stationskorrekturen (zwischen +/- 3 Sekunden) zu bestimmen. Dies ist ein erster Schritt um aus den Daten ein bestes "Kontinent-Ozean-Modell" für Sizilien, Kalabrien und das Tyrrhennische Meer abzuleiten, um verbesserte Lokalisierungen zu erreichen.

#### **Literatur:**

T. Dahm et al. (2002). *Ocean Bottom Seismometers Deployed in Tyrrhenian Sea*, EOS Vol. 83, Nr. 29

M. Thorwart et al. (2001). *Tyrrhenian Sea Experiment: Zwischenbericht*, AG Seismologie 2001

Das Projekt "Thyrrhenian Sea" wird von  
der DFG gefördert (DA478/2-2)

**SLP10**

*Gossler, J., Flüh, E.R., Schnabel, M., Tilmann, F. (Geomar Forschungszentrum, Kiel), Goltz, C. (Inst. f. Geowissenschaften, Univ. Kiel), Arroyo Hidalgo, I. (Instituto Costarricense de Electricidad, San Jose, Costa Rica)*

**Passive seismology on- and offshore Costa Rica**

E-Mail: [jgossler@geomar.de](mailto:jgossler@geomar.de)

In subproject A2 of the SFB 574 “Fluids, Volatiles, Hazards“ a combined on- and offshore seismic network, consisting of 23 ocean bottom and 15 land stations, had been deployed in April 2002 during and after RV SONNE cruise 163 in the coastal Pacific region of central Costa Rica (Jaco network). After registering half a year the instruments were recovered and re-deployed about 100 km south-east in the Quepos network during and after RV METEOR cruise M54-3B in October 2002. The final recovery of the instruments will take place in April/July 2003.

The main subject of our subproject, which combines active and passive seismic experiments, is the coupling and mass transfer between upper and lower plate of the subduction zone in central Costa Rica. In the passive seismic part, we are observing the local seismicity of the area in two adjacent regions for half a year each.

In the first deployment area (Jaco network) three major seamounts have been subducted. This is a special kind of mass transfer in the subduction zone. The effects of seamount subduction on microseismicity will be studied. Active seismics indicate that material transfer from the upper to the subducting plate takes place in the second deployment area (Quepos network). There, the seismicity of the so called megalense is of further interest. The detailed investigation of the décollement reflections are the main subject of further active seismic experiments.

In both areas, we try to delineate tectonic units by determining hypocenters and focal mechanisms of local earthquakes, and later on if the lateral coverage with hypocenters is sufficient also by seismic tomography. Detailed velocity models are obtained from active seismic experiments done during several RV SONNE cruises and explosions on land.

Of particular interest is the chronological development of the local seismicity of the region during the observation period, which may help us to learn more about how the subduction process works. A first observation is a strong increase of the seismicity in May 2002, where this increase is not only due to some major events and their aftershocks taking place in the area.

Web page: <http://www.geomar.de>



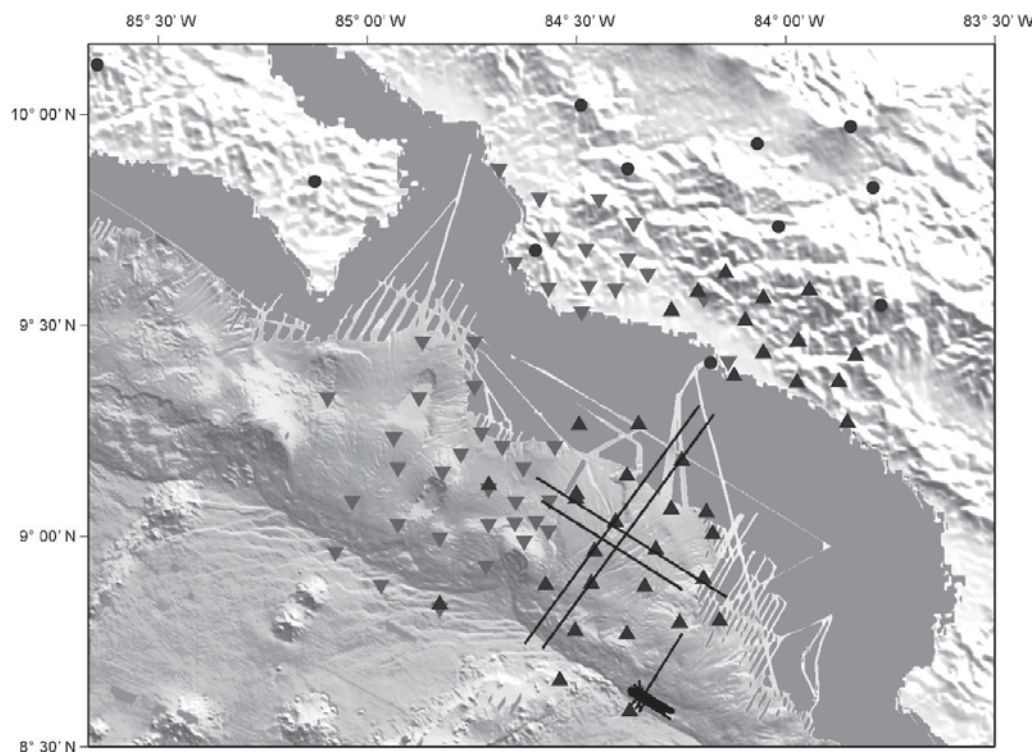


Figure 1: Location map of the temporary passive seismic networks and the active seismic profiles: Jaco network operated Apr-Oct'02 (grey reverse triangles); Quepos network operating Oct'02-Apr/Jul'03 (black triangles); permanent stations (black circles); wide-angle seismic profiles shot during RV SONNE cruise 163 (black lines).

**SLP12**

*Sodoudi, F. (GeoForschungsZentrum,Potsdam)*

**STRUCTURE OF THE CRUST IN GREECE USING RECEIVER FUNCTIONS**

E-Mail: foroug@gfz-potsdam.de

Data from 23 temporary seismological stations across the Aegean islands and continental Greece, operating in 1997, were analysed using the receiver function approach. The stations have been installed mainly in the permanent observatories of the National Observatory of Athens and of the Thessaloniki Seismological Network. A total of 36 teleseismic events have provided useful data to investigate the crustal and upper mantle structure. Data from six additional long term broadband stations of the GFZ Potsdam on the island of Crete and southern Aegean islands have also been used.

Converted P-S energy from the Moho is clearly observed beneath continental Greece at a depth ranging from 30 to 35 km. The Moho is shallowing to 23–27 km beneath the stations on the Aegean islands.

The 410 and 660 km discontinuities of upper mantle under continental Greece have been seen clearly at their normal position. In the Aegean, no such phases are visible in our data. The descending slab is clearly observed in the migrated receiver functions beneath the Aegean and Crete.

**SLP14**

*Rische, M., Endrun, B., Meier, T., Harjes, H.-P. (Bochum)*

**Seismogenic Zones of the Hellenic Arc in the area of western and central Crete mapped by temporary local seismic networks**

E-Mail: [rische@geophysik.ruhr-uni-bochum.de](mailto:rische@geophysik.ruhr-uni-bochum.de)

Temporary local seismic networks were installed in western Crete, in central Crete and on the island of Gavdos south of western Crete in order to image shallow seismogenic zones of the Hellenic subduction zone. More than 4000 events were detected and located. The magnitudes of these events vary between 0 and 4.8. The resulting three-dimensional hypocenter distribution allows to localize seismogenic zones in the area of western and central Crete from the Mediterranean Ridge to the Cretan Sea. Furthermore, a three-dimensional structural model of the region under consideration was compiled based on results of wide angle seismics, surface wave and receiver function studies. The comparison of the hypocenter distribution and the structure allows to identify intraplate and interplate seismicity. High interplate seismicity along the interface between the subducting African lithosphere and the Eurasian lithosphere is found south of western Crete. The lateral width of the seismogenic zone that is due to interplate seismicity is about 100 km in NE-SW direction south of western Crete and it is reduced to about 30 km south of central Crete. Interplate seismicity is found along the interface between the plates from about 20 km to 40 km depth.

An offset between the southern border of Eurasian lithosphere and the southern border of active interplate seismicity is observed. In the area of Crete, the offset varies laterally along the Hellenic arc between about 50 km to 70 km.

A southwards dipping zone of high seismic-

ity within the Eurasian lithosphere is found south of central Crete. It reaches from the interface between the plates at about 30 km depth towards the surface. In comparison, the corresponding seismogenic zone south of western Crete is much less seismically active. Seismicity beneath Crete and north of Crete is confined to the upper 20 km. Between 20 km and 40 km depth beneath Crete the Eurasian lithosphere is seismically inactive. In western Crete the southern and western borders of this aseismic zone correlate strongly with the coastline. Clusters of seismicity indicate two major NE-SW oriented faults: one striking along the western coast of Crete, the other crosses central Crete. Properties of the seismicity and the structure change across these faults. Comparing seismicity and structure of western and central Crete, it is concluded that the interaction between the Eurasian and the African plates is different to both sides of the NE-SW fault crossing central Crete.

The comparison of the hypocenter distribution of the microseismicity and that listed in the global, relocated ISC-catalogue shows that the latter is probably shifted systematically towards the NE and to greater depths by about 15 km to 20 km. Local networks are necessary to study intraplate seismicity within the Eurasian lithosphere.

Multiplets, that means earthquakes that show very similar waveforms, are frequently found in the interplate seismicity south of western Crete and in the seismogenic zone within the Eurasian lithosphere south of cen-

tral Crete. Multiplets are likely to indicate fluid flow on deep reaching faults. Since multiplets are assumed to occur within the limits of resolution nearly at the same place they allow to estimate confidently errors of the single event localizations. This results in an average error of less than 2 km in the hypocenters of microseismicity that is located not more than about 50 km away from the networks.

**SLP15***Plenefisch, T., Ibs-von Seht, M. (Erlangen)***Momententensoren für einen Erdbebenschwarm im südlichen Kenia Rift**

E-Mail: plene@szgrf.bgr.de

Das Magadi-Gebiet bildet den südlichen Abschluss des kenianischen Teil des Gregory Rifts. Die vulkanisch geprägte Region zeichnet sich durch hydrothermale Aktivität und eine hohe Seismizität mit geringen bis moderaten Magnituden ( $ML < 4$ ) aus. Während einer 8-monatigen Messphase (November 1997 - Juni 1998) mit einem temporären Netz seismischer Stationen konnte neben der Hintergrundseismizität ein Erdbebenschwarm mit mehreren tausend Ereignissen und einer Maximalmagnitude von  $ML = 4.1$  aufgezeichnet werden. Die Hypozentren der Schwarmbeben liegen zwischen 1 und 9 km Tiefe und bilden ein sich in NNE-SSW Richtung erstreckendes lineares Erdbebencluster.

Die räumliche Nähe der Hypozentren zueinander erlaubt den Einsatz einer relativen Momententensorinversion zur Bestimmung der Herdmechanismen. Die Ergebnisse der relativen Momententensorinversion werden im Poster vorgestellt und mit Scherbruchmechanismen verglichen, die in einer früheren Arbeit mit dem FOCMEC-Programm bestimmt wurden. Vom Scherbruch abweichende Anteile der Momententensoren (volumetrische und CLVD-Anteile) werden analysiert und im Hinblick auf Fluidprozesse interpretiert. Die Ergebnisse für das Magadi-Gebiet werden verglichen mit denen ähnlicher Untersuchungen für ein intrakontinentales Schwarmbebengebiet - die Region Vogtland/NW-Böhmen - und diskutiert.

**SLP16**

*Ibs-von Seht, M., Plenefisch, T. (Erlangen), Braun, T. (Arezzo), Klinge, K. (Erlangen)*

**Beobachtung von Mikroseismizität und Schwarmbebenaktivität im zentralen Apennin (Italien)**

E-Mail: malte@szgrf.bgr.de

In Zusammenarbeit mit dem INGV Rom und dem Seismologischen Observatorium Arezzo (Italien) wurde im Oktober 2002 ein temporäres seismisches Stationsnetz im zentralen Apennin installiert. Die Arbeiten sind Teil der Untersuchungen im Rahmen des DFG Forschungsvorhabens "Schwarmbeben weltweit". Eine Analyse von Bebenkatalogen für die Region zeigt, dass neben den vulkanischen und hydrothermal aktiven Gebieten südwestlich des Apennins auch im zentralen Apennin selbst schwarmartige Bebensequenzen auftreten.

Das Stationsnetz dient der Beobachtung der lokalen seismischen Aktivität im oberen Tibertal, insbesondere im Hinblick auf das Auftreten von Bebenschwärmen. Das Netz besteht aus fünf mobilen MARS88 Stationen mit 1-Hz Seismometern und soll im Frühjahr 2003 um mindestens eine Breitbandstation erweitert werden. Zusätzlich können die Aufzeichnungen der umliegenden italienischen Regionalnetz-Stationen verwendet werden.

Das Poster zeigt Ergebnisse erster Seimizitätsuntersuchungen. Präzisionslokalisierungen, herdmechanische Analysen sowie die Betrachtung von b-Wert Verteilungen sollen zur Klärung der Charakteristika und Prozesse von Schwarmbeben-Aktivitäten beitragen.

**SLP17**

*Budweg, M., Weber, M., Bock, G. (GFZ Potsdam), Eifel-Plume-Team*

**The upper mantle in the Eifel Plume region**

E-Mail: malte@szgrf.bgr.de

The Eifel is the youngest volcanic area of Central Europe. The last eruption occurred approximately 11000 years ago. Little is known about the deep origin and the mechanism responsible for the Eifel volcanic activity. Earthquake activity indicates that the Eifel is one of the most geodynamically active areas of Central Europe. We use the receiver function method (RF) to investigate lithospheric-asthenospheric structure beneath the Eifel. We analyzed data from 125 teleseismic events ( $m_b > 5.5$ ) that were recorded both by permanent stations and by temporary network of 33 broad-band and 129 short-period stations. The temporary network was operating from November 1997 till June 1998 and covered an area of approximately 400x250 km centered on the Eifel volcanic fields. RF analysis reveals a clear image of the Moho and the mantle discontinuities at 410 km and 660 km depth. Average Moho depth is approximately 30 km and it shows little variation over the extent of the network. The observed variations of converted waveforms is possibly caused by lateral variations in crustal structure. Inversions of data and migrated RF from stations of the central Eifel array suggest that a low velocity zone is present at about 60 to 80 km depth in the western Eifel region. We also find indications for a high velocity zone around 200 km depth, perhaps caused by dehydration of the rising plume material. The results suggest that P-to-S conversions from the 410-km discontinuity arrive later than in the IASP91 reference model. This could indicate higher than normal temperatures in the transi-

tion zone from upper to lower mantle. It also seems that the 410-km discontinuity is not as continuous as the 660-km discontinuity in the Eifel region.

**SLP18**

*Jordan, M., Barth, A. (Göttingen), Ritter, J.R.R. (Karlsruhe)*

**Die seismische 3D-Struktur des Eifel Plumes aus teleseismischer Tomographie und ihre geodynamische Interpretation**

E-Mail: [mjordan@geo.physik.uni-goettingen.de](mailto:mjordan@geo.physik.uni-goettingen.de)

Die bisherigen Ergebnisse der regionalen Laufzeittomographie (P- und S-Wellen) sowie der Dämpfungstomographie (P-Wellen) zeigen den Eifel Plume als Bereich erniedrigter Geschwindigkeiten und erhöhter Dämpfung im oberen Erdmantel bis mindestens zur Übergangszone in 410 km Tiefe.

In Übereinstimmung hiermit ergibt die Untersuchung von Receiver Functions (GFZ Potsdam) eine Deflektion der Diskontinuität in 410 km Tiefe um zirka 20 km.

Es stellt sich nun die Frage, ob sich der Ursprung des Eifel Plumes innerhalb der Übergangszone oder in noch grösserer Tiefe befindet, insbesondere im Hinblick auf eine mögliche Verbindung mit der in der globalen Tomographie gefundenen Plumestruktur im unteren Mantel unter Mitteleuropa.

Hierzu wird ein erheblich erweiterter P-Wellendatensatz mit mehr als 12000 Laufzeitmessungen in einem iterativen Verfahren invertiert, wobei die verbesserte Strahlüberdeckung eine gute Auflösung des resultierenden Modells bis jenseits der Übergangszone erlaubt. Die Ergebnisse der P-Wellentomographie werden in Temperaturanomalien umgerechnet und geodynamisch interpretiert.

Webseite: <http://www.geo.physik.uni-goettingen.de/eifel>



**SLP19***Stäbler, S., Martin, M., Wenzel, F. (Karlsruhe), Calixto Group***Teleseismische S - Wellen Tomographie Südost Rumäniens**

E-Mail: Sven.Staebler@gpi.uni-karlsruhe.de

Im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 461: Starkbeben: 'Von Geowissenschaftlichen Grundlagen zu Ingenieurmassnahmen' wurde 1999 das Tomographieexperiment CALIXTO (Carpathian Arc Lithosphere X - Tomographie) im Südosten Rumäniens durchgeführt.

Ein Ziel des Feldexperiments mit etwa 110 mobilen seismischen Messstationen war es, ein hochaufgelöstes Geschwindigkeitsabbild des oberen Erdmantels dieser Region zu erhalten. Dort treten in einem lokal eng begrenzten Volumen von etwa 20 km x 50 km x 100 km Größe zwischen 70 und ca. 180 km Tiefe regelmäßig Erdbeben auf. In der vorgestellten Arbeit wurden zum ersten Mal die S - Phasen teleseismischer Beben aus dem CALIXTO - Experiment dazu verwendet, ein Modell für die Scherwellengeschwindigkeit im oberen Erdmantel für diese seismisch sehr aktive Region zu erstellen.

Scherwellen können aufgrund ihrer höheren Sensitivität gegenüber thermischen Anomalien und eventuell im Untergrund vorhandenen Schmelzen, im Vergleich zu Untersuchungen mit Kompressionswellen, einen wichtigen Beitrag zum Verständnis des Untergrundes liefern.

Als erstes Verfahren hin zu einem hochaufgelösten S - Wellen Modell wurde die ACH - Methode nach Aki et al. (1977) angewandt.

Insgesamt umfasst der CALIXTO Datensatz 453 teleseismische Fernbeben mit einer Magnitude  $\geq 5.0$ . Die Aufzeichnungen aller Beben wurden auf die Qualität ihrer S - Wellen Einsätze hin untersucht. Die Datenaus-

wertung erfolgte im rotierten Strahlkoordinatensystem (L,Q,T). Aufgrund der verschiedenen Stationstypen wurden alle Aufzeichnungen restituiert und mit einem Simulationsfilter (T=15s) überarbeitet. Der sich daraus ergebende Datensatz umfasst 35 Erdbeben, mit insgesamt 1883 Laufzeitresiduen (1247 - S, 636 SKS - Phasen).

Erste Untersuchungen der Anisotropie zeigen keine signifikante Richtungsabhängigkeit, die oberhalb der sonstigen Unsicherheiten, wie z.B. durch die Laufzeitbestimmungen selbst, liegen. Deswegen war es möglich, jeweils die besten Aufzeichnungen der T- und Q - Komponente gemeinsam zu invertieren.

Die ersten Inversionsergebnisse der Scherwellen - Laufzeiten zeigen analog zu denen der P - Wellen einen Bereich erhöhter seismischer Geschwindigkeiten unterhalb der Vrancea - Zone. Bei einem Vergleich der Ergebnisse beider Wellentypen ist allerdings zu beachten, dass die für die Inversion verwendeten Datensätze nicht identisch sind. So ist zum Beispiel der P - Wellen Datensatz erheblich größer und auch die azimutale Überdeckung vollständiger als bei dem der S - Wellen. Dies führt insgesamt zu einer geringeren Auflösung in den S - Wellentomogrammen. Trotzdem lassen sich bereits wichtige Informationen aus diesen ersten Ergebnissen ableiten. So nimmt zum Beispiel die Amplitude des Hochgeschwindigkeitskörpers unterhalb der Vrancea - Zone im Tiefenbereich von ca. 100 km ab und zeigt nur noch geringfügig erhöhte Geschwindigkeitswerte. Dieser Tiefenbereich wurde bereits aufgrund der dort reduzierter Seismizität

als 'seismische Lücke' interpretiert.  
Die Zuverlässigkeit der gewonnenen Ergebnisse wurde durch verschiedene Rekonstruktionstests mit synthetischen Laufzeitdaten überprüft.

**SLP20***Böse, M., Wenzel, F. (Karlsruhe)***Konzept eines Erdbeben-Frühwarn-Systems mit Neuronalen Netzen**E-Mail: [Sven.Staebler@gpi.uni-karlsruhe.de](mailto:Sven.Staebler@gpi.uni-karlsruhe.de)

Erdbeben-Frühwarn-Systeme (Early Warning Systems - EWS) bilden zeitlich betrachtet die erste Stufe eines Erdbeben-Informationssystems zur Abschätzungen der flächenhaften Verteilung der Bodenbewegungen und zur Erstellung realistischer Schadensszenarien nach einem Erdbeben.

EWS nutzen die Tatsache, dass über Hochgeschwindigkeits-Kommunikationssysteme (Telemetrie) Informationen über ein entferntes Erdbeben deutlich schneller übermittelt werden können als sich die zerstörerischen seismischen Wellen selbst im Untergrund ausbreiten. Der zeitliche Vorsprung beträgt dabei in Abhängigkeit von der Hypozentraldistanz einige Sekunden bis zu über eine Minute. Diese Zeitspanne ermöglicht die Triggerung und Ausführung geeigneter Automatismen zur Minimierung des voraussichtlichen Schadens durch das Beben, wie z.B. das Herunterfahren von Großrechnern, das Stoppen von Zügen oder die Unterbrechung von Gasleitungen.

Für die Vorhersage charakteristischer Größen der Bodenbewegungen wie Intensität, peak ground acceleration (PGA) oder spektrale Werte der Bodengeschwindigkeit oder Bodenbeschleunigung werden bislang entweder empirische lineare/nichtlineare Beziehungen zwischen gemessenen und vorhergesagten Daten verwendet, die aus Regressionsanalysen von Aufzeichnungen vergangener Starkbeben gewonnen werden, oder die oben genannten Parameter werden mit der zu bestimmenden Magnitude und dem Hypozentrum des Bebens sowie vorhandenen Abklingrela-

tionen geschätzt. Eine alternative Methode zur Vorhersage unter Verwendung neuronaler Netze wird hier vorgestellt. Dabei werden in einem ersten Schritt die Starkbebenparameter am Ort der Registrierung aus den ersten Sekunden der Aufzeichnung prognostiziert. In einem zweiten Schritt werden aus dem anfänglichen Datenfluss mehrerer Stationen die Bodenbewegungen an entfernten Orten geschätzt.

Ein Frühwarn-System muss der stetigen Zunahme an Informationen über das Erdbeben mit fortschreitender Zeit nach dem erfolgten Bruch gerecht werden. Damit ist eine den eingehenden Datenströmen entsprechende kontinuierliche Anpassung der Vorhersage über die Untergrundsbebewegungen verbunden. Eine vielversprechende Architektur der neuronalen Netze zur Realisierung eines Erdbeben-Frühwarn-Systems stellen die sog. Time-Delay-Neural-Networks dar, die im Bereich der automatischen Spracherkennung bereits grosse Erfolge erzielt haben.

Die für den Trainingsprozess der neuronalen Netze erforderlichen Datensätze werden zunächst synthetisch (stochastische Punktquellen-Methode, Beresnev und Atkinson, 1997) erzeugt. Verwerfungsgeometrien und Lokationen der seismischen Stationen für die Simulation der Bodenbeschleunigungen entsprechen bekannten Störungen im Marmara-Meer bzw. dem kürzlich um Istanbul errichteten EWS-Stationsnetz.

**SLP21***Hock, S. (Leoben), Korn, M. (Leipzig), Busche, H. (Hannover)***Statistische Interpretation teleseismischer Laufzeitbeobachtungen entlang des TOR-Profiles**

E-Mail: hock@unileoben.ac.at

Eine Möglichkeit, Informationen über die statistischen Parameter eines Zufallsmediums zu erhalten, ist die Interpretation von Laufzeitfluktuationen. Zwischen der Autokorrelationsfunktion (AKF) der auf einem Profil beobachteten Laufzeitfluktuationen und der AKF der Slownessfluktuationen besteht nach Müller *et al.* (1992) und Roth (1996) ein strahlen-seismischer Zusammenhang. Diese Methode wurde auf Laufzeitbeobachtungen der P-Welle vom passiven teleseismischen Experiment TOR (TOR Working Group 1999) angewandt zur Bestimmung der seismischen Streuparameter Korrelationslänge  $a$  und RMS-Geschwindigkeitsfluktuation  $\sigma$  in der Lithosphäre. Dafür werden Daten von Beben verwendet, deren Backazimuth ungefähr der Profilrichtung gegen geographisch Nord ( $\approx 30^\circ$ ) entspricht.

Betrachtet man die Laufzeitfluktuationen bezüglich dem 1D-Referenzmodell IASP91, so sind klar zwei unterschiedliche Niveaus erkennbar. Diese passen genau zur geologischen Struktur im Meßstreifen, der das nördliche Segment der Transeuropäischen-Sutur-Zone quert, welche die phanerozoischen und proterozoischen Provinzen Nord- und Mitteleuropas trennt. Daher werden die Daten im weiteren getrennt nach den beiden Gebieten Baltischer Schild (BS) und Norddeutsches Becken/Rhenoharzynikum (NR) analysiert. Das deterministische Referenzmodell wird schrittweise verfeinert, um zu sehen, inwieweit sich die ermittelten statistischen Parameter dabei ändern.

Um  $\sigma$  aus der AKF der Laufzeitfluktuationen zu bestimmen, müssen Annahmen über den Typ des Zufallsmediums, die Hintergrundgeschwindigkeit der Streuschicht und den Laufweg durch die Streuschicht gemacht werden. Zur Abschätzung des Laufweges  $L$  durch die Streuschicht werden die Ergebnisse von Hock *et al.* (2000) aus teleseismischen P-Koda-Untersuchungen verwendet. Für BS ergibt sich damit  $L \approx 45$  km und für NR  $L \approx 100$  km. Für die P-Wellengeschwindigkeit wird 6.5 km/s für BS und 7.65 km/s für NR angenommen. Die Werte für  $\sigma$  unterscheiden sich hier nur geringfügig hinsichtlich eines Gaußschen oder eines exponentiellen Zufallsmediums. Zuerst werden die Laufzeitfluktuationen bezüglich dem IASP91-Modell interpretiert. Hieraus ergeben sich für BS  $a \approx 35$  km und  $\sigma \approx 2$  % und für NR  $a \approx 30$  km und  $\sigma \approx 3$  %. Korrigiert man den Einfluß der Krustenstruktur werden die Korrelationslängen etwas kleiner und die RMS-Geschwindigkeitsfluktuation etwas größer. Berücksichtigt man das Ergebnis der Tomographie, so erhält man  $a \approx 15$  km,  $\sigma \approx 1.6$  % für BS und  $a \approx 13$  km,  $\sigma \approx 1.7$  %. D.h. die Streuparameter sind in beiden Gebieten nahezu gleich, lediglich die Streuschichtmächtigkeit ist unterschiedlich, während sich das Streuverhalten bezüglich dem 1D-Referenzmodell stärker in den beiden Gebieten voneinander unterscheidet.

Prinzipiell läßt sich feststellen, daß mit diesen Daten nur eine grobe Abtastung der AKF bedingt durch den Stationsabstand erfolgt, d.h. man sieht nur große Strukturen, was bedeuten

könnte, daß man eventuell nur den langwelligen Anteil der Heterogenitäten erkennt. Die Korrelationslängen liegen je nach Referenzmodell in der Größenordnung des Stationsabstandes oder etwas darunter. Wir schließen daraus, daß sich diese Methode zur Erfassung der kleinräumigen das Wellenfeld streuende Heterogenitäten mittels teleseismischer Laufzeitbeobachtungen nicht so eignet im Gegensatz zu Untersuchungen der teleseismischen P-Koda (z.B. Hock *et al.*, 2000).

#### Literatur

Hock, S., Korn, M. and TOR Working Group, 2000. Random heterogeneity of the lithosphere across the Trans-European Suture Zone, *Geophys. J. Int.*, **141**, 57-70.

Müller, Roth, M., Korn, M., 1992. Seismic-wave traveltimes in random media, *Geophys. J. Int.*, **110**, 29-41.

Roth, M., 1996: Laufzeitern seismischer Wellen in Zufallsmedien, *Dissertation*, Institut für Meteorologie und Geophysik, Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt am Main.

TOR Working Group 1999. Important Findings Expected From Europe's Largest Seismic Array, *EOS*, **80**, 1, 6.

**SLP22**

*Martin, M., Ritter, J.R.R., Oth, A. (Karlsruhe), CALIXTO Group*

**Vergleich der 1D und 3D Krustenkorrekturen für teleseismische Laufzeitdaten**

E-Mail: michael.martin@gpi.uni-karlsruhe.de

Teleseismische Laufzeiten und ihre Residuen werden häufig als Eingabedaten für die seismische Tomographie benutzt. Diese Methode hat aufgrund der ungünstigen Durchstrahlung i.a. allerdings nur eine schlechte Auflösung in der Kruste, wenn der Stationsabstand grösser als 2-5 km ist. Deshalb ist es bei Untersuchungen von Mantelstrukturen notwendig, störende Laufzeiteffekte aus der Kruste zu entfernen. Vor allem bei einer sehr heterogenen Krustenstruktur wird die Auflösung unterhalb der Moho sonst beeinträchtigt. Eine Möglichkeit der Korrektur ist die direkte Berechnung der krustal verursachten Laufzeitresiduen, wenn man die entsprechenden Strukturen kennt. Je nach Dichte und Güte der Information kann man die Laufzeiteffekte mehr oder weniger genau bestimmen.

Anhand der bekannten Strukturen des Gebietes unter der Vrancea Region in Rumänien wird versucht, die bekannten Krustenanomalien für den CALIXTO-Datensatz zu berechnen. Das Krustenmodell enthält die bekannten Sedimentbecken und den Karpatenbogen, sowie die unterschiedlichen durchschnittlichen Strukturen der dortigen Lithosphärenblöcke (Moesische Platte, Tisia-Dacia-Block und Osteuropäische Plattform). Es werden die krustalen Laufzeitresiduen relativ zum IASP91 Modell mit einem schnellen 1D Raytracer und einem aufwendigeren 3D Finite Differenzen Algorithmus berechnet und die jeweiligen Ergebnisse miteinander verglichen.

**SLP23**

*Gestermann, N., Henger, M., Hunfeld, U. (Hannover, BGR)*

**Aufbau eines Erdbeben Informationssystems für Deutschland**

E-Mail: michael.martin@gpi.uni-karlsruhe.de

Im Zusammenhang mit dem Vorhaben "Deutsches Forschungsnetz Naturkatastrophen" sieht ein Teilprojekt die Errichtung eines Informationssystems für Erdbeben in Deutschland und benachbarten Gebieten vor. Das System soll mit hoher Zuverlässigkeit seismische Ereignisse automatisch erfassen, auswerten, eine Abschätzung über mögliche Schäden vornehmen und die Informationen interessierten Institutionen zur Verfügung stellen. Um die Kosten in einem vertretbaren Rahmen zu halten, sind insgesamt nur sieben ausgesuchte seismische Stationen für die Erfassung der Seismizität vorgesehen. Zwei neue Stationen wurden im Norden und in der Mitte Deutschlands errichtet, da in diesen Gebieten keine geeigneten Stationen zur Verfügung standen, die den Anforderungen gerecht werden. Desweiteren werden Daten des GERESS Array im Bayerischen Wald und einige Stationen des deutschen regionalen Breitbandnetzes GRSN benutzt.

In dem stillgelegten Bergwerk Niedersachsen Riedel der Kali und Salz AG nordöstlich von Hannover wurde in einer Tiefe von 355 m eine der neuen Breitbandstationen errichtet. Der Unruhepegel dieser Station weist ähnlich günstige Werte auf wie bei den besten GRSN Stationen. Für das Erdbeben Informationssystem hat diese Station dadurch eine bedeutende Rolle im norddeutschen Raum. Eine weitere neue Station wurde im Bergwerk Unterbreizbach in der Nähe von Bad Hersfeld errichtet. Vorangegangene Unruhemessungen an mehreren Standorten in diesem Gebiet haben ergeben, dass der Standort in diesem Bergwerk am

besten geeignet ist. Der Pegel der seismischen Bodenunruhe ist im Frequenzbereich von 1 Hz bis 4 Hz mit der sehr guten Station BFO vergleichbar bei einer geringen Anzahl von Störungen.

Die seismischen Wellenformdaten werden in "nahezu Echtzeit" von den Stationen zur Datenzentrale in Hannover übertragen, so dass die kurzfristige Bereitstellung der wichtigsten Herdparameter von Erdbeben und eine vorläufige Schadensprognose möglich ist. Das dabei benutzte CD-1 Protokoll für kontinuierliche Daten ermöglicht die parallele Übertragung alter und neuer Daten nach einer Unterbrechung der Datenverbindung. Durch dieses Verfahren stehen sofort wieder aktuelle Daten für die Auswertung bereit.

Um trotz der geringen Anzahl von Stationen sicherzustellen, dass die Zielvorgaben im Hinblick auf die Zuverlässigkeit und die möglichst schnelle Auswertung der Daten erfüllt werden, ist ein höherer Aufwand bei der Verarbeitung der Daten notwendig. Mit der Entwicklung verbesserter Verfahren bei der Phasenidentifikation und der Einführung von Konsistenzprüfungen zur Bewertung der Auswertergebnisse, konnten gute Ergebnisse erzielt werden. Über verschiedene Medien wie mobile Telefone, E-mail und WWW-Server werden sie Interessierten zur Verfügung gestellt.

**SLP24***Meidow, H. (Köln)***Realistische Umrechnungsfaktoren zwischen Komponenten und Resultierenden im Sinne der KTA 2201.1**

E-Mail: meidow@flix.de

In den gültigen sicherheitstechnischen Regeln des KTA zur Auslegung von Kernkraftwerken gegen seismische Einwirkungen findet sich in Teil 1: Grundsätze (KTA 2201.1) der Hinweis, dass man bei der Festlegung des Bemessungserdbebens unter der Maximalbeschleunigung „den Maximalwert der Resultierenden der Horizontalbeschleunigungskomponenten in der Starkbewegungsphase des Erdbebenzeitverlaufs (Amplitudenwert)“ zu verstehen hat.

Auf welche Art und Weise diese Resultierende zu bestimmen ist ist nicht festgelegt. Vielfach wird derzeit zunächst die mittlere oder die maximale Horizontalbeschleunigungskomponente mit Hilfe von geeigneten Verfahren bestimmt, und anschließend, sofern erforderlich, in den Maximalwert der resultierenden Horizontalbeschleunigung umgerechnet. Als Umrechnungsfaktor wird häufig pauschal ein Wert von  $F = 1,41$  angesetzt. Dabei wird davon ausgegangen, dass die Anregung in den zwei senkrecht zueinander stehenden horizontalen Komponenten zeitgleich mit dem jeweiligen Spitzenwert der Bodenbeschleunigung erfolgt.

In der Regel tritt die Spitzenbeschleunigung in den registrierten Erdbebenzeitverläufen der beiden horizontalen Komponenten aber zu unterschiedlichen Zeitpunkten auf. Es ist daher angebracht einen geeigneteren realistischen Umrechnungsfaktor direkt aus registrierten Zeitverläufen abzuleiten.

Die Zeitverläufe der Bodenschwinggrößen von herdnah registrierten Erdbeben werden

an den jeweiligen Erdbebenmessstationen normalerweise in drei senkrecht zueinander stehenden Komponenten aufgezeichnet. Üblicherweise in den horizontalen Richtungen Nord-Süd und Ost-West sowie Vertikal. Die resultierende horizontale Bodenschwinggröße kann durch einfache Vektoraddition aus den horizontalen Komponenten ermittelt werden. Das Verhältnis zwischen den Maximalwerten der Resultierenden und den Komponenten kann als realistischer Umrechnungsfaktor herangezogen werden.

In der Abb. 1 ist als Beispiel der an der Erdbebenmessstation TGA in den beiden horizontalen Komponenten registrierte Zeitverlauf des Erdbebens von Roermond 1992 dargestellt. In der N-S-Komponente wurde während der Starkbebenphase ein Maximalwert von  $a = 310 \text{ mm/s}^2$  und in der O-W-Komponente ein Maximalwert von  $a = 264 \text{ mm/s}^2$  aufgezeichnet. Die mittlere horizontale Komponente betrug demnach  $a = 287 \text{ mm/s}^2$ . Der Maximalwert der Resultierenden (Abb. 1) betrug  $a = 364 \text{ mm/s}^2$ . Das Verhältnis zwischen Resultierender und mittlerer Komponente ergibt hier einen Umrechnungsfaktor von  $F = 1,27$ .

Mit der European Strong-Motion-Database von Ambraseys et al. (2000) steht inzwischen eine umfangreiche Zusammenstellung von herdnah registrierten Erdbebenzeitverläufen zur Verfügung die es ermöglicht die Auswertung auf eine breite und belastbare Datenbasis zu stellen. Insgesamt wurden 1052 geeignete Erdbebenzeitverläufe aus dieser Datenbank entsprechend der erläuterten Methode



Roermond 13.4.1992; Station TGA; D = 55 km

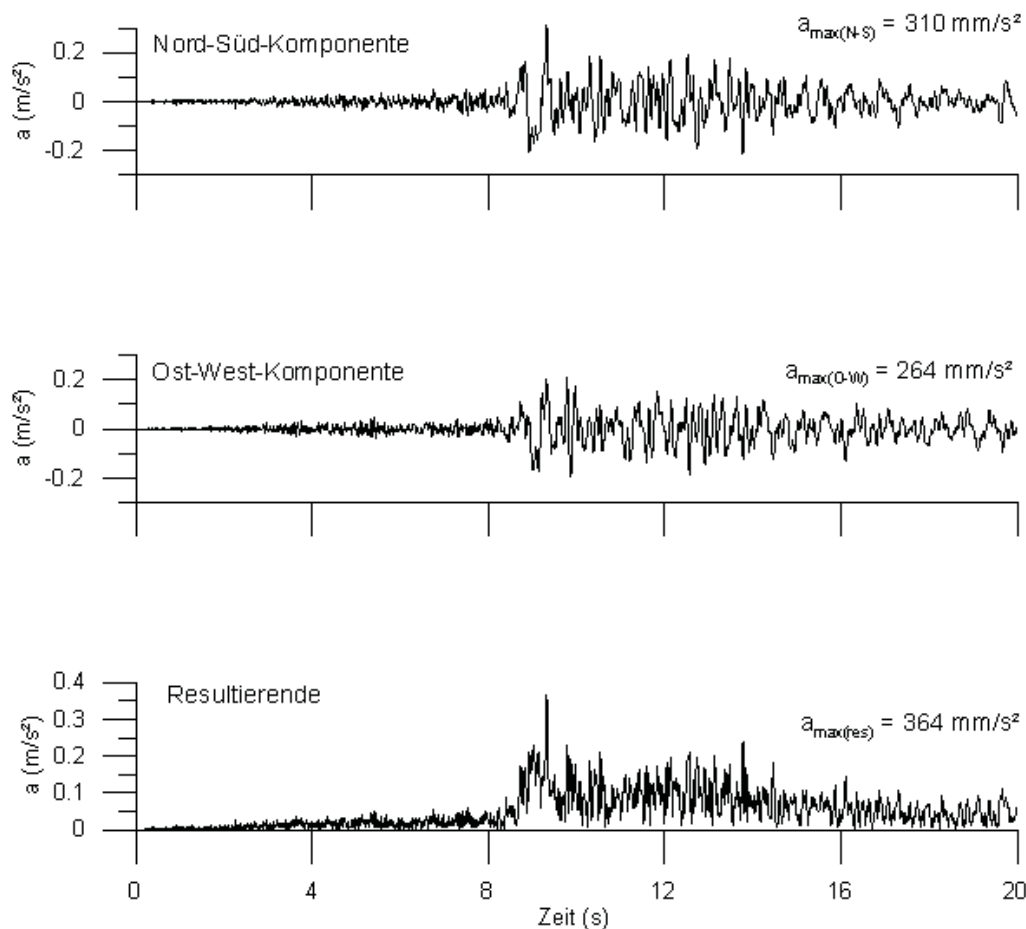


Abbildung 1: Seismogramm der Bodenbeschleunigung beim Erdbeben von Roermond am 13. April 1992. Registriert durch die Messstation TGA bei Bergheim in 55 km Herdentfernung. Aufgezeichnet sind die horizontalen Komponenten und die horizontale Resultierende. Aus dem Verhältnis zwischen dem mittleren Maximalwert der beiden Komponenten zu dem Maximalwert der Resultierenden ergibt sich ein Umrechnungsfaktor von  $F = 1,27$ .

ausgewertet.

Als realistischer Umrechnungsfaktor zwischen der mittleren horizontalen Komponente und der Resultierenden im Sinne der KTA 2201.1 (1990) ergibt sich ein Wert von  $F = 1,23$  und zwischen der maximalen horizontalen Komponente und der Resultierenden ein Wert von  $F = 1,08$ .

**SLP25***Knapmeyer, M. (Münster)***Syntaxdiagramme für die Raumwellen-Nomenklatur, mit Erweiterungen für andere terrestrische Planeten**E-Mail: [mknapey@uni-muenster.de](mailto:mknapey@uni-muenster.de)

In den siebziger Jahren des 20. Jahrhunderts wurde durch die von den Apollo–Astronauten auf dem Mond aufgebauten Seismometer die interplanetare Seismologie eingeläutet. Die Viking-Missionen zum Mars brachten ebenfalls Seismometer auf einen anderen Planeten. In den nächsten Jahrzehnten ist mit weiteren seismologischen Missionen zum Mond, zum Mars und vielleicht zu anderen Planeten und Monden des Sonnensystems zu rechnen. Es wäre zweckmässig, hierfür eine Software zur Berechnung von Laufzeitkurven in beliebigen Planeten zur Verfügung zu haben, d.h. eine, bei der sich Geschwindigkeitsmodelle leicht wechseln lassen und die an die strukturellen Unterschiede zwischen den Planeten bereits angepasst ist.

Für solch ein Programm ist es wünschenswert, dass es anhand der Bezeichnung der zu berechnenden Phase automatisch erkennen kann, ob es sich überhaupt um eine physikalisch sinnvolle Phase handelt und aus welchen Ästen sich der Strahlweg zusammensetzt, um jederzeit beliebige Laufzeiten berechnen zu können. Dazu ist es erforderlich, schematische Syntaxregeln für die Phasen-Nomenklatur zu formulieren.

Eine Standardmethode zur Beschreibung der Syntax von Programmiersprachen sind Syntaxdiagramme. Diese funktionieren wie ein Eisenbahnnetz: man bewegt sich entlang vorgegebener Strecken mit definierter Fahrtrichtung von Bahnhof zu Bahnhof und sammelt an jeder Station Zeichen (P, S, c, K, etc.) ein, die aneinandergehängt einen

gültigen Phasennamen ergeben. Durch eine geeignete Repräsentation des Syntaxdiagramms in einer Datenstruktur ist es für ein Computerprogramm umgekehrt möglich festzustellen, ob einer gegebene Zeichenfolge ein Weg durch das Syntaxdiagramm entspricht, die Zeichenfolge also gültig ist.

Da bei anderen Planeten damit zu rechnen ist, dass ihre innere Struktur sich in vielen Details von derjenigen der Erde unterscheidet, müssen einige neue Bezeichnungen eingeführt werden. Die Tiefenlage der Olivin-Phasentransformationen beispielsweise hängt vom Druck und damit von Schwerkraft und Planetenradius ab. Die auf der Erde übliche Verwendung der mittleren Tiefen (410, 520, 660km) als Bezeichnung für die seismischen Diskontinuitäten wäre hier ebenso irreführend wie die Verwendung anderer Zahlen, deren Wert ja erst noch bestimmt werden muss.

Damit nicht genug: Khan & Mosegaard (2001) präsentieren Ergebnisse einer Monte-Carlo-Inversion der Geschwindigkeits-Tiefen-Struktur des Erdmonds, welche im gesamten Mond von Null verschiedene S-Wellen-Geschwindigkeiten und damit also auch einen festen Kern zulassen. Vom Jupitermond Europa wird angenommen, dass er von Eis- und Wasser-Schichten von zusammen ca. 150km Mächtigkeit umgeben ist (z.B. Sohl et al., 2002). Da der Ozean Europas global ist und seine Tiefe eine deutliche Separierung von P-Wellen und SP-Konversionen von Meeresgrund und Eisgrenze ermöglicht, sollten hierfür von Anfang an eindeutige

Phasenbezeichnungen verwendet werden, um nicht etwa den Begriff „Moho“ zu verwässern.

In den gezeigten Syntaxdiagrammen werden daher folgende neue Bezeichnungen vorgeschlagen:

$\alpha\beta$  – bezeichnet den Beginn des Phasenübergangs von  $\alpha$ -Olivin zu  $\beta$ -Olivin (entsprechend der „410“ der Erde)

$\beta\gamma$  – bezeichnet den Abschluss des Phasenübergangs von  $\beta$ -Olivin zu  $\gamma$ -Olivin (entsprechend der „520“ der Erde)

$\gamma$  – bezeichnet das Ende der Übergangszone, wo  $\gamma$ -Olivin durch Perovskit und Magnetowüstit ersetzt wird (die „660“ der Erde)

o – (von Ocean) bezeichnet den Boden globaler Ozeane wie auf Europa

e – (von Eis) bezeichnet den Boden globaler Eiskrusten wie auf Europa

[XXX] – Zeichenfolge in eckigen Klammern um unvorhergesehene Diskontinuitäten zu bezeichnen, z.B. „P[EisVI]S“

C – (von Core) bezeichnet S-Wellen in festen äusseren Kernen oder festen einschaligen Kernen, wie z.B. auf dem Erdmond möglich.

Um z.B. PS-Konversion bei Reflexion oder Transmission an einer Grenzfläche anzuzeigen, werden ein „+“ (Reflexion von aussen), ein „-“ (Reflexion von innen) oder kein Zeichen (Transmission) an die Bezeichnung der Grenzfläche anhängt.

Damit wäre z.B. „PeS“ eine bei Transmission durch Unterkante der Eiskruste von P zu S konvertierte Phase oder „PCP“ eine als S-Welle durch einen festen Kern gelaufene P-Welle. Die Bezeichnung „Po+S“ meint eine physikalisch nicht mögliche P-zu-S Konversion bei Reflexion von oben am Ozeanboden und kann schon anhand der Syntaxregeln vom Programm zurückgewiesen werden, ohne eine einzige Berechnung auszuführen.

Sohl, F.; Spohn, T.; Breuer, D.; Nagel, K. (2002): Implications from Galileo Observati-

ons on the Interior Structure and Chemistry of the Galilean Satellites; *Icarus*, vol. 157, 104-119

Khan, A.; Mosegaard, K. (2001): New Information on the Deep Lunar Interior from an Inversion of Lunar Free Oscillation Periods; *GRL*, vol. 28, No. 9, 1791-1794

**SLP26**

*Metz, T., Igel, H. (München)*

**Modellierung seismischer Wellenausbreitung: Herleitung und Implementierung von optimalen Finite Differenzen Operatoren für die elastische Wellengleichung**

E-Mail: [mknappmey@uni-muenster.de](mailto:mknappmey@uni-muenster.de)

Wir zeigen die Herleitung und Implementierung von Finite Differenzen Operatoren, die speziell für die seismische Wellengleichung optimiert wurden. Anstatt die Fehler der diskreten Differentialoperatoren in Raum und Zeit einzeln zu verbessern, werden Operatoren abgeleitet, bei welchen sich der Fehler der Lösung der elastischen Wellengleichung in der Kombination der Operatoren heraushebt. Das Verfahren basiert auf Arbeiten von Geller & Takeuchi (1995) zur allgemeinen Ableitung der Operatoren, und führt auf FD Schemata die teilweise schon von Korn (1987) benutzt wurden. Während gängige Verfahren meist die Spannungs-, Geschwindigkeitsformulierung der Bewegungsgleichung in Kombination mit gestaffelten Gittern benutzen, stellen wir Operatoren für die zweiten Ableitungen in Raum und Zeit auf. Und lösen direkt die Verschiebungsgleichungen. Wir gehen von einfachen Taylor-Operatoren aus, und verändern diese in geeigneter Weise. Dabei untersuchen wir den bei Einbau aller Ableitungsoperatoren in die Wellengleichung resultierenden Fehlerterm. Ziel ist es, diesen so zu verändern, daß die Wellengleichung selbst als Faktor darin auftritt. In diesem Fall verschwindet der Fehlerterm bis zu einer weiteren Ordnung für lokale Lösungen der homogenen Wellengleichung, aus denen sich letztendlich die Gesamtlösung zusammensetzt. Zur Evaluation der Methode wurden die erzielten Ergebnisse sowohl mit analytischen Lösungen als auch mit Ergebnissen von Rechnungen mit anderen Verfahren bzw. Operatoren verglichen. Wir

zeigen Ergebnisse dieses Vergleichs und die Details der Ableitung der Operatoren und die dabei verwendeten Techniken.

Webseite: <http://www.geophysik.uni-muenchen.de>

**SLP27**

*Treml, M.W., Jahnke, G. (München), Nissen-Meyer, T. (Princeton NJ), Igel, H. (München), Garnero, E. (Tempe, Arizona)*

**A Hybrid Finite-Difference Method for Global Wave Propagation**

E-Mail: [treml@geophysik.uni-muenchen.de](mailto:treml@geophysik.uni-muenchen.de)

Calculation of global wave propagation using numerical methods is undergoing a fast progress due to dynamically growing computation power. However, to achieve high frequencies in full 3D for arbitrary models, hybrid approaches are necessary. In this study we combine finite-difference based solutions to the elastic wave equation in spherical coordinates in the axisymmetric approximation and the complete 3D solution for spherical sections. Wave propagation is initiated in the axisymmetric code with sources centered on the symmetry axis. Thus a high-frequency teleseismic wavefield with correct 3D geometrical spreading (but 2D computational domain) can be used as an input (boundary condition) to a spherical section at (e.g. large) distance from the source. The directly scattered wavefield from any structures inside the 3D block can be studied. This approach enables the simulation of scattering effects above plumes or subduction zones from teleseismic wavefields. The advantage of this method is, that it avoids some drawbacks of the individual methods. The axisymmetric method suffers from the restriction that either the source or the desired mantle structure must have the form of a ring due to the axisymmetry. By placing a regional 3D domain at the place of the desired structure it is possible to model the structure as extended but local deviation of a background model (PREM). Moreover, the scattered waves can be observed in full 3D. On the other hand, a pure 3D-FD method would require a large amount of memory if one wants

to model the global wavefield at large distances, thus limiting the frequency range of the calculation. We will present the combination of these methods to a hybrid method in detail and show examples of results for a mantle plume in PREM.

*Web page:* <http://www.geophysik.uni-muenchen.de>

**SLP28**

*Ceranna, L. (Hannover), Meier, T. (Bochum)*

**Ein hybrider Ansatz zur Modellierung von Grundmoden in lateral heterogenen Medien**

E-Mail: trem1@geophysik.uni-muenchen.de

Die Ausbreitung von Love- und Rayleighgrundmode wird stark von lateral heterogenen Strukturen beeinflusst. Um dies im Rahmen einer numerischen Studie genauer zu untersuchen, bedienen wir uns eines hybriden Modellierungsansatzes. Unser hybrides Verfahren zeichnet sich durch eine Zweiteilung des zugrundeliegenden Geschwindigkeitsmodells entlang des Laufweges zwischen der Quelle und den Empfängern mit konstantem Azimut in einen lateral homogenen (1-D) und einen lateral heterogenen (2-D) Anteil aus. Die Erzeugung der Love- und Rayleighgrundmode für eine Punktquelle unter Berücksichtigung der Abstrahlcharakteristik sowie die Berechnung ihrer Ausbreitung erfolgt dabei innerhalb des 1-D Modells mit Hilfe der WKBJ-Approximation. Das WKBJ-Wellenfeld dient im weiteren Verlauf als tiefenabhängige zeitliche Quellfunktion, die in das 2-D numerische Modell entlang der lateralen Grenzfläche, welche der Quelle am nächsten liegt, überführt wird. Um die Wellenausbreitung in dem lateral heterogenen Medium zu berechnen, verwenden wir die Chebyshev Pseudospektralmethode, die zur Lösung der Bewegungsgleichung in Kugelkoordinaten dient. Insgesamt erlaubt uns dieser hybride Modellierungsansatz eine Reduzierung der Rechenzeit um den Faktor 50 bis 100 im Vergleich zu einer ausschließlichen spektralen Simulation. Somit sind wir in der Lage, den Einfluß verschiedenster lateraler Heterogenitäten in der Kruste und dem oberen Mantel unterhalb eines Stationsnetzwerkes auf die Ausbreitung der beiden Grundmoden zu untersuchen.

Um die Leistungsfähigkeit unseres Ansatzes zu demonstrieren, zeigen wir beispielhaft einige Ergebnisse für die Ausbreitung der Grundmoden entlang eines passiven Kontinentalrandes. Die Breite der Übergangszone zwischen ozeanischer und kontinentaler Lithosphäre wird dabei variiert: Zum einen wird ein scharfer Übergang betrachtet, zum anderen eine auf einer Breite von  $2^\circ$  geglättete laterale Heterogenität. Im Fall der scharfen Übergangszone treten Reflexionen der Grundmoden auf, während diese bei dem glatten Übergang nicht beobachtet werden. Hingegen zeigen die transmittierten Wellenfelder für beide Modelle kaum Unterschiede. Jedoch wird bei dem Vergleich zum lateral homogenen Fall (keine Übergangszone) deutlich, daß im transmittierten Wellenfeld durch die laterale Heterogenität höhere Moden erzeugt werden.

**SLP29***Patzig, R., Gajewski, D. (Hamburg)***Lokalisierung von Beben in der Umgebung eines Bohrlochs**

E-Mail: patzig@dkrz.de

Während industrielle Geophysik (insbesondere die Rohstoffexploration) die aktive Seismik (Aufnahme eines selbsterzeugten Schallimpulses) routinemäßig nutzte, hatten Seismologie (Beobachtung von Erdbeben) und industrielle Geophysik über lange Zeit nur wenige Berührungspunkte. In den 80er Jahren begann jedoch die systematische Beobachtung von seismischen Ereignissen, die bei der Rohstoffförderung auftreten. Beobachtbare seismische Ereignisse entstehen aber in bestimmten Fällen auch durch Injektion von Wasser ins Gestein, wodurch Gesteinsbrüche ausgelöst werden. Die systematische Beobachtung solcher Ereignisse fand bereits in der Mitte der 70er Jahre statt und markiert den Anfang der Industrieseismologie, in welcher passive Seismologie und industrielle Geophysik vereinigt sind. Zuerst diente die Brucherzeugung mittels Flüssigkeitsinjektion (Hydrofracturing) jeweils der Erzeugung eines Heißwasserkreislaufs zur Energie- und Wärmegegewinnung. Anschließend wurde Hydrofracturing in Öl- und Gas-Lagerstätten genutzt, um mittels Gesteinsbrüchen die Förderung zu erhöhen.

Da solche seismischen Ereignisse nur geringe Magnituden aufweisen, ist es notwendig die Geophone in der Tiefe zu installieren, in der die Injektion stattfindet - dies sind in der Praxis 2 Kilometer und mehr. Oft steht dann nur ein Bohrloch zur Verfügung und die Geophone müssen in einer Kette verlegt werden, was eine sehr ungünstige Konfiguration darstellt (Einlochkonfiguration). Darüberhinaus können aus Kostengründen nur wenige Geophone in dieser Tiefe installiert werden. Diese

Geophonaufstellung stellt eine besondere Herausforderung an die Lokalisierung der Ereignisse dar.

Zur Untersuchung der Lokalisierungsungenauigkeit von seismischen Ereignissen bei einer Einlochkonfiguration (sowie zum seismoakustischen Monitoring in der Praxis), wurde ein Lokalisierungsprogramm entwickelt. Das Lokalisierungsprogramm kann, neben der Einsatzzeit, auch den Azimuth zur Lokalisierung verwenden. Mit dieser Information wird die Lokalisierungsungenauigkeit bei Messung mit einer hinreichend ausgedehnten Geophonkette erheblich verbessert. Weiterhin erlaubt das Lokalisierungsprogramm die Lokalisierung in inhomogenen und in anisotropen Medien, wie Salzstöcken oder Erdöllagerstätten.

Die Lokalisierungsungenauigkeit wurde mittels einer Monte-Carlo Simulation untersucht. Gezeigt werden einige Beispiele für den Ortungsfehlerbereich in der Abhängigkeit von der Geophonanzahl bei gleichlangen Geophonketten. Näherungsweise führt dabei eine Vervierfachung der Geophonanzahl zur Halbierung der Lokalisierungsungenauigkeit.

Diese Arbeit ist Teil des DGMK-Projektes „Tight Gas Reservoirs - Erdgas für die Zukunft“.

*Webseite:*

<http://www.dgmk.de/upstream/abstracts/projects/593-3.html>

SLP30 – Seismologie Uhr ·

*Stange, St. (Freiburg, LGRB), Stoll, D. (Tübingen, Lennartz electronic)*

### **LE-3D als kurzperiodisches Bohrlochseismometer: neue Möglichkeiten zur Standortwahl einer Erdbebenstation**

E-Mail: [stange@lgrb.uni-freiburg.de](mailto:stange@lgrb.uni-freiburg.de)

Die aktuelle Generation seismologischer Datenlogger bietet eine Vielzahl von Zugriffsmöglichkeiten für die aufgezeichneten Daten. Internet-basierende Verbindungs- und Übertragungstechniken gewinnen immer mehr an Bedeutung und erschließen neue Möglichkeiten für die zeitnahe und unbeschränkte Veröffentlichung. Allerdings steht der umfangreichen Nutzung einer schnellen und zugleich preiswerten Anbindung (z.B. DSL) in den meisten Fällen die Tatsache entgegen, dass dort, wo die entsprechende Infrastruktur vorhanden ist, die Registrierungsbedingungen für seismologische Signale zu schlecht sind.

In der neuen Erdbebennorm E-DIN4149(2002) liegt Tübingen in der Erdbebenzone 3 nur wenige Kilometer nördlich der Bebenherde von 1911, 1943 und 1978 bei Albstadt/Zollernalbkreis. Unter anderem wegen der ungünstigen Noisebedingungen im Stadtgebiet von Tübingen wurde die traditionsreiche, seit 1933 betriebene Erdbebenstation TUB 1971 geschlossen. Der zunehmende Verkehrs- und Industrielärm macht dort auch heute noch eine kurzperiodische Erdbebenregistrierung an der Oberfläche weitgehend wertlos. Lennartz electronic ließ deshalb auf dem Werksgelände in Tübingen ein Bohrloch bis auf 100m unter Gelände abteufen. Ein Gammalog wurde gefahren und bestätigte, dass unter ca. 10m quartären Talschottern der Gipskeuper angetroffen wurde und das Bohrloch tiefste im Grundgips (Keuper) steht. Der Muschelkalk - aus seismologischer Sicht noch interessanter - würde

vermutlich erst ab 130m Tiefe vorliegen.

In die Bohrung wurde die Bohrlochversion des LE-3D-Seismometers eingebaut. Obwohl eine Edelstahl-Verrohrung gewählt wurde und daher im Prinzip eine azimutale Orientierung mit einem Kompass möglich gewesen wäre, wurden stattdessen zwei allgemein (auch im Fall einer Verrohrung aus normalem Stahl) anwendbare Verfahren bevorzugt. Da am gleichen Standort zu Vergleichszwecken ein Seismometer an der Oberfläche installiert ist, konnte die azimutale Abweichung des Bohrlochensors durch vergleichende Polarisationsanalyse an S-Einsätzen einiger Ereignisse recht genau bestimmt werden. Unabhängig von der parallelen Registrierung an der Oberfläche ist die Bestimmung des Azimuts durch Verwendung einer von Lennartz entwickelten Gyroskop-Sonde möglich, wobei an Stelle eines mechanischen Kreisels ein auf dem Sagnac-Effekt basierendes Laser-Ringgyroskop ohne bewegte Teile zum Einsatz kommt.

Erste Registrierungen zeigten bereits einen durchschlagenden Erfolg: Das Dreikomponentenseismometer in 100m Tiefe erzielte gegenüber der Oberflächenstation eine erhebliche Verbesserung der Daten: frequenzabhängig wurden bis zu 40dB im Signal-Störabstand gewonnen.

Die Daten sind damit für die Zwecke des Erdbebendienstes für Baden-Württemberg (LED) brauchbar und werden in die automatische, echtzeitnahe Routineauswertung mit einbezogen. Als Abtastrate wurden 80 Hz



gewählt (wie beim Regionalnetz). Der Datenlogger vom Typ M24 Compact/LP ist per DSL mit dynamischer IP-Adresse ans Internet angebunden und kann unter <http://m24.homeunix.net> erreicht werden. Die M24 stellt die Daten über eine web-basierte Oberfläche sowohl grafisch als auch zum Download zur Verfügung. Für die automatische Einbindung in die LED-Auswertung wurde ein zusätzlicher AutoDRM-ähnlicher Zugang (ohne interaktive Elemente) bereitgestellt.

Dem LED steht damit eine technisch gleichwertige Seismometerstation zur Ergänzung des landesweiten Überwachungsnetzes zur Verfügung. Insbesondere die schnelle und problemlose Verfügbarkeit von echtzeitnahen Daten aus dem engeren Bereich des Herdgebietes Zollernalb ist hier von großem Interesse.

Webseite: <http://m24.homeunix.net>

**SM**

**Seismik und seismische Methoden**

---

SM01 – Do., 27.2., 09:30-09:50 Uhr · HS2

*Shapiro, S.A. (FU Berlin, Fachrichtung Geophysik), Kaselow, A. (Fu Berlin, Fachrichtung Geophysik), Wenzel, F. (Univ. Karlsruhe, Geophysikalisches Institut), Kern, H. (Univ. Kiel, Institut für Geowissenschaften)*

### On the pressure dependent elasticity of fractured and porous rocks

E-Mail: shapiro@geophysik.fu-berlin.de

Stress dependences of seismic velocities are important for interpretation of very different seismic data, ranging from AVO and velocity analysis to overpressure prediction and 4D seismic monitoring of reservoirs. Usually, the dependence of seismic velocities on the differential stress is phenomenologically described by the following simple relation:

$$V(P) = A + KP - B \exp(-PD), \quad (1)$$

where  $P = P_c - P_p$  is the differential stress,  $P_c$  is the confining pressure,  $P_p$  is the pore pressure, and A, K, B, and D are fitting parameters. Note, that here we understand the differential stress a different quantity than the difference between the maximal and minimal principal stresses, as often defined in rock mechanics. Under several, quite natural assumptions this stress dependences of the seismic velocities on the differential stress can be interpreted in terms of a different closing behavior of two different types of porosities, a stiff and a compliant porosity. Following this approach formulations can be derived for all elastic properties and all velocities of rocks, relating them directly to the differential stress in terms of well known and new rock physical properties. This leads to a physical explanation of the fitting parameters A, K, B, and D.

It is very well known that in the reflection seismic frequency range the Gassmann formula describes well the seismic velocities of fluid saturated porous rocks. All parameters of Gassmann's formula depend to some extent

on the confining or fluid pressure. However, the parameters most sensitive to differential stress are the bulk modulus of the dry matrix  $K_{dry}$  and the porosity  $\phi$ . Since  $K_{dry}$  obviously depends on  $\phi$  one has to establish a physical and stress dependent relation between both parameters.

Our considerations are based on the separation of the total porosity into two parts, a compliant porosity  $\phi_C$ , supported by thin cracks and grain contacts vicinities and a stiff porosity supported by more or less isometric pores.

Following this assumption we show how any elastic modulus and any velocity is defined by rock physical equations of the form of eqn. 1, in the isotropic as well as in the anisotropic case. We obtain a new rock physical parameter  $\theta_C$ , which controls the stress dependence of elastic parameters of porous and fractured rocks. We suggest to call it the *piezosensitivity*. One of our most remarkable results is that the argument of the exponential term in eqn. 1 (the parameter D) is constant for all elastic parameter as well as for all velocities of a certain rock.

In a similar manner one can also derive corresponding equations for arbitrary anisotropic rocks. Even in the anisotropic case the parameter D is constant for all elastic parameters and velocities in all directions.

The piezosensitivity approach was applied to a set of 10 laboratory data of anisotropic rocks from the KTB pilot hole each consist-

ing of three P- and six S-wave velocity measurements. All velocities were fitted in a two step non-linear fitting processes using the Levenberg-Marquardt algorithm. Our results are in good agreement with the theoretically predicted universality of the fitting parameter  $D$ .

SM02 – Do., 27.2., 09:50-10:10 Uhr · HS2

Müller, T.M. (Department of Exploration Geophysics, Curtin University of Technology, Perth, Australia), Shapiro, S.A., Sick, C.M.A. (Freie Universität Berlin, Germany)

### A hybrid scattering $Q$ model for randomly layered structures with finite lateral extent

E-Mail: sicky@geophysik.fu-berlin.de

We propose a scattering  $Q$  model that is applicable in quasi 1-D random media, i.e., randomly layered structures with finite lateral extent. Such structures can be often found in nature. The new hybrid  $Q$  model is based on a superposition of the approximations for the scattering attenuation coefficients in 1-D random media calculated within the O’Doherty-Anstey (ODA) approach and in 3-D spatially anisotropic random media calculated within the Rytov approximation, which accounts for random diffraction and refraction. It is well-known that the diffraction and refraction of waves at *randomly* distributed inhomogeneities results in a random focusing and defocusing of wave energy and consequently results in an increase of the amplitude fluctuations with increasing propagation distance (Rytov et al., 1989). Shapiro and Kneib (1993) showed that the variance of the log-amplitude fluctuations,  $\sigma_\chi^2$ , which can be seen as an accumulative measure of scattering attenuation, is directly related to the coefficient of scattering attenuation of a plane wave,  $\alpha$ , via the relation  $\alpha = \frac{\sigma_\chi^2}{L}$ . Here  $L$  denotes the travel distance. Hence the key to the description of attenuation due to random diffraction and refraction is the computation of the log-amplitude variance.

For a 3-D anisotropic Gaussian correlated random medium, the log-amplitude variance can be approximately calculated by (see e.g.

Müller and Shapiro, 2002):

$$\sigma_\chi^2 \approx \sigma_n^2 \frac{\sqrt{\pi}}{4} \frac{a_{||}}{a_\perp} k^3 a_\perp^3 D \left[ 1 - \frac{\arctan(2D)}{2D} \right], \quad (1)$$

where  $\sigma_n^2$  is the variance of the velocity fluctuations of the medium,  $k$  is the wave number and  $a_{||}$  and  $a_\perp$  are the correlation distances parallel and transverse to the direction of wave propagation, respectively.  $D$  is the so-called wave parameter which is defined as

$$D = \frac{2L}{ka_{||}^2}. \quad (2)$$

In the case  $a_\perp = a_{||}$ , equation (1) exactly coincide with the formulation for the isotropic case (e.g. Müller et al., 2002). Therefore, the ratio  $\gamma = \frac{a_{||}}{a_\perp}$  additionally controls the log-amplitude variance in anisotropic random media. It is important to note that equation (1) is restricted by  $\sigma_n^2 \gamma \frac{L}{a_\perp} (ka_\perp)^2 < 1$  and it is also limited by the high frequency restriction  $ka_{||} > 1$ .

But typically, the wavelength of seismic waves exceeds the correlation length that is associated with the thin layering. In this case, the solely use of approximation (1) does not produce reliable results because the constraint  $ka_{||} > 1$  is violated. On the other hand, the exclusive application of the 1-D  $Q^{-1}$ -estimate results in an underestimation of scattering attenuation while the transverse correlation length  $a_\perp$  is finite. To overcome these restrictions one should look for a combination of both attenuation estimates. The simplest way to combine the above mentioned approxi-

mations is the linear combination of the attenuation coefficients, or equivalently, the  $Q^{-1}$ -estimates. Hence a hybrid quality factor estimate can be constructed in the form

$$Q^{-1} = Q_{1D}^{-1} + Q_{3D}^{-1}. \quad (3)$$

In equation (3),  $Q_{1D}^{-1}$  denotes the estimate for 1-D random media given by (for details we refer to Shapiro and Hubral, 1999))

$$\alpha^{1D} = k^2 \int_0^\infty dr B_a(r) \cos 2kr, \quad (4)$$

where  $B_a(r)$  is the velocity correlation function, and  $Q_{3D}^{-1}$  can be computed via equation (1) and the relation  $Q^{-1} = \frac{2\sigma_v^2}{kL}$ . Thus, the evaluation of scattering attenuation according to formula (3) is then based on the correlation scales parallel and transverse to the propagation direction, the strength of the inhomogeneities, the propagation distance and the frequency. Figure 1 shows that neither the ODA nor the 2-D Rytov approach approximates the numerically obtained log-amplitude variances. However, the superposition of both approximations yields a reasonable agreement with the seismic experiment.

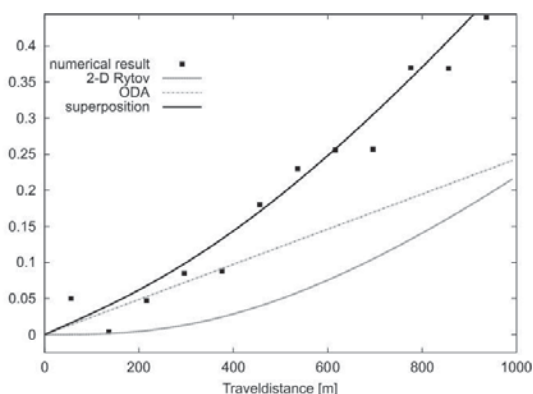


Figure 1: Log-amplitude variance as a function of travel distance for a numerical experiment

**References**

Müller, T.M., and Shapiro, S.A., 2002, Amplitude fluctuations due to diffraction and refraction in anisotropic random media: Implications for seismic scattering attenuation estimates: *Geophys. J. Int.*, submitted.

Müller, T.M., Shapiro, S.A., and Sick, C.M.A., 2002, Most probable ballistic waves in random media: A weak-fluctuation approximation and numerical results: *Waves Random Media*, **12**, 223-246.

O’Doherty, R.F., and Anstey, N.A., 1971, Reflections on amplitudes: *Geophysical Prospecting*, **19**, 430-458.

Rytov, S.M., Kravtsov, Y.A., and Tatarskii, V.I., 1989b, Wave propagation through random media: Volume 4 of Principles of statistical radiophysics: Springer Verlag, Heidelberg.

Shapiro, S.A., and Hubral, P., 1999, Elastic waves in random media: Springer Verlag, Heidelberg.

Shapiro, S.A., and Kneib, G., 1993, Seismic attenuation by scattering: Theory and numerical results: *Geophys. J. Int.*, **114**, 373-391.

Web page: <http://userpage.fu-berlin.de/seis/>

SM03 – Do., 27.2., 10:10-10:30 Uhr · HS2

*Große, C., Kurz, J.H., Finck, F. (Stuttgart, IWB)*

### **Seismologische Inversionsmethoden für die Schallemissionsanalyse in der Materialprüfung**

E-Mail: [grosse@iwb.uni-stuttgart.de](mailto:grosse@iwb.uni-stuttgart.de)

Die klassische Schallemissionsanalyse (SEA), bei der aus den Schallemissionssignalen einzelne Parameter wie z. B. die Wellenamplitude, die Anstiegszeit des Signals oder die Signaldauer extrahiert werden, ist in den vergangenen Jahren an die Grenzen ihrer Leistungsfähigkeit gekommen. Dies liegt unter anderem an der mangelnden Transparenz der Registrierung und Auswertung und damit verbunden an der schlechten Kontrollmöglichkeit der Ergebnisse. Bei der klassischen Anwendung werden die Einzelsignale nicht aufgezeichnet; eine nachträgliche Unterscheidung, ob die Parameter aus Schallemissionssignalen der Materialschädigung oder von Störsignalen gewonnen wurden ist so unmöglich.

Am Institut für Werkstoffe im Bauwesen werden seit etwa zehn Jahren erfolgreich Methoden aus der Seismologie auf Problemstellungen in der Materialprüfung übertragen, die auf der Auswertung der Wellenformen der Signale beruhen und so eine quantitative Analyse ermöglichen. Voraussetzung ist die Aufzeichnung der Signalformen mit möglichst vielen Sensoren. Zwar entstehen dadurch Nachteile, da eine enorme Datenmenge registriert und bearbeitet werden muß. Allerdings erlauben diese Verfahren eine bessere Kontrolle der Ergebnisse und eine weitergehende Auswertung. Die relative Momententensorinversion verwendet Verfahren der Clusteranalyse, um die Greenschen Funktionen des Mediums (also die Einflüsse des Laufwegs auf das Signal) sowie die Übertragungsfunktionen

der Sensoren zu eliminieren. Voraussetzung dafür sind SE-Daten von eng benachbarten Ereignissen – und somit eine genaue 3D-Lokalisierung der SE-Quellen, die mit dem Programm HYPOAE (ein Hypo66-Derivat) durchgeführt wurde. Weiterhin ist die Aufzeichnung der Schallemissionen mit mindestens sechs Aufnehmern notwendig, um die sechs unabhängigen Komponenten des Tensors bestimmen zu können. Werden mehr Sensoren verwendet, ist eine statistische Auswertung der Daten möglich. Um die Analyse sinnvoll durchführen zu können, sind Cluster mit nicht weniger als vier Ereignissen notwendig, deren Abstand voneinander deutlich kleiner als der Abstand zum Empfänger sein muss.

Die Anwendung dieser Verfahren erlaubt analog zur Seismologie die Bestimmung der Größe und Orientierung der Bruchflächen sowie die Klassifizierung des Bruchtyps (z. B. ob es sich um einen Scher- oder Öffnungsbruch handelt) und der Bruchenergie. Diese Daten können wertvolle Informationen über die bruchmechanischen Eigenschaften von Werkstoffen liefern, die zum Beispiel für die Materialoptimierung, die Qualitätssicherung oder das Bauteilmonitoring eingesetzt werden. Besonders wertvoll ist der Vergleich dieser detaillierten Daten aus Experimenten mit Finite-Element-Modellierungen, was zu einem tieferen Verständnis des Schädigungsverlaufs im Bauteil führen kann. Verschiedene Forschungsarbeiten betreffen zur Zeit vor allem Werkstoffe aus Beton sowie Faserverbundwerkstoffe, die im Rahmen eines Sonder-

forschungsbereichs untersucht werden.

Referenzen:

C. Große, H.-W. Reinhardt, T. Dahm: Localization and Classification of Fracture Types in Concrete with Quantitative Acoustic Emission Measurement Techniques. *NDT&E Intern.* 30, 4 (1997), pp. 223–230.

C. Große, B. Weiler, H.-W. Reinhardt: Relative moment tensor inversion applied to concrete fracture tests. *J. of Acoustic Emission*, 14, 3-4 (1997), pp. S64-S87.

C. Große, H.-W. Reinhardt, F. Finck: Signal-based acoustic emission techniques in civil engineering. *J. of Mat. In Civ. Eng.* (2002). (in print)

C. Große: Basics of Acoustic Emission Measurement Techniques. In: „Nondestructive testing and evaluation methods for infrastructure condition assessment“ (Ed. S. Wooh), Chapter 9, Kluwer Academic Publishers, Hingham, MA (2002), 45 p. (in print)

R. C. Hidalgo, C. Große, F. Kun, H.-W. Reinhardt, H. Herrmann: Evolution of percolating force chains in compressed granular media. *Phys. Rev. Let.* 89 (2002), No. 20, pp. 205501–1 – 205501–4.

Webseite: <http://iwb.uni-stuttgart.de/grosse/grosse.htm>



SM04 – Do., 27.2., 11:00-11:20 Uhr · HS2

*Kurz, J.H., Finck, F., Große, C. (Stuttgart, IWB)*

### Wavelets and Time Series Analysis - an Example for Acoustic Emissions

E-Mail: kurz@iwb.uni-stuttgart.de

#### Wavelets and Time Series Analysis - an Example for Acoustic Emissions:

##### Introduction:

The fourier transformation is able to reveal the frequencies present in a signal. But it is not possible to say when they are present. This is the starting point for the wavelet transformation. Using the wavelet transformation a time-scale joint representation is possible where scale is proportional to frequency. That means, wavelet analysis is the breaking up of a signal into shifted and scaled versions of the original wavelet. The basic methods used for signal decomposition in wavelet analysis are the discrete and the continuous analysis. The wavelet transform

$$C(a, b) = \int_{\mathbb{R}} s(t) \frac{1}{\sqrt{a}} \psi \left( \frac{t-b}{a} \right) dt$$

can be defined over the entire real axis (continuous transform) or over a range of integers

(discrete transform). Here  $C(a, b)$  are the different wavelet coefficients,  $a$  is the scale,  $b$  is the translation  $s(t)$  is the signal,  $t$  stands for time and  $\psi$  is the wavelet function. That means the wavelet function is scaled and shifted along the axis and therefore the signal, too. This time-scale joint decomposition structure makes wavelet analysis interesting for time series analysis [3].

##### Application on time series:

Wavelets offer a variety of possible applications on time series. De-noising is possibly the most popular practice of wavelets on data. Acoustic emission data e.g. from concrete normally contains a lot of noise mainly caused by the testing apparatus and the surrounding. This makes the onset detection really difficult. Due to the testing process itself a low frequent signal also caused by the testing apparatus often superimposes the acoustic emission signal additionally. Instead of classical filter techniques wavelet analysis is used as a bandpass

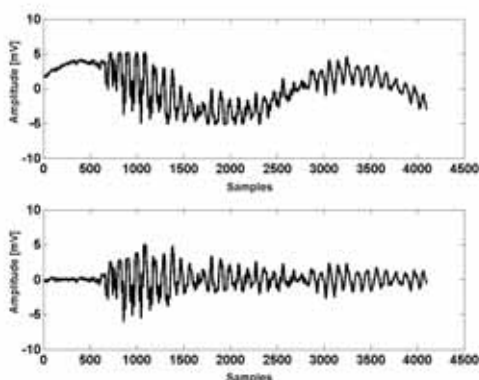


Figure 1: Original signal (top) and wavelet filtered signal (bottom).

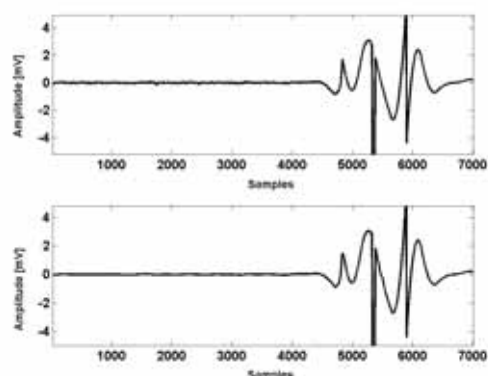


Figure 2: Original signal (top) and de-noised signal (bottom).

filter. After decomposing the signal the extraction of low frequency parts is a simple procedure.

The rate of acoustic emissions during an experiment depends on the material and the testing program. Often several thousand acoustic emissions during a 30 minutes testing program are normal. The acoustic emission occurrence is comparable to swarm earthquakes. In both cases several thousand events happen in a short time span and in both cases the events are clustered [5, 1]. Due to the large number of events an automatic onset detection algorithm was developed. The use of this algorithm requires filtered and de-noised data. Therefore, all steps discussed until now are used for our acoustic emissions as a standard data processing routine. Beside these well tested procedures there are several other wavelet time series analysis methods that are only tested rudimentarily. One example is the use of so called scalegrams which measure the variance of the wavelet coefficients as a function of the time scale [4]. Another field of application is the detection of self similarities and long term evolution processes [2].

#### **Some results:**

The wavelet filter technique is easy to handle because it is obvious from a glance at the coefficients which one contains the signals low frequency part. For the wavelet decomposition a biorthogonal wavelet of the order 3.7 was used (Fig.1). The comparison of the original and the filtered signal shows that the low frequency part resulting from the testing procedure is completely extracted. The remaining signal contains now still some noise which is generally not of any periodic structure.

De-noising is quite similar to the wavelet filtering. After revealing the coefficients which contain the noise it is possible to extract the noise by thresholds. Again a biorthogonal

wavelet of the order 3.5 and individual thresholds were used (Fig.2). The onset detection at the de-noised signal is easier than at the original signal. That makes the use of an automatic picking algorithm possible. Furthermore, the discussed filter techniques and de-noising procedures are used in an automatic algorithm on our acoustic emission data.

#### **References:**

- [1] Finck, F., Motz, M., Grosse, C., Reinhardt H.-W., Kröplin, B., 2002: Integrated Interpretation and visualization of a Pull-out test Using Finite Element Modelling and quantitative Acoustic Emission Analysis. NDT.net Vol. 7 No. 9.
- [2] Misiti, M. Misiti, Y. Oppenheim, G., Poggi, J.-M., 2000: Wavelet Toolbox User's Guide. The MathWorks, Inc.
- [3] Percival, D.B., Walden, A.T., 2000: Wavelet Methods for Time Series Analysis. Cambridge University Press.
- [4] Scargle, J.D., Steiman-Cameron, T.Y., Young, K., Donoho, D.L., Crutchfield, J.P., Imamura, J. 1993: The Quasi-Periodic Oscillations and Very Low Frequency Noise of Scorpius X-1 as Transient Chaos: A Dripping Handrail?, *Astrophysical Journal* 411, L91-L94.
- [5] Spicak, A., Horalek, J., 2001: Possible role of fluids in the process of earthquake swarm generation in the West Bohemia/Vogtland seismoactive region, *Tectonophysics* 336, 151-161.

SM05 – Do., 27.2., 11:20-11:40 Uhr · HS2

Kravtsov, Yu. A., Kaşlılar, A., Shapiro, S. A., Buske, S., Müller, T. (Freie Universität Berlin)

### Estimates of elastic medium statistical parameters from traveltimes of refracted waves

E-Mail: ayse@geophysik.fu-berlin.de

The random inhomogeneities which are present in rocks effect both the traveltimes and amplitude of seismic waves. The effects of random inhomogeneities depend on their statistical properties. Therefore measurements of fluctuations of traveltimes and amplitudes of seismic waves serve as a power instrument for studying statistical parameters of random media. Statistical characteristics of rocks heterogeneities became an important subject in seismics because of several reasons. Statistical properties of heterogeneities are necessary for estimating uncertainties of seismic images, especially in the case of heterogeneities beyond the seismic resolution. In addition, if the statistics of small scale heterogeneities are known, its influence on seismic amplitudes can be compensated. Moreover statistical properties of heterogeneities can be used in the seismic inversion combined with geostatistical approaches, like it is being done quite often in the characterization of hydrocarbon reservoirs. Finally, statistics of heterogeneity might be a new rock characteristic (a new seismic attribute) useful for making a bridge between seismic and lithological rocks descriptions.

Detailed analysis of traveltimes statistics of *reflected* seismic waves was performed recently by Touati (1996), Iooss (1998), Iooss et.al. (2000), Gaerets et.al. (2001) and Kravtsov et.al. (2002) on the basis of Geometrical Optics (GO), which is the most developed method in the theory of wave propagation through random media. In this paper GO approach is applied for analysis of traveltimes

fluctuations of the *refracted* seismic waves.

The necessary information in GO method, applied for random media is presented. Covariation function for traveltimes fluctuations along curved rays is derived with special emphasis to the case of a plane-layered medium with a constant gradient of average elastic wave velocity. The basic properties of covariance function are described for the general case of statistically anisotropic (anisomeric) inhomogeneities, and longitudinal and transverse correlation lengths for traveltimes fluctuations are estimated. Theoretical consideration is illustrated by the results of numerical simulations. At last, a new procedure for extracting the medium statistical characteristics from the single shot measurements is suggested.

### References

- Gaerets, D., Galli, A., Ruffo, P., and Della Rossa, E., (2001):** Instantaneous velocity field characterization through stacking velocity variography. *71th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts*, 1-4.
- Iooss, B., (1998):** Seismic reflection travel-times in two-dimensional statistically anisotropic random media. *Geophys. J. Int.*, **135** 999 – 1010.
- Iooss, B., Blanc-Benon, P., and Lhuillier, C., (2000):** Statistical moments of travel times at second order in isotropic and anisotropic random media. *Waves in Random Media*, **10** 381 – 394.
- Kravtsov, Y., Muller, T., Shapiro, S. and**

**Buske, S., (2002):** Statistical properties of reflection travel-times in 3d randomly inhomogeneous and anisomeric media. *submitted to Geophys. J. Int.*

**Touati, M. (1996):** Contribution géostatistique au traitement des données géophysique. *PhD thesis, Ecole des Mines de Paris.*

SM06 – Do., 27.2., 11:40-12:00 Uhr · HS2

Wegler, U. (Leipzig)

**Wellenausbreitung in einer streuenden Schicht über einem homogenen Halbraum: Vergleich von Energietransfertheorie und Diffusionsapproximation**

E-Mail: uli@rz.uni-leipzig.de

Die Standardverfahren der Seismik wie z. B. Tomographie und Reflexionsseismik basieren auf der Annahme, dass im Ausbreitungsmedium nur Inhomogenitäten vorliegen, die groß im Vergleich zur Wellenlänge sind. Tatsächlich liegen in den meisten Medium aber zusätzlich auch kleinräumige Störkörper vor, die mit Standardverfahren nicht erfaßt werden. Als Alternative existiert die stochastische Modellierung, in der die kleinräumigen Heterogenitäten noch durch ihr Leistungsspektrum beschrieben werden können, die Phasenlage der Störkörper allerdings verloren geht. Im Falle der stochastischen Modellierung wird das Ausbreitungsmedium gewöhnlich durch ein stationäres und isotropes Zufallsmedium beschrieben. Diese Annahme bedeutet, dass sowohl die mittlere Geschwindigkeit als auch der Streukoeffizient unabhängig vom Ort sind. Andererseits ist bekannt, dass in der Realität die Geschwindigkeit mit der Tiefe zunimmt und dass bestimmte Regionen stärker streuen als andere. Um diese Probleme anzugehen, wird als einfachstes mögliches Modell eines nicht stationären Zufallsmediums eine streuende Schicht, die zwischen der freien Oberfläche und einem homogenen Halbraum liegt, untersucht. Mögliche Anwendungen der Theorie sind die Modellierung von Coda-Wellen in der streuenden Erdkruste über einem homogenen Erdmantel oder die Modellierung eines stark streuenden Vulkangebietes über einer homogenen Kruste. Die erste untersuchte Theorie ist die Energietransfergleichung, die numerisch mit Hilfe einer Monte-

Carlo-Simulation gelöst werden kann. Im Vergleich hierzu wird die Diffusionsapproximation untersucht. Im streuenden Vollraum darf die Energietransfergleichung durch die Diffusionsgleichung ersetzt werden, falls die Quell-Empfänger-Entfernung deutlich größer als die mittlere freie Weglänge ist, d. h. falls Vielfachstreuung vorliegt. In einer streuenden Schicht über einem homogenen Halbraum kommt als zweite Bedingung hinzu, dass die Schichtdicke größer als die mittlere freie Weglänge sein muss. Das Diffusionsmodell kann analytisch gelöst werden und gibt einen expliziten Ausdruck für den Wert von Coda-Q. Hierbei zeigt sich, dass Coda-Q aus zwei Anteilen besteht, nämlich erstens der intrinsischen Dämpfung und zweitens einem Abstrahlterm, der die Energieabstrahlung der streuenden Schicht in den homogenen Halbraum beschreibt.

SM07 – Do., 27.2., 12:00-12:20 Uhr · HS2

Thoma, H., Klippel, O. (K-UTEK GmbH)

### Beitrag der Seismologie zur Erkennung und Abschätzung von Gefährdungsmomenten im Salzbergbau

E-Mail: Olaf.Klippel@kutec.de

Seit Beginn des Salzbergbaus in Mitteldeutschland Ende des 19. Jahrhunderts kam es immer wieder zu Deformations- und Bruchprozessen, die sich in Form von Konturbrüchen, Gebirgsschlägen bis hin zu Tagesbrüchen äußerten und damit zu z.T. erheblichen Schäden im Grubengebäude aber auch an Gebäuden und Infrastruktur an der Erdoberfläche führten. Im Folgenden soll die Bedeutung sowie die Möglichkeiten eines passiven seismischen Monitorings zur Erkennung

und Abschätzung von Gefährdungsmomenten an Hand ausgewählter Fallbeispiele wie die Überwachung der Versatzarbeiten zweier zum Teil gebirgsschlaggefährdeter Carnallititbaufelder dargelegt werden.

Die Abbildung 1 zeigt die Entwicklung der Seismizität eines Carnallititbaufeldes. Bereits in den letzten Jahren der Produktionsphase wurde eine rasch zunehmende Seismizität mit Magnituden einzelner Ereignisse von  $M_L > 1,5$  registriert. In Zusammenhang mit geotechnischen Messungen (Hydrofrac- und Deformationsmessungen) wurde für das Baufeld eine akute Gebirgsschlaggefahr prognostiziert und umgehende Versatzmaßnahmen eingeleitet. Auf der Grundlage der beobachteten Herdlagenverteilung konnten besonders gefährdete Gebiete eingegrenzt und entsprechende Prioritäten für den Verwahrungsprozeß festgelegt werden. Dadurch wurden die Deformationsprozesse soweit abgebremst, daß bereits während der bis 1996 andauernden Versatzarbeiten eine merkliche Verringerung der seismischen Aktivität zu beobachten war.

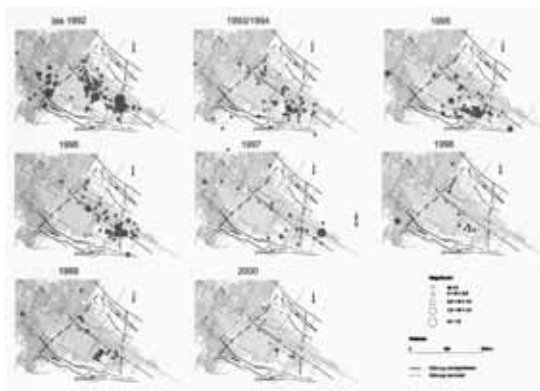


Abbildung 1: Ostfeld I

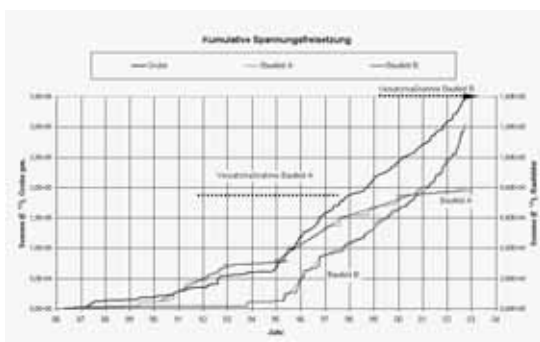


Abbildung 2: Benioff-Kurve

Neben der Identifikation von Schwächezonen allein durch die Herdlagenverteilung bietet die seismische Überwachung auch eine Grundlage für eine qualitative Bewertung der ablaufenden Deformationsprozesse z.B. über die Darstellung der kumulativen Spannungsfreisetzung nach Benioff (1951). Abbildung 2 zeigt die kumulative Spannungsfreisetzung für das oben genannte Baufeld (Feld A) sowie ein weiteres Carnallititbaufeld (Feld B). Für

das Baufeld A läßt sich nach Beendigung der Verwahrungsarbeiten eine anhaltend degressive Entwicklung der seismischen Aktivität und damit auch eine stabilisierende Wirkung des eingebrachten Versatzes nachweisen. Im Gegensatz dazu ist für das Baufeld B dieser Effekt noch nicht nachweisbar. Hier ist sogar in progressiver Trend, d.h. ein sich beschleunigendes Deformationsgeschehen zu beobachten.

Zusammen mit geotechnischen Methoden bietet die kontinuierliche seismische Überwachung ein wirksames Mittel zur Erkennung und Abschätzung von Gefährdungspotentialen im Bergbau, aber auch zur Kontrolle der Wirksamkeit eingeleiteter Versatzmaßnahmen.

*Webseite:* <http://www.kutec.de>

SM08 – Do., 27.2., 12:20-12:40 Uhr · HS2

*Manthei, G. (Ober-Mörlen, GMuG), Moriya, H. (Tohoku University, Sendai, Japan)*

### Collapsing Method for Delineation of Structures Inside AE Cloud Associated with Compression Test of Salt Rock Specimen

E-Mail: Olaf.Klippel@kutec.de

Acoustic emission events from a salt rock specimen have been analyzed based on the modified collapsing method (after R. Jones and R. Stewart, 1997), that is an advanced mapping method used for estimation of sub-surface fractures, in order to delineate structures inside the rock specimen. A triaxial compression test of a core specimen from Asse salt mine, Germany, was performed, and AE events were detected by using 12 sensors attached at the salt rock specimen. P-wave and S-wave arrival times of approximately 53.000 events were automatically picked, and the modified collapsing method has been applied to AE events after JHD (Joint Hypocenter Determination). Using the modified collapsing method, the original structure of the event distribution around each target event is identified as point, line or plane structure, and the target event is moved to a new location for

emphasizing the belonging original structure. A total of 68% of AE events has been judged as generated from point structures rather than plane and line structures.

The collapsing method extracted from original clouded source distributions structures very clearly within the rock sample. The collapsed events discover a cellular structure with a cell size in the range of some centimeters. However, it seems that the events occur only in zones where the cell interfaces are favorably orientated in the stress field. These events are attributed to intercrystalline cracking at grain interfaces. This type of cracking occurs in rock salt under very slow creep loading above the dilatancy boundary. This phenomena is responsible for the generation of microcracks in the dilatancy zones around underground cavities which can be observed by AE monitoring.

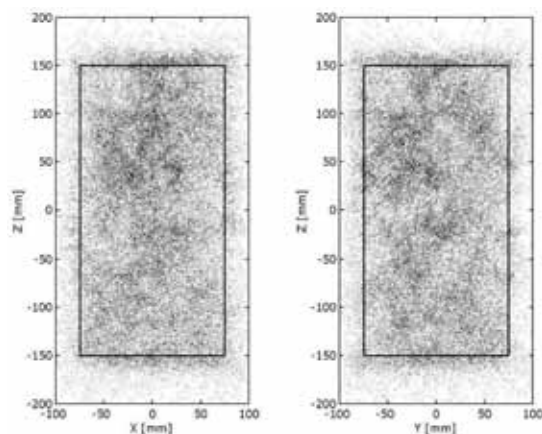


Figure 1: AE source locations determined by JHD.

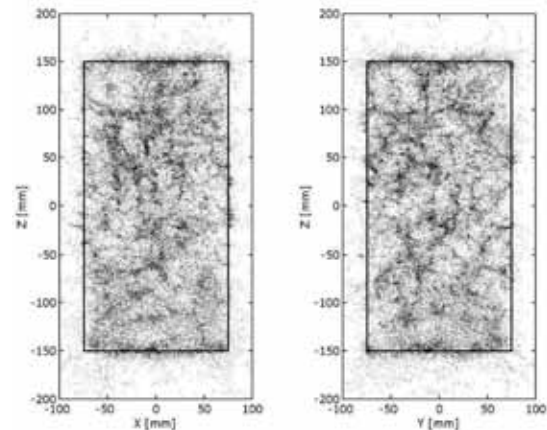


Figure 2: AE source locations determined by modified collapsing method.



SM09 – Do., 27.2., 15:00-15:20 Uhr · HS2

Schopper, J. (Clausthal)

### **Einfluss von Wechselwirkungen Feststoff/Porenfluid auf elastische Gesteinseigenschaften**

E-Mail: 320066159361-0001@t-online.de

In einer früheren Arbeit des Autors [Schopper 1991] gelang es, die Gassmann–Theorie dahingehend zu erweitern, dass auch der Gerüstmodul theoretisch zugänglich wird und sich auf Matrixmodul und Porosität zurückführen lässt *Gl.1* (siehe unten). Hier geht ein Strukturparameter  $\alpha$  ein, der abhängig von der Netzwerkstruktur des Porenraum/Matrix–Systems ist und für das Model von Voigt null, für das von Reuss unendlich wird. In Verbindung mit *Gln. (3) und (4)* lässt sich aus *Gl.(1)* auch *Gl.(2)* für den Gesamtmodul des vollständig flüssigkeitsgesättigten Gesteins gewinnen und auf den Porenraummodul zurückführen.

Geht man von der anscheinend vernünftigen Annahme aus, dass der Matrixmodul gegeben ist durch den Modul des kompakten Festmaterials des Gesteins und der Porenraummodul durch den Modul der sättigenden Flüssigkeit, wie er sich ausserhalb des Gesteins in vitro messen lässt, dann ist das Gleichungssystem *(1) bis (4)* vollständig bestimmt und lässt sich mittels einer Messung des Gerüstmoduls, Gesamtmoduls und der Porosität nach dem Matrixmodul sowie den Parametern  $\alpha$ , und  $\xi$  auflösen.

Anwendung der Gleichungen auf Clausthaler Messdaten an etwa 150 Gesteinen lieferte eine Überraschung: Für die meisten Proben war das Gleichungssystem entweder nur für physikalisch nicht zulässige Werte der Parameter – z.B. negative  $\alpha$  oder  $\xi > 1$  – oder nur für unrealistisch grosse oder kleine Werte von Porenraum– und Matrixmodul lösbar. D.h., die obigen Annahmen müssen falsch sein.

An der ersten Annahme hinsichtlich Matrixmodul bestanden bereits gewisse Zweifel auf Grund der Beobachtungen von Mörig [1992] über eine Erniedrigung des Gerüstmoduls durch aufgenommene Feuchtigkeit, z.B. allein durch Kapillarkondensation aus feuchter Raumluft. Eine Erniedrigung des Matrixmoduls allein reicht aber noch nicht aus, um die Gleichungen in allen Fällen zu erfüllen. Es ist zwingend, gleichzeitig auch von einer Erhöhung des Porenraummoduls auszugehen.

Physikalisch muss man von einer Wechselwirkung an der inneren Gesteinsoberfläche ausgehen, die zu einer elastischen Aufweichung der Matrix und einer Verhärtung der Porenflüssigkeit gegenüber dem echten Feststoffmodul und dem Modul der freien Porenflüssigkeit führt.

Die Variationsbereiche beider Grössen sind gegeben durch *Gln. (5) und (6)*. Dabei sollte man nach dem Prinzip von *Actio et Reactio* einen symmetrischen Verlauf beider Variablen ansetzen, so dass die relativen Änderungen beider Grössen entgegengesetzt gleich sind. Für die maximale Wechselwirkung entsprechen dann die Werte der Variablen dem homogenen Medium (*Gl. 9*). Für die Wechselwirkung null gelten *Gln (10) und (11)*.

Wenn der Modul der freien Porenflüssigkeit als extern gemessene Grösse zur Verfügung steht und auch der Modul des hochtrockenen Gesteins bestimmt wird, ist das Gleichungssystem *(1),(2),(3),(4),(7),(8)* lösbar. Im Vortrag werden der Lösungsweg in Groben Schritten dargelegt und Ergebnisse für Matrixmodul, Feststoffmodul, Porenraummodul und

den Strukturparameter mitgeteilt. Die Nutzbarkeit dieser Grössen zur Gesteins- und Porenfluidbestimmung und die Anwendung auf Bohrlochmessungen und möglicherweise seismische Daten wird diskutiert.

Mein Dank geht an meine früheren Mitarbeiter und Studenten für die fleissige und nicht immer ganz einfache experimentelle Datengewinnung und deren Verarbeitung; Andreas Weller und der gegenwärtigen Clausthaler Arbeitsgruppe für die erfreuliche Zusammenarbeit; meiner Frau für die liebevolle Erduldung eines auch im Ruhestand noch immer wissenschaftsbesessenen Mannes.

*mtx* = Matrix-  
*por* = Porenraum-  
*sol* = Feststoff-  
*tot* = Gesamt-  
*dry* = Trockengerüst-  
*fld* = Fluid-

### Zitate

SCHOPPER [1991]: An Amendment to Gassmann's Theorie. *Trans. Europ. Formation Eval. Symp. SPWLA 14(1991)*.

MÖRIG [1992]. Diss. TU Berlin

### Gleichungen

$$\frac{M_{frm}}{M_{mtx}} = \frac{1 - \Phi}{1 + \alpha \Phi} \quad (1)$$

$$\frac{M_{tot}}{M_{mtx}} = \frac{1 - \xi \Phi}{1 + \alpha \xi \Phi} \quad (2)$$

$$\xi = \frac{1 - \zeta}{1 + \alpha \zeta} \quad (3)$$

$$\xi = \frac{M_{por}}{M_{mtx}} \quad (4)$$

$$M_{sol} \geq M_{mtx} \geq M_{por} \quad (5)$$

$$M_{fld} \leq M_{por} \leq M_{mtx} \quad (6)$$

$$\frac{M_{frm}}{M_{dry}} = \frac{M_{mtx}}{M_{sol}} \quad (7)$$

$$\frac{M_{por}}{M_{fld}} = \frac{M_{sol}}{M_{mtx}} \quad (8)$$

$$M_{por} = M_{mtx} = M_{tot} = \sqrt[2]{M_{fld}} * \sqrt[2]{M_{sol}} \quad (9)$$

$$M_{mtx} = M_{sol} \quad (10)$$

$$M_{por} = M_{fld} \quad (11)$$

$\Phi$  = Porosität

$M = \rho v^2$  = Gassmann - Modul

*frm* = Gerüst-

SM10 – Do., 27.2., 15:20-15:40 Uhr · HS2

*Küperkoch, L., Bohnhoff, M., Harjes, H.-P. (Bochum)*

### **Source Parameters from Fluid Injection Induced Microearthquakes at the KTB**

E-Mail: [kueperkoch@geophysik.ruhr-uni-bochum.de](mailto:kueperkoch@geophysik.ruhr-uni-bochum.de)

During the long-term fluid injection experiment at the KTB in summer 2000, a total of 4000 cm of fresh water was injected into the well head of the 9.1km deep main borehole. Almost 2800 induced microearthquakes were detected at the borehole seismometer, that was placed at 3.872km depth in the nearby pilot borehole (Baisch et. al., 2002). Records of the 40-station surface network allowed us to determine 125 stable fault plane solutions (Bohnhoff et. al., 2003). Using radiation patterns derived from the fault plane solutions, source spectra were estimated for both surface and borehole recordings. The seismic moment  $M_0$  was determined based on both surface station and borehole seismometer recordings, enabling us to get the scaling relation between local magnitude  $M_l$  based on the larger events that were recorded by stations of the regional network and the moment magnitude  $M_w$  (calculated from  $M_0$ ). Following the method of Snoke (1978) corner frequencies were derived for more than 70 events. Using seismic moment and corner frequency we determined the dynamic source parameters stress drop, source radius, average slip at the fault, maximum slip velocity, source duration and radiated seismic energy as well as their internal relations. The results are discussed and compared to the results of the 1994-KTB injection experiment (Büsselberg, 1995).

#### References:

Baisch, S., Bohnhoff, M., Ceranna, L., Tu, Y., Harjes, H.-P. (2002): Probing the Crust to 9-km Depth: Fluid Injection Exper-

iments and Induced Seismicity at the KTB Superdeep Drilling Hole, Germany. Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 92, No. 6, pp. 2369-2380.

Bohnhoff, M., Baisch, S., Harjes, H.-P.: Fault mechanics and state of stress at mid-crustal depth levels in the vicinity of the KTB (Germany) from induced seismic events. Submitted to J. Geophys. Res.

Snoke, J. A. (1987): Stable determination of (Brune) stress drops. Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 77, No. 2, pp. 530-538.

SM11 – Do., 27.2., 15:40-16:00 Uhr · HS2

*Rothert, E., Shapiro, S.A., Buske, S. (Freie Universität Berlin), Bohnhoff, M. (Ruhr-Universität Bochum)*

### **Fluid induced microseismicity and 3D-reflectivity at the KTB**

E-Mail: rothert@geophysik.fu-berlin.de

The attention to microseismic monitoring during operation of geothermal or hydrocarbon reservoirs has grown considerably over the last several years. The observation of microseismicity occurring during borehole fluid injections or extractions has a large potential in characterizing rocks in terms of their hydraulic parameters at locations up to several kilometers from boreholes. Beyond delineating conductive fracture geometry and inferring fluid-flow paths, microseismic data could potentially be used to measure in-situ hydraulic properties of rocks at interwell scales.

An approach for the interpretation of microseismic data was proposed to provide in-situ estimates of the hydraulic diffusivity characterizing a geothermal or hydrocarbon reservoir on the large spatial scale (on the order of  $10^3$ m). This approach is called 'Seismicity Based Reservoir Characterization' (SBRC). This method is based on the following main hypothesis. The propagation of hydraulically induced seismicity is expected to occur mainly due to the pore pressure relaxation. This process is described by a diffusional wave in the low-frequency range (so-called Biot slow wave). The method now uses a spatio-temporal analysis of fluid-injection induced microseismicity to reconstruct the tensor of hydraulic diffusivity and to estimate the tensor of permeability in 3D.

However, processes that can lead to triggering of microseismicity are not yet fully understood. The correlation of microseismic hypocenters with reflection seismic structural

images can help to better understand the main processes for triggering microseismicity.

#### Application of SBRC to KTB

The SBRC approach was several times successfully applied to real data. Recently, fluid injection induced microseismicity at the KTB site was analysed by the SBRC method to reconstruct the tensor of permeability at the open hole section at 9.1 km depth. Using new data sets created in 2000 we are able to observe indications of the depth-dependency of hydraulic diffusivity at the KTB for the first time.

The analysis of fluid-induced microseismicity leads to an estimation of the hydraulic diffusivity at the KTB at different depth. A lower value of hydraulic diffusivity was found in upper parts of the rock compared with the values at the open-hole section. Correlations with structural images [Buske, 1999] were obtained. For example, we observe that rock volumes characterized by larger diffusivity also show larger reflectivity.

#### Acknowledgements and References

This work was supported in part by the sponsors of the Wave Inversion-Technology (WIT) university-consortium project and in part by the Deutsche Forschungsgemeinschaft through grant SH 55/2-1 and SH 55/2-2. Data of KTB was provided courtesy of H.-P. Harjes (Bochum). We especially want to acknowledge the cooperation with the geophysical research group of the Bochum university (Harjes, Bohnhoff, Baisch).

- Baisch, S., Bohnhoff, M., Ceranna, L, Tu, Y. and Harjes, H.-P., 2002. Probing the crust to 9 km depth: Unique fluid injection experiments and induced seismicity at the KTB Superdeep borehole. Submitted to Bull. Seism. Soc. Amer.
- Buske, S., 3-D prestack Kirchhoff migration of the ISO89-3D data set, Pure Appl. Geophys., 156, Nos. 1/2, 157-171, 1999.
- Rothert, E., Shapiro, S.A., Microseismic Monitoring of Borehole Fluid Injections: Data Modeling and Inversion for Hydraulic Properties of Rocks, Geophysics, 2002, in print
- Shapiro, S.A., Rothert E., Rath V. and Rindschwentner J., Characterization of fluid transport properties of reservoirs using induced microseismicity, Geophysics, 2002, vol.67, 212-220.
- Shapiro, S.A., Audigane, P. and Royer, J.-J., Large-scale in situ permeability tensor of rocks from induced microseismicity, Geophysical Journal International, 1999, vol.137, 207-213.

Web page: <http://userpage.fu-berlin.de/seis/people/shapiro/projects/sbrc.html>

SM12 – Do., 27.2., 16:30-16:50 Uhr · HS2

Stange, St. (LGRB, Freiburg)

### Induzierte Mikroerdbeben beim Injektionstest in der Geothermiebohrung Urach-3

E-Mail: [stange@lgrb.uni-freiburg.de](mailto:stange@lgrb.uni-freiburg.de)

Zur weiteren Erforschung des Hot Dry Rock Verfahrens zur Energiegewinnung wurde im August und September 2002 ein vielseitiger Injektionstest in der seit Jahren bestehenden Geothermiebohrung Urach-3 (Bad Urach, Lkr. Reutlingen, Baden-Württemberg) durchgeführt. Begleitend wurde an fünf Seismometerstationen die induzierte Aktivität registriert. Die mit 2kHz abgetasteten 20Hz-Geophone erfassten insgesamt knapp 500 Ereignisse (Baisch et al., 2003). Zusätzlich hatte der Erdbebendienst für Baden-Württemberg (LED) zwei mobile Stationen in weniger als 2km Distanz von der Bohrung aufgestellt. Die 250Hz-Aufzeichnung der 1Hz-Seismometer erfasste gut ein Viertel der bekannten Ereignisse sowie sämtliche verifizierten Steinbruchsprengungen in der näheren Umgebung. Ziel der zusätzlichen Registrierung war vor allem ein Abgleich mit den Magnituden des übrigen LED-Netzes, d.h. eine Fortführung der Magnitudenbestimmung in den Entfernungsbereich unterhalb 10km Hypozentraldistanz. Die Magnitudenwerte, die in so kurzen Entfernungen gemessen werden, sind stark abstrahlungsabhängig und bedürfen daher einer speziellen Eichung. Insbesondere wurden Beben untersucht, die auch an der Netzwerkstation BUCH (St. Johann-Württingen, etwa 6km südlich der Bohrung) und weiter entfernten Stationen erfasst wurden.

Die Aufzeichnungen der 1Hz-Seismometer gestatten zudem eine bessere Bestimmung des seismischen Momentes über das Spektralplateau als die 20Hz-Aufnehmer.

Die Bohrung Urach-3 erreichte eine Endteufe von etwa 4.5km und ist bis unter 3km verrohrt. Nach Ergebnissen des Überwachungsnetzes (Baisch et al., 2003) lag die induzierte Seismizität im Tiefenintervall 3.2km bis 4.4km. Benutzt man diese Ereignisse als *ground truth*, können damit die Tiefenbestimmungen des LED geeicht und in Abhängigkeit von der Stationskonfiguration und dem Geschwindigkeitsmodell untersucht werden.

Baisch, S., Weidler, R. und Tenzer, H.: Injektionsinduzierte Seismizität zur Kartierung der hydraulischen Ankopplung am Beispiel des HDR-Reservoirs Bad Urach. DGG-Jahrestagung, Jena, 2003.

Webseite: <http://lgrb.uni-freiburg.de>

SM13 – Do., 27.2., 16:50-17:10 Uhr · HS2

*Baisch, S., Weidler, R. (Q-con, Kapellen), Tenzer, H. (Stadtwerke Bad Urach)*

### **Injektionsinduzierte Seismizität zur Kartierung der hydraulischen Ankopplung am Beispiel des HDR-Reservoirs Bad Urach**

E-Mail: stange@lgrb.uni-freiburg.de

Seit den 1970er Jahren wird am Standort Bad Urach Forschung im Bereich der tiefen Geothermie betrieben. Im Zentrum der Aktivitäten steht die Anfang der 1990er Jahre auf 4.4 km vertiefte Forschungsbohrung Urach 3, die zusammen mit einer weiteren, in der Planung befindlichen Bohrung Urach 4 zu einem Hot-Dry-Rock (HDR) Pilotkraftwerk zur Stromerzeugung ausgebaut werden soll. Zur Schaffung von neuen Fließwegen bzw. zur Erhöhung der Permeabilität des bestehenden Kluftnetzwerks wurde im August 2002 erstmals eine massive Stimulation an der Bohrung Urach 3 durchgeführt. Innerhalb verschiedener Injektionszyklen wurde Frischwasser bzw. Salzsole mit einem Gesamtvolumen von  $5600\text{m}^3$  bei Fließraten bis zu 50 l/s in die Bohrung verpresst. Die dabei auftretende induzierte Seismizität wurde mit einem lokalen seismischen Netzwerk bestehend aus fünf 3-Komponenten Geophonen in 200-300 Meter tiefen Flachbohrungen beobachtet. Ergänzend dazu wurden vom Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg zwei temporäre Oberflächenstationen betrieben (Stange, 2003). Während der ca. 30-tägigen Experimentphase konnten knapp 470 induzierte seismische Ereignisse im Magnitudenbereich von -0.7 bis +1.8 detektiert werden. Ungefähr die Hälfte dieser Ereignisse wurde mit hervorragendem Signal-Rauschverhältnis aufgezeichnet und konnte für eine Hypozentrenbestimmung verwendet werden. Die Abbildung 1 zeigt absolute Lokalisierungen der induzierten Seismizität.

Seismische Ereignisse treten im Tiefenbereich zwischen 3.3 km und 4.3 km auf und formen eine NW-SE streichende Struktur mit einer Ausdehnung von ungefähr 1.5 km. Der Schnittpunkt dieser Struktur mit der Bohrung Urach 3 deutet auf ein dominierendes Injektionsintervall in 3.9 km Tiefe hin. Ausgehend von diesem Injektionsintervall zeigt die räumliche Verteilung der induzierten Seismizität ein systematisches Wachstum des stimulierten Reservoirs in nordwestliche und südöstliche Richtung. Mittels Relativlokalisierungen und Verfahren zur Strukturhervorhebung (Collapsing, Jones & Stewart, 1997) konnten weitere Feinstrukturen in der räumlichen Seismizitätsverteilung identifiziert werden, u. a. eine im Nordwesten der Bohrung befindliche aufsteigende Struktur. Zur Abschätzung der hydraulischen Ankopplung der verschiedenen Reservoirbereiche und der damit verbundenen Bestimmung eines optimalen Landepunktes für die Bohrung Urach 4 wurde neben der räumlichen Hypozentrenverteilung eine weitere Eigenschaft der induzierten Seismizität ausgenutzt: Die Beobachtung von seismischen Ereignissen mit extrem hohen Wellenformähnlichkeiten deutet darauf hin, dass auf einzelnen Kluftflächen zeitlich versetzt wiederholte Scherbewegungen stattgefunden haben (Repeater). Unter der Annahme, dass diese Ereignisse durch eine Erhöhung des Fluiddrucks auf der Kluftfläche und der damit verbundenen Herabsetzung der effektiven Normalspannung getriggert wurden (Baisch & Harjes, 2003), gibt der seis-

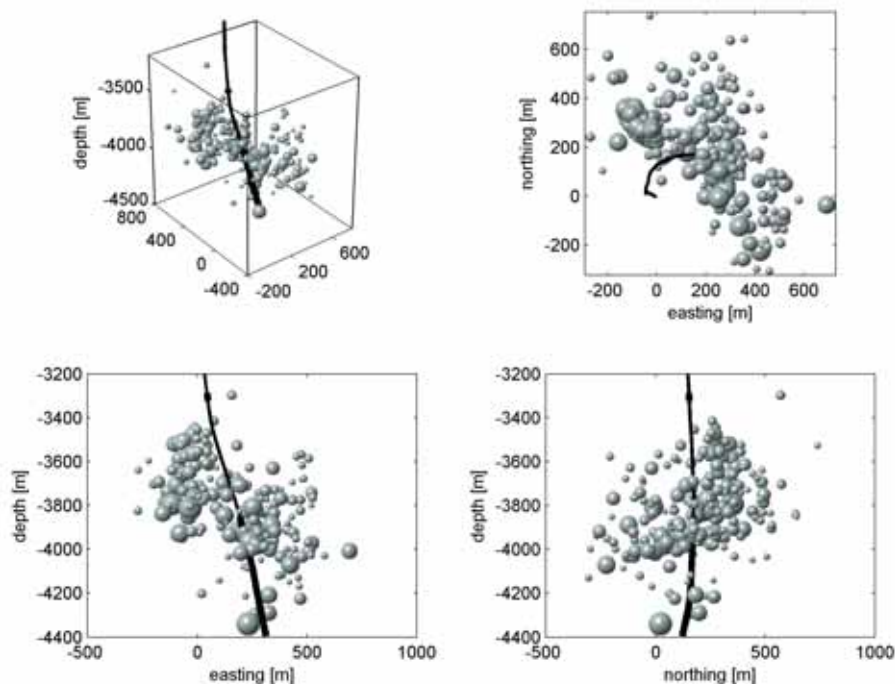


Abbildung 1: Hypozentrenverteilung der induzierten Seismizität

misch beobachtete Spannungsabfall direkten Aufschluss über den lokalen Fluiddruckanstieg in der Inter-Ereignis-Zeit einer Repeater-Sequenz. Anschaulich bedeutet dies, dass der während eines seismischen Ereignisses umgesetzte Scherspannungsabfall auf der Kluffläche durch nachfolgenden Fluiddruckanstieg kompensiert werden muss, um dieselbe Kluffläche wiederholt zu aktivieren. Damit bietet sich über die Auswertung von Repeater-Sequenzen ein wichtiges Werkzeug zur Untersuchung der in-situ Druckausbreitung und hydraulischen Ankopplung innerhalb der seismisch aktivierten Bereiche eines Reservoirs.

#### Literatur

Baisch, S. & Harjes, H.-P., 2003. A model for fluid injection induced seismicity at the KTB, Germany. *Geophys. Jour. Int.*, in press.  
 Jones, R. & Stewart, R., 1997. A method for determining significant structures in a cloud

of earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 102 (B4), 8245-8254.

Stange, S., 2003. Induzierte Mikroerdbeben beim Injektionstest der Geothermie Bohrung Urach 3. Vorliegender Band.

Webseite: <http://www.q-con.de>



SM14 – Do., 27.2., 17:10-17:30 Uhr · HS2

Woyde, M., Lindner, H., Pretzschner, C. (TU Bergakademie Freiberg)

**Spannungsinduzierte Scherwellengeschwindigkeit in der bohrlochnahen Formation**

E-Mail: lin@geophysik.tu-freiberg.de

Zur Unterstützung gezielter Frac-Arbeiten für die Exploration von tight-gas Lagerstätten wird versucht, mit Hilfe akustischer Meßverfahren Aussagen zur Spannungsverteilung in der Formation zu erhalten. Dazu ist eine Modellierung der durch Spannungen induzierten Scherwellengeschwindigkeiten erforderlich. Die Berechnung der erforderlichen Spannungsverteilung erfolgt dabei in einer Ebene senkrecht zur Bohrlachse um ein elliptisches Bohrloch. Als Spannungen greifen zwei zueinander senkrechte Außenspannungen  $S_H$ ,  $S_h$  und ein Innendruck  $p_{in}$  an. Außenspannungen und Scherwellengeschwindigkeiten werden dabei durch Kopplungskoeffizienten miteinander verbunden [Tang, 1999]. Die spannungsinduzierte Anisotropie bewirkt eine Aufspaltung von Scherwellen in einen langsamen und einen schnellen Anteil mit

den Geschwindigkeiten  $v_{sx}$  und  $v_{sy}$ . Die Scherwellengeschwindigkeiten werden durch die Hauptspannungen  $\sigma_x$  und  $\sigma_y$  beeinflusst und die Welle in  $x$ - und  $y$ -Richtung polarisiert, während sie sich in  $z$ -Richtung fortpflanzt [Mao, 1987]:

$$v_{sx}^2 = v_{0x}^2 + S_{\parallel} \sigma_x + S_{\perp} \sigma_y$$

$$v_{sy}^2 = v_{0y}^2 + S_{\perp} \sigma_x + S_{\parallel} \sigma_y$$

$S_{\parallel}$  bzw.  $S_{\perp}$  bezeichnen die Kopplungskoeffizienten parallel bzw. senkrecht zur Polarisationsrichtung der Scherwelle;  $v_{0x}$  und  $v_{0y}$  sind die Scherwellengeschwindigkeiten für die  $x$ - und  $y$ -Richtung der Hauptspannungen in einer spannungsfreien Formation. Bei isotropen Verhältnissen sind  $v_{0x}$  und  $v_{0y}$  gleich.

Zur Berechnung der 2D-Scherwellengeschwindigkeiten werden die Spannungen

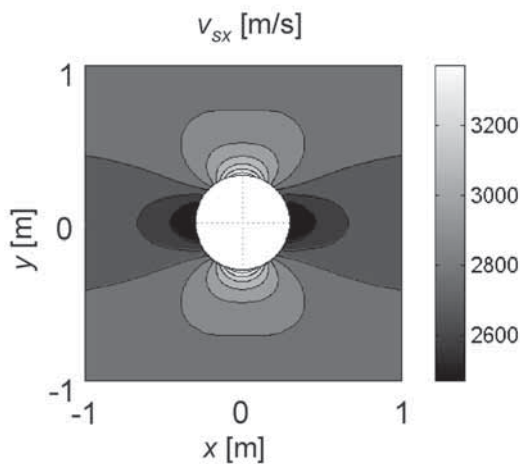


Abbildung 1: 2D-Verteilung der Scherwellengeschwindigkeit  $v_{sx}(x,y)$

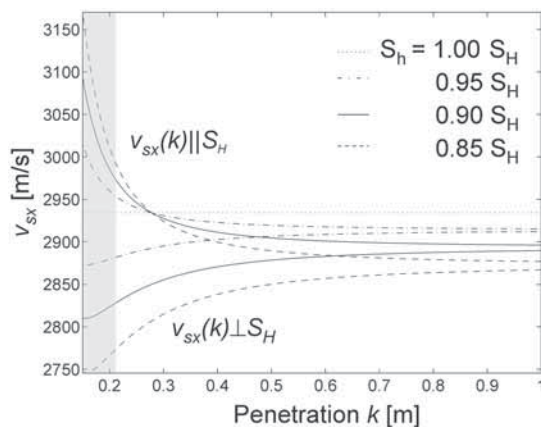


Abbildung 2: Spannungsimduzierte Scherwellengeschwindigkeit  $v_{sx}(k) \parallel S_H$  und  $v_{sx}(k) \perp S_H$  der Formation

in isotrope (winkelunabhängige) und anisotrope (winkelabhängige) Anteile zerlegt und auf jeden Anteil die Gleichung von Mao angewandt. Dabei erfolgt einer Kopplung isotroper und anisotroper Einflüsse (Abb.1).

Die Verteilung der Scherwellengeschwindigkeiten  $v_{sx}$  in Abhängigkeit von der Eindringtiefe  $k$  in die Formation und in Profilen  $v_{sx}(k) \parallel S_H$  und  $v_{sx}(k) \perp S_H$  mit Koppelungskoeffizienten  $S_{\parallel} = 63\,000 \text{ m}^2/\text{s}^2\text{MPa}$ ,  $S_{\perp} = 25\,000 \text{ m}^2/\text{s}^2\text{MPa}$  [Tang, 1999] und Spannungsverhältnis  $S_H = 95 \text{ MPa}$ ,  $p_{in} = S_H$  zeigt Abb.2. Für einen Kreis ergeben sich die größten Abweichungen für  $v_s(x,y)$  in den Richtungen von  $S_H$  und  $S_h$ . Diese werden mit zunehmendem Abstand kleiner und konvergieren gegen einen gemeinsamen Wert. Dabei fällt die Geschwindigkeit in Richtung der kleineren Außenspannung steiler ab, als sie in Richtung der größeren ansteigt. Außerdem wird erkennbar, daß bei einer konstanten Außenspannung und konstantem Innendruck die Geschwindigkeit mit wachsender zweiter Außenspannung zunimmt.

SM15 – Fr., 28.2., 09:30-09:50 Uhr · HS2

*Gajewski, D., Vanelle, C. (Universität Hamburg)***A Generalized Moveout Relation for 3-D An/Isotropic Media**

E-Mail: vanelle@dkrz.de

The normal moveout (NMO) is an important parameter for time processing like stacking or time migration. We apply a generalized moveout (GNMO) formula which is valid for 3-D heterogeneous isotropic and anisotropic media and any wave type. The GNMO provides the foundation for a unified time processing of reflection data and can be formulated for all shot-receiver geometries, (i.e. common shot or common midpoint). Since it depends on first and second traveltimes derivatives (the NMO attributes) the GNMO is expressed in a model independent way and is therefore applicable to isotropic and anisotropic media. The NMO-attributes lead to important applications since they are related to geometrical spreading, true amplitude migration weights and Fresnel zones just to name a few. The NMO attributes can be determined from reflection data by special stacking techniques (e.g., Common Reflection Surface stack), traveltimes picking or from traveltimes tables as computed for Kirchhoff type migration.

One possible application of the NMO attributes is traveltimes interpolation, which has a high accuracy since it acknowledges the curvature of the wavefront. The GNMO not only allows to interpolate between receivers but also shots. This interpolation is particularly valuable in Kirchhoff type migration. Here almost always only coarse gridded traveltimes are stored which are interpolated to the fine grid during migration.

Web page: <http://www.agg.dkrz.de>

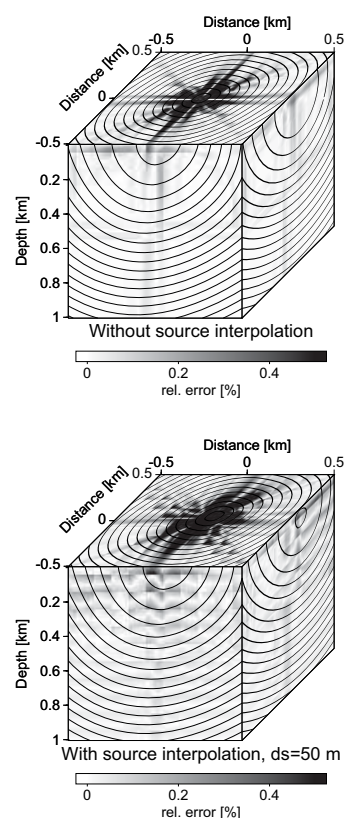


Figure 1: Isochrones and relative errors between directly computed traveltimes and interpolated traveltimes for a triclinic model. The ratio between fine and coarse grid points is 1:10, where the coarse grid spacing is 100m.

SM16 – Fr., 28.2., 09:50-10:10 Uhr · HS2

*Vanelle, C., Gajewski, D. (Universität Hamburg)*

### Amplitude preserving migration in anisotropic media – a traveltimes-based strategy

E-Mail: [vanelle@dkrz.de](mailto:vanelle@dkrz.de)

Amplitude preserving migration based on a weighted diffraction stack is a task of high computational effort. Two major contributions to the costs are the determination of the stacking surface, i.e. generation and storage of large amounts of traveltimes data, and the computation and storage of the weight functions, including, e.g., geometrical spreading. Whereas the demands in CPU time and computer storage are already high for isotropic media, they become astronomical as soon as anisotropy is considered, since already the traveltimes computation in anisotropic media requires a magnitude more in computational time. We have suggested (Vanelle and Gajewski, 2002a) a traveltimes-based method to overcome these problems for isotropic media. In this paper we propose to extend the method to 3-D media with arbitrary anisotropy.

Our strategy is based on a hyperbolic expression for the traveltimes. Its coefficients (i.e. slownesses and second-order derivatives) are determined from coarsely-gridded traveltimes tables. The coefficients are used for traveltimes interpolation (including interpolation of complete shots) onto the required fine migration grid (Vanelle and Gajewski, 2002b). Since second-order derivatives describe dynamic wavefield properties, the coefficients also lead to the computation of geometrical spreading (see Figure 1 for an example), which is a key ingredient to the weight functions for amplitude preserving migration. Since coarsely-gridded traveltimes are the only input data, and every required

quantity is computed on-the-fly, the method is very efficient in terms of storage and CPU time. This indicates its high potential for application to amplitude preserving migration in anisotropic media.

Vanelle, C., and Gajewski, D., 2002a, True Amplitude Migration Weights from Traveltimes: Pure and Applied Geophysics, **159**, 1583-1599.

Vanelle, C., and Gajewski, D., 2002b, Second-order Interpolation of Traveltimes: Geophysical Prospecting, **50**, 73-83.

Web page: <http://www.agg.dkrz.de>

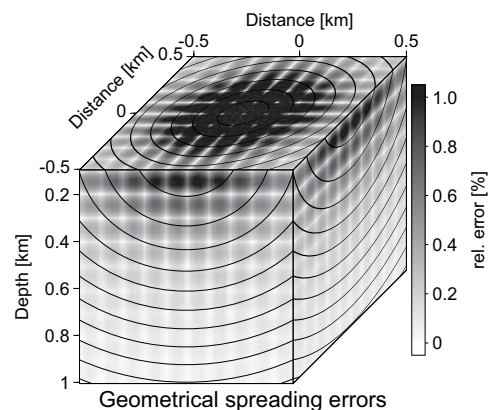


Figure 1: Geometrical spreading errors for an elliptical medium, computed from coarsely-gridded traveltimes.

SM17 – Fr., 28.2., 10:10-10:30 Uhr · HS2

*Forbriger, T., Friederich, W. (Frankfurt a.M.)*

### **Flachseismische Wellenforminversion**

E-Mail: [forbriger@geophysik.uni-frankfurt.de](mailto:forbriger@geophysik.uni-frankfurt.de)

Wir modellieren vollständige Seismogramme, die mit Hammerschlagseismik aufgezeichnet wurden. Auf diese Weise wird der volle Informationsgehalt des seismischen Wellenfeldes, insbesondere der Oberflächenwellen genutzt, um ein Modell des Untergrundes zu erstellen. Erste Erfahrungen mit 1D-Inversionen zeigen, dass  $Q$  in flachseismischen Medien typischerweise kleiner als zehn gewählt werden muss. Bei starker Dämpfung ist nicht nur die Amplitudenabnahme, sondern auch die Wellenform sehr sensitiv für  $Q$ .

Zur Durchführung einer iterativen Wellenforminversion wird ein Startmodell benötigt, das die Ausbreitungseigenschaften der seismischen Wellen bereits in den wesentlichen Zügen erklärt. Wir gewinnen dieses durch eine vorangehende Inversion von Frequenz-Langsamkeits-Spektren. Neben der Struktur des seismischen Mediums muss auch der zeitliche Verlauf der Anregung aus den Messdaten bestimmt werden. Der Kraft-Zeit-Verlauf hat einen wesentlichen Einfluss auf die Signalform, da die Zeitkonstante des Hammerschlags im aufgezeichneten Periodenband liegt. Zur Modellierung geeignete Impulse lassen sich aber mit wenigen Parametern beschreiben.

Die Inversion der Wellenformen fügt dem Modell wesentliche Aussagen über die Dämpfung hinzu und erhärtet die Absolutwerte der seismischen Geschwindigkeiten. In Gegenwart höherer Moden und unter Nutzung von S-Wellen ist eine tomographische Inversion nur

über die Wellenformen möglich.

Webseite: [http://www.geophysik.uni-frankfurt.de/~forbrig/shallow\\_seismics.html](http://www.geophysik.uni-frankfurt.de/~forbrig/shallow_seismics.html)

SM18 – Fr., 28.2., 11:00-11:20 Uhr · HS2

Goertz, A. (FU Berlin), Müller, Cf. (Uni Kiel), Buske, S. (FU Berlin), Bohlen, Th., Landerer, F. (Uni Kiel), Giese, R. (GFZ Potsdam)

### Seismische Abbildungsverfahren für die Vorauserkundung im Tunnelbau

E-Mail: Goertz@geophysik.fu-berlin.de

In diesem Vortrag wird die Theorie und die Implementierung des seismischen Abbildungsverfahrens für das am GFZ entwickelte Integrierte Seismische Imaging System (ISIS) vorgestellt. Dieses System wird erstmalig zur Vorauserkundung des Gebirges im Tunnelvortrieb des Gotthard-Basistunnels (GBT) eingesetzt. Zur Anwendung kommen hierbei Verfahren, die auf dem Prinzip der Kirchhoff-Migration basieren.

Durch die auf den bereits ausgebauten Tunnel begrenzte und für eine Vorauserkundung ungünstige Geometrie der seismischen Messungen entstehen räumliche Mehrdeutigkeiten. Diese lassen sich beseitigen, wenn die Polarisation einer einfallenden elastischen Welle mit 3-Komponenten-Empfängern erfaßt werden kann (Takahashi, 1995). Dies ermöglicht eine dreidimensionale Richtungsbestimmung der einfallenden Welle und damit eine Begrenzung der Migrationsapertur um den Bereich des stationären Punktes, d.h. des Punktes an dem die reflektierte Energie bei der Stapelung konstruktiv interferiert (siehe Abb. 1). Dieses Verfahren wurde bereits erfolgreich zur Abbildung von Diffraktoren angewendet (z. B. Müller, 2000; Duvencek, 2000).

Ein Reflektorelement im zu erkundenden Bereich läßt sich dann vollständig abbilden, wenn sich die Empfängerauslage über die ersten zwei projizierten Fresnelzonen erstreckt (Schleicher et al., 1997). Die erste Fresnelzone bestimmt das kinematische Abbild des Reflektorelements und die zweite Fresnelzone bestimmt das dynamische Abbild des

Reflektorelements, d.h. die korrekte Abbildung der einfallswinkelabhängigen Reflektivität. Gleichzeitig dient die Hinzunahme der zweiten projizierten Fresnelzone zur Dämpfung von inhärenten Randeffekten der Diffraktionsstapelung (Hertweck et al., 2002). Es wird gezeigt, wie sich mit der Kenntnis der projizierten Fresnelzonen die Akquisitionsgometrie im Hinblick auf die Abbildung von Strukturen im Vorfeld des Tunnelvortriebs optimieren läßt.

Ist eine Erfassung des Wellenfeldes über die ersten zwei Fresnelzonen gegeben, so kann die Amplitude des reflektierten Signals korrekt wiedergegeben werden, wenn bei der Stapelung eine Gewichtsfunktion angewendet wird (Schleicher et al., 1993). Derartige Gewichtsfunktionen lassen sich auf den Einfall von konvertierten Wellen erweitern, sofern das elastische Wellenfeld in seine Anteile an Kompressions- und Scherwellen zerlegt wird. Auf diese Art und Weise kann die Matrix von elastischen Reflexionskoeffizienten eines Reflektorelements erfaßt werden (Goertz, 2002). Anhand von synthetischen Daten wird gezeigt, in welcher Form sich die Reflexionsamplituden eines Reflektorelements bei gegebenen Empfängerauslagen reproduzieren lassen.

Die Anwendung der elastischen Gewichtsfunktionen bei gleichzeitiger Begrenzung der Migrationsapertur auf die ersten beiden Fresnelzonen führt auf eine physikalisch begründete „Vektormigration“. Mit diesem Ansatz lassen sich zum Einen räumliche Mehrdeutigkeiten bei eng begrenzter Apertur auflö-

sen, zum Anderen führt dies zu einer signifikanten Beschleunigung des Abbildungsverfahrens, da die Summation auf die optimale Apertur begrenzt wird. Die elastische Amplitude des gewichteten Migrationsergebnisses kann bau- und sicherheitsrelevante Hinweise auf den Charakter von erfaßten Strukturen geben.

## Literatur

**Duveneck, E. (2000):** Abbildung von Erzkörpern in VSP-Geometrie. Master's thesis, Christian-Albrechts-Universität Kiel.

**Goertz, A. (2002):** *True-amplitude multicomponent migration of elastic wavefields.* PhD thesis, Univ. Karlsruhe.

**Hertweck, T., Jäger, C., Goertz, A., and Schleicher, J. (2002):** Aperture effects in 2.5-D Kirchhoff migration: a geometrical approach. *submitted to Geophysics.*

**Müller, C. (2000):** *On the Nature of Scattering from Isolated Perturbations in Elastic Media and the Consequences for Proces-*

*sing of Seismic Data.* PhD thesis, Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

**Schleicher, J., Hubral, P., Tygel, M., and Jaya, M. (1997):** Minimum apertures and Fresnel zones in migration and demigration. *Geophysics*, 62(1):183–194.

**Schleicher, J., Tygel, M., and Hubral, P. (1993):** 3-D true-amplitude finite-offset migration. *Geophysics*, 58(8):1112–1126.

**Takahashi, T. (1995):** Prestack migration using arrival angle information. *Geophysics*, 60(1):154 – 163.

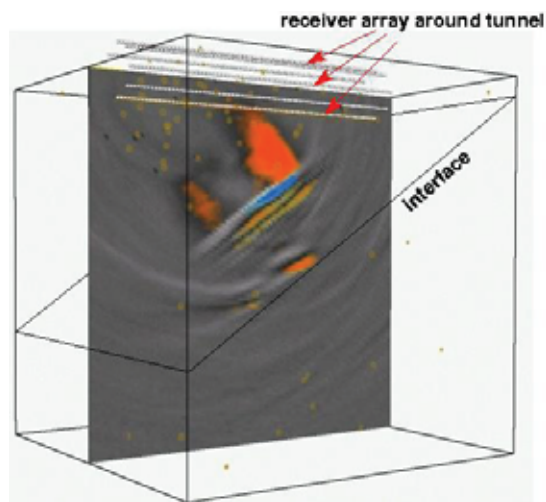


Abbildung 1: Schnitt einer 3D-Migration von PP Reflexionen anhand von synthetischen Daten. Das Modell enthielt einen steilstehenden Reflektor unterhalb des Tunnels.

SM19 – Fr., 28.2., 11:20-11:40 Uhr · HS2

*Rabbel, W., Landerer, F. (Universität Kiel), DOBRE Working Groups*

### **Scherwellen-Anisotropie am Donez-Becken**

E-Mail: wrabbel@geophysik.uni-kiel.de

Das DOBRE-Profil ist eine reflexions- und refraktionsseismische Traverse durch den süd-östlichen Teil des Donez-Beckens in der Ukraine. Das DOBRE-Profil wurde im Jahre 2000 in Kooperation dänischer, deutscher, niederländischer, polnischer und ukrainischer Partner erstellt. Nach einer Extensionsphase, die vom späten Devon bis zum frühen Perm dauerte, wurde das Donez-Becken gehoben und schließlich unter Kompression in Kreide und Fröhertär invertiert. Die Sedimente sind heute noch mehr als 20 km mächtig bei einer Mohotiefe von ca. 40 km. Asymmetrisch gegen das Beckenzentrum versetzt findet man in der Unterkruste einen fast 20 km mächtigen Hochgeschwindigkeitskörper, möglicherweise basische Intrusiva. Das Becken streicht NW-SE und wird nach Süden vom Urainischen Schild, nach Norden vom Voronezh-Massiv begrenzt. Die heutige Richtung der horizontalen tektonischen Hauptspannung ist ca. NE gerichtet und durch die Orientierung von Kaukasus und Karpaten beeinflusst. Das Becken und die angrenzenden Kristallinblöcke stellen also sowohl in ihrer Struktur als auch in der Abfolge und Auswirkung der Deformationen heterogene Krusteneinheiten dar.

Vor diesem Hintergrund sollte durch die Auswertung von Scherwellen, die entlang einer zum DOBRE-Profil parallelen Geophonaufstellung beobachtet wurden, ermittelt werden, ob die o.g. Deformationsprozesse eine Signatur in Form von seismischer Anisotropie in der Kruste hinterlassen haben. Falls ja, sollte insbesondere geklärt werden, welcher Orientierung die Symmetrie-

achsen der Anisotropie haben, ob die Anisotropie regional oder mit der Tiefe variiert und ob Ursachen wie Schichtung oder duktile Deformation an Hand des Anisotropiemusters erkennbar sind. Tatsächlich wurde für Sg- und SmS-Einsätze Scherwellen-Doppelbrechung mit Laufzeitverzögerungen der gesplitteten Wellen bis 750 ms beobachtet. Eine genauere Inspektion von Laufzeitdifferenzen und Polarisationsrichtungen zeigte unterschiedliche Ausprägungen der Anisotropie in Ober- und Unterkruste sowie in Donez-Becken und Voronezh-Massiv. Die Beobachtungen sind kompatibel mit einer N110E gerichteten Symmetrieachse, die ungefähr der Streichrichtung des Beckens und randlicher Verwerfungszonen entspricht. Das Shear-Wave-Splitting der Sg-Phase beträgt in der Oberkruste weniger als 0.5%, so daß die Oberkruste als quasi isotrop angesehen werden kann. Das Splitting der Moho-Reflexion SmS variiert mit Ort und Azimut zwischen 0 und 2.5% und muß wegen der geringen Anisotropie der Oberkruste für die Unterkruste verbucht werden. Die S-Wellen-Polarisation deutet daraufhin, daß im Voronezh-Massiv Verwerfungssysteme oder auch das rezente tektonische Spannungssystem die Ursache der Anisotropie darstellen. Im Donez-Becken wird die schwache Anisotropie der Oberkruste wahrscheinlich durch sedimentäre Schichtung bedingt, während in der Unterkruste eine Ausrichtung von Mineralen durch Kriechprozesse nahegelegt wird. Das Polarisation ähnelt dabei den von ultramafischen Mineralen her bekannten Mustern.



**SMP01***Kaschwitz, T., Gajewski, D. (Institut für Geophysik, Hamburg)***Laufzeitberechnung in 3-dimensionalen anisotropen Medien**

E-Mail: wrabbel@geophysik.uni-kiel.de

Seismische Laufzeiten werden für eine Vielzahl von Anwendungen benötigt, wie z.B. die Kirchhoff Migration. Die hier vorgestellte Technik, das „wavefront-oriented ray tracing“, berechnet Laufzeiten in geglätteten 3-dimensionalen anisotropen Modellen. Wellenfronten propagieren mit einem konstanten Zeitschritt durch das Medium. Nach jedem Zeitschritt werden die berechneten Größen, wie z.B. die Laufzeit, auf ein reguläres 3-dimensionales Gitter interpoliert. Im Gegensatz zu isotropen Medien, die durch die zwei Laméschen Parameter definiert sind, müssen im allgemein anisotropen Fall 21 elastische Parameter pro Gitterpunkt bekannt sein. Um diese Größen an jedem beliebigen Punkt zu bestimmen, wird die Cardinal-Spline-Interpolation verwendet. Ein wesentlicher Vorteil bei der Verwendung der Cardinal-Spline-Interpolation, im Vergleich zur z.B. Kubischen-Spline-Interpolation, ist die Rechenzeit- und Speichersparnis. Die hohe Genauigkeit der Methode wird an einem homogenen anisotropen Modell verifiziert, da hier exakte Referenz-Laufzeiten zur Verfügung stehen. Der maximale absolute Laufzeit-Fehler von 0.04 ms liegt in Quellnähe, da hier die Wellenfrontenkrümmung am größten ist. Da keine analytischen Lösungen für den 3-dimensionalen inhomogenen anisotropen Fall existieren, wird hier mit Laufzeiten, die durch Lösen der Eikonal Gleichung mit finiten Differenzen und Störungsrechnung bestimmt wurden, verglichen.

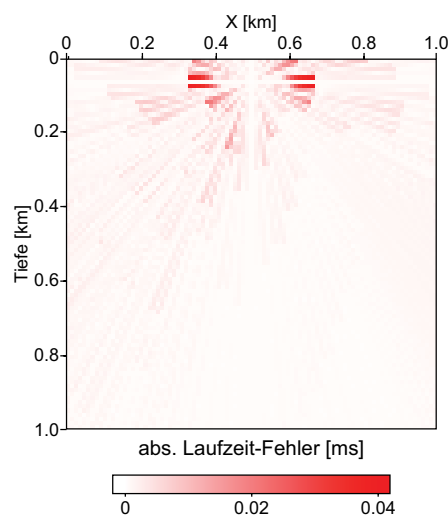


Abbildung 1: 2-dimensionaler Schnitt zeigt die Verteilung des absoluten Fehler für die berechneten Laufzeiten in einem 3-dimensionalen homogenen anisotropen Modell.

**SMP02***Saenger, E.H. (FU Berlin), Bohlen, T. (U Kiel)***Anisotropic finite-difference modeling using the rotated staggered grid**

E-Mail: saenger@geophysik.fu-berlin.de

Numerical modeling of seismic wave propagation in realistic (complex) media is an important tool used in earthquake and exploration seismology. It has been used to support interpretations of field data, to provide synthetic data for testing processing techniques and acquisition parameters, and to improve seismologists' understanding of seismic wave propagation. Since the widely used finite-difference (FD) approaches are based on the wave equation without physical approximations, the methods account not only for direct waves, primary reflected waves, and multiply reflected waves, but also for surface waves, head waves, converted reflected waves, and waves observed in ray-theoretical shadow zones.

Staggered grid FD operators are commonly applied to compute the derivatives occurring in the wave equations for elastic, viscoelastic, and anisotropic media. However, the standard FD operators cause instabilities when the medium possesses high contrasts in material properties. Boundary conditions of the elastic wavefield at high contrast discontinuities have to be defined explicitly in the FD algorithm. Instability problems can be avoided by using the so-called rotated staggered grid (RSG) technique (Saenger et al., 2000): the boundary conditions at high contrast discontinuities are implicitly fulfilled by the distribution of material parameters.

The objective of this paper is the application of the RSG-technique to the anisotropic elastic wave equation. Many papers report that there is a disadvantage in using standard

staggered grids for anisotropic media of symmetry lower than orthorhombic. Standard staggering implies that off-diagonal stress and strain components are not defined at the same location. When evaluating the stress-strain relation, it is necessary to sum over a linear combination of the elastic constants multiplied by the strain components. Hence some terms of the stress components have to be interpolated to the locations where the diagonal components are defined. This fact leads to an additional error in the dispersion analysis (Igel et al., 1995). For the RSG such an interpolation is not necessary. We show with an accuracy analysis that the RSG can be advantageous for modeling general anisotropic media. The modeling of anisotropic elastic waves using the RSG is demonstrated with a simulation example.

**References**

- Igel, H., Mora, P., and Rioulet, B., 1995, Anisotropic wave propagation through finite-difference grids: *Geophysics*, 41, 2-27.  
 Saenger, E.H., Gold, N., and Shapiro, S., 2000, Modeling the propagation of elastic waves using a modified finite-difference grid: *Wave Motion*, 31, 77-92.

Web page: <http://www.userpage.fu-berlin.de/seis>

**SMP03***Bohlen, Th. (U Kiel), Saenger, E.H. (FU Berlin)***Viscoelastic finite-difference modeling using the rotated staggered grid**

E-Mail: tbohlen@geophysik.uni-kiel.de

Staggered grid FD operators are commonly applied to compute the derivatives occurring in the elastic wave equation. However, the standard FD operators cause instabilities when the medium possesses high contrasts in material properties. Boundary conditions of the elastic wavefield at high contrast discontinuities have to be defined explicitly in the FD algorithm (e.g. Robertsson, 1996; Hestholm and Ruud, 1998). Instability problems can be avoided by using the so-called rotated staggered grid (RSG) technique: the boundary conditions at high contrast discontinuities are implicitly fulfilled by the distribution of material parameters. The RSG has been so far applied to displacement-stress formulations of the wave equations (Saenger et al., 2000). The objective of this paper is to show that the RSG technique can also be adopted to velocity-stress formulations of the wave equations. Velocity-stress formulations are advantageous to model seismic wave absorption. By applying the RSG to the 3-D viscoelastic wave equation it becomes possible to simulate the propagation of seismic wave in a viscoelastic medium containing voids or free surface topography without applying explicit boundary conditions.

In one of our modeling examples we apply the new viscoelastic velocity-stress RSG FD algorithm to simulate seismic wave propagation in a Gaussian hill. The same model has been previously studied by Ohminato and Chouet (1998). The objectives of this example are (1) to illustrate the capability of the algorithm to model free surface topography of a viscoelastic medium without applying explicit

boundary conditions, and (2) to evaluate the accuracy of the algorithm in the presence of surface topography by direct comparison with the numerical results published by Ohminato and Chouet (1998).

The topography of the hill is defined by the Gaussian function  $z = a \exp(-r^2/a^2)$  with  $r = \sqrt{x^2 + y^2}$  and  $a = 1 \text{ km}$ . The seismic source is an explosive point source located near the surface of the hill. The P-velocity, S-velocity, and density of the hill are 3 km/s, 1.5 km/s, and 1200 kg/m<sup>3</sup>, respectively. The parameters of the air are 0 km/s, 0 km/s, and 1.25 kg/m<sup>3</sup>, respectively. The model was discretized with a grid spacing of 10 m in each spatial direction. The size of the computational grid is 600x400x600 grid points. The run-time was approximately 10 h on 100 nodes of a parallel cluster.

Figure 2 shows the wave field in the hill after 1.9 s. The shallow source (black star in Figure 2) generates a strong Rayleigh wave that dominates the wavefield. The Rayleigh wave is best visible in the curl of the seismic wavefield (Figure 2, top). The hill produces an amplitude amplification of the Rayleigh wave on the hill face opposite to the source. The amplification is generated by energy focussing at the summit of the hill. It cannot be observed for Rayleigh waves which do not pass the summit. The seismograms show excellent agreement with the modeling results obtained by Ohminato and Chouet (1998). This suggests that both methods produce correct results.

**References**

Hestholm, S., Ruud, B., 1998. 3-D finite-

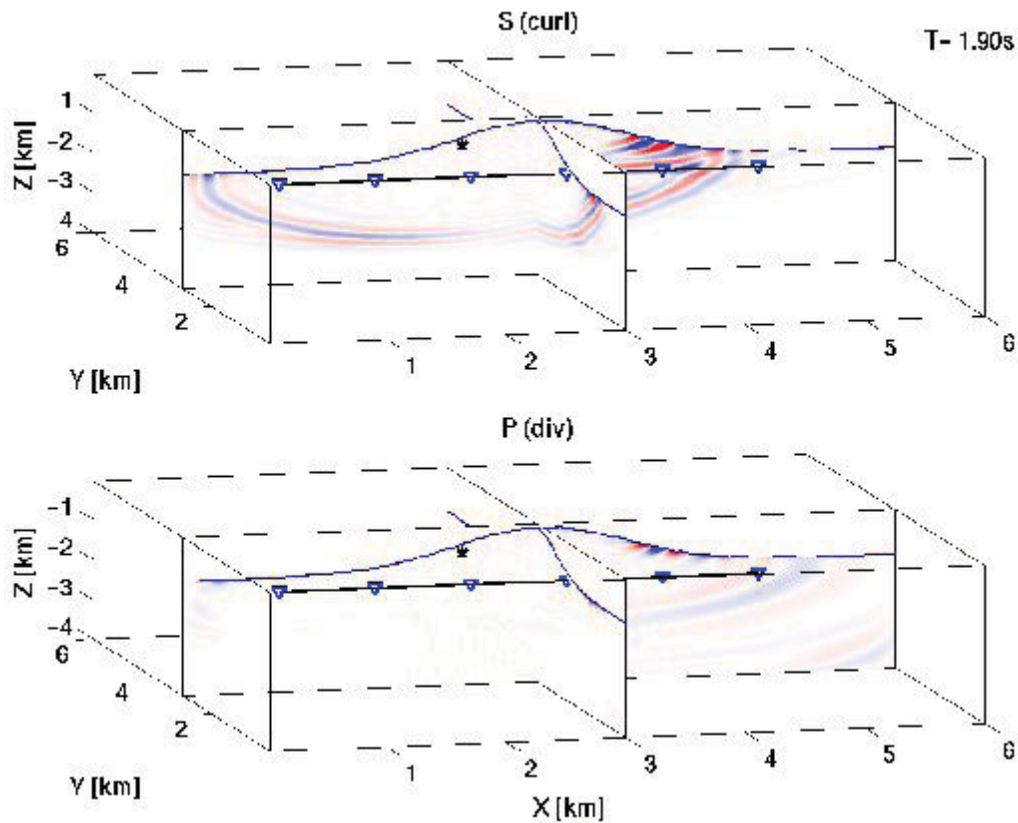


Figure 1: Snapshots of the curl (top) and divergence (bottom) of the wavefield in the Gaussian hill model. The location of the isotropic explosive point source is indicated by a black star. The wavefield is dominated by Rayleigh wave scattering at the hill.

difference elastic wave modeling including surface topography, *Geophysics*, 63, 2, 613-622.

31, 77-92.  
 Web page: <http://www.geophysik.uni-kiel.de/tbohlen/movies>

Ohminato, T., Chouet, B.A., 1998, A free-surface boundary condition for including 3D topography in the finite-difference method, *BSSA*, 87,2,494-515.

Robertsson, J., 1996. A numerical free-surface condition for elastic/viscoelastic finite-difference modelling in the presence of topography, *Geophysics*, 61,6,1921-1934.

Saenger, E., Gold, N., Shapiro, S., Modeling the propagation of elastic waves using a modified finite-difference grid, *Wave Motion*,

**SMP04**

*Bohlen, Th. (U Kiel), Giese, R. (GFZ Potsdam), Müller, Cf., Landerer, F. (U Kiel), Buske, S., Goertz, A. (FU Berlin)*

**Finite-Differenzen Modellierung der Wellenausbreitung um einen Tunnel**

E-Mail: tbohlen@geophysik.uni-kiel.de

Die Modellierung des vollständigen seismischen Wellenfeldes um einen Tunnel im kristallinen Hartgestein stellt eine große Herausforderung an die heute verfügbaren Modellierungsmethoden dar. Das kristalline Gestein in unmittelbarer Umgebung des Tunnels wurde durch den Tunnelvortrieb stark beansprucht und verändert. Der beanspruchte Bereich kann sich über mehrere Meter bis 10er Meter erstrecken und hat einen starken Einfluß auf das an der Tunnelwand angeregte und registrierte seismische Wellenfeld. Die Umgebung des Tunnels ist u.a. gekennzeichnet durch

- starke Gradienten in den seismischen Wellengeschwindigkeiten
- starke Dämpfung seismischer Energie
- seismische Anisotropie u.a. hervorgerufen durch orientierte Klüfte
- Topographie der Tunnelwand

Modellrechnungen des vollständigen Wellenfeldes in diesem Milieu haben das Ziel, Hilfestellung bei der Interpretation gemessener Daten zu geben. Weiterhin können realistische synthetische Datensätze erzeugt werden, um Abbildungsverfahren zu überprüfen bzw. deren Ergebnisse bei Felddaten zu interpretieren.

Für die Finite-Differenzen (FD) Methode ist insbesondere die Modellierung von Topographie der Tunnelwand problematisch. Durch den starken Kontrast in den Materialparametern (Luft/Fels) kommt es bei den heute gängigen staggered-grid FD-Techniken zu Instabilitäten. Ein FD-Algorithmus, welcher in der

Lage ist, auch starke Kontraste ohne explizite Definition der Randbedingungen zu modellieren, ist das sogenannte "rotated staggered grid" (RSG). Das RSG zeichnet sich durch eine für starke Kontraste optimierte Verteilung der Wellenfeldparameter und Materialparameter auf dem Gitter aus. Zur Modellierung der Wellenausbreitung um den Tunnel wurde das RSG auf die 3-D viskoelastische Wellengleichung angewendet.

3-D Modellrechnungen des viskoelastischen Wellenfeldes um einen Tunnel haben gezeigt, daß Topographie der Tunnelwand einen starken Einfluß auf das in Tunnelnähe angeregte und aufgezeichnete Wellenfeld ausübt. In den Abbildungen 1 und 2 sind exemplarisch Momentaufnahmen des Wellenfeldes bei glatter und undulierender Tunnelwand dargestellt. Es wurde eine mit 35 Grad zur Tunnelachse einfallende Störungszone mit erniedrigter Geschwindigkeit und erhöhter Dämpfung simuliert. Die Quelle ist eine Einzelkraft in Y-Richtung (500 Hz) bei X=9m, Y=32m (Hammerschlag). Diese Quelle strahlt vorwiegend S-Wellenenergie ab. Das Beispiel zeigt, daß Topographie die Ausbildung von Rayleighwellen entlang der Tunnelwand behindert. Die Energie wird in Quellnähe an der Tunneloberfläche in Raumwellen (P- und S) gestreut. Dies führt zu einer starken Veränderung der abgestrahlten Signalform, der winkelabhängigen Abstrahlcharakteristik sowie zu einer bevorzugten Abstrahlung bestimmter Frequenzen (Resonanz). Die an der Störungszone reflektierten und in der Nähe der Tunnel-

wand aufgezeichneten Wellen werden ebenfalls durch Topographie wesentlich beeinflusst. Entsprechende Effekte wurden auch in Feldexperimenten bei starker Topographie der Tunnelwand beobachtet.

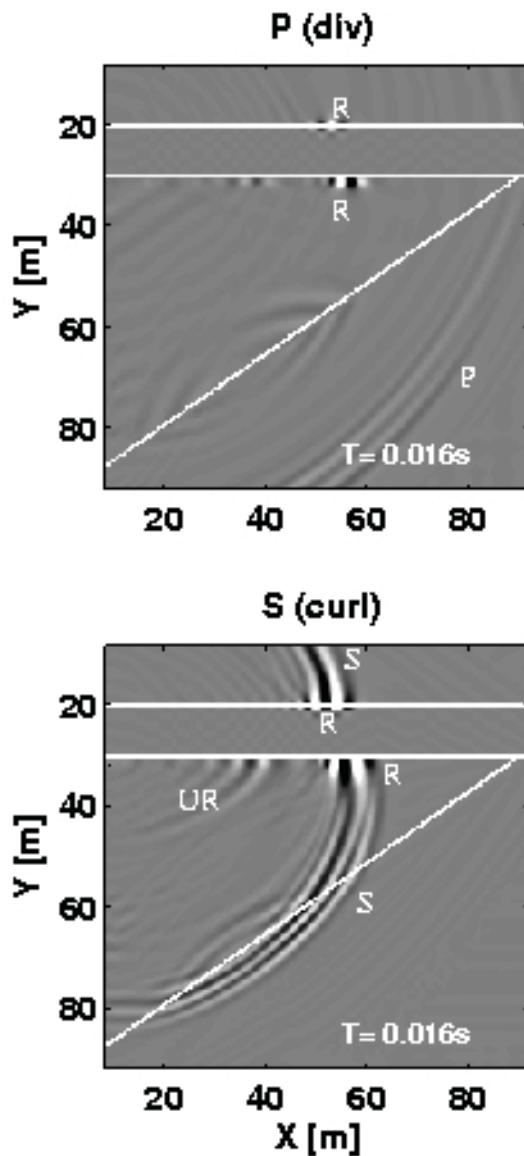


Abbildung 1: Schnitt durch das Wellenfeld um einen Tunnel mit glatter Wand. P=P-Welle, S=S-Welle, R=Rayleighwelle, UR=Umlaufende Rayleighwelle.

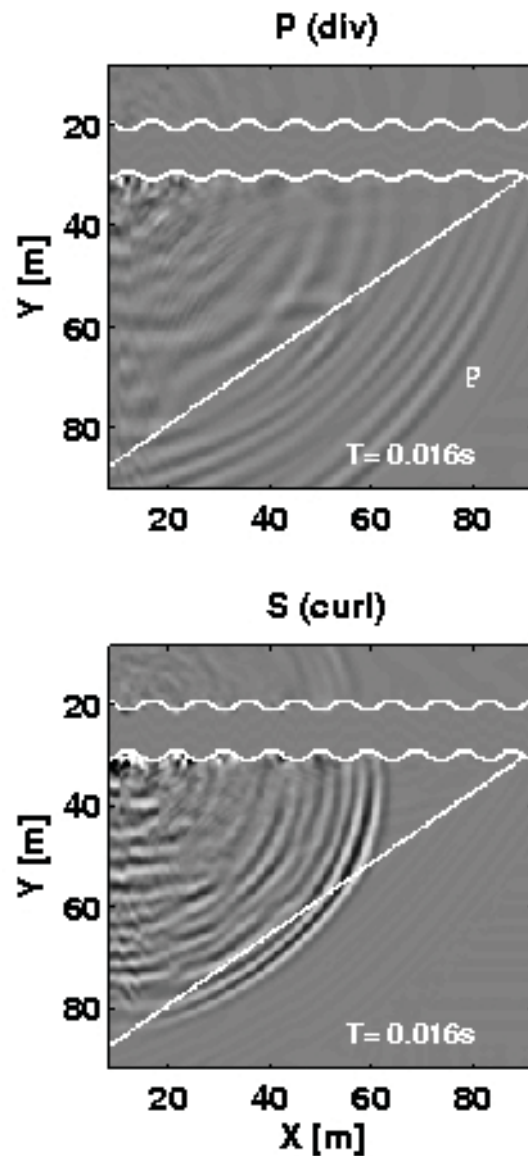


Abbildung 2: Schnitt durch das Wellenfeld bei Tunnelwand mit Topographie. P=P-Welle, S=S-Welle, R=Rayleighwelle, UR=Umlaufende Rayleighwelle.

**SMP05**

*Müller, Cf. (U Kiel), Goertz, A. (FU Berlin), Giese, R., Klose, C. (GFZ Potsdam), Bohlen, T., Landerer, F. (U Kiel), Buske, S. (FU Berlin)*

**Anwendung der Vektormigration zur seismischen Bildgebung beim Tunnelbau**

E-Mail: [cmu@geophysik.uni-kiel.de](mailto:cmu@geophysik.uni-kiel.de)

Vorausschauende seismische Erkundung ist bereits ein fester Bestandteil der heute üblichen geophysikalischen Meß- und Interpretationsmethoden beim Tunnelbau (z.B. Gelius and Westerdahk, 2002). Das am GFZ-Potsdam zur Zeit in der Entwicklung befindliche Integrated-Seismic-Imaging-System (ISIS) soll während des Tunnelvortriebs ein dreidimensionales Bild des Gesteins um und vor dem entstehenden Tunnel erzeugen. Wir stellen erste Ergebnisse der Bildgebung von ISIS Datensätzen aus dem Faido und Piora Zugangsstollen des neuen Gotthard-Tunnels vor. Die Bildgebung erfolgte mit den im ISIS implementierten 3D-Vektormigrationsalgorithmen (siehe auch den Beitrag von Goertz et al., diese Tagung).

Die im Gotthardmassiv anzutreffenden Gneiskomplexe (Leventina- und Lucomagno-gneis) sind in ihrer Geschichte mehrfach metamorph überprägt, verfaltet, sowie spröde deformiert worden und zeigen somit eine außerordentlich komplexe Struktur auf, insbesondere durch kataklastische Störzonen, Quarz- und Biotitlinsen/-bänder (dm - m Bereich) und Falten (dm - 10er m Bereich). Die geotechnisch gefährlichen kataklastischen Störzonen fallen steil mit 80 – 90° nach Norden bzw. Süden ein und stellen Hauptziele der Vorauserkundung dar. Im angemeldeten Beitrag wird der Versuch unternommen die lokale Geologie mit den migrierten seismischen Daten zu korrelieren.

Die hier behandelten seismischen Datensätze wurden mit dem aktuellen ISIS Akquisiti-

onssystem gewonnen, das aus der pneumatischer Quelle und in die Tunnelankerung installierten Dreikomponenten-Geophonen besteht (siehe auch den Beitrag von Giese et al., diese Tagung). Akquiriert wurden sie zusammen mit geologischen Daten im 2600 m langen Faido Zugangsstollen und im 5000 m langen Piora-Sondierstollen des Gotthard Basis-Tunnels. Während sich der Piora-Stollen in Nordrichtung parallel zum Gotthard Basis-Tunnel und 500 m darüber horizontal erstreckt, ist der Faido-Tunnel mit ca. 12 % in Nord-Ost Richtung geneigt und erreicht den Gotthard Basis-Tunnel in einer Tiefe von 1400 m (500 ü.NN).

Die gewonnen Daten sind im allgemeinen von guter Qualität und zeigen Polarisationsgüten (globaler Polarisationsparameter nach Samson, 1973) von  $\tau=0,7 - 0,9$  in der direkten Welle. Direkte P- und S-Wellen wurden in der Vorbereitung auf die Migration durch muting entfernt. Wie FD-Modellrechnungen zeigen entstehen beim Schlag auf die Tunnelwand in oberflächennahen Klüften an der Quelle oder den Empfängern Kavitätsschwingungen, die sich durch prominente monofrequente Störungen im Seismogramm äußern. Diese wurden mit Hilfe eines adaptiven Notchfilters aus den Daten entfernt.

Die zylindrische Form des Tunnel limitiert die Aqquisitionsapertur und führt beim Einsatz skalarer Migrationsmethoden zu einer Vieldeutigkeit des migrierten Bildes, vor allem um die Tunnelachse. Der eingesetzte Vektoralgorithmus unterdrückt diese Viel-

deutigkeit durch Berücksichtigung der Polarisation des aufgezeichneten Wellenfeldes (Müller, 2000; Duveneck, 2000). Unter Ausnutzung der Polarisation können außerdem Kompressions- und Scherwellenfelder getrennt migriert und somit die Interpretationsmöglichkeiten für die erhaltenen Bilder erhöht werden (Goertz, 2000).

Durch die Verwendung unterschiedlicher Polarisationsattribute in der Gewichtsfunktion der Migration entsteht ein weiterer Satz von Bildern, der ebenfalls die Interpretation unterstützt.

#### Literatur

Duveneck, E. (2000). Abbildung von Erzkörpern in VSP-Geometrie. Diplomarbeit. Christian-Albrechts-Universität Kiel.

Gelius, L. and Westerdahk, H. (2002). Tunnel Seismics - Prediction of Rock Conditions Ahead. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, (7):167-183.

Goertz, A. (2002), *True-amplitude multi-component migration of elastic wavefields*. PhD thesis, Univ. Karlsruhe.

Müller, C. (2000), *On the Nature of Scattering from Isolated Perturbations in Elastic Media and the Consequences for Processing of Seismic Data*. PhD thesis, Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

Samson, J. (1973). Description of the polarization states of vector processes: application to ULF electromagnetic fields. *Geophys. J.*, (34):403-419.

Webseite: <http://www.geophysik.uni-kiel.de/cmu/projekt.htm>



**SMP06**

*Yoon, M., Buske, S., Lüth, S., Shapiro, S.A., Wigger, P. (Berlin, FU Berlin)*

**Prestack depth migration of deep seismic datasets.**

E-Mail: yoon@geophysik.fu-berlin.de

This paper presents the results of Kirchhoff prestack depth migration applied to two on-shore deep seismic reflection data sets (ANCORP'96 and PRECORP'95). The prestack depth migration was implemented in 3D (ANCORP) and in 2D (PRECORP), respectively, from topography. The 3D velocity model was obtained by extending a 2D velocity model received from refraction data analysis. The traveltimes calculation was performed using a finite difference eikonal solver. An additional "offline stacking" provided a final 370 km long 2D depth section of the ANCORP data set. The migration procedure of the PRECORP data set consisted of three steps: First, early arrivals (0-15 s TWT) were processed. Second, later arrivals (15-40 s TWT) were passed to migration. Finally, both depth sections have been stacked and yielded the final 100 km deep subsurface image. In this paper a 180 km long part of the ANCORP section and a 110 km long PRECORP depth profile are presented.

In comparison to earlier processing results (ANCORP Working Group, 1999; 2002) the prestack depth images contain new aspects. The final 2D ANCORP section obtained from offline stacking shows a sharpened image of the oceanic crust. Now, two reflectors are clearly visible associated with the upper and the lower boundary of the oceanic crust. Except for some areas a nearly complete image of the Nazca reflector is present in both data sets between depths of 60 - 90 km. The compilation with local earthquake data (Gräber and Asch, 1999) shows that the seismogenic zone coincides with the upper reflector of the

oceanic crust, but not with the Nazca reflector at depths larger than 80 km. The final depth sections contain two prominent features, the Quebrada Blanca Bright Spot (QBBS, ANCORP) and the Calama Bright Spot (CBS, PRECORP) located 160 km further to the south. Besides the west dip of the QBBS, which was already known from standard post-stack processing results, a 3D analysis of the ANCORP data set shows an additional north-dipping trend of the QBBS. Furthermore, the CBS is discovered for the first time.

**References**

- ANCORP Working Group, 1999. Seismic reflection image revealing offset of Andean subduction-zone earthquake locations into oceanic mantle. *Nature*, 397:341-344.
- ANCORP Working Group, 2002. Seismic imaging of a convergent continental margin and plateau in the Central Andes (Ancorp'96). *JGR*, in press.
- Gräber, F. and Asch, G., 1999. Three-dimensional models of P-wave velocity and P- to S-velocity ratio in the southern Central Andes by simultaneous inversion of local earthquake data. *JGR*, 104:20.237-20.256.
- Yoon, M., Buske, S., Lüth, S., Schulze, A., Shapiro, S.A., Stiller, M., Wigger, P., 2002. Along-strike variations of crustal reflectivity related to the Andean subduction process. *GRL*, in press.

**SMP07***Saenger, E.H., Krueger, O.S., Shapiro, S.A. (FU Berlin)***Numerical Rock Physics: Effective elastic moduli**

E-Mail: saenger@geophysik.fu-berlin.de

This paper is concerned with numerical tests of several rock physical relationships. The focus is on effective velocities and scattering attenuation in 3D fractured media. We apply the so-called rotated staggered finite difference grid for numerical experiments. Using this grid it is possible to simulate the propagation of elastic waves in elastic media containing cracks, pores or free surfaces without hard-coded boundary conditions (Saenger and Shapiro (2002) and Fig. 1). We simulate the propagation of plane waves through a set of randomly cracked media. In these numerical experiments we vary the number and the distribution of cracks. The synthetic results are compared with several theories predicting the effective elastic properties of fractured materials. We find that for randomly distributed and randomly oriented non-intersecting thin penny-shaped dry cracks the numerical simulations of effective velocities are in good agreement with the predictions of the self-consistent approximation. We observe similar results for fluid-filled cracks. The Gassmann-equation cannot be applied to our fractured media although we have a very low porosity in our models. This is well explained by the absence of a connected porosity. There is only a slight difference of effective velocities between the case of intersecting and non-intersecting cracks. This can be clearly demonstrated up to a crack density which is close to the connectivity percolation threshold. For higher crack densities we observe that the differential effective medium theory have the best fit with numerical results for intersecting

cracks. Additionally it is shown that the scattering attenuation coefficient predicted by the classical Hudson-approach is in an excellent agreement with our numerical results.

**References**

Saenger, E.H., and Shapiro, S.A., 2002, Effective velocities in fractured media: A numerical study using the rotated staggered finite-difference grid: *Geophys.Prosp.*,50, 183-194.

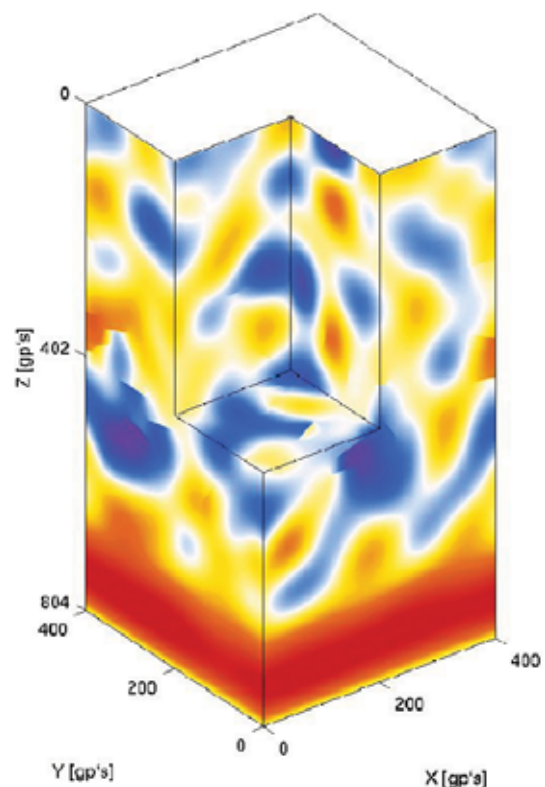


Figure 1: A snapshot of a plane P-wave propagating through a fractured 3D model.

**SMP09***Buness, H. (Hannover)***Hochauflösende Messungen mit einem hydraulischen Vibrator**

E-Mail: buness@gga-hannover.de

Das Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA-Institut) untersucht oberflächennahe Strukturen mit hochauflösender Reflexionsseismik. Entscheidend für die Qualität des seismischen Abbildes ist eine hohe Auflösung, die wiederum hohe Frequenzen bei genügender Bandbreite des Signals voraussetzt. Aus diesen Gründen entwickelte das GGA-Institut in Zusammenarbeit mit der Prakla-Bohrtechnik-GmbH (Ütze) einen Kleinvibrator.

In einem Testgebiet ca. 40 km SW von Hamburg ergab ein reflexionsseismisches Profil das Abbild einer quartären Rinne mit einer Tiefe von 70 m, die in einer weiteren Rinne von 130 m Tiefe eingebettet ist (Wiederhold et al. 1998). Die Messungen wurden bei einem ersten Test mit dem Vibrator wiederholt; es wurden nutzbare Signalfrequenzen von ca. 200 Hz erreicht, bei einer Anregung von 100 bis 400 Hz. Für das Ausbleiben der Nutzfrequenzen >200 Hz waren mehrere Möglichkeiten denkbar:

1) Die Absorption des Untergrundes ist bei hohen Frequenzen zu stark.

2) Die Amplitude des abgestrahlten Signals ist aus technischen Gründen zu klein.

3) Das Signal kann wegen unbekannter Phasenbeziehungen zwischen abgestrahltem Signal und Korrelationssignal nicht rekonstruiert werden.

Zur Beantwortung dieser Fragen wurden die Beschleunigungen des Vibratorsystems an der Basisplatte sowie an der Reaktionsmasse bei Frequenzen von 70 bis 380 Hz gemessen. Zu den Ergebnissen gehören:

1) Die Basisplatte ist in sich auch bei sehr hohen Frequenzen stabil; die Phasendifferenz von verschiedenen Positionen beträgt bei sehr hohen Frequenzen nicht mehr als ca. 20°.

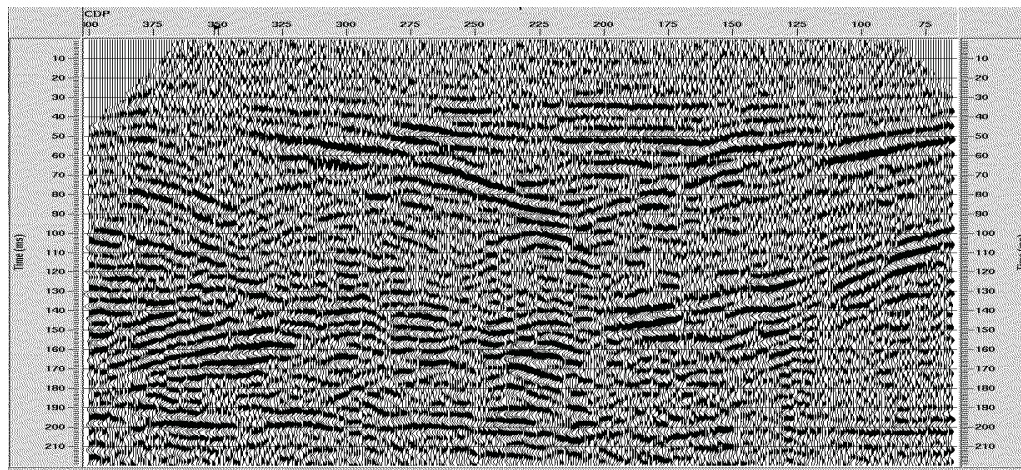
2) Die Groundforce (GF, das mit den Massen gewichtete und multiplizierte Mittel der Beschleunigungen der Basisplatte und der Reaktionsmasse) besitzt zum Referenzsweep maximal 45° Phasendifferenz.

3) Die harmonischen Anteile des Signals erreichen hohe Amplituden, die 3. Harmonische erreicht stellenweise fast diejenige des Fundamentalsweeps.

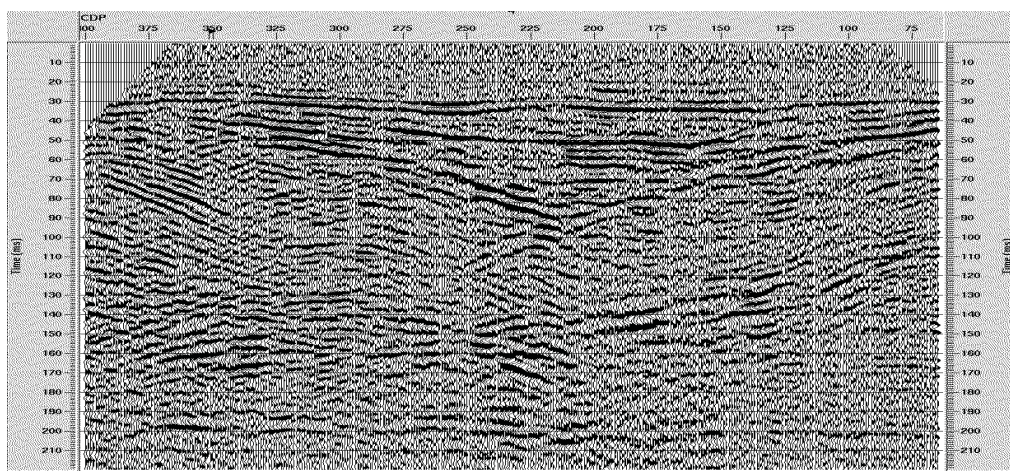
4) In den Nutzsignalen sind Frequenzen >200 Hz vorhanden, die durch ein spektrales Aufweissen hervorgehoben werden können. Dadurch verschlechtert sich das visuelle S/N-Verhältnis der Einzelschüsse erheblich. Die gestapelte Version zeigt hingegen eine bessere Auflösung. Die Filterwirkung des Stapelverfahrens unterdrückt wirksam die nicht kohärenten hochfrequenten Signale.

5) Die Verwendung der GF zur Korrelation des Signals verbessert die Auflösung weiter. Die in den Harmonischen enthaltene Energie wird mit genutzt. Aufgrund der relativ zur gesamten Aufnahmelänge langen Sweeplänge bei der flachgründigen Seismik spielen die Korrelationsartefakte ("ghost sweeps") keine Rolle.

6) Eine mindestens ebenso gute Auflösung liefert die Dekonvolution der Daten mit der GF, unabhängig ob diese im Frequenzbereich (Brittle et al. 2001) oder im Zeitbereich (Robinson and Sgaff 2001) durchgeführt wurde. Bei dieser Methode werden die Korrela-



Profil über eine quartäre Rinne bei Tostedt: Korrelation mit Referenz-Sweep und spektrale Aufweissung bis 220 Hz



Profil über eine quartäre Rinne bei Tostedt: Dekonvolution mit groundforce

Abbildung 1: Vergleich von Korrelation (oben) und Dekonvolution (unten)

tionsartefakte unabhängig von den Sweepplängen eliminiert.

Brittle, K.F., Lines, L.R. and Dey, A.K. (2001): Vibroseis deconvolution: a comparison of cross-correlation and frequency-domain sweep deconvolution.- *Geophysical prospecting*, 49, 675- 686.

Robinson, E.A. and Saggaf, M. (2001): Klauder wavelet removal before vibroseis deconvolution.- *Geophysical prospecting*, 49, 335-340.

Wiederhold, H., Bunes, H. and Bram, K.

(1998): Glacial Structures in northern Germany revealed by a high resolution reflection seismic survey.- *Geophysics*, 63: 1265-1272.

Webseite: <http://gga-hannover.de>



**SMP10**

*Giese, R. (GeoForschungsZentrum Potsdam), Klose, C., Mielitz, S., Otto, P., Borm, G. (GeoForschungsZentrum Potsdam)*

### **ISIS - Integriertes Seismisches Imaging System für die Vorauserkundung beim Tunnelbau**

E-Mail: buness@gga-hannover.de

Am GFZ Potsdam wurde in Kooperation mit der Schweizer Firma Amberg Engineering das Integrierte Seismische Imaging System (ISIS) als neues Abbildungsverfahren für die Untertageseismik entwickelt. Die zum Patent angemeldete Idee besteht darin, die Tunnel-Ankerung zu verwenden, um damit ein Array von seismischen Empfängern antennenartig so zu installieren, dass ein hochauflösendes seismisches Abbild des Gebirges während der Bauarbeiten stets aktuell zur Verfügung steht. Als Empfänger dienen miniaturisierte 3K Geophone. Die Anker werden in bis zu mehrere Meter tiefe Bohrlöcher verklebt und können vom Tunnel strahlenförmig ausgehen oder in Richtung des Tunnels nach vorn gerichtet sein.



Abbildung 1: Einsatz eines pneumatischen Impuls-Hammers als seismische Quelle im Tunnelbau, die Positionierung und Anpressung wird mit Hilfe eines Kleinbaggers realisiert.

Als seismische Quellen kommen pneumatische Impulsgeber und magnetostruktive Vibratoren zum Einsatz, die direkt an Baumaschinen befestigt werden können. Sie sind z.B. an einen kleinen Bagger (Abb. 1) oder eine Tunnelbohrmaschine montiert und schnell positionierbar. Sie werden gegen die Felswand vorgespannt und elektronisch angesteuert. Damit werden seismische Initialsignale von 100 Hz bis 4 kHz in definierten Richtungen ausgestrahlt, die in Sekundenabständen wiederholt werden können. In Kooperation mit dem Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA) Hannover wird das Schwingungsverhalten der Vibrationsquellen optimiert.

Die ISIS-Software ist ein Multi-Window System zur interaktiven Bearbeitung der Daten bei gleichzeitiger 3D-Visualisierung der Ergebnisse. Die Entwicklung der Software für ISIS schliesst die räumliche Wiedergabe der durch lithologische Heterogenitäten verursachten Reflexionen und eine Interpretation hinsichtlich bautechnisch relevanter Gebirgsparameter ein. Für die Auswertung werden sowohl die direkt oder gebeugten Kompressions- und Scherwellen als auch die von Diskontinuitäten reflektierten Wellen verwendet. Zusammen mit dem Institut für Geophysik der Uni Kiel und der Fachrichtung Geophysik der FU Berlin werden seismische Abbildungsverfahren für ISIS entwickelt und an synthetischen wie an in situ gemessenen Daten getestet.

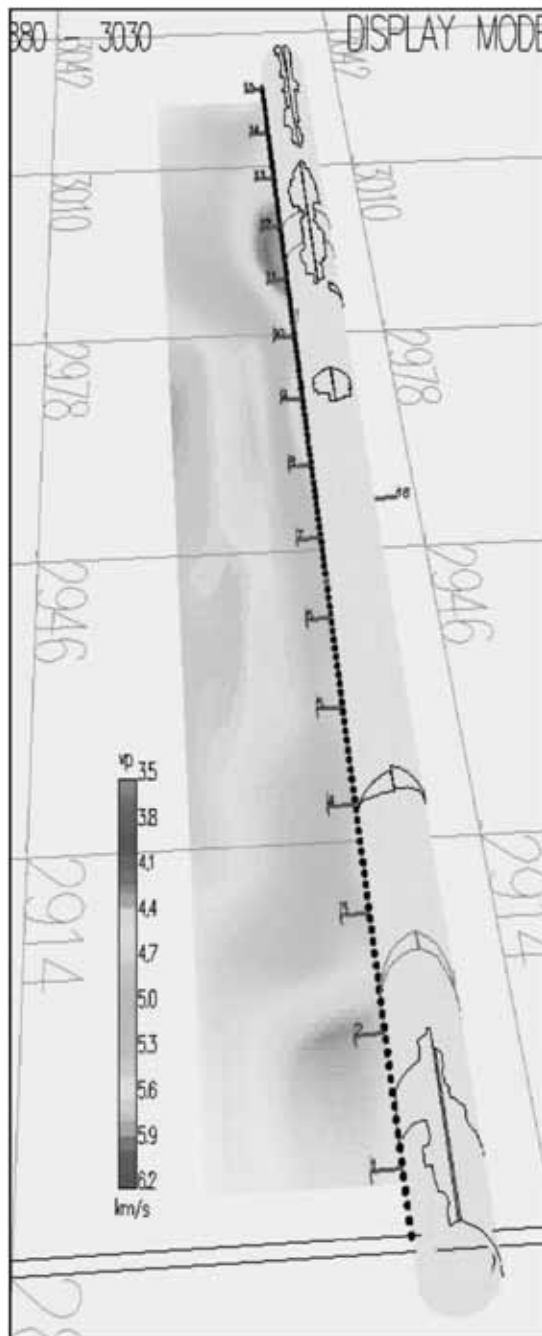


Abbildung 2: P-Wellen Tomographie aus dem Sondierstollen Piora (Schweiz). In der Tunnelwand sind die kartierten Firstausbrüche und geologischen Verwerfungszone eingetragen.

Seit dem Frühjahr 2000 werden an verschiedenen Stellen der Neubaustrecken des Gotthard Basistunnels in den Schweizer Zentralalpen seismische Testmessungen mit ISIS durchgeführt. Abb. 2 zeigt eine P-Wellen-Tomographie aus dem 5.5 km langen Piora Sondierstollen, der ca. 300 m über der Trasse des GBT in der Penninischen Gneiszone liegt. Dargestellt sind die auf einer horizontalen Linie im Abstand von 10 m eingebrachten 2 m langen Messanker und die im Abstand von 1 m angeregten Quellpunkte an der Oberfläche. Auf der Tunnelwand sind die kartierten Firstausbrüche und geologische Verwerfungszone eingezeichnet. Im Bereich der 150 m langen Messauslage befinden sich zwei 5 m mächtige kataklastische Störungszonen, die einen Abfall in den P-Wellengeschwindigkeiten von 6.0 km/s auf 4.9 km/s bewirken. Da der Tunnel für geologische Untersuchungen direkt zugänglich ist, können unmittelbare Vergleiche zwischen der Geologie und den seismischen Ergebnissen zur Überprüfung der Messungen durchgeführt werden.

Neben der Charakterisierung der Geologie in Tunnelnähe lassen sich aus den P- und S- Wellen-Tomographien aus großräumige Trends ermitteln, die wichtige Rückschlüsse auf die Ausdehnung und Intensität von Störungszonen im Bereich der Tunneltrasse zulassen.

**SMP11**

*Polom, U. (GGA-Institut), Giese, R., Mielitz, S., Otto, P., Borm, G. (GFZ-Potsdam)*

**Modellierungs- und Testergebnisse für eine hochfrequente seismische Vibrationsquelle mit magnetostruktivem Antrieb für den Einsatz im Untertagebau**

E-Mail: U.Polom@gga-hannover.de

Ursprünglich als hochleistungsfähige Sonarquelle für die U.S. Navy entwickelt, finden Schwingungserreger mit magnetostruktivem Funktionsprinzip zunehmend auch Eingang in andere Anwendungsbereiche. Der magnetostruktive Effekt verursacht eine Längenänderung spezieller Metall-Legierungen (z.B. TERFENOL-D®) unter dem Einfluss eines magnetischen Feldes. Durch Anlegen eines magnetischen Wechselfeldes kann die Legierung zu mechanischen Schwingungen angeregt werden, wobei je nach Ausführung Frequenzen von einigen Hz bis zu einigen kHz bei Maximalkräften in der Größenordnung mehrerer kN erzielt werden können.

Am GFZ-Potsdam wird eine vorwiegend für den Einsatz in bzw. an Festgesteinen konzipierte seismische Vibrationsquelle unter Verwendung eines magnetostruktiven Schwingungserzeugers (Borm und Otto, 2001) entwickelt. Kernstück dieser Quelle ist ein von der Fa. ETREMA Products, Inc.(USA) für das GFZ-Potsdam entwickelter Schwingungserreger mit bis zu 3.0 kW Leistungsaufnahme bei einem Gesamtgewicht von ca. 25 kg.

Neben den Vorteilen einer großen Bandbreite und eines hohen Wirkungsgrades besitzen magnetostruktive Schwingungserzeuger jedoch für seismische Anwendungen auch unerwünschte Systemeigenschaften. So sind die Beziehungen zwischen Ansteuerstrom und mechanischer Wirkung im Bereich der Arbeitsbandbreite meist nichtlinear und können durch sog. Antiresonanz-Frequenzen beeinträchtigt werden. Darüber hinaus führen Am-

plitudenänderungen im Ansteuerstrom zu einer Veränderung der Frequenzcharakteristik.

Zur Analyse und Erfassung der weitgehend unbekanntem schwingungsmechanischen Systemeigenschaften wurde versucht, das mechanische Verhalten des Schwingungserregers in der am Felsuntergrund angekoppelten Situation nach einem von Lerwill (1981) publizierten Verfahren zu modellieren. Dazu werden die einzelnen, miteinander gekoppelten Schwingensysteme durch sog. Kelvin-Vogt-Elemente bestehend aus Masse, Feder und Dämpfer substituiert. Der frequenzabhängige, komplexe mechanische Gesamtwiderstand wird mittels der Masse-Kapazitäts-Analogie ermittelt. Als Vorlage für dieses Analogon wurde ein zweiläufiger Schwinger mit Auflast (seismischer Explorationsvibrator) verwendet, der hinsichtlich des Systemaufbaus geeignet modifiziert wurde.

Die Ergebnisse der Modellierung zeigen, dass die Resonanzfrequenz der Reaktionsmasse im Gegensatz zu üblichen seismischen Vibratoren oberhalb der Arbeitsbandbreite liegt, wie es z.B. auch bei piezoelektrischen Schwingungssensoren der Fall ist. Darüber hinaus wurde festgestellt, dass der firmenseitig vorgesehene Abgriff der mechanischen Schwingung an der Reaktionsmasse allein nicht für eine Analyse des Schwingungsverhaltens ausreicht. Im Rahmen erster Modifikationen wurde daher ein weiterer Sensor in der Ankoppeleinheit der Quelle integriert.

In dem Beitrag werden die Modellierungsergebnisse mit den Ergebnissen praktischer

Tests an Probekörpern aus Festgestein verglichen. Die Ergebnisse dieser Tests bilden die Grundlagen für eine geeignete nichtlineare Quellenansteuerung zur Kompensation nichtlinearer Effekte der seismischen Quelle selbst, aber auch anderer Effekte, die z.B. durch die Ankopplung der Quelle an das Untersuchungsobjekt verursacht sind.

Lerwill, W.E., 1981, The Amplitude and Phase Response of a Seismic Vibrator, *Geophysical Prospecting* 29, 503-528

G. Borm und P. Otto, 2001, Vorrichtung zur Erzeugung mechanischer Schwingungen in einem festen Material, DPA



**SMP12**

*Stiller, M., Krawczyk, C., Mechie, J. (GFZ Potsdam), Wigger, P., Lüth, S. (FU Berlin), Reichert, C. (BGR Hannover), SPOC Research Group*

**Subduktions-Prozesse Offshore Chile (SPOC) - Ergebnisse einer simultanen onshore-reflexionsseismischen Studie bei 38.2°S**

E-Mail: manfred@gfz-potsdam.de

Fast alle verheerenden Erdbeben finden an aktiven Kontinentalrändern in der seismogenen Koppelzone zwischen konvergenten Platten statt. Der strukturelle Aufbau und die dort stattfindenden petrophysikalischen Prozesse sind noch längst nicht vollständig verstanden und daher vorrangige geodynamische Untersuchungsziele.

Das multidisziplinäre, geowissenschaftliche Offshore-Projekt SPOC (Subduction Processes Off Chile), gelegen zwischen 36° und 39° S, wurde durch eine Onshore-Erweiterung ergänzt, welche ihrerseits aus verschiedenen aktiven und passiven seismischen Experimenten bestand, nämlich: (1) drei je ca. 200 km lange weitwinkel-seismische West-Ost-Aufstellungen, die jeweils von der Küste bis zur Hauptkordillere reichten und neben eigenen Schüssen an den Enden auch die Airgun-Anregungen aus der seeseitigen Verlängerung registrierten, (2) ein hochauflösendes West-Ost steilwinkel-seismisches Reflexionsprofil auf dem südlichen der drei Weitwinkelprofile, und (3) eine 3D-Flächenaufstellung von Dreikomponenten-Stationen, die kontinuierlich alle aktiven und passiven Quellen während des Meßzeitraums aufzeichnete.

In diesem Beitrag werden vor allem neuere Ergebnisse der reflexionsseismischen Steilwinkel-Landkomponente (2) vorgestellt, welche (neben den anderen, mehr großräumigen 2D/3D-Weitwinkel-Landexperimenten) hauptsächlich als Pilotstudie für eventuelle Folgemessungen diente, um die Subduktions-

zone zwischen Nazca- und Südamerika-Platte reflexionsseismisch möglichst detailliert abzubilden, wobei die seismogene Koppelzone in 20 bis 40 km Tiefe eines der Hauptziele war.

Drei Geophon-Aufbauten (jede bestehend aus 180 Geophongruppen im 100 m Abstand) registrierten insgesamt 14 Sprengstoffschüsse, davon 10 innerhalb der insgesamt 54 km langen aktiven Auslage, sowie 2 entferntere Schüsse westlich der Auslage im Pazifischen Ozean und 2 entferntere Schüsse östlich der Auslage. Daraus ergibt sich ein insgesamt etwa 87 km langes West-Ost gerichtetes 2D CDP-Reflexionsprofil. Es umfasst die Offshore/Onshore-Übergangszone längs ca. 38.2°S und verläuft von etwa 18 km westlich der südchilenischen Pazifik-Küstenlinie über die Präkordillere bis hinab ins Längstal im Osten. Es reicht bis in eine Tiefe von über 60 km und übermisst Teile der Bruchfläche des großen Chile 1960 Erdbebens (Magnitude 9.5).

Das tiefenmigrierte seismische Abbild zeigt mehrere (mindestens 3) kräftige etwa 20° Ost fallende Reflexionsbänder in verschiedenen Krusten-Stockwerken, die als Internstrukturen paläozoischer Akkretionstektonik interpretiert werden, wobei das tiefste mit der Oberkante der abtauchenden Platte korreliert, wie sie durch die Wadati-Benioff Seismizität definiert ist und wie sie auch durch die Geschwindigkeitsstruktur des simultan vermessenen Weitwinkel-Profiles bestätigt wird. Zwei

weitere, eher horizontale Reflexionsbänder bei ca. 8 und 23 km Tiefe lassen sich ebenfalls mit zwei in der Weitwinkel-Auswertung modellierten moderaten Geschwindigkeitssprüngen in der kontinentalen Platte korrelieren.

Neben den Landschüssen wurden mit der küstennahsten 18 km Landauslage auch die Airgun-Anregungen des Forschungsschiff RV SONNE, die in ozeanseitiger Verlängerung der Landlinie stattfanden, registriert. Kräftige Phasen zwischen 10 und 80 km Offset (Pg, ..., PmP) sowie zwischen 150 und 225 km Offset (Pn) erlauben neben der Identifizierung verschiedener krustaler Grenzen eine Festlegung der ozeanischen Mantelgeschwindigkeit auf 8.1 km/s. Die ungewöhnlich hohe Strahlüberdeckung (180 Empfängerstationen im 100 m Abstand und 3600 Airgun-Pulse im 50 m Abstand) ermöglichen die Erstellung einer Weitwinkel-Stapelung, die neben der klassischen Geschwindigkeitsinformation auch eine strukturelle Abbildung zu liefern in der Lage ist.

Webseite: <http://www.gfz-potsdam.de/pb2/pb22/projects/spoc.html>

**SMP13**

Lüth, S. (FU Berlin), Mechie, J. (GFZ Potsdam), Wigger, P. (FU Berlin), Krawczyk, C., Stiller, M. (GFZ Potsdam), Flüh, E. (GEOMAR Kiel), Reichert, C. (BGR Hannover), Bataille, K. (U de Concepcion), SPOC Research Group

**SUBDUCTION PROCESSES OFF CHILE (SPOC) - RESULTS FROM THE AMPHIBIOUS WIDE-ANGLE SEISMIC EXPERIMENT ACROSS THE CHILEAN SUBDUCTION ZONE**

E-Mail: wigger@geophysik.fu-berlin.de

One component of the onshore-offshore, active -passive seismic experiment SPOC has been a 2-D wide-angle seismic experiment covering the Chilean subduction zone from the Nazca Plate to the Magmatic Arc in the main cordillera. Three profiles of 52 stations each and up to 240 km long were deployed between 36° and 39° S. These profiles recorded chemical shots at the ends of the profiles and the airgun pulses from RV SONNE cruising simultaneously on offshore profiles extending the onshore profiles. On the southernmost of the three profiles OBHs/OBSs were deployed offshore, thus providing continuous wide-angle seismic data from the Nazca Plate to the South-American continent. Data examples, correlations, and velocity models along the three transects will be presented. The Moho of the subducted oceanic crust can be constrained by PmP-reflections down to 45 km depth under the coastal cordillera. The P-wave velocity field of the crust of the upper plate is characterized by gradually increasing P-wave velocities from East to West. Low seismic velocities ( $V_p < 5$  km/s) indicate the location of a young accretionary complex at the western tip of the continent. Highest seismic velocities ( $V_p > 6.5$  km/s below 10 km depth) are observed at the eastern margin of the investigated area where a Late Paleozoic accretionary complex has been intruded by a batholith during Middle Jurassic to Neogene.

## SMP14

Tilmann, F., Planert, L., Flueh, E., Reston, T., Weinrebe, W. (GEOMAR, Kiel)

### Combined Seismicity and Wide Angle Survey of a segment of the Mid-Atlantic Ridge

E-Mail: ftilmann@geomar.de

Slow spreading mid-ocean ridges are characterized by along-axis segmentation where crustal composition and structure varies significantly within a segment and across transform faults and other ridge axis discontinuities. In May 2000, the GERSHWIN experiment investigated the Mid-Atlantic Ridge (MAR) at 5°S during cruise M47-2 of RV Meteor. Here, two spreading segments of the MAR are separated by a 70 km offset transform fault. This segment of the ridge is unusual in that the inside corner high has been split by a change in location of active seafloor

spreading. (Reston et al., 2002).

Four intersecting wide-angle profiles and six shorter profiles were shot both parallel and perpendicular to the median valley. The profiles along the median valley extend from the center of one segment across the transform well into the next segment. Two-dimensional velocity profiles were generated by a combination of forward-modeling, inversion, and first arrival tomography. Marked variations in crustal structure are observable in these profiles. All velocity models show a strong velocity gradient in the first 2 to 3 km below the seafloor, returning to a more gradual increase in velocities in the lower crust. In the median valley velocities are significantly reduced whereas morphological highs are marked by higher velocities. Crustal thickness varies between 3 and 7 km, with the Moho becoming more elevated as the segment boundary is ap-

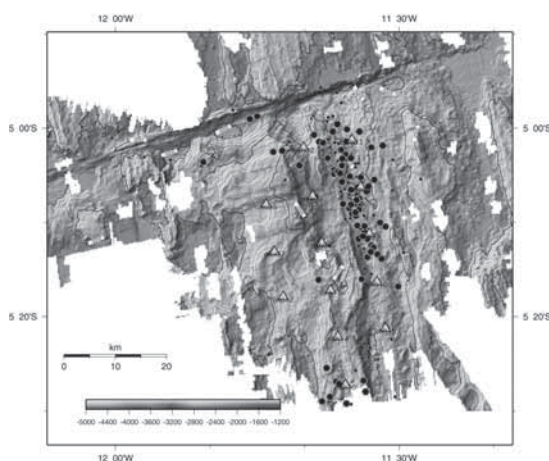


Figure 1: Seismicity along one segment of the Mid-Atlantic Ridge. Large circles: Well constrained events, i.e. arrivals at 5 stations or more, azimuthal gap less than 300 degree); Hexagons: Well-constrained events with at least one S pick; Small circles: Locatable events, which did not fulfill above criteria. The events were located with a linearized joint hypocentre determination.

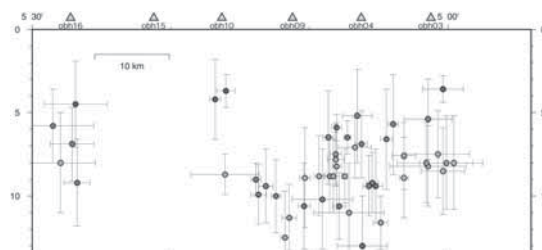


Figure 2: Cross section along the Median valley. Depth is below sea level. Sea floor depth in the median valley is about 4 km. Error bars indicate two standard deviation error (95 perc. confidence interval) based on Monte Carlo experiments (random perturbation of arrival times and starting location).

proached along the median valley or across the Inside Corner massif.

Just south of the 5 S transform fault, a network of up to 15 ocean bottom stations (13 hydrophones and 2 seismometers), recorded micro-earthquake activity for a duration of 10 days (instrument numbers vary because of instrument failures and early recovery, as a part of the instrument was used for contemporaneous refraction profiling). Approximately, 150 earthquakes produced clear arrivals on three or more stations. Approximately half of these events have five or more picks and a azimuthal gap less than 300 deg, so can be considered well located; 49 of these have good depth control. Earthquake activity is concentrated along a narrow zone along the median valley. A few events occur along the transform fault, and in diffuse regions within the Inside Corner High and the bounding massif near the centre of the segment. Event depths vary between 5 and 13 km below sea level (approx. 1-9 km below the seafloor), with most occurring at 7-9 km depth below seafloor. Earthquake depths within the median valley shallow towards the segment end, possibly related to the thinner crust there.

*Web* *page:*  
<http://www.geomar.de/projekte/gershwin>

**UI**

**Umwelt- und Ingenieurgeophysik**

---

UI01 – Mo., 24.2., 11:00-11:20 Uhr · HS2

Wagner, U., Hauck, C. (Karlsruhe)

### **Combining and interpreting geoelectric and seismic tomographies in permafrost studies using fuzzy logic**

E-Mail: hauck@tmb.uni-karlsruhe.de

#### INTRODUCTION

For many problems in environmental, engineering and archaeological studies geophysical investigations are the main source of information concerning the structure and characteristics of the subsurface. Especially the ability to gather 2-dimensional information about the subsurface material is considered the main advantage of geophysical techniques as opposed to the single-point information through boreholes. However, the indirect nature of geophysical surveys, where material properties like water content, pore size or temperature have to be inferred from the measured physical variables such as electrical resistivity, can be considered a major drawback for the application of geophysical methods in applied geosciences. Nevertheless, the uncertainty in the interpretation of geophysical data sets is seldomly explicitly treated in geophysical applications. In order to address this uncertainty, a model approach using fuzzy logic is presented in this contribution, which is based on expert knowledge about a particular problem. The problem is taken from the area of permafrost research, where geophysical methods are used for the detection of ground ice. Commonly, more than one method is used in order to get a multivalued data set and to facilitate data interpretation (e.g. DC resistivity and refraction seismics). However, due to the non-uniqueness of the inversion results and the range of possible values for most earth materials, the interpretation of the data set is usually very ambiguous.

#### FUZZY MODEL

Fuzzy logic is an extension of a multivalued logic, where classes of objects have unsharp boundaries and membership is a matter of degree. It is a convenient way to map an input space to an output space, especially if a quantitative output is required from imprecise input variables. In this case the input space is comprised by the results from the geophysical surveys (e.g. electrical resistivities or seismic P-wave velocities) and the output space is the degree of ice content, that is the possibility of ground ice occurrence. The fuzzy inference system used in this study is of the so-called Mamdani-type (Mamdani & Assilian 1975) and is based on nine rules, all linking low, medium and high resistivity and velocity values to a corresponding output (low, medium and high ice content). High resistivity values and medium seismic velocities around 3500m/s (velocity for pure ice) are associated with high ice contents. Due to the exponential increase of resistivity with decreasing and negative temperature, the logarithm of resistivity is used in the model.

#### RESULTS

The decision surface and the corresponding fuzzy model is tested using a synthetic data set of resistivity and seismic data pairs (Fig. 1). Both data sets are comprised of 4 regions with high, medium and low resistivity and velocity values, respectively, where only the upper right hand corner represents values consistent with the material properties of ice. Accordingly, the resulting model output shows a

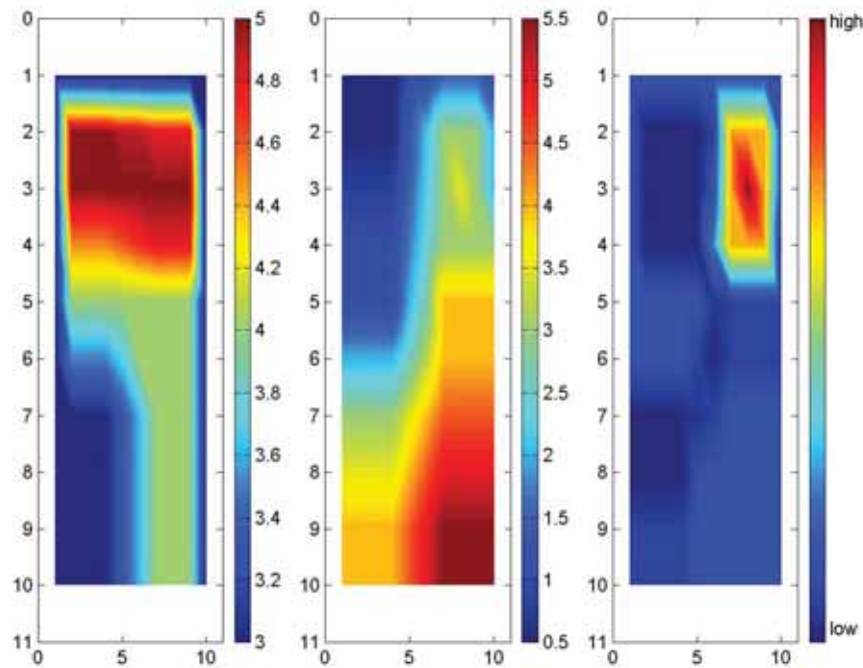


Figure 1: Resistivity (left, in  $\log_{10}(\Omega m)$ ) and seismic velocity (center, in km/s) of the synthetic data set, and fuzzy model output (right).

region of high possibility for ice occurrences in this region, whereas the possibility is low for all other regions. As can be seen from Fig. 1 the fuzzy model can be used to detect areas with high possibility for ground ice occurrences from joint resistivity and velocity data sets. The model was applied to several field data sets from presumed permafrost sites in the midlands of Central Europe. There, permafrost occurs only in isolated patches with specific microclimatic conditions (e.g. Hauck et al., this volume). First results show patches with enhanced possibility for ground ice occurrence in comparison to the neighbouring areas. In addition, the possibility for ground ice can be quantitatively compared between different field sites.

## REFERENCES

Mamdani, E.H. & Assilian, S. 1975. An experiment in linguistic synthesis with a fuzzy controller. *International Journal of Man-Machine Studies*, 7 (1), 1-13.



UI02 – Mo., 24.2., 11:20-11:40 Uhr · HS2

*Hauck, C. (Karlsruhe), Gude, M. (Jena), Kneisel, C. (Würzburg), Molenda, R. (Basel)*

### **Looking for ground ice in low-altitude scree slopes in central Europe using DC resistivity and refraction seismic tomography**

E-Mail: hauck@tmb.uni-karlsruhe.de

#### INTRODUCTION

In many central European highlands slope sections covered with blocky material display microclimatic conditions that resemble those of high latitude or high altitude periglacial areas. In some of these so-called scree slopes even permafrost can be found, although they are located at altitudes below 1000m. Essential preconditions for this extraordinary microclimatic phenomenon are assumed to be a thick layer of blocks with an open void system, i.e. steep slopes with almost no fine material. As a consequence of the air temperature gradient between the boundary layer and the interior of the scree, an intensive air circulation between the blocks induces cold conditions at the base of the slope by cold air inflow in winter and a lack of sufficient warming in summer. In addition to these microclimatic evidence, summer ice observations in the near subsurface and the occurrence of cold adapting mosses and different invertebrate groups (e.g. beetles and spiders) normally living in high alpine or polar areas are normally used as indicators for the possible presence of ground ice (Molenda 1996, Gude et al. 2003).

First attempts for ground ice detection using vertical electrical soundings and low-resolution refraction seismics survey have been conducted by Schrott et al. (2000). However, due to the extremely heterogeneous subsurface conditions with large air-, water- and/or ice-filled cavities between the blocks, the interpretation of the results was difficult and no ground ice could be detected. In order

to resolve these multi-phase subsurface structures, tomographic survey and inversion techniques are necessary, as plane layer approximations are usually invalid. In this contribution we present results from an extensive field study using DC resistivity and refraction seismic tomography for ground ice detection on 7 different scree slopes in central Europe.

#### RESULTS

Inversion of resistivity and seismic data was performed using RES2DINV and a refraction tomographic inversion scheme introduced by Lanz et al. (1998), respectively. As an example, Fig. 1 shows the inversion model results for two scree slopes in the Czech Republic. The resistivity results (Fig. 1a) reveal a thickness of the blocky layer of about 10m at the scree slope at Klic indicated by the extremely high resistivities due to the large air voids. As air voids without any ice content would result in low velocities, the seismic results of the Klic scree indicate the possibility of small ice lenses within the blocky layer (Fig. 1b). The two velocity anomalies (2000-3000m/s) at horizontal distances 35 and 45 at 5m depth (marked by the white arrow) indicate the possible occurrence of ground ice, (seismic P-wave velocity of pure ice is 3500m/s). As the resistivity results indicate a layer thickness of the scree of 10m and because the velocities decrease above and below the anomalies, the anomalies cannot be due to firm bedrock. In contrast to that, velocities at Kameneč (Fig. 1c) are less than 1000m/s throughout the uppermost 10m, indicating that no larger

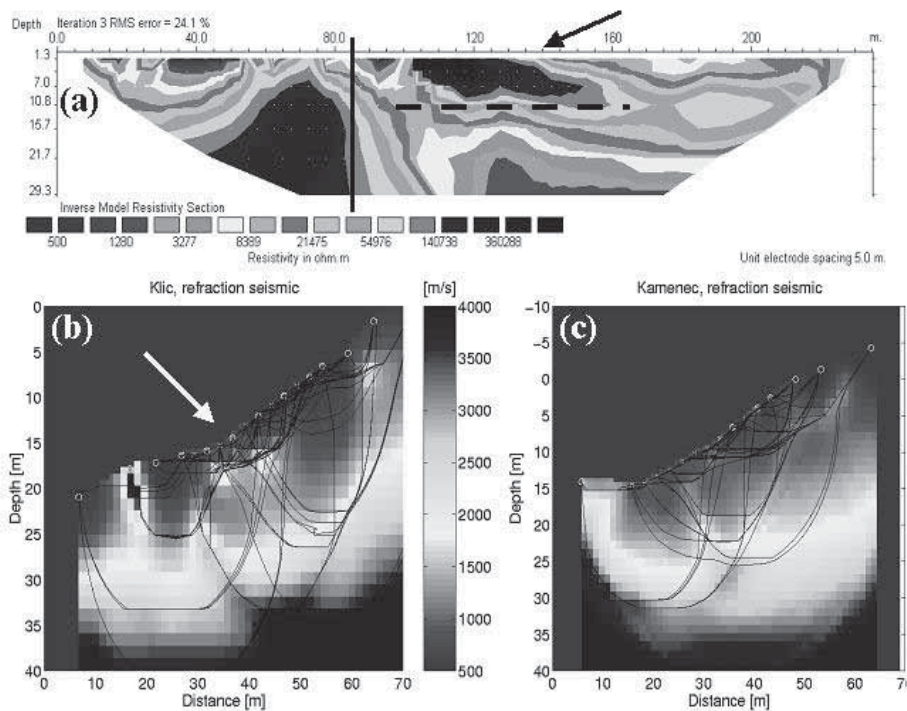


Figure 1: Figure 1: (a) Resistivity and (b) seismic velocity at Klic and (c) seismic velocity results at Kamenec (Czech Republic). (a) and (b) are orthogonal to each other and cross at the center. The black arrow in (a) marks the location of the scree slope, the solid and dashed lines its lateral and vertical extent, respectively.

ice volumes are present along this survey line. Similar results were obtained from the other field sites. In addition to these findings, more extensive field surveys and new quantitative interpretation methods (e.g. using fuzzy logic, see Wagner & Hauck, this volume) are needed to determine the actual ice content within the scree.

#### REFERENCES:

Gude, M., Dietrich, S., Mäusbacher, R., Hauck, C., Molenda, R., Ruzicka, V. & Zacharda, M. 2003. Permafrost conditions in non-alpine scree slopes in central Europe. 8. Int. Conf. on Permafrost, Zurich, accepted.  
Lanz, E., Maurer, H. & Green, A. 1998. Refraction tomography over a buried waste

disposal site. *Geophysics*, 63(4), 1414-1433.  
Molenda, R. 1996. Zoogeographische Bedeutung Kaltluft erzeugender Blockhalden im außeralpinen Mitteleuropa. *Verh. Naturw. Ver. Hamburg (NF)* 35, 5-93.  
Schrott, L., Pfeffer, G. & Mösel, B. 2000. Geophysikalische Untersuchungen an einer Blockhalde im Mittelgebirge. *Acta Univ. Purkyn., Usti, stud. biol.*, 4, 19-30.

UI03 – Mo., 24.2., 11:40-12:00 Uhr · HS2

*Geletneky, J.W. (Jena, Institut für Geowissenschaften), Fengler, H.-J. (Chemnitz, Wismut GmbH), Steinhau, D. (Chemnitz, analytec Dr. Steinhau), Büchel, G. (Jena, Institut für Geowissenschaften)*

**Geoelektrische Erkundung und sedimentologisch/hydrogeologische Untersuchungen quartärer Sedimente im Flutungswasseraustrittsgebiet Gessental bei Ronneburg, ehemaliges Ostthüringer Uranbergbauggebiet**

E-Mail: joern@geo.uni-jena.de

Im östliches Gessental bei Ronneburg, ehem. ostthüringisches Uranbergbauggebiet, wurde im Auftrag der Wismut GmbH von der Ingenieurgesellschaft analytec Dr. Steinhau (Chemnitz) im Jahre 2000 ein geoelektrisches Untersuchungsprogramm durchgeführt. Zuvor wurden von Friedrich (1998) und Geletneky (2002) geoelektrische Einzelsondierungen vorgenommen, die in Teilbereichen extrem geringe Widerstände ( $<1 \Omega\text{m}$ ) auswiesen.

Das Gessental befindet sich im westlichen Bereich der ehemaligen Ronneburger Uranbergbauregion und wird nach der Flutung des Untertagebergbaus als Hauptaustrittsgebiet für anfangs hochmineralisierte Flutungswässer wirken.

Mit den durchgeführten Widerstandskartierungen und –sondierungen wurde zum einen die Mächtigkeit der quartären Sedimente zum anderen die Verteilung der unterlagernden paläozoischen Metasedimentabfolge erfasst. Aus den Sondierungsergebnissen wurde die lithologiebezogene Verteilung der scheinbaren spez. Widerstände ermittelt. Die geoelektrischen Ergebnisse wurden in einen geologischen, sedimentologischen, geochemischen und hydrogeologischen Zusammenhang gestellt.

Die scheinbaren spezifischen Widerstände zeigen im östlichen Gessental eine deutliche Differenzierung in extrem nieder-, gering-

und hochohmige Bereiche. Die unterschiedlichen lithologischen Einheiten besitzen in Abhängigkeit von der Wassersättigung, der Zusammensetzung des bergbaubeeinflussten Sickerwassers bzw. des schwebenden Grundwassers, der geochemischen Zusammensetzung der quartären Talsedimente und der paläozoischen Metasedimentabfolge und dem Verwitterungsgrad der Gesteine unterschiedliche spez. elektr. Widerstände. Die geoelektrischen Eigenschaften werden durch die Mineralisation des Grund- bzw. Haldensickerwassers und durch sekundäre Verwitterungsprozesse an der Basis der Talsedimente bestimmt. Mit Hilfe von 150 zusätzlich durchgeführten Rammkernsondierungen sowie der Auswertung von Altbohrungen und geologischen Aufnahmen aus der Zeit der Exploration der Uranlagerstätte konnten die Mächtigkeiten der Sedimente und die komplizierten Lagerungsverhältnisse der paläozoischen Einheiten nachvollzogen werden. Hierbei erwies sich der flächenhafte Informationsgehalt der geoelektrischen Kartierungen und Sondierungen hinsichtlich der Interpolation der geologischen Punktdaten aus den Bohrungen als sehr zweckmäßig.

Zur Charakterisierung der quartärgeologischen und hydrogeologischen Verhältnisse der größtenteils ungesättigten Talsedimente wurden neunzehn geoelektrische 2D-Profilsschnitte (Wenner-Sondierungen)

mit Hilfe einer Multielektroden-Messung erstellt und mit den 150 Rammkernsondierungen abgeglichen. Somit konnte die dreidimensionale Verteilung der quartären Sedimente ermittelt und in ein sedimentologisches Raummodell überführt werden. Die Talsedimente bestehen überwiegend aus holozänen fluviatilen und umgelagerten klastischen Sedimenten. Das sedimentologische Modell der holozänen Sedimente zeigt das Gessental als einen proximalen Talbereich mit gegliederten Wechsellagerungen von grobklastischen älteren und jüngeren Bachsedimenten mit feinklastischen Aue- und Hangsedimenten sowie umgelagerten Löss. Die jüngeren Talsedimente weisen interne ein bis fünf Meter mächtige, rinnenförmigen Strukturen auf, welche aus schlecht sortierten sandigen Kiesen mit deutlichen Schluff- und Tonanteilen bestehen.

Die gleichzeitige Ermittlung hydrogeologischer Parameter mit Hilfe von Siebanalysen und Packertests (u.a. Solexperts 1997) zeigt eine heterogene Verteilung der Durchlässigkeitsbeiwerte ( $k_f$ -Werte) innerhalb der Talsedimente, wobei einzelne Bereiche  $k_f$ -Werte bis zu  $10^{-4}$  m/s aufwiesen. An den geoelektrischen Messungen konnten teilweise rezente Infiltrationszonen identifiziert werden. Aus dem entwickelten sedimentologisch/hydrogeologischen Geländemodell können bevorzugte Fließwege abgeleitet werden. Diese Fließwege spielen bei der Austragsdynamik im Postflutungszeitraum eine entscheidende Rolle.

#### Literatur

Friedrich, C. (1998): Kleinräumige geophysikalische Vermessung an Halden im Bereich Ronneburg mit Hilfe der Geoelektrik und des Bodenradars. – Diplomarb., 159 S., TU Clausthal-Zellerfeld (unveröff.).

Geletneky, J.W. (2002): Hydrogeologi-

sche/Hydrologische Untersuchungen einer Prä-Flutungssituation am Beispiel des Gessentals im ehemaligen ostthüringischen Uranbergbauggebiet.– Diss. Univ. Jena, 261 S; Jena.

Solexperts (1997): Hydrogeologische Testarbeiten bei Ronneburg: Schlußbericht. – Internes Gutachten, Solexperts AG: 72 S.; Schwerzenbach, Schweiz (unveröff.).

UI04 – Mo., 24.2., 12:00-12:20 Uhr · HS2

Suckow, A. (GGA)

### Die isotopenhydrologische Datierung von Grundwasser: Grundlagen und Anwendungsbeispiele

E-Mail: Axel.Suckow@GGA-Hannover.de

Die klassische Isotopenhydrologie verwendet die Isotope  $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$  und Tritium als Tracer im Wassermolekül und hat sich seit 30 Jahren als ein schnelles, kostengünstiges und universell einsetzbares Instrumentarium zur Untersuchung von Grundwassersystemen etabliert. Neben der Charakterisierung von Grundwasserkörpern und deren Mischung, sowie der Bestimmung von Einzugsgebieten werden die Messungen vor allem in nulldimensionalen „lumped parameter“ Modellen zur Bestimmung mittlerer Verweilzeiten (mean residence times, MRT) verwendet. Dies ist keine Datierung von Grundwasser im strengen Sinne, da es eine mathematisch beschreibbare Mischung von Wasser unterschiedlichen Alters zur Grunde legt. Darüber hinaus ist für Tritium die Bestimmung mittlerer Verweilzeiten in neu untersuchten Systemen ohne Jahrzehnte zurückreichende Zeitreihen kaum noch möglich.

Die moderne Isotopenhydrologie stellt dagegen drei Methoden zur Verfügung, das Alter von bis zu 40 Jahre altem Grundwasser zu bestimmen. Dies ist erstens Tritium zusammen mit seinem Zerfallsprodukt, dem stabilen Heliumisotop  $^3He$ , zweitens die chemischen Spurenstoffe Schwefelhexafluorid ( $SF_6$ ) und die Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW bzw. CFC), sowie drittens das anthropogene radioaktive Isotop des Edelgases Krypton,  $^{85}Kr$ . Damit sind prinzipiell sowohl Absolutdatierungen unvermischter Grundwässer als auch Zumischungen von verschiedenen Komponenten jünger als 40 Jahre quantifizier-

bar.

Die Grundlagen dieser drei Datierungsmethoden werden bezüglich Kosten, Aufwand bei der Probenahme und Belastbarkeit der resultierenden Altersaussage verglichen und der prinzipielle Unterschied zwischen einer Datierung von Grundwasser und der Anwendung der klassischen Tritiummethode erläutert. Anhand der Beispiele von zwei Grundwasserstörfällen (Banisveld und Dow Terneuzen in den Niederlanden) sowie einem Kooperationsprojekt des GGA-Institutes in Bremerhaven-Cuxhaven werden die Anwendungsmöglichkeiten der einzelnen Methoden im praktischen Einsatz demonstriert.

Für Grundwasserfließzeiten jenseits von einhundert Jahren bis einige zehntausend Jahre hat sich in der Vergangenheit besonders die  $^{14}C$  Methode etabliert. Auch mit  $^{14}C$  sind im Prinzip Datierungen unvermischter Wässer möglich. In der praktischen Anwendung ist dies gerade der für die Trinkwasserversorgung interessante Zeitbereich, in dem anthropogene Beeinflussung ausgeschlossen werden kann, die Fördertiefen und Aquiferdurchlässigkeiten aber noch im wirtschaftlichen Bereich bleiben. Leider liefert  $^{14}C$  aber bei weitem nicht so belastbare Alter wie die Methoden für junge Grundwässer. Das liegt daran, dass  $^{14}C$  am mit dem Wasser transportierten Karbonatsystem gemessen wird und eine geochemische Überprägung die resultierenden  $^{14}C$  Grundwasseralter massiv verfälschen kann. Am Fallbeispiel Bremerhaven Cuxhaven wird demonstriert, wie weit eine solche

## Groundwater Dating

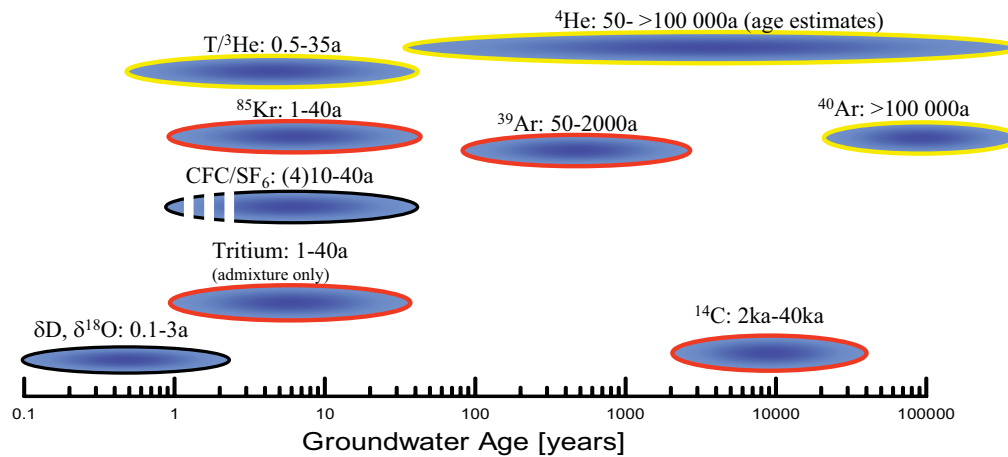


Abbildung 1: Zeitskalen für die Datierung von Grundwasser mit verschiedenen isotopenhydrologischen Methoden

Verfälschung des  ${}^{14}\text{C}$  im praktischen Fall gehen kann, und inwieweit zusätzliche Datierungsinstrumente wie  ${}^4\text{He}$  oder  ${}^{39}\text{Ar}$  hilfreich sein können.

UI05 – Mo., 24.2., 12:20-12:40 Uhr · HS2

Morgenstern, A. (Dresden, Dresdner Grundwasserforschungszentrum e.V.)

### **Einbohrlochsystem zur Messung der Grundwasserbewegung**

E-Mail: [astern@dgfz.de](mailto:astern@dgfz.de)

Im Rahmen eines FuE-Projektes wurde am Dresdner Grundwasserforschungszentrum gemeinsam mit der LogIn Bohrlochmessgeräte GmbH und dem Joanneum Research ein Messsystem entwickelt, welches die Bestimmung der lokalen Grundwasserfließrichtung und -geschwindigkeit unter Nutzung nur einer Bohrung bzw. Grundwassermessstelle ermöglicht. Das Messsystem beruht auf der Anwendung geoelektrischer Messverfahren und Verfahren zur Temperaturmessung. Mit der Zielstellung, ein System zur Messung geringer Grundwasserströmungsgeschwindigkeiten im Bereich von 0,5 - 1,5 m/d zu entwickeln, ergaben sich spezielle Anforderungen an die Apparatur. Insbesondere wurde ein neues Verfahren zur Tracererzeugung benötigt, bei dem keine Störung des natürlichen Strömungsfeldes im Grundwasserleiter auftritt. Der adaptive Tracer ist sowohl elektrisch als auch thermisch detektierbar. Weiterhin konnte der Nachteil der Innenraummessung (im Pegel) bisheriger Verfahren überwunden werden.

Das Messsystem besteht aus einer Sonde und peripheren Geräten zur Steuerung und Datenerfassung. Der Sondenkörper beinhaltet die Steuerelektronik mit der Orientierungseinheit, den Sensormodul mit elektrischen und thermischen Sensoren und eine Tracervorratskammer mit Pumpe. Durch diesen Aufbau und den Betrieb der Sonde an einem einadrigen Bohrlochmesskabel können derzeit Messungen bis zu einer Teufe von 100 m u. GOK vorgenommen werden. Die konstruktive Gestaltung der Sonde und die angewendeten Messverfahren ermöglichen den Einsatz ge-

ringer Tracermengen (1000 ml). Die Anwendung einer an den Zustand des Aquifers angepassten, temperierten und gering salinaren Lösung als Tracerstoff macht die Messungen unabhängig von der Hintergrundleitfähigkeit des Grundwassers. Damit erstreckt sich der Einsatzbereich von Trinkwasserschutzgebieten bis hin zu Deponien.

Zur Bestimmung der Strömungsrichtung werden die zeitabhängigen und richtungsbezogenen Indikationen des elektrischen Widerstandes und der Temperatur gemessen. Die gemeinsame Auswertung beider Messgrößen ermöglicht eine Genauigkeitsverbesserung. Durch die Temperaturmessung kann die Sonde auch in Grundwasserpegeln mit Metallverrohrung eingesetzt werden.

Zur Bestimmung der Fließgeschwindigkeit des Grundwassers im Aquifer kommt das in der Bohrlochmessung bekannte Tracerverdünnungsverfahren zum Einsatz. Damit ist es möglich, den Einfluss von Sonden- und Filterrohrdurchmesser zu berücksichtigen.

Zum Test der Apparatur während der Entwicklungsphase und zur Überprüfung der Messergebnisse wurde ein Prüfstand mit einem Volumen von etwa 1 m<sup>3</sup> aufgebaut, der einen Ausschnitt aus einem Grundwasserleiter mit integriertem Pegel beinhaltet. Durch die Randbedingungen werden konstante und reproduzierbare Strömungsverhältnisse in der Messebene gewährleistet. Bei Feldmessungen in realen Grundwassermessstellen und Pegeln

- im Umfeld eines Brauchwasserbrunnens in Heidenreichstein (Niederösterreich)

- im Abstrom eines ehemaligen Gaswerksstandortes in Lengenfeld und
- im NSG Saalberghau bei Dessau (vom Elbepegel beeinflusste Grundwasserfließrichtung)

konnte über den Vergleich mit unabhängigen Richtungsmessungen bereits der Nachweis der Funktionsfähigkeit des Messsystems erbracht werden.

Die Sondenentwicklung wurde vom BMWi unter dem Kennzeichen 1106/01 gefördert.

Webseite: <http://www.dgfz.de>



UI06 – Mo., 24.2., 12:40-13:00 Uhr · HS2

*Hesse, G., Büchel, G. (Jena, IGW)*

### **Einsatz von Potenzialmethoden bei der Grundwassererkundung am Beispiel von Maar-Diatrem-Vulkanen**

E-Mail: [astern@dgfz.de](mailto:astern@dgfz.de)

In der grundwasserarmen Region der Eifel besteht mittelfristig der Bedarf an zusätzlichen Grundwasserreserven. Mit der gezielten Erschließung von vulkanischen Poren-Grundwasserleitern ist in der Westeifel die dezentrale Sicherung des Trinkwasserbedarfs möglich.

Vulkanische Poren-Grundwasserleiter stellen hier häufig kleine geschlossene heterogene Fließsysteme mit ausgezeichneten hydraulischen Eigenschaften und hoher Grundwasserneubildungsrate dar. Trotz ihrer geringen flächenhaften Ausdehnung sind sie von hohem wasserwirtschaftlichen Nutzen. Die Schwierigkeiten der wasserwirtschaftlichen Erschließung liegen in der mangelnden strukturellen Information, so dass in der Vergangenheit immer wieder „trockene“ Erkundungsbohrungen abgeteuft wurden. In einem von der Verbandsgemeinde Gerolstein geförderten Pilotprojekt untersuchte das Institut für Geowissenschaften der Friedrich-Schiller-Universität Jena in einem Trockenmaar (Geeser Maar) 5 km östlich von Gerolstein die wasserwirtschaftlichen Nutzungsmöglichkeiten.

Zur Strukturaufklärung des bis 1972 unerkannt gebliebenen Maares, wurden neben geologischen Arbeitsmethoden die Potenzialfeldmethoden der Geomagnetik und Gravimetrie angewandt.

Die gravimetrische Erkundung ergab im Zentrum des Trockenmaares eine Bougueranomalie von  $-3,2$  mGal. Mittels geomagnetischen Messungen wurden die Verbreitung sowie die unterschiedlichen Faziesbereiche der

Kraterfüllung erkundet. Die Kraterfüllung besteht abschnittsweise aus mächtigen vulkanischen Schlacken, die sich durch eine zusätzliche remanente Komponente von 400 bis 1300 nT in der Magnetfeldanomalie auszeichnen.

Mit den Messergebnissen konnte die Ausdehnung des Aquifers detailliert bestimmt, sowie eine Bestätigung über den vorliegenden Vulkantyp eines Maar-Diatrem-Vulkanen erbracht werden.

Die geophysikalischen Ergebnisse wurden einer kombinierten numerischen 2,5-D Modellierungen unterzogen. Das Ziel dieser Modellierung war es, die geologische Tiefenstruktur des vulkanischen Poren-Grundwasserleiters und die Abgrenzung unterschiedlicher Einheiten zu ermitteln.

Die numerischen Störkörpermodelle der Potenzialfelder sind bezüglich der Freiheitsgrade unterbestimmt. Ein beobachteter Zustand des natürlichen Feldes kann im Modell durch unendlich viele Lösungsansätze repräsentiert sein. Dieses Dilemma kann nur durch geologisch-vulkanologische Apriori-Informationen eingeschränkt werden. So konnten im vorliegenden Fall die petrophysikalischen Größen der Dichte, Suszeptibilität und remanenten Magnetisierung durch Messungen an Probenmaterial bestimmt sowie anhand von Literaturangaben abgeleitet und dem Modell als unveränderliche Parameter vorgegeben werden. Zu Form und Anordnung der Störkörper sind ebenfalls einzelne Elemente fixierbar, so z.B. der Einfallswinkel des Kraterandes oder die Position des Übergangsbe-

reiches vom Diatrem zur Kraterfüllung.

Die geologisch-vulkanologischen Apriori-Informationen führten zu einer wesentlichen Einschränkung der verbleibenden Freiheitsgrade und einer raschen und plausiblen Anpassung des Störkörpermodells an die Messergebnisse.

Demnach wird die Bougueranomalie zu gleichen Teilen von den Gesteinen des ca. 800 m tiefreichenden Diatrem ( $\Delta\rho = 0,2 - 0,3 \text{ g/cm}^3$ ) und der 100 m bis 200 m mächtigen Kraterfüllung ( $\Delta\rho = 0,6 - 0,7 \text{ g/cm}^3$ ) verursacht. Die Kraterfüllung zeigt eine deutliche Asymmetrie in ihrer Mächtigkeitsverteilung und wird ungleichmäßig von einem Schlackenkörper ausgefüllt. Großflächig wird dieser von Kratersedimenten in variierender Mächtigkeit überlagert.

Auf Grundlage der Störkörpermodelle wurden Erkundungsbohrungen abgeteuft und ein Trinkwasserbrunnen geplant, mit dem die gesamte Vulkanstruktur wasserwirtschaftlich erschlossen werden kann.

UI07 – Di., 25.2., 09:30-09:50 Uhr · HS2

*Perk, M., Tezkan, B. (Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln), Hördt, A. (Institut für Geologie, Universität Bonn)*

### **Interdisziplinäre Untersuchung einer Altlastfläche in Köln (NORISC-Projekt)**

E-Mail: [astern@dgfz.de](mailto:astern@dgfz.de)

Im Rahmen des 5. europäischen Rahmenprogramms, welches sich mit den Themen Energie, Umwelt und erhaltenswerten Entwicklungen beschäftigt, wird im NORISC-Projekt die Altlastenerkundung in urbanen Gebieten bearbeitet. Das Ziel dieses Projektes ist, die bisherigen standardmäßigen Untersuchungen durch eine Mischung von innovativen und interdisziplinären Methoden erheblich zu beschleunigen und durch eine Vor-Ort-Interpretation der Messergebnisse die Kosten zur Untersuchung der Fläche drastisch zu senken.

Für die Geophysik stellt dieses Projekt die Möglichkeit dar, sich in der Altlastenerkundung stärker zu etablieren und ihren Bekanntheitsgrad zu erhöhen. Bei weitgehend unbekanntem Untersuchungsgebiet soll die Geophysik helfen, die Untergrundstruktur aufzuschlüsseln (z.B. Detektierung des Grundwasserspiegels) und die Chemie zu Kontaminations-Hotspots zu führen und dadurch die Anzahl der Bohrungen für chemische Untersuchungen erheblich zu reduzieren.

Um die geplante Zeit- und Kostenreduktion zu verwirklichen werden zwei Softwarepakete entwickelt. Einerseits soll eine optimale Auswahl aus Methoden der (Bio-) Chemie, (Hydro-) Geologie und Geophysik unterstützt werden (DSS: Decision Support Software). Andererseits müssen die Messergebnisse, die im Feld produziert werden, auch vor Ort in einem gemeinsamen Kontext visualisiert werden (3D-Visualisierungsprogramm, das auf dem XML-Datenformat aufbaut und

das eine Datenbankschnittstelle besitzt), um so noch während der Untersuchung eventuelle Änderungen im Untersuchungsbetrieb vorzunehmen.

Kernstück dieses Projektes ist das DSS, welches schon im Projekt an ausgewählten Flächen getestet wird. Nur so kann gewährleistet sein, dass Fehler frühzeitig erkannt werden und so ein möglichst optimaler Output der verschiedenen Methoden erreicht werden kann.

Der erste Test der DSS fand auf einer Altlast in Köln statt, welche zu einem ehemaligen Raffineriegelände gehört. Dort sollte eine ehemalige Betankungstation für LKW untersucht werden. Da zum damaligen Stand die Software in den Anfangsstadien war, wurde eine Endauswahl der Methoden per Hand durchgeführt.

Die Aufgabe der Geophysik bestand in der Untersuchung des Untergrundes mit Hilfe der Geoelektrik (Detektierung des Grundwasserspiegels, Sand/Kies-Übergänge), Georadar und EM61 (verborgene Leitungen, Kabel und Behälter).

Es wurde eine Schlumberger-Anordnung mit 2 m Elektrodenabstand und 82 m Auslage (insg. 12 Profile) gewählt, um den Grundwasserspiegel zu detektieren. Der Profilabstand für GPR und EM61 betrug 1 m.

Zusätzlich zu den oben definierten Aufgabenstellungen sollte getestet werden, ob die Geophysik die Geochemie bei der Festlegung von Bohrlokationen unterstützen kann. Um zu untersuchen, ob Kohlenwasserstoffreste

in bevorzugten Widerstandsregionen auftauchen, wurden sowohl auffallend hochohmige, niederohmige Bereiche als auch Übergangsbereiche aus den vertikalen und horizontalen 2D-Ergebnissen der Geoelektrik ausgewählt. So sollte ein Überblick über die Verteilung einer möglichen Kohlenwasserstoff-Kontamination gewonnen werden. Zusätzliche von den Chemikern gemachte Bohrungen sollte die Befunden verifizieren.

Von den 16 Vorschlägen der Geophysik wurden in 9 Bohrungen nachweisbare Kohlenwasserstoffe gefunden, wobei diese keinem spezifischen Widerstandsbereich zugeordnet waren.

Die Ergebnisse der EM61 Messung und des GPR zeigten zwei vorher nicht bekannte Pipelines. Ohne diese Untersuchung hätten diese Leitungen durch Bohrungen beschädigt werden können.

Bisherige Untersuchungen ergeben keine aussagekräftigen Korrelationen zwischen Widerständen, Kohlenwasserstoffgehalt und Reflektivitäten, jedoch ist ein leichter Trend zu negativen Korrelationen für die Reflektivität zu erkennen.

Eine Möglichkeit für die geringe Korrelation kann sein, daß zum einen die Fläche seit rund 50 Jahren brach liegt und Reaktionsprodukte mit Bakterien abgebaut und vom Grundwasser weg transportiert wurden. So könnten Zonen mit erniedrigten Widerständen nicht mehr nachgewiesen werden. Eine weitere Möglichkeit liegt in der gemessenen Konzentration der Kohlenwasserstoffe, die möglicherweise zu gering ist, um eine quantitative Aussage über mögliche Korrelationen machen zu können.

UI08 – Di., 25.2., 09:50-10:10 Uhr · HS2

*Müller, M., Mohnke, O., Schmalholz, J., Yaramanci, U. (TU Berlin)*

### **INTERURBAN: Geophysik auf kleinen Skalen**

E-Mail: mamue@geophysik.tu-berlin.de

Der Wasser- und Stofftransport, die räumliche Variabilität sowie Veränderungen im Oberboden sind die zentralen Fragestellungen der DFG Forschergruppe 409 (INTERURBAN) in Berlin. Hauptziel ist es, die Umsetzungsprozesse auf urbanen Standorten zu charakterisieren und den Stofftransport zu bestimmen. Für die Geophysik standen in der ersten Projektphase zwei Fragestellungen im Vordergrund:

1. Die Untersuchung der räumlichen Heterogenität von Bodeneigenschaften und ihre Einflüsse auf Teilprozesse.

2. Die Erfassung des Wasser- und Stofftransport auf urbanen Standorten und die Übertragung von Strukturparametern von Punkten auf die Fläche.

Neben Standardverfahren wie Geoelektrik und ground penetrating radar (GPR), kommt die surface nuclear magnetic resonance (SNMR) zum Einsatz. Ziel war es, die geophysikalischen Verfahren in Meß- und Auswertetechnik weiterzuentwickeln, um das Auflösungsvermögen im oberflächennahen Bereich zu erhöhen. Ein Teilziel ist die Aufdeckung grundlegender Zusammenhänge zwischen den NMR-Parametern, der komplexen elektrischen Leitfähigkeit, des komplexen Dielektrizitätskoeffizienten und den Porenstrukturgrößen, bzw. diese für die hier vorliegenden heterogenen Böden und Standortbedingungen zu spezifizieren, vor allem die Bestimmung der Feuchte bzw. der Feuchteverteilung in der ungesättigten Zone.

Wir zeigen Untersuchungen von zwei urbanen Flächen in Berlin:

1. Das Gelände Buch liegt auf ehemaligen Rieselfeldern am Stadtrand von Berlin, auf denen bis in die 80er Jahre des 20. Jahrhunderts Abwässer Berlins ungeklärt versickert wurden. Der Boden ist dort hochgradig mit Schwermetallen und organischen Abfällen kontaminiert.

2. Der Tiergarten, eine großstädtische Parkanlage mit intensiver Nutzung durch Fußgänger, Freizeitsportler und Großveranstaltungen (z.B. Love Parade). Das Meßgebiet Tiergarten gliedert sich in zwei Teilbereiche: Zum Einen ein Profil, welches von einer der am stärksten befahrenen Straßen Berlins (Hofjägerallee) ca. 380 m in den Park hineinreicht. Zum Anderen eine Intensivfläche, auf der zusammen mit hochauflösender Geophysik und bodenphysikalischen Langzeitmessungen die kleinräumige Stoffdynamik bestimmt werden soll.

Wir zeigen sowohl Ergebnisse der methodischen Weiterentwicklungen als auch Ergebnisse der Wiederholungsmessungen zur Untersuchung der Wasserdynamik. Die methodischen Entwicklungen erfolgten vor allem im Bereich des Bodenradars (GPR), sowie bei der (frequenzabhängigen) Geoelektrik und der NMR. Im Bereich GPR wurden zum Einen zwei separate 1GHz Antennen genutzt um die Feuchte mittels der Bodenwelle zu bestimmen und diese Daten mit time domain reflectometry (TDR)-Daten vergleichen. Zum Anderen wurde eine Technik verwendet, um die Profildaten an einem Punkt mittels einer Sondierung zu Kalibrieren (LMS, local moisture sounding). Eine Geoelektrik-Rammsonde wurde so umgebaut,

daß SIP-Messungen rauscharm durchgeführt werden können und mit SNMR wurden mit erste erfolgreiche Messungen auf städtischem Gebiet mit kleinen Spulenradien (12m) durchgeführt. Neben den großräumigen Messungen wurden auf der in Buch eingerichteten Intensivfläche im Rahmen der Langzeitbeobachtungen Permanentelektroden eingebracht und geoelektrische und spektrale induzierte Polarisations (SIP)-Messungen durchgeführt. Des Weiteren wurden fest im Boden eingebrachte TDR-Sonden genutzt, um geoelektrische Wiederholungsmessungen durchzuführen.

In unserem Beitrag zeigen wir die integrierten Ergebnisse der unterschiedlichen geophysikalischen Verfahren in Bezug auf die Auflösung der Heterogenität der Wasserverteilung in vertikaler und horizontaler Richtung die Verknüpfung dieser Daten mit den im Labor bestimmten Strukturparametern.

*Webseite:* <http://www.interurban.de>

UI09 – Di., 25.2., 10:10-10:30 Uhr · HS2

*Reinders, J. (Bayreuth), Hanesch, M. (Leoben), Dearing, J. (Liverpool)*

### **Können die magnetische Eigenschaften von Böden Hinweise auf eine eventuell erhöhte Schwermetallbelastung geben ?**

E-Mail: [jan.reinders@uni-bayreuth.de](mailto:jan.reinders@uni-bayreuth.de)

Böden sind neben Wasser und Luft eine der drei elementaren Ressourcen der Welt. Bei der Nutzung fossiler Brennstoffe und der Metallverhüttung werden Schwermetalle und andere Gefahrstoffe in die Umwelt abgegeben. Diese Stoffe können nach der Anreicherung im Boden in die Nahrungskette gelangen wo sie bei entsprechend hoher Konzentration ein Gesundheitsrisiko darstellen. Es ist deshalb unerlässlich, den Belastungsgrad von Böden so genau wie möglich zu kennen. Allerdings sind quantitative, geochemische Methoden relativ teuer und deshalb kaum zur ausreichend dichten Kartierung von Böden geeignet.

Ein anderes Nebenprodukt der Verbrennung sind kristalline Eisenoxide (Magnetit, Hämatit), die durch ihre magnetischen Eigenschaften schnell, günstig und dabei mit hoher Sensitivität gemessen werden können. Bei der Verbrennung entstehen dabei vor allem grobkörnige Magnetitkugeln, die sich durch ein charakteristisches magnetisches Signal auszeichnen.

Im Vortrag werden die Ergebnisse einer interdisziplinären Untersuchung Waliser Böden zusammengefasst. An 782 Standorten, entsprechend einem 5x5 km Raster, wurden die Waliser Böden vom British Soil Survey beprobt und quantitativ analysiert. An diesen Proben wurde die Konzentration von 33 Elementen und bodenchemischen Parametern bestimmt und kartographisch dargestellt (McGrath & Loveland, 1992). Zusätzlich zu diesem Daten haben wir die magnetische Suszeptibilität als Maß für die Menge der magne-

tischen Minerale und die frequenzabhängige Suszeptibilität als Indikator für die magnetischen Korngrößen gemessen.

Zur Identifikation von Korrelationen zwischen den gesteinsmagnetischen Parametern und den geochemischen Parametern in diesem Datensatz wurden Unschärfestatistiken (fuzzy c-means). Die Klassifizierung in natürliche und verschmutzte Böden gelingt schon bei einer geringen Anzahl von Klassen. Ab einem Klassifizierungsmodell, das sieben Klassen annimmt kann eine Probengruppe ausgegliedert werden, die sich durch erhöhte Schwermetallwerte und ein charakteristisches magnetisches Muster auszeichnet. Zusätzlich ist die geographische Verteilung dieser Probengruppe (Klasse 5) in der Nähe von aktuell oder historisch industriell geprägten Gebieten auffällig. Eine weitere Probengruppe (Klasse 7) tritt vor allem in geringen Höhen und auf eisenreichem geologischen Untergrund auf. Diese Klasse scheint ein natürliches magnetisches Signal zu repräsentieren.

Proben aus Klasse 5 und aus Klasse 7 wurden weitergehend gesteinsmagnetisch untersucht. Die Ergebnisse weisen daraufhin, dass Klasse 5 im Vergleich zu Klasse 7 ein sehr viel engeres magnetisches Korngrößenspektrum hat. In Klasse 7 beobachten wir das Maximum des Korngrößenspektrums im Bereich unterhalb von ca. 30 nm, während es in Klasse 5 bei einem Korndurchmesser oberhalb von ca. 10  $\mu\text{m}$  auftritt. Dieser Befund stimmt mit mikroskopischen Aufnahmen von Eisenmineralen aus Stäuben überein, die in Schornstein-

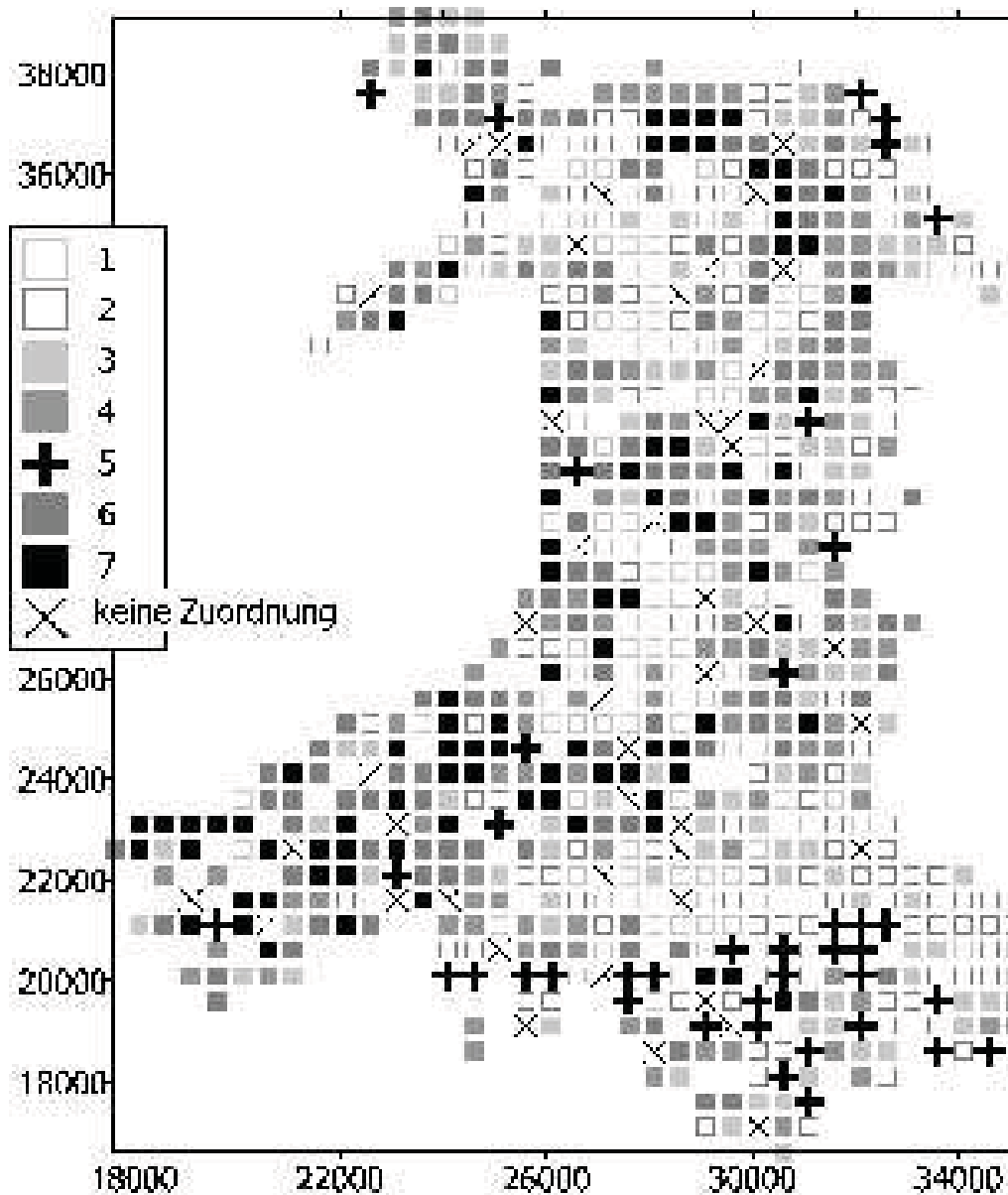


Abbildung 1: Klassifizierung von Waliser Böden nach geochemischen und magnetischen Parametern.

filtern gesammelt wurden.

Die magnetische Charakterisierung von Böden scheint also geeignet diejenigen Areale zu bestimmen, die für Schwermetallanreicherungen hoffig sind. Zum "Screening" ist die Methode deshalb sicher sinnvoll und gewinnbringend einsetzbar.

*EU-Projekt FMRX980247, MAG-NET*



UI10 – Mi., 26.2., 09:30-09:50 Uhr · HS7

*Grinat, M., Sauer, J., Südekum, W. (GGA-Hannover)*

### **Zum Nachweis von Kerosin-Kontaminationen mit Hilfe der Geoelektrik**

E-Mail: jan.reinders@uni-bayreuth.de

Auf dem Flughafen Schwerin-Parchim (Mecklenburg-Vorpommern) wird seit Ende 1999 eine mit Kerosin kontaminierte Fläche saniert. In diesem Bereich führt das Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA-Institut) in Hannover unabhängig von den Sanierungsarbeiten geoelektrische Untersuchungen durch. Dabei wird geprüft, ob das Kerosin mit Hilfe der Geoelektrik nachzuweisen ist. Bei Testmessungen hatte sich insbesondere die geoelektrische Kartierung als erfolgversprechend erwiesen, da der Bereich mit erhöhten scheinbaren spezifischen Widerständen gut mit der aus Pegelbohrungen bekannten Ausdehnung der kerosinbelasteten Zone übereinstimmt (GRINAT et al. 2000).

Neben den geoelektrischen Kartierungen in Wenner-Elektrodenanordnung liegen Tiefensondierungen in Schlumberger-Elektrodenanordnung, Messungen mit verschiedenen Multielektrodenapparaturen (SYSCAL R2, RESECS) sowie erste Versuche mit versenkten Elektroden (etwa 6 m Tiefe) vor. Ergänzend wurde das Verfahren der Spektralen Induzierten Polarisation eingesetzt. Darüber hinaus hat die Firma RS Dynamics im November 2002 Messungen mit dem System ECOPROBE zur Analyse der Bodenluft auf Kohlenwasserstoffe durchgeführt. Auf den Einsatz des Bodenradars wurde verzichtet, da aufgrund von Testmessungen und Modellabschätzungen die Mächtigkeit der Kerosinschicht für die Ausbildung von zwei getrennten Reflexionshorizonten an der Obergrenze der Kerosinschicht sowie an der Grenze Kerosin / Grundwasser als nicht

ausreichend angesehen wurde.

Die Inversion der gemessenen geoelektrischen Pseudosektionen mit dem Auswertprogramm RES2DINV zeigt keine erhöhten spezifischen Widerstände im Tiefenbereich der Kerosinzone (4 – 6 m unter Gelände). Dafür sind insbesondere über der Kerosinschicht die spezifischen Widerstände im Tiefenbereich bis etwa 4 m unter Gelände erhöht.

Zwei Tiefensondierungen in Schlumberger-Elektrodenanordnung mit dem Messsystem SIP-Fuchs deuten an, dass die spezifischen Widerstände im kerosinbelasteten Gebiet gegenüber dem unbelasteten Bereich oberhalb der Kerosinphase erhöht sowie im Grundwasserleiter unterhalb der Kerosinphase erniedrigt sind. Die aus den scheinbaren spezifischen Widerständen der Frequenzen 0,183 Hz und 5,86 Hz berechneten Prozentualen Frequenzeffekte (PFE) sind bei der im belasteten Bereich durchgeführten Sondierung größer als bei der Sondierung im unbelasteten Gebiet. Die PFE-Werte sind jedoch wesentlich störanfälliger als die scheinbaren spezifischen Widerstände und können nur für Elektrodenauslagen bis maximal 20 m L/2 angegeben werden. Ähnliches gilt für die Phasenverschiebung zwischen Strom und Potentialdifferenz, die linear mit den PFE-Werten verknüpft ist.

Darüber hinaus finden seit Februar 2000 in Abständen von wenigen Wochen bis Monaten Wiederholungsmessungen auf zwei Profilen statt. Diese Messungen erfolgen in Wenner-Elektrodenanordnung mit einem Elektrodenabstand von 5 m (Messsystem 4-Punkt light

der Firma LGM). Ziel ist dabei herauszufinden, ob sich die scheinbaren spezifischen Widerstände im belasteten Gebiet im Laufe der Sanierung verringern (sofern sie mit der Kerosinbelastung zusammenhängen). Derartige Veränderungen sind bisher (noch) nicht aufgetreten, obwohl von den im Untergrund vermuteten 900 m<sup>3</sup> Mineralölkohlenwasserstoffen (KLOSA & UEBERSOHN 2000) bereits etwa 90 – 100 m<sup>3</sup> Kerosin zurückgewonnen werden konnten.

Die Interpretation der Messungen erfolgt in Zusammenarbeit mit der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) sowie mit dem Ingenieurbüro unp (Bad Doberan), das die Sanierung leitet.

GRINAT, M., SAUER, J., SCHURICHT, R., SÜDEKUM, W. & ZIEKUR, R. (2000): Schadensfall Parchim: Geoelektrik und Bodenradar zum Nachweis einer Kerosinbelastung auf dem Flughafen Schwerin–Parchim. – *Z. angew. Geol.*, 46: 91–96.

KLOSA, D. & UEBERSOHN, D. (2000): Schadensfall Parchim: Entwicklung von Verfahren zur Schadensfeststellung sowie Untersuchungen zur Wechselwirkung Schadstoff – Hydrochemie. – *Z. angew. Geol.*, 46: 66–71.

UI11 – Mi., 26.2., 09:50-10:10 Uhr · HS7

*Weihnacht, B., Börner, F. (Dresden, Dresdner Grundwasserforschungszentrum e.V.)*

### **Untersuchung dielektrischer Eigenschaften von Gesteinen und Böden im Radarfrequenzbereich**

E-Mail: bweihnacht@dgfz.de

Hauptziel dieser Arbeit war neben der Klärung des Porenfluideinflusses auf die spektralen dielektrischen Eigenschaften die Untersuchung der Wechselwirkungen an der inneren Oberfläche des Gesteins zwischen Matrix und Porenfüllung.

Analysiert wurden wasserhaltige silikatische und karbonatische Gesteine und Böden mit unterschiedlichen Gehalten an Tonmineralen und TOC. Es wurden natürliche und künstlich hergestellte Proben verwendet. Zur Beschreibung der dielektrischen Übertragungsfunktion wurde das sog. Leitfähigkeitsmodell (FECHNER, 2000) verwendet, welches das frequenzabhängige Verhalten sowohl des Realteils als auch des Imaginärteils im Megahertzbereich erfasst.

Bei der Auswahl des Probenmaterials war eine möglichst große Bandbreite der spezifischen inneren Oberfläche wichtig. Künstliche Lockergesteinsproben wurden mit 0.15 %, 1.5 % und 15 % fein zerteilter Kohle angereichert, um den TOC-Gehalt signifikant zu variieren. Eng damit verbunden wurde der Einfluss der Korngröße untersucht. Die ausgewählten Lockergesteine reichten von Ton bis Feinsand.

An Festgesteinen wurden Sand- und Kalksteine untersucht. Bei den Sandsteinen galt das Augenmerk dem Einfluss der Porosität und der inneren Oberfläche auf die dielektrischen Eigenschaften. Neben diesen silikatischen wurden als karbonatische Sedimentgesteine sehr reine und mit verschiedenen Fremdmaterialien verunreinigte Kalkstei-

ne geringer Porosität als Probenmaterial ausgewählt.

Für die Bestimmung der Transferfunktion wurde ein **Dielektrisches Messsystem** (DEMS) aufgebaut, das die Bestimmung der komplexen dielektrischen Eigenschaften an formstabilen Gesteinsproben im Frequenzbereich von 0.3 bis 3 GHz erlaubt. Für die Analyse nicht formstabiler Lockergesteine und Flüssigkeiten wurde ein spezieller Messzelleneinsatz entwickelt und in das Messsystem implementiert.

Bei der Untersuchung künstlicher Lockergesteinsproben (Ton-Kalk, Sand-Kalk) konnte gezeigt werden, dass die dispersiven Eigenschaften nicht nur durch die elektrochemische Wechselwirkung an den Korngrenzen hervorgerufen werden, sondern auch die Wassersättigung einen Einfluss hat.

Für die karbonatischen Festgesteinsproben lässt sich der Einfluss von Wassergehalt und spezifischer innerer Oberfläche trennen. Eine Vorkenntnis des Wassergehaltes ist nicht unbedingt erforderlich, um eine Klassifizierung der Gesteinsmatrix gemäß ihrer Zusammensetzung vornehmen zu können.

Bei der Untersuchung der silikatischen Lockergesteinsproben zeigte sich eine enge Wechselwirkung der drei Einflussfaktoren Sättigung, Salinität des Porenfluids und der spezifischen inneren Oberfläche. Die Erhöhung des TOC-Gehaltes führte zu einer Erhöhung der inneren Oberfläche mit Auswirkung auf die Frequenzabhängigkeit.

**Danksagung:** Die Untersuchungen fanden im Rahmen des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Vorhabens BO 1082/6-1,2 statt.

**Literatur:** FECHNER, T. (2000): Entwicklung eines spektralen Auswerteverfahrens zur Bestimmung von Qualitätsparametern in Kalksteinlagerstätten auf der Basis von Bohrlochradarmessungen, Diss. TU Berlin. In: Proceedings des DGFZ e.V. Heft 19, Dresden 2000.

**Webseite:** <http://www.dgfz.de>

UI12 – Mi., 26.2., 10:10-10:30 Uhr · HS7

*Stoffregen, H., Schmalholz, J., Täumer, K., Yaramanci, U. (TU Berlin)*

### **Messungen der Heterogenität des Wassergehalts im Oberboden in hoher räumlicher Auflösung mittels Georadar**

E-Mail: [heiner.stoffregen@interurban.de](mailto:heiner.stoffregen@interurban.de)

Das Georadar wird in der Bodenkunde zunehmend zur Ermittlung von Standorteigenschaften und Wassergehalten eingesetzt. So wird die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Bodenwelle zur Bestimmung des Wassergehalts der obersten Bodenschicht verwendet. Die horizontale räumliche Auflösung dieser Messungen liegt dabei im Meterbereich. Für die Bestimmung der kleinräumigen Heterogenität der Wassergehalte reicht diese Auflösung allerdings nicht aus, da z.B. typische Muster der Verteilung von hydrophilen und hydrophoben Bereichen Größenordnungen im Dezimeterbereich aufweisen.

Im Vortrag werden Untersuchungen gezeigt in denen eine Verzerrung der direkten Wavelets ausgewertet wurde. Die Experimente wurden mit einem RAMAC/GPR und einer abgeschirmten 1 GHz Antenne von Mala-Geoscience durchgeführt. Sender und Empfänger sind in einem Gehäuse, der Abstand zwischen beiden beträgt laut Herstellerangaben 11 cm. Bei Messungen mit dieser Antenne konnte eine verzerrungsbedingte zeitliche Verschiebung der direkten Wellen in Abhängigkeit vom Wassergehalt der obersten Bodenschicht festgestellt werden. Die flächenhafte Auflösung dieser Messung liegt im Bereich von wenigen  $dm^2$ . Die Untersuchungen wurden zunächst auf unbewachsenen Boden durchgeführt und die Wassergehaltsverteilung auf einer Fläche von  $1 m^2$  bestimmt. Verglichen wurden die Messungen des Georadars mit Wassergehaltsbestimmungen durch Time-Domain-Reflectometry Sonden (TDR).

Weitere Messungen wurden auf einer Parkfläche im Berliner Tiergarten durchgeführt. Auf einem Transekt von 30 m Länge mit Wassergehalten zwischen 5 und 45 Vol.% wurden TDR Messungen sowie Messungen mit dem Georadar durchgeführt. Auch hier ergab sich eine gute Übereinstimmung zwischen beiden Messungen. Das Georadar hat dabei den Vorteil einer noninvasiven Methode, die auf einer Fläche eingesetzt werden kann. Die TDR-Messung führt dagegen bei hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung zu erheblichen Störungen des untersuchten Bodens. In zukünftigen Untersuchungen soll die zeitliche Veränderung der Verteilung von hydrophoben und hydrophilen Bereichen auf einer Fläche von  $2m^2$  bestimmt werden.

Es gilt anzumerken, dass Messungen mit einer 800 MHz Antenne des gleichen Herstellers dagegen keine einheitliche Verschiebung der Welle in Abhängigkeit des Wassergehalts ergaben. Da es sich um Messungen im reaktiven Nahfeld der Antenne handelt, überlagern sich unterschiedlichste Effekte in Abhängigkeit von Antennengeometrie, Steuerelektronik und Abschirmung.

Webseite: <http://www.interurban.de>

UI13 – Mi., 26.2., 11:00-11:20 Uhr · HS7

*Lück, E., Spangenberg, U. (Potsdam)*

### **Monitoring des Wasserhaushaltes von Böden**

E-Mail: heiner.stoffregen@interurban.de

Für verschiedene umweltrelevante Fragestellungen sind Kenntnisse über den Wasserhaushalt in den obersten Bodenschichten relevant. In einzelnen Wissenschaftszweigen wie z.B. den Agrarwissenschaften, der Bodenkunde, der Hydrologie und den Umweltwissenschaften sind zahlreiche Anstrengungen zur räumlich und zeitlich dichten Bestimmung des Bodenwassergehaltes zu beobachten. Hauptsächlich kommen die direkten Verfahren wie Tensiometer, TDR-Sonden und Bohrstockbehebungen zum Einsatz. Will man nicht Unmengen von Sensoren in das Untersuchungsgebiet einbauen, dann sind die punktuell gewonnenen Daten schwer in die Fläche zu extrapolieren. Eine Kopplung geophysikalischer - insbesondere geoelektrischer - Untersuchungen mit punktuell bestimmten Bodenfeuchten gestattet es, die Interpolation zwischen einzelnen Messstellen vorzunehmen. Für zwei Standorte (einen gewachsenen und einen geschütteten Boden) wurde ein mehrjähriges Monitoring durchgeführt. Gemessen wurden auf zwei Profilen geoelektrische Kenngrößen (Widerstand und Aufladbarkeit), die Bodentemperatur und an ausgewählten Stellen der Bodenwassergehalt. Nach der Korrektur des Temperatureinflusses zeigen sich deutlich die aus Laboruntersuchungen bekannten Korrelationen zwischen den elektrischen Größen und der Bodenfeuchte. Die sich im Gelände abbildenden Raummuster unterliegen in Abhängigkeit vom Pflanzenbestand leichten jahreszeitlichen Schwankungen.

UI14 – Mi., 26.2., 11:20-11:40 Uhr · HS7

*Igel, J., Kurz, G., Schulz, R. (GGA-Institut, Hannover)*

### **Erkundung von Problemzonen im Salinar mit dem Georadar**

E-Mail: j.igel@gga-hannover.de

Das Georadar (GPR) wird schon seit Anfang der 70er-Jahre in Salzlagerstätten zur Erkundung von Schichtgrenzen benutzt (THIERBACH 1974). Im Salzgestein, mit seinen i.A. hohen spez. elektr. Widerständen, herrschen fast ideale Voraussetzungen für die Ausbreitung hochfrequenter elektromagnetischer Wellen, und es können Eindringtiefen von bis zu mehreren 100 m erreicht werden.

Die hier vorgestellten Radar-Untersuchungen sind Teil eines vom BMBF geförderten Projektes zur Nutzung zerstörungsfreier geophysikalischer Methoden als Beitrag zur Beurteilung der Langzeitsicherheit von Endlagern und Untertagedeponien (Fkz. BMBF 02C0851, 861, 871) (JACOBS et al. 2003, KRAUSE et al. 2003). Dabei werden Laugenvorkommen und Feuchtezonen, die als Problemzonen angesehen werden müssen, untersucht. Die natürlichen Laugenvorkommen sind fast immer an Anhydritschichten gebunden, die im Vergleich mit anderen Salzen nicht so duktil sind, und deshalb meist geklüftet sind. Neben dem Risiko der Mobilisierung der Gefahrenstoffe durch die Lauge besteht insbesondere bei ungesättigten Laugen, wenn z.B. eine Verbindung zum Grundwasser besteht, die Gefahr, dass das Salzgestein gelöst wird und dadurch Wegsamkeiten entstehen und ggf. das gesamte Grubengebäude beschädigt wird. Solche Zonen sind v.a. durch eine erhöhte elektr. Leitfähigkeit charakterisiert, was sie leicht mit elektrischen und elektromagnetischen Methoden detektierbar macht.

Die in situ Messungen wurden im Kaliberg-

werk Sigmundshall der K+S in Niedersachsen durchgeführt. Dort wurde bei Erkundungsbohrungen ein Laugenvorkommen im Hauptanhydrit (A3) angetroffen, das mit mehreren geophysikalischen Verfahren von einer etwa 70 m entfernten Strecke aus erkundet wurde. Abb. 1 zeigt das prozessierte und tiefenmigrierte Radargramm, das eine constant offset (co) Messung mit einer 100 MHz Antenne über eine Profillänge von 500 m und einer Erkundungstiefe von 150 m darstellt. Die Reflexionen werden einerseits von geologischen Schichtgrenzen zu Hartsalzflözen (K2H), Anhydritschollen (A3) und Anhydritmittelsalzen (am), die im Steinsalz (Na2, Na3) liegen, hervorgerufen, aber auch von künstlichen Strukturen wie z.B. Strecken und Schächten. Bei untertägigen Messungen mit ungeschirmten Antennen, können aus Profilmessungen keine Aussage über die Richtung, aus der eine Reflexion kommt, getroffen werden. Es wurden deshalb zusätzlich spezielle Peilmessungen durchgeführt, um die räumliche Lage der Reflektoren zu bestimmen.

Feuchtezonen und Laugenstellen sind im Radargramm oft nicht direkt als Störkörper zu identifizieren, da die Grenze von trockenem zu feuchtem Salz meist nicht scharf ausgeprägt ist, sondern durch einen stetigen Übergang über mehrere Meter bis 10er-Meter gekennzeichnet ist. An diesen Gradientenzonen mit zunehmender elektr. Leitfähigkeit werden die elektromagnetischen Wellen kaum reflektiert (PAWELLEK 1997). Parameterstudien durch FD-Modellierungen haben gezeigt, dass solche Gradientenzonen das zurückgeworfene

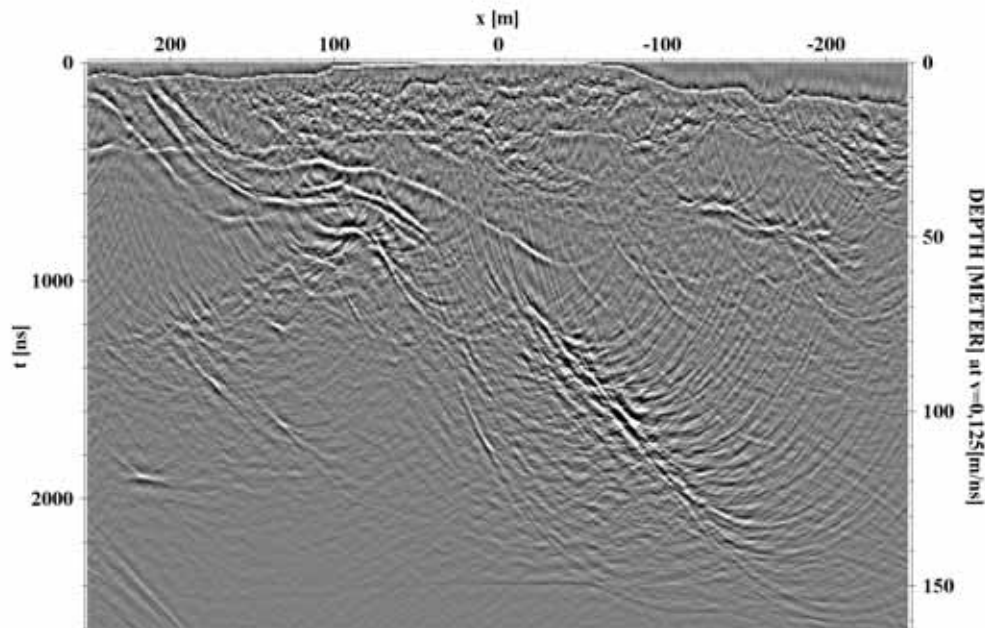


Abbildung 1: Radargramm (100 MHz): migriertes constant offset Profil

Wavelet zu niederen Frequenzen hin verschieben. Ähnliche Effekte werden auch durch den Einfluss des Kapillarsaumes als Gradientenschicht bei der Bestimmung des Grundwasserspiegels mit dem Georadar beobachtet (SHIH et al., 1986). Wegen der geringen Ausdehnung der Gradientenschicht ist der Einfluss nicht so gross, wie bei den untertägigen Laugenvorkommen. Diese können unter gewissen Umständen durch einen Vergleich von Messungen mit unterschiedlichen Frequenzen aufgespürt werden.

#### Literatur

THIERBACH, R.: *Electromagnetic Reflections in Salt Deposits*, J. Geophys. 40, pp. 633-637, 1974.  
 JACOBS, F. et al.: *Geophysikalische Erkundung als Beitrag zur Bewertung der Langzeitsicherheit von Endlagern und Untertagedepotien*, 63. Jahrestagung der DGG, Jena, 2003.  
 JUST, A., KRAUSE, Y., TUCH, A.: *3D-Modellierung zur Auswertung linienhaft ge-*

*messener Untertage-Geoelektrikdaten*, 63. Jahrestagung der DGG, Jena, 2003.

PAWELLEK, C.: *Modellierung der Ausbreitung elektromagnetischer Wellen in 2D-Medien mit Finiten Differenzen und deren Anwendung auf theoretische und praktische Problemstellungen*, Dissertation, TU Clausthal, 1997.

SHIH, S.F., DOOLITTLE, J.A., MYHRE, D.L., SCHELLENTRAGER, G.W.: *Using Radar for Groundwater Investigation*, J. of Irrigation and Drainage Engineering, Vol. 112, No. 2, 1986.



UI15 – Mi., 26.2., 11:40-12:00 Uhr · HS7

*Heinse, R., Grützner, C., Schwabe, J., Schikowsky, P. (Universität Leipzig)*

### Georadarmessungen zur Bewertung von Auelehmdeckschichten - Ein Beitrag zum Grundwasserschutz.

E-Mail: robert.heinse@debitel.net

Das Poster stellt Ziel und Ergebnisse von Georadarmessungen in der Elbaue bei Torgau vor. Damit verbunden sind weitere geophysikalische Untersuchungen zur Deckschichtbewertung als Beitrag zum Grundwasserschutz, die in einem gesonderten Vortrag präsentiert werden.

Die Elbaue bei Torgau ist durch eine flächenhafte Auelehmdeckschicht gekennzeichnet, die sich in ihren petrophysikalischen Eigenschaften deutlich von dem im Liegenden folgenden fluviatilen Sandaquifer abgrenzt. Der Auelehm weist Variationen sowohl in der Mächtigkeit, wie auch in der petrographischen Zusammensetzung auf. Diese Variationen sind eng an das Regime des mäandrierenden Flusssystemes gebunden und weisen Ausdehnungen von bis zu einigen Dekametern auf. Sie stellen Schwachstellen in der Funktion der geologischen Barriere vor meteorischen Schadstoffeinträgen in das Grundwasser dar.

Auf einer ausgewählten Messfläche bei Torgau erfolgten im Vorfeld monostatische Georadar- sowie seismische- und gleichstromgeoelektrische Messungen. Die geophysika-

lischen Messungen wurden konsequent durch Rammkernsondierungen mit Probennahme ergänzt.

Die monostatische Georadarmessungen erfolgten mit der SIR 2 - Apparatur von GSSI unter Verwendung einer 200 MHz - Antenne. Sie liefern wertvolle Informationen zu Struktur und Mächtigkeit der Auelehmdeckschicht. Die hohe Leitfähigkeit des Auelehms und die damit verbundene starke Dämpfung der elektromagnetischen Welle lassen jedoch nur Aussagen bei vergleichsweise geringen Auelehmmächtigkeiten zu. Reflexionen an der Auelehmunterkante lassen sich daher wie in Abb. 3 nur bis zu Mächtigkeiten von circa einem Meter verfolgen.

Die bistatischen Georadarmessungen haben zusätzlich eine stoffliche Charakterisierung zum Ziel. Untersucht werden soll, ob aus Laufzeitunterschieden der direkten Bodenwelle Rückschlüsse auf oberflächliche Materialvariationen gezogen werden können. Für die Messungen kamen zwei Antennen mit 400 MHz und 500 MHz zum Einsatz. Sie wurden

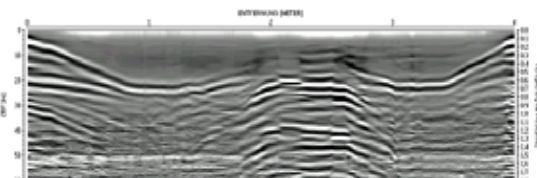


Abbildung 1: Bistatische Georadarmessung über einer sandgefüllten Tonne (2 m - 2.7 m) bei einem Antennenoffset von 0.7 m.

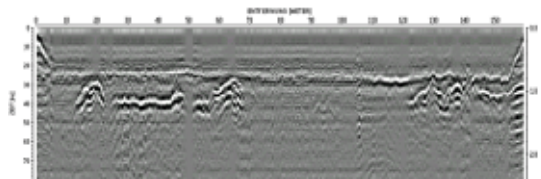


Abbildung 2: Bistatische Georadarmessung in der Elbaue bei einem Antennenoffset von 1.5 m. Erkennbar ist die direkte Welle (20 ns - 30 ns) und Reflexionen an der Auelehmunterkante (30 ns - 40 ns).

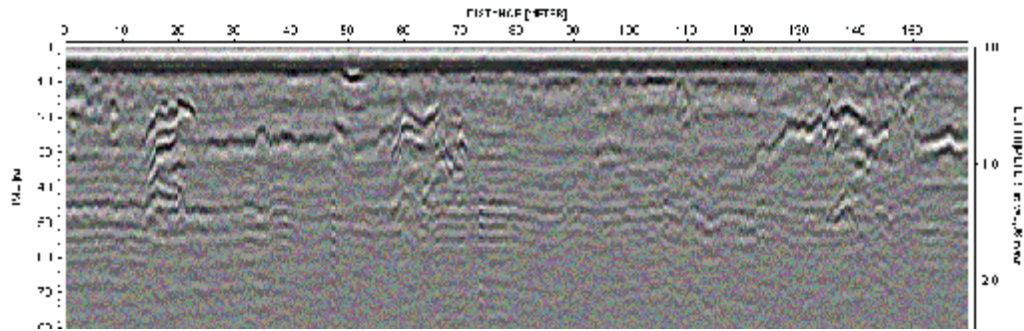


Abbildung 3: Monostatische Georadarmessung bei 200 MHz. Erkennbar sind Reflexionen an der Auelehmunterkante bei Profilmeter 15-70 und 120-160, sowie deren Ausbleiben bei Profilmeter 70-120 auf Grund starker Dämpfung.

mit konstantem Offset über die Profile bewegt, wobei kontinuierlich registriert wurde. Auf Grund der Tiefpasswirkung des Bodens wurde die 500 MHz - Antenne als Sender, die 400 MHz - Antenne als Empfänger verwendet.

Erste Untersuchungen an einer im Boden eingebrachten, sandgefüllten Kunststofftonne zeigen die prinzipielle Eignung des Verfahrens unter Verwendung der Antennenkombination. Die deutlichen Laufzeitunterschiede zwischen dem bindigen Material und dem Sand sind in Abb. 1 zu erkennen. Untersuchungen mit verschiedenen Antennenoffsets zeigen, dass bei einem, der Dimension der Heterogenität entsprechenden Offset, die besten Resultate erzielt werden.

In der Elbaue kann die direkte Bodenwelle mit der oben angeführten Antennenkombination - auf Grund der starken Dämpfung des Auelehms - jedoch nur bis zu einem maximalen Offset von circa 1.70 m beobachtet werden. Wie in den Abb. 2 und 3 verdeutlicht, werden die Ergebnisse vorangegangener geophysikalischer Untersuchungen - insbesondere monostatischer Georadarmessungen - durch die bistatischen Georadarmessungen bezüglich ihrer Strukturaussage bestätigt. Lokationen geringer Auelehmächtigkeit zeigen danach starke Reflexionen an der Oberkante des

im Liegenden folgenden Sandaquifers in einigen Dezimetern Tiefe. Die Variationen der direkten Bodenwelle sind am Beispiel der Abb. 2 nachweisbar. Diese weisen auf Grund geringer Dielektrizitätskontraste im Auelehmkörper jedoch nur geringe Laufzeitunterschiede von maximal 4 ns auf.

Mit Georadarmessungen soll letztlich ein direkter Zusammenhang zwischen den petrophysikalischen Parametern Dielektrizitätszahl, Ausbreitungsgeschwindigkeit und Dämpfung mit hydrogeologischen Eigenschaften des Auelehms formuliert werden.

UI16 – Mi., 26.2., 12:00-12:20 Uhr · HS7

*Senitz, S., Büchel, G., Jentsch, G. (IGW, Friedrich-Schiller-Universität Jena), Gabriel, B., Ziegler, G. (Thür. Landesanstalt f. Umwelt und Geologie), Czerwek, D. (Weiterstadt), Köppen, K.-H. (Wasser und Boden GmbH, Boppard)*

### Die Leistungsfähigkeit herkömmlicher geophysikalischer Methoden bei der Grundwassererkundung

E-Mail: senitz@geo.uni-jena.de

Im Rahmen von hydrogeologischen Untersuchungen werden unvermindert häufig geophysikalische Mess- und Auswerteverfahren eingesetzt. Anhand von drei Beispielen wird nachfolgend deren Leistungsfähigkeit für Fragestellungen der Hydrogeologie dargestellt.

Beispiel 1 betrifft den Bewertungszustand bzw. -zustand von Bohrungen in Thüringen die als Grundwassermessstellen im Landesmessdienst fungieren. Zeitreihen zum Grundwasserstand wurden mit der Methode der Gezeiten- / Zeitreihenanalyse analysiert, da aus der Zeitreihe selbst meist nicht ersichtlich ist, ob die hydraulischen Eigenschaften der Messstelle während des Messzeitraums konstant sind, also die Aquifereigenschaften richtig wiedergegeben werden. Häufig verändert sich die hydraulische Anbindung an den Aquifer z.B. durch Ablagerungen an den Filterstrecken. Liegt in Messstellen eine gespannte/teilgespannte Hydraulik vor, kann mit der Methode der Gezeiten- / Zeitreihenanalyse die zeitliche Änderung des hydraulischen Zustandes abgeschätzt werden. Hierbei wird der Frequenzinhalt für unterschiedliche Abschnitte der Zeitreihe berechnet und verglichen. In Abb. 1 ist beispielhaft ein Vergleich von Amplitudenspektren der Messstelle Goldbach (Thüringer Becken) dargestellt. Die drei markanten Frequenzbereiche sind in beiden Abschnitten der Zeitreihe enthalten, woraus auf eine konstante Hydraulik der Messstelle während des Messzeitraums geschlossen werden

kann. Unterscheidet sich der Frequenzinhalt, muss von einer veränderten Hydraulik ausgegangen werden.

Das Beispiel 2 betrifft vulkanische Porengrundwasser-Aquifere in der quartären Vulkanzone der Westeifel. Die Erkundungsproblematik solcher Grundwasserleiter liegt vor allem in der z.T. erheblichen Abweichung der unterirdischen Einzugsgebiete gegenüber den oberirdischen. Am Beispiel des Eselsberges bei Dockweiler konnte mit dem Einsatz der Potenzialmethoden Geomagnetik und Gravimetrie eine Aufschlüsselung der unterirdischen Einzugsgebiete erzielt werden. Untersucht wurden vulkanische Lockermate-

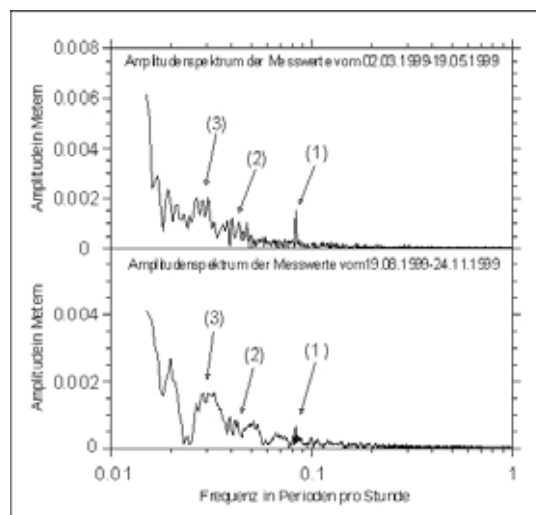


Abbildung 1: Vergleich von Amplitudenspektren, berechnet aus der Zeitreihe der Messstelle Goldbach

rialien (Schlacken, Lapillituffe, Aschen) einer ausgedehnten Krater- und Diatremfüllung. Als á priori Informationen lagen hydrogeologische Randbedingungen und Kenntnisse über hydraulische Eigenschaften der vulkanischen Lockergesteine und des devonischen Grundgebirges vor. Weiterhin konnten aus Analogieschlüssen zu anderen Vorkommen Angaben über die Gesteinsdichten, Suszeptibilitäten und die möglichen Formen der vulkanischen Vorkommen eingeschränkt werden. Die Kombination der geophysikalischen Methoden mit den hydrogeologischen Randbedingungen und einfachen geometrischen Annahmen ermöglichte genaue Aussagen über die laterale Verbreitung der Tuffe und eine Abschätzung der Tiefenerstreckung. Ein Quellaustritt konnte eindeutig als Überlaufquelle charakterisiert werden. Die geophysikalischen Untersuchungen lieferten schließlich die Grundlage für die weiteren Produktionsauflagen der nahe gelegenen Lavasandgrube und die Schutzzonenausweisung für eine Wassergewinnung.

In Beispiel 3 handelt es sich um quartäre Sedimente bei Mechernich (Eifel), die aus gering durchlässigen Schluffen und gut bis sehr gut durchlässigen Sanden und Kiesen bestehen. Ein ehemals in der Ortschaft genutzter Trinkwasserbrunnen sollte oberhalb des Ortes und eines Neubaugebietes neu gefasst werden. Eine umfangreiche geoelektrische Schlumbergersondierungskampagne im Anstrombereich der Ortschaft konnte die Sand- und Kiesrinnen hinreichend genau identifizieren. Obwohl sich der Hauptabstrom des Grundwassers auf die Rinnen konzentriert, traten hier die höchsten Widerstände auf, was eine Folge der geringen elektrischen Leitfähigkeiten der Sande und Kiese ist.

In allen aufgeführten Beispielen war der Einsatz der Geophysik in Kombination mit

grundlegenden geologischen und hydrogeologischen á priori Informationen äußerst erfolgreich.

UI17 – Mi., 26.2., 12:20-12:40 Uhr · HS7

*Schröer, K., Seiferlin, K., Spohn, T. (Institut für Planetologie, Westfälische-Wilhelms-Universität Münster), Marczewski, W., Gadowski, S. (Space Research Centre Warsaw)*

**EXTASE (EXperimentelle Thermalsonde für die Anwendung in Schneeforschung und Erdwissenschaften) - Erste Anwendungen und Ergebnisse**

E-Mail: [kathrin.schroeer@uni-muenster.de](mailto:kathrin.schroeer@uni-muenster.de)

Auf der letzten DGG-Tagung 2002 wurden die Funktionsweise der EXTASE - Sonde und die möglichen Anwendungen im Rahmen eines Posters präsentiert, dieses Mal sollen die ersten Meßergebnisse vorgestellt werden:

Unter dem Titel „First Chance“ werden vom BMBF Vorhaben gefördert, in denen aus Technologien, die im Rahmen von weltraumbezogenen Projekten entwickelt wurden, Anwendungen, die nicht im Zusammenhang mit Weltraumforschung stehen, entwickelt werden. Im Zuge dessen hat das Institut für Planetologie der Universität Münster-basierend auf der MUPUS Thermalsonde - das EXTASE - Konzept für die Entwicklung einer Thermalsonde für die Anwendung in der Schnee- und Lawinenforschung sowie den Geowissenschaften (u.a. Bodenkunde, Permafrost, Deponien) entwickelt.

MUPUS ist Teil der am 15.1.03 startenden ROSETTA-Mission und setzt einen dafür entwickelten neuartigen Typ von Temperatursensoren sowie eine neuartige Methode zur Messung der Wärmeleitfähigkeit und der thermischen Diffusivität ein.

**Kurzbeschreibung der Funktionsweise**

Gemessen wird die Temperatur über die Messung des elektrischen Widerstandes eines dünnen Titanium-Sensors. Der gleiche Sensor kann für Messungen der Wärmeleitfähigkeit beheizt werden. Die 16 Zellen des Sensors und die elektrischen Verbindungen sind per Laser auf eine Kapton-Folie aufgedampft. Diese wird anschließend aufgerollt und an die

Innenseite einer Glasfaser-Röhre geklebt. Die Länge der gesamten Sonde beträgt knapp 40 cm, der Durchmesser ca. 1 cm. Die Sonde besteht aus 16 Sensoren, wobei die Sensordichte mit der Tiefe abnimmt und die Sensorengröße mit der Tiefe zunimmt. Diese Anordnung wurde gewählt, da in geringeren Tiefen größere Temperaturgradienten und schnellere Temperaturänderungen erwartet werden. Derzeit wird das Gerät noch mit einem Datenlogger betrieben, der später durch eine eigens entwickelte Elektronik ersetzt wird, über die dann die Messungen per Funk kontrolliert werden können. Die Elektronik wird außerdem benötigt, um für die Messungen der Wärmeleitfähigkeit die einzelnen Sensoren beheizen zu können.

Die Sonde bietet durch ihre Bauweise einige Vorteile gegenüber den in den Geowissenschaften üblichen Methoden zur Untersuchung von kleinen Tiefenlagen: Ein Aushub von zu untersuchendem Material zur Platzierung von Sensoren entfällt ebenso wie eine zusätzliche aufwendige Verkabelung von einzelnen Sensoren. Aufgrund des geringen Durchmessers wird die Zerstörung des Materialgefüges und somit die Beeinflussung des umgebenden Temperaturfeldes möglichst gering gehalten. Mit nur einer Sonde können Temperatur- und Wärmeleitfähigkeitsprofile in 16 Tiefen gleichzeitig gewonnen werden.

Hieraus ergeben sich eine Reihe von Anwendungsmöglichkeiten in den Geowissenschaften.

ten, von denen nur einige genannt werden sollen: Schneetemperatur- und Wärmeleitfähigkeitsprofile, Kontrolle des Wärmeflusses auf Mülldeponien, in situ Bestimmung der Bodenfeuchte (BF) als Funktion der Zeit, dabei wird die BF aus der Änderung der Wärmeleitfähigkeit abgeleitet u.v.m. Wir konzentrieren uns zur Zeit auf die Gebiete der Schnee- und Bodenkunde. Da aufgrund einiger Verzögerungen die Feldelektronik noch nicht komplett fertiggestellt wurde, ist es derzeit nicht möglich, Wärmeleitfähigkeitsmessungen durchzuführen, Temperaturprofile jedoch können aufgenommen werden. Mittlerweile wurden eine Reihe von Messungen – sowohl im Labor als auch im Feld – durchgeführt.

Die ersten Testmessungen fanden an verschiedenen Lokalitäten in Polen (wo die Sensoren hergestellt werden) statt. Hierbei handelte es sich um Aufnahmen von Temperaturprofilen in verschiedenen Böden. Die aktuellsten Messungen wurden erneut in Polen durchgeführt, in Kooperation mit dem Institute for Agrophysics in Lublin.

Der erste Meßeinsatz der Sonde im Schnee fand auf Spitzbergen statt. In Zusammenarbeit mit dem Alfred-Wegener-Institut in Bremerhaven wurden zwei Wochen lang Schneetemperaturprofile gewonnen. Hierbei konnte das System zusätzlich mit einer üblichen Temperaturmessung (in diesem Fall mittels zehn handelsüblicher PT100 Temperatursensoren) verglichen werden.

Das Poster stellt exemplarisch einige Messungen und die daraus gewonnenen Erkenntnisse vor.

UI18 – Mi., 26.2., 12:40-13:00 Uhr · HS7

*Jacobs, F., Just, A., Krause, Y., Tuch, A., Schuck, A. (Leipzig), Schulz, R., Kurz, G., Igel, J. (Hannover), Lindner, U., Schicht, T. (Sondershausen), Schwandt, A. (Erfurt), Kühnicke, H., Schulze, E. (Dresden)*

### **Geophysikalische Erkundung als Beitrag zur Bewertung der Langzeitsicherheit von Endlagern und Untertagedeponien**

E-Mail: [ajust@rz.uni-leipzig.de](mailto:ajust@rz.uni-leipzig.de)

Die untertägige zerstörungsfreie Erkundung der geologischen Barriere von Endlagern und Untertagedeponien (UTD) ist eine wichtige Voraussetzung für die Planung und die Grundlage eines qualifizierten Nachweises zur Beurteilung der Standortsicherheit. Es existieren hierfür leistungsstarke geophysikalische Verfahren, die jedoch unter ungünstigen Bedingungen einzeln unzureichend aussagekräftig sind (z. B. an Feuchtezonen). Ebenso kann die Interpretation der Daten im Vollraum ein Problem darstellen. Die drei im Zeitraum von 1998 bis 2001 durchgeführten gekoppelten BMBF-Vorhaben 02 C 0558: Geologie, Einbeziehung von Geoelektrik und Seismik (Universität Leipzig mit den Firmen Geophysik GGD Leipzig und K-UTEC Sondershausen sowie dem Geologen Dr. A. Schwandt als Vertragspartnern), 02 C 0578: Elektromagnetische Verfahren (GGA Hannover) und 02 C 0568: Sonarverfahren (Fraunhofer Gesellschaft, EADQ Dresden) hatten die Lösung dieser Probleme durch Verbesserung der geophysikalischen Methoden, durch die kombinierte Anwendung verschiedener Verfahren (Seismik, Geoelektrik, Georadar, Elektromagnetik und Sonar) und durch neue Auswertalgorithmen zum Ziel. Um den gesamten Informationsgehalt aller geophysikalischen Messungen besser auszunutzen, wurde insbesondere ein neues Konzept der Auswertung entwickelt, das auf methodenspezifischen Anomaliekriterien und der Zusammenfassung zu

einem gemeinsamen quantifizierten Problemindex einschließlich seiner visuellen Darstellung basiert. Im stillgelegten Kali-Bergwerk Bischofferode (Südharz) konnten damit bisher unbekannte salzlösungsführende Bereiche im Hangenden einer Abbaustrecke detektiert und charakterisiert werden (KULENKAMPPFF et al. 2001, KURZ et al. 2002).

Das in den Ausgangsvorhaben entwickelte komplexe Mess- und Auswertinstrumentarium und die am Standort Bischofferode gewonnenen methodischen Entwicklungen und Erfahrungen werden nun in drei Nachfolgeprojekten (Fkz. BMBF 02C0851, -861, -871) mit denselben Projektpartnern weiterentwickelt, verallgemeinert und auf Standorte mit anderen Lagerstättentypen übertragbar gemacht.

Als neues Referenzmessobjekt wurde eine Strecke im Kali-Bergwerk Sigmundshall bei Wunstorf westlich von Hannover (Betreiber: K+S KALI GmbH) ausgewählt. Das Kaliwerk Sigmundshall liegt auf dem Salzstock von Wunstorf. Diese Sattelstruktur mit den Verfaltungen und Zerschierungen der steilstehenden Schichten ergibt komplizierte geologische Verhältnisse. Insbesondere die Verschuppung des Hauptanhydrits wirft Problemereiche auf. In etwa 60 bis 70 m von der ausgewählten Strecke entfernt existieren Salzlösungsvorkommen im Hauptanhydrit, die in zwei Horizontalbohrungen angetroffen wurden.

Die bisherigen Messungen mit Georadar und Seismik zeigen den vorher nicht genau bekannten Verlauf der Schichtgrenze des Hauptanhydrits zum Steinsalz. Infolge des vorherrschenden sehr hohen spezifischen Widerstandes des Salzgesteins werden insbesondere mit dem Radar große Eindringtiefen bei guter Auflösung erzielt. Sowohl der erbohrte salzlösungsführende Bereich in 60 m bis 70 m Tiefe als auch die vorkommenden Schichtgrenzen und Störungszonen, konnten deutlich erfasst werden. Mit Spezialmessungen (Rundum-Messungen, Peilmessungen) wurden die Reflektoren einer räumlichen Lage zugeordnet. Die bisherige Vorstellung über die Struktur der Anhydritschuppen konnte damit korrigiert und erweitert werden. Das Geoelektrik-Verfahren detektierte einen sich klar abzeichnenden ausgedehnten feuchteren Bereich. Nach Durchführung der noch ausstehenden Sonar- und der elektromagnetischen Messungen werden die gesamten geophysikalischen Ergebnisse einer gemeinsamen Auswertung und Interpretation zugeführt. Dazu werden parallel zur strukturellen Interpretation des Messgebietes auch umfangreiche 2D- und 3D-Modellierungen (siehe auch IGEL et al, KURZ et al. und KRAUSE et al.) und petrophysikalische Labormessungen durchgeführt.

#### Referenzen:

IGEL, J., KURZ, G., SCHULZ, R. (2003): Erkundung von Problemzonen im Salinar mit dem Georadar. - 63. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, 24.-28.2.2003 in Jena.

KRAUSE, Y., JUST, A., TUCH, A. (2003): 3D-Modellierung zur Auswertung linienhaft gemessener Untertage-Geoelektrikdaten.- 63. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, 24.-28.2.2003 in Jena.

KULENKAMPFF, J., ASCHMANN, L., JUST, A., BERGMANN, K., MOISE, E.,

JACOBS, F., SCHUCK, A., LINDNER, U., SCHWANDT, A., KURZ, G., FLUCHE, B., SCHULZ, R., KÜHNICKE, H., REUTTER, O., SCHUBERT, F. (2002): Komplexes Mess- und Auswertearbeitsinstrumentarium für die untertägige Erkundung von Problemzonen der geologischen Barriere von Endlagern und Untertagedeponien (UTD) im Salinar. Abschlussbericht zu den BMBF-Forschungsvorhaben Fkz. 02C0558, 02C0568, 02C0578, Leipzig 2002.

KURZ, G., ASCHMANN, L., JACOBS, F., KULENKAMPFF, J., MOISE, E., SCHUCK, A., SCHULZ, R. (2002): Auswertekonzept zur geophysikalischen Erkundung von Problemzonen im Salinar.- Zeitschrift für Angewandte Geologie, 48 (2/02): 56-62; Hannover.

KURZ G., IGEL J., SCHULZ R. (2003): 3D Electromagnetic modeling in frequency domain - studies of underground measurements in a salt mine. - Third International Symposium on Three-Dimensional Electromagnetics, ASEG 16th Conference, Adelaide.



UI19 – Mi., 26.2., 15:00-15:20 Uhr · HS7

*Richter, I., Lindner, H., Pretzschner, C. (TU Bergakademie Freiberg), Meier, Th. (Ruhr-Universität Bochum)*

### Experimentelle Untersuchungen zur Abhängigkeit der Rayleighwellen-Geschwindigkeit von der Wassersättigung poröser Gesteine

E-Mail: richter@geophysik.tu-freiberg.de

Für die bautechnische Einschätzung von Denkmälern werden seit längerem Ultraschalluntersuchungen verwendet. Dabei wird vorwiegend die Transmissionstechnik in Verbindung mit Ultraschallmessungen eingesetzt. Diese Methodik besitzt insbesondere im Oberflächenbereich vielfach nicht die angestrebte Auflösung. Ziel ist es daher, ein Bewertungsverfahren, zur Untersuchung des für den Denkmalspfleger wichtigen Oberflächenbereichs des Naturbaustoffes zu entwickeln.

Als Untersuchungsmittel bietet sich in diesem Fall die Nutzung von Oberflächenwellen speziell der Rayleighwelle an. Dabei geht es vor allem um die Charakterisierung des Zusammenhangs zwischen der Rayleighwellen-Geschwindigkeit mit der Verwitterung bzw. der Festigkeit des Gesteins. Zur Bestimmung der Rayleighwellen-Geschwindigkeit  $v_R$  eignen sich prinzipiell

zwei Methoden. Auf der einen Seite lässt sich unter Annahme des homogenen Halbraumes bei einer profilhaften Messung (CSP) und einer Mehrempfängeranordnung die Rayleighwellen-Geschwindigkeit über eine Regressionsanalyse (Abb. 1) ableiten. Diese Methode setzt Dispersionsfreiheit der Oberflächenwelle voraus. Ist diese nicht gegeben, so muss die Rayleighwellen-Geschwindigkeit über die Berechnung der Gruppengeschwindigkeit der Rayleighwelle d.h. eine Dispersionsanalyse des Wellenbildes erfolgen.

Im Mittelpunkt aktueller Untersuchungen steht die Bewertung des Zusammenhangs zwischen Rayleighwellen-Geschwindigkeit  $v_R$  und dem Wassergehalt des Gesteins. Diese Frage spielt insbesondere bei der richtigen Bewertung von zeitlichen Wie-

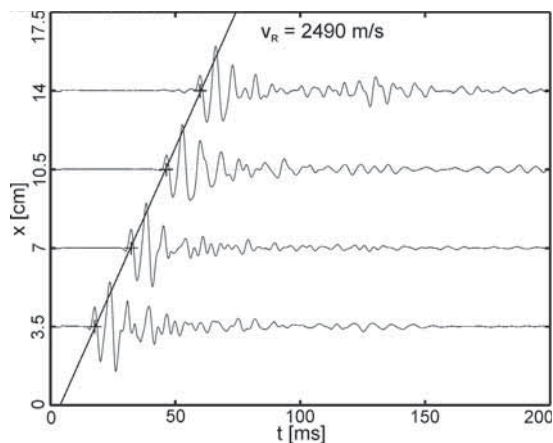


Abbildung 1: Regressionsanalyse

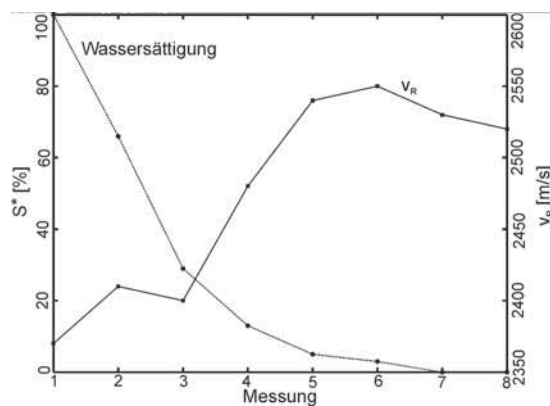


Abbildung 2: Abhängigkeit zwischen Wassersättigung und Rayleighwellen-Geschwindigkeit

derholungsmessungen (z.B. vor und nach Sanierungsmaßnahmen) eine wichtige Rolle.

Sandstein als eines der häufigsten Materialien historischer Bauwerke zeichnet sich durch hohe Porositäten und damit durch ein hohes Aufnahmevermögen für Wasser aus. Deshalb wurden Laboruntersuchungen der Rayleighwellen-Geschwindigkeit für verschiedene unverwitterte Sandsteine vorgenommen:

1. Wesersandstein hellgelb
2. Wesersandstein rot
3. Seeberger Sandstein
4. Cottaer Sandstein
5. Postaer Sandstein
6. Eisenberger Sandstein
7. Pietra Dorata (Italien)
8. Polnischer Sandstein

Für diese Sandsteine wurden sowohl im trockenen Zustand und bei unterschiedlichen Wassersättigungen  $S^*$  profilhafte Messungen durchgeführt und die Rayleighwellen-Geschwindigkeit bestimmt. Den Zusammenhang zwischen Wassersättigung und zugehörigen Geschwindigkeiten der Rayleighwelle zeigt Abb. 2. Es ist zu erkennen, dass die Rayleighwellen-Geschwindigkeit  $v_R$  bei abnehmender Wassersättigung signifikant zunimmt.

UI20 – Mi., 26.2., 15:20-15:40 Uhr · HS7

*Eberle, D. (Hannover, BGR), Lange, G. (Berlin, BGR), Stettler, E. (Pretoria, CGS)*

### The use of geophysical surveys in the study of potential waste dump sites in the Namib near Luederitz-Namibia

E-Mail: richter@geophysik.tu-freiberg.de

The coastal town of Luederitz, Namibia, is situated on the shore of the Southern Atlantic Ocean, with the Namib desert its hinterland. The town has been increasingly in need of a dump site for industrial and house waste, since all waste, including waste oil from the town and harbour, is dumped in a poorly managed site on dune sand on the edge of the town.

The area is geologically part of the mid-Proterozoic Namaqualand Metamorphic Belt. Gneissic bedrock is largely covered by unconsolidated dune sands and weathering debris. Geophysical methods, such as magnetics, electromagnetics, refraction seismics and DC geoelectrical soundings were accordingly used to map fractures hidden by cover sediments and to determine the thickness of the unconsolidated sediments, respectively. A high resolution air-photo survey appeared necessary to identify the regional stress and fracture patterns. High resolution airborne geophysical data were acquired conducting a magnetic and radiometric survey flown by a microlite carrier. The methodology of combining airborne geophysics and photo-geology enabled to confine geophysical ground surveying to sand covered areas. Integration of all data provided complete fracture mapping even where Namib sands cover bedrock (Eberle et al., 1999).

From ground magnetic and electromagnetic profiling reasonably dense data grids were obtained: (1) Where magnetisation contrasts are existent in bedrock, magnetic data provided a highly detailed fracture pattern revealing po-

tential zones of weakness and increased permeability. (2) Numerous narrow conductivity anomalies suggest to indicate where rock has been exposed to stress and strain. No indications of ground water were identified (Eberle et al., 1999).

Concomitantly with the geophysical ground surveys, the new airborne geophysical microlite technique developed by the South African Council for Geoscience (CGS) was used to fly a survey on contract for the Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR) of Germany in the area due east of Luederitz to study the capacity of the innovative airborne technique for environmental mapping purposes.

Nominal line spacing was 50 m at flight

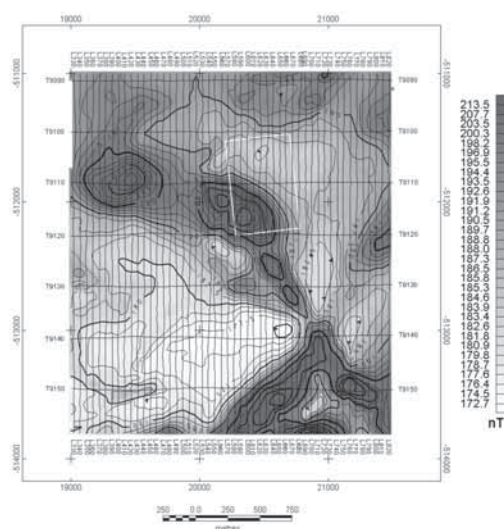


Figure 1: Airborne magnetic field as surveyed by a microlite carrier. Average flight height 40 m a.g.l.

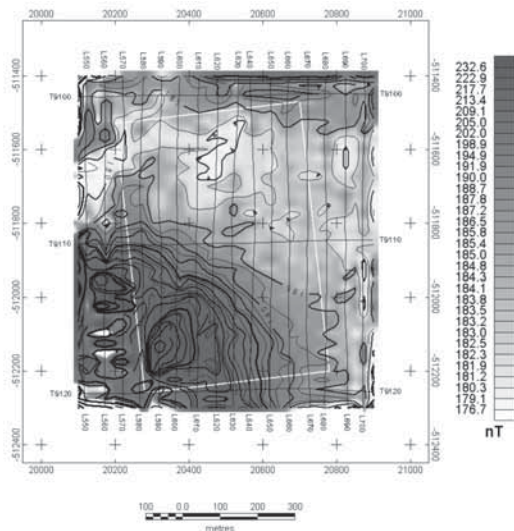


Figure 2: Airborne magnetic field continued downward to ground level. The rectangle (white line) delineates the ground survey area of Figure 3.

heights as low as 20 m a.g.l., where flight safety and terrain allowed. Tie lines were flown with an interval of 500 m. Sample rate of the cesium magnetometer was 10 Hz at an average flight velocity of 100 km/h. Natural gamma radiation was recorded using a 4 l NaJ detector crystal.

Figure 1 displays the total magnetic intensity (TMI) collected in the vicinity of and over one of the pre-selected sites. Comparison of the downward continued magnetic field data (Figure 2) with the ground survey data shown in Figure 3 reveals that still more detail is contained by the latter. This appears to be obvious as ground magnetic data were collected at regular grid points 10 m apart. The airborne data are characterised by a short spacing of 3 m along, but by a much larger of 50 m at right angles to the flight path. Smoothing accordingly inhered in gridding the microlite line data. Despite this constraint, it became only elucidated by the microlite survey that the magnetic high observed in the south west of the ground survey area (cf. Figures 2 and 3) is part of a

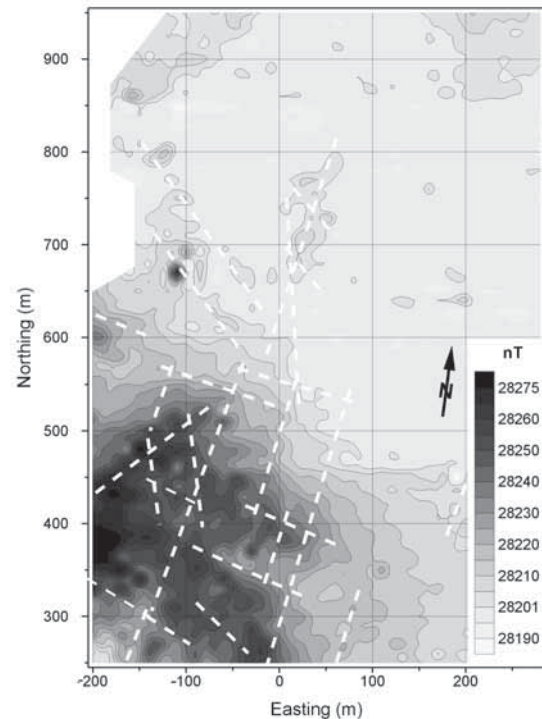


Figure 3: Fracture pattern as derived from ground magnetic field.

NW/SE trending magnetic dyke (cf. Figure 1).

Experience has been made that high resolution airborne geophysical data flown by a microlite carrier will be of substantial support in environmental mapping. Should, however, a highly detailed fracture pattern be required, tedious geophysical surveying on the ground can hardly be replaced.

#### References

Eberle, D., Kühn, F., Lange, G. and Trembich, G. (1999). Remote sensing and ground geophysical investigations of potential waste sites in the vicinity of the coastal town of Luederitz. Technical report, BGR, Hannover, Germany, commissioned by the Ministry for Technical Co-operation and Development, Bonn, Germany, 59 pp.

UI21 – Mi., 26.2., 15:40-16:00 Uhr · HS7

*Buckup, P. (Magdeburg), Buckup, K. (DBM-Dr. Buckup), Buckup, M. (Magdeburg)*

### Neue methodisch-technische Aspekte des Impuls-Neutron-Neutron-Verfahrens

E-Mail: buckup@bohrlochmesser.de



Abbildung 1: Übertageeinschub der Monitoringeinheit mit GPS-Terminal (im Hintergrund ein Sondenteil)

Seit über 10 Jahren wird inzwischen das Impuls-Neutron-Neutron-Verfahren für bohrlochgeophysikalische Belange eingesetzt.

Die letzten Entwicklungen liefen in Richtung Grundwassermonitoring und haben ihre praktische Erprobung überstanden, wobei die Einsatzmöglichkeiten beträchtlich erweitert werden konnten. Die Entwicklung vollzog sich schrittweise von der Logging-Variante über eine Hybridmodifikation zu einer reinen Monitoringeinheit mit automatischer Datenübermittlung.

Diese Aspekte waren Gegenstand von intensiven Untersuchungen und umfassten Feldtests, Messwertanalysen, vergleichende Probenahme, sowie Stabilitätsbetrachtungen.

Umfassende Tests fanden unter Praxisbedingungen in der Ukraine, Sibirien, Magdeburg-Rothensee, Spanien, Georgien und Armenien statt.

Die Aufgaben waren weitgefächert und reichten vom Grundwassermonitoring bis hin

zur Detektierung von Schadherden und zur Komplexanwendung.

Geophysikalische Methoden werden dabei in starkem Maße mit geologischen und sonstigen Informationen verknüpft.

Für das Monitoring sind Fragen der Ansprechschwelle festzustellen und die Auswahl für die jeweils kritischen Parameter zu treffen.

Mit dem Monitoring tritt ein Offline-Processing deutlich in den Hintergrund, in den Kontrollintervallen von 1 min bis 8 Tage sind Sofortinformationen gefordert, um ggf. Maßnahmen einzuleiten.

Neue Effekte, die mit vorhanden Geräten bisher nicht beobachtet werden konnten, eröffnen neue Dimensionen für die Untersuchung der Umstände einer ablaufenden Umweltschädigung, Einflussfaktoren können erkannt und in ihrer Auswirkung eingeschränkt werden.

Das Impuls-Neutron-Neutron-Monitoring liefert eine Vielzahl Parameter, die auf ihre Brauchbarkeit für Bewertung oder Erkennung einer Belastung nach Effektivitätskriterien ausgefiltert werden müssen.

In der ersten Phase wurde der Prototyp in Fluiden eingesetzt, dabei vorrangig für Wassermonitoring.

In einem kritischen Gebiet am Schwarzmeerufer der Krim wurde die Sonde in einem Bach installiert und Beobachtungen in Tagesintervallen über ein Jahr durchgeführt und mit sonstigen verfügbaren Ergebnissen korreliert. Derartige Ergebnisse waren Wasseranalysen, Wetterbeobachtungen und Kalibrierungen mit verfügbaren bekannten Lösungen.



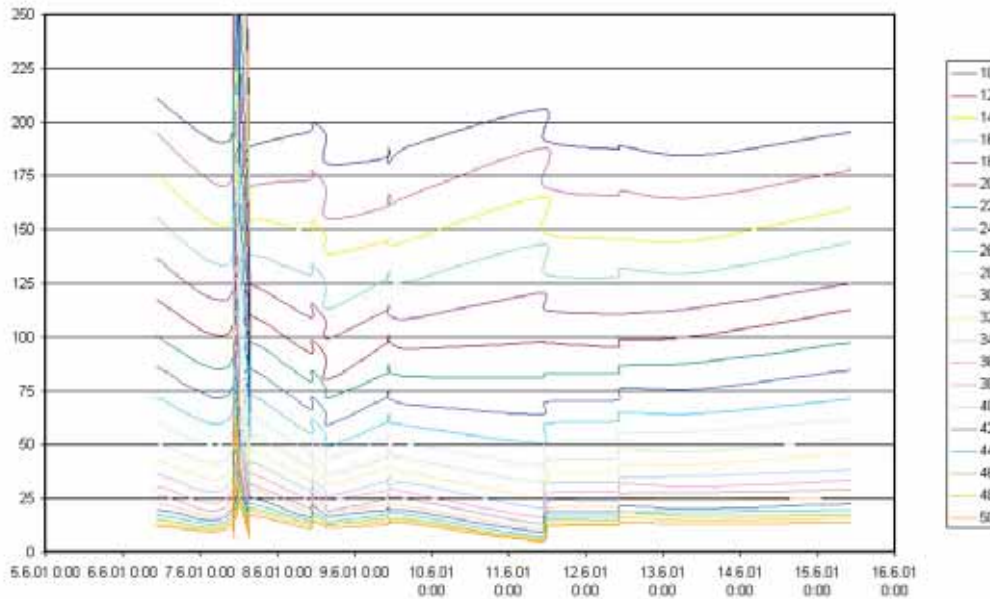


Abbildung 2: Monitoringstartphase in Simeis (Krim), dargestellt sind Ratenänderungen in ausgewählten Fenstern (nah bis fern von oben nach unten)

In dieser Phase wurde jeweils zu den täglichen Einschaltzeiten über 2 min die gesamte Abklingkurve in den beiden verfügbaren Kanälen registriert.

Das Processing für die Zählraten in den einzelnen Zeitfenstern zeigte eine deutliche Korrelation mit den klimatischen Bedingungen, immer nach Regenfällen bildeten sich Anomalien, allerdings z.T. mit unterschiedlichem Vorzeichen, die verschiedenen Einträgen von Schadstoffen in das Wasserreservoir entsprachen, wobei die Werte immer noch unterhalb der Werte für die Trinkwassereignung blieben, das Verfahren erwies sich als hochempfindlich. Intensitätsabnahmen konnten mit Eintrag von Schwermetallen korreliert werden, positive Anomalien mit Phenolgehaltszunahmen.

Erstmalig besteht damit die Möglichkeit eines kontinuierlichen Monitorings mit Vorwarneffekt zur Einleitung notwendiger Maßnahmen.

Weitere methodische Untersuchungen zeig-

ten, dass eine Quantifizierbarkeit unter gewissen Bedingungen möglich ist, allerdings wird im Sinne eines Monitorings eine höhere Empfindlichkeit für das Erfassen von Änderungen erreicht.

Webseite: <http://www.bohrlochmesser.de>

## UIP02

*Emiroğlu, S., Petersen, N. (München), Rey García, D. (Vigo)*

### Magnetic properties of dissolving minerals in the Ría Arousa (Spain)

E-Mail: [suzan@geophysik.uni-muenchen.de](mailto:suzan@geophysik.uni-muenchen.de)

High industrialisation and frequent marine traffic contaminate the water of the rías (fluvial valleys covered by the sea) in west Spain with heavy metals. In many places inside the rías mussels are cultivated, which are potentially endangered by heavy metal contamination. Therefore a constant monitoring of the water quality and sediment chemistry is carried out by different institutions.

Here magnetic measurements on sediment cores have been carried out - complemented by electron microscopy - in order to help characterising the environment. 6 gravity- and 7 box-cores (depths of 25-500cm) of different locations in the Ría Arousa (west Spain) were studied.

All cores show the same magnetic characteristics. The properties will be explained on the 2.7 m long gravity-core BDGCAr4.

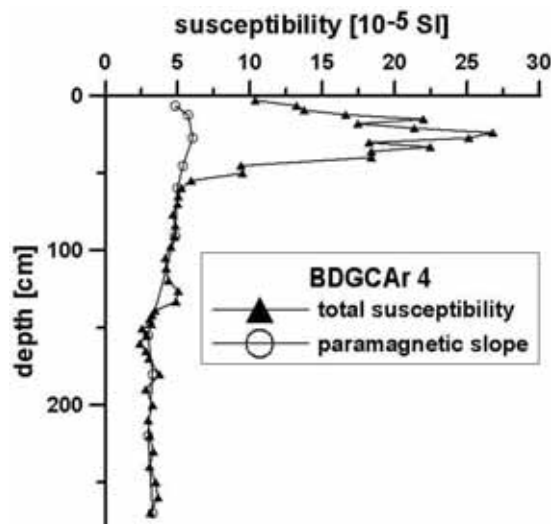


Figure 1: susceptibility

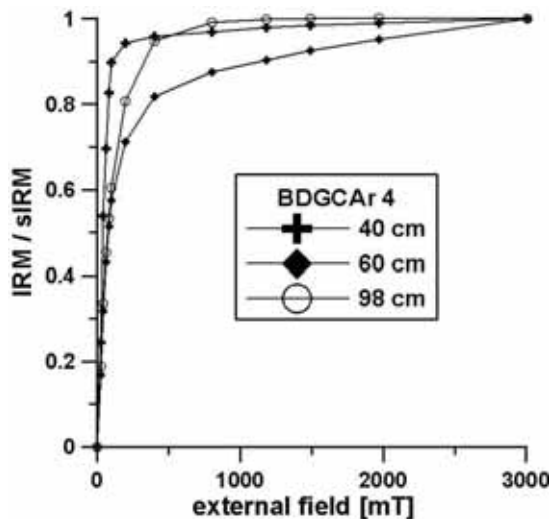


Figure 2: sIRM acquisition

Susceptibility, saturation isothermal remanent magnetization (sIRM) and anhysteretic remanent magnetization (ARM) show the same characteristics: high values in the upper part of the core and low ones in the lower part (fig. 1).

Superparamagnetic particles could be detected between 10 and 40cm depth, where the susceptibility has its high values. The shape of the hysteresis also follows a typical pattern with increasing depth: a decrease of the enclosed area and a slightly decreasing paramagnetic slope (fig. 1).

The sIRM acquisition shows low-coercive material for the superficial samples. Starting with 40cm the coercivities increase and reach their maximum at a depth of 60cm, where only half of the remanence is saturated by a pulsed field of 100 mT. Below the coercive forces decrease to medium-low values (fig. 2). The

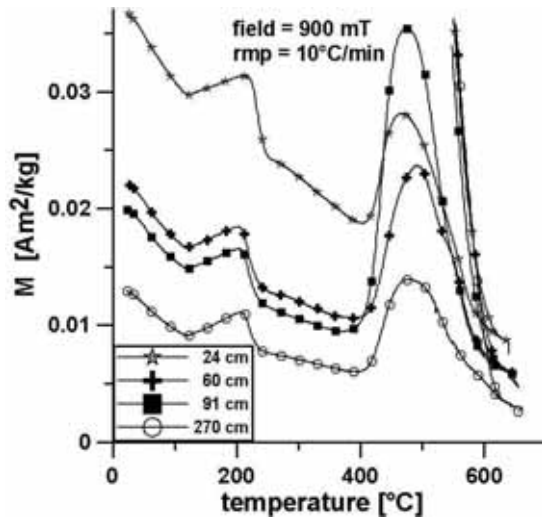


Figure 3: thermomagnetic curve

AF demagnetization of sIRM has the congruent shapes which the sIRM acquisition would let expect. It points out the difference between the middle and lower depths: it is a difference in minerals which have a higher coercivity than 100mT.

The hitherto described properties lead us to the conclusion that the magnetic minerals vary in relative proportion with depth. The upper part is dominated by a low-coercive mineral with high susceptibility and high remanence (e.g. magnetite), the middle part is dominated by paramagnetic particles and a ferromagnetic high-coercive mineral with low susceptibility and remanence (e.g. goethite, hematite), the lowest part of the cores is dominated by paramagnetic particles and by a medium-coercive mineral with low remanence and susceptibility (e.g. greigite).

For the acquisition of ARM a constant bias field of  $100\mu\text{T}$  and an increasing alternating field till 100mT was applied. Starting with 60cm the trend is the same as for the sIRM acquisition, i.e. decreasing coercivities with increasing depth. But in contrast to the sIRM, in the superficial depths till 60cm the coercivities of the ARM acquisition are decreasing

with depth. This means that the proportions of the magnetic minerals changes differently in different grain size fractions, since the ARM effects the smaller grains more than the IRM.

The thermomagnetic curves have the same shape for all depths. The decrease till  $120^{\circ}\text{C}$  is presumably caused by goethite. The increase between 120 and  $200^{\circ}\text{C}$  followed by a distinct drop in magnetization is either a Hopkinson-Peak or a chemical change. Between 420 and  $580^{\circ}\text{C}$  minerals (probably sulfides) transform into magnetite (maximum effect at 91cm depth). The thermomagnetic curves show the same magnetic phases for all depths, but in different quantities. The observed difference in coercivities and susceptibility must therefore be due to a corresponding change in grain sizes and slightly varying mineral-ratios rather than in magneto-mineralogy. Just the quantity of the (difficult detectable) sulfides seem to increase (contrary to the trend of the oxides).

All iron-oxides are dissolving with increasing time and depth (at different rates, so that the relative proportions change). The dissolution of magnetite in reducing environment was shown in earlier publications (e.g. Hilgenfeldt, 2000). The dissolution of the iron-oxides (e.g. goethite, hematite) is also likely in a strongly reducing milieu.



**UIP04**

*Schmalholz, J., Stoffregen, H., Strehl, S. (Berlin), Kemna, A. (FZ Jülich), Yaramanci, U. (Berlin)*

**GPR-Tomography of a Lysimeter**

E-Mail: [suzan@geophysik.uni-muenchen.de](mailto:suzan@geophysik.uni-muenchen.de)

A lysimeter is a vessel containing undisturbed soil placed with its top edge to the ground surface. Lysimeters are used to study phases of the hydrological cycle, like infiltration, evapotranspiration, runoff, etc. The dielectric permittivity of soils depends strongly on the water content. Therefore, GPR was used as it can provide non-invasive high-resolution information regarding the distribution of the dielectric permittivity of a heterogeneous medium. Because the used lysimeter has PVC walls tomographic measurements can be performed. In cooperation with the Institute of Chemistry and Dynamics of the Geosphere, IV Agrosphere of the Forschungszentrum Jülich GmbH, the solute transport inside a lysimeter ought to be investigated.

Considering the relatively small dimensions of the lysimeter (1.2 m diameter, 1.5 m height) and the armament with sensors for other methods, a pair of shielded antennas was chosen with centre frequencies of approx. 750 MHz. In April and September 2002 first measurements were carried out on a filled but un-equipped lysimeter to check signal quality, feasibility as well as the needed time to gather a dataset under ideal conditions. Furthermore a point irrigation test was made to estimate the actual resolution with the available equipment.

For every transmitter position several receiver positions were recorded and sorted afterwards. The datasets used in the various tomographic investigations consisted of several horizontal and vertical planes. After processing the data, arrival times were picked and in-

verted. At this stage the tomographic toolset provided by the commercial software package Reflex-Win was used, which allows a tomographic inversion of first arrival time data. The applied algorithm is based on a SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique) adaptation.

To derive the volumetric water content, the calculated dielectric permittivity values have to be transformed. Based on the soil inside the lysimeter (approx. 80% sand, 15% silt and 5% clay with approx. 40% porosity) appropriate mixing formulas for bulk dielectric permittivity have to be chosen and compared to the results gathered from alternative methods.

At this very early stage of the experiment heterogeneities in the dimension of decimetres with water content variations of approx. three volumetric percent can be detected. In consideration of the inclusion of alternative methods, e.g. time domain reflectometry, these results will be further enhanced. In addition improvements can be achieved by increased efforts regarding data processing or data acquisition layout.

**UIP05**

*Schmalholz, J., Müller, M., Yaramanci, U. (Berlin)*

**Local Moisture Sounding (LMS) - Determination of Vertical Soil Moisture Distribution by GPR**

E-Mail: [suzan@geophysik.uni-muenchen.de](mailto:suzan@geophysik.uni-muenchen.de)

Within the Research-Group 409 INTERURBAN of the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG), one of the objectives of the sub-project GEO is the detection of small-scale heterogeneities of the water content in soils. Besides electrical methods, such as direct current (DC) geoelectrics or spectral induced polarisation (SIP), the ground penetrating radar (GPR) is utilized for this task. Because of the involved research groups, e.g. soil science or geochemistry, the interesting dimensions are of some decimetres. Therefore classical applications of the GPR to determine the vertical distribution of the dielectric permittivity, such as common midpoint (CMP) measurements, offer only limited information. The LMS can provide valuable data for the calibration of other methods.

LMS utilizes guided waves along a vertical metallic rod, which are generated and recorded with a common commercial GPR system. This method is therefore comparable with the TDR (time domain reflectometry), which also utilises guided waves along an electric conductor. Placing the antennas close to the rod, the generated electromagnetic waves couple to the rod and propagate to its end. At the end a part of the electromagnetic energy is than reflected and would travel the same way back to the receiver. To obtain a vertical profile of the dielectric permittivity, the rod is lowered gradually, thus the wave travels through successively deeper areas. The interval velocity can be determined by recording the depth of the rod with every registered

trace. To allow monitoring, the rod is placed inside a stationary electrically insulated tube. In our work we used a hollow aluminium rod that can be lowered in intervals of 2 cm inside a makrolon tube.

Using antennas with centre frequencies of approx. 750 MHz, the velocity distortion caused by the makrolon tubing can be neglected and consequently the propagation velocity of the electromagnetic wave is dominated by the surrounding soil. Using appropriate processing steps, the reflections at the end of the rod can be easily spotted and picked.

To derive the dielectric permittivity distribution of LMS data two different methods have been tested. In the first method the interval velocities over a range of a few recording steps are calculated. Because of the limited time discretisation the calculation over a smaller range would lead to greater errors. In the second method an inversion to derive the dielectric permittivity for each step was performed. Both methods were tested with synthetic and field data.

*Web page:* <http://www.interurban.de>

**UIP06**

*Schmalholz, J., Stoffregen, H., Müller, M., Yaramanci, U. (Berlin)*

**Determination of Shallow Small-Scale Heterogeneities in Soils Using GPR**

E-Mail: [suzan@geophysik.uni-muenchen.de](mailto:suzan@geophysik.uni-muenchen.de)

The ground penetrating radar (GPR) is a geophysical tool, which has growing applications in soil physics and for the determination of soil water. One of the main objectives of the Research-Group 409 INTERURBAN of the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) is the detection of hydrophile respectively hydrophobe regions. A common method to investigate water content of shallow soils with the GPR is the evaluation of the ground wave. The ground wave is an inhomogeneous wave that travels along the surface inside the subsurface. The velocity of the ground wave is therefore correlated to the medium of the subsurface and consequently to its water content. Because of the small dimensions of the hydrophile/hydrophobe regions new approaches to the evaluation of the ground wave have to be made.

To obtain accurate data, concerning the dielectric permittivity of the soil as well as the spatial resolution, the ground wave has to be evaluated in the so called profile-mode to assure that the measurements could be performed in a reasonable amount of time. In the profile-mode the receiver is pulled away from the transmitter to determine the optimal antenna separation, i.e. the direct air wave does not longer interfere the ground wave. This procedure is often called a WARR (wide angle reflection and refraction) measurement. When the best offset is determined, both antennas are moved along the profile with a fixed offset.

Although GPR antennas with centre frequencies of approximately 750 MHz were used, the offsets and the covered area were

to big for the regions of interest. With an offset in the range of 0.6m and an estimated antenna width of 0.1 m, the surveyed area for each trace is approximately six times bigger than the dimension of the typical hydrophile/hydrophobe zones. Therefore an inversion of the gathered dielectric permittivity was performed to acquire a resolution smaller than the actual offset.

On the other hand measurements were performed using a quasimonostatic GPR antenna and investigating the effect of soil water changes to the first wavelet. For further information see Stoffregen et al. in this Meeting.

The inversion of the ground wave data as well as the change of the first wavelet were compared to TDR (time domain reflectometry) data gathered for different locations. Additional research has been made using synthetic ground wave datasets and crosschecking the inversion results to the model. At this stage of the measurements good spatial correlations were achieved but have to be further improved to provide a reliable alternative.

*Web page:* <http://www.interurban.de>

**UIP07**

*Igel, J., Kurz, G., Sauer, A., Südekum, W., Schulz, R. (GGA-Institut, Hannover)*

**Kombinierte flächendeckende geophysikalische Erkundung der Stadtwüstung Nienover**

E-Mail: j.igel@gga-hannover.de

**Historie**

Die Wüstung Nienover im heutigen Niedersachsen, ca. 50 km westlich von Göttingen, wurde im späten 12. Jahrhundert als Stadt von den Grafen von Dassel gegründet und wahrscheinlich planmässig angelegt. Nach dem derzeitigen Kenntnisstand (Datierung von Keramikfunden) ist von einer weitgehenden Verödung der Stadt ab der zweiten Hälfte des 13. Jhs auszugehen (STEPHAN 2001). Die Stadtwüstung wurde in der Neuzeit wiederentdeckt und wird seit 1993 archäologisch erkundet. Da nach der Verwüstung keine erneute Besiedelung auf dem ehemaligen Stadtgebiet erfolgte, ergibt sich in Nienover die einzigartige Möglichkeit, systematische Forschung an einer hochmittelalterlichen Kleinstadt zu betreiben. Bis heute wurden etwa 6% des ca. 10 ha grossen Stadtareals mittels Ausgrabungen erkundet und Teile der Befestigungsanlage, Strassen sowie Fundamente und Keller ergraben. Es wird jedoch kaum möglich sein, die ganze Fläche auszugraben, so dass das Areal auch mit geophysikalischen Methoden erkundet wurde.

**Geophysikalische Erkundung**

Bei archäologischen Untersuchungen ist es fast unerlässlich, flächendeckende Messungen durchzuführen, da die oft schwachen Anomalien auf einzelnen Profilmessungen im Messrauschen untergehen und bei einem zu grossen Profilabstand kleinere Objekte oft nicht erfasst werden. Erst durch die flächenhafte Darstellung genügend dichter Messwerte erkennt man auch bei schwachen Kontrasten zusammenhängende Strukturen. Dabei ist ein einzi-

ges geophysikalisches Verfahren oft nicht aussagekräftig genug, so dass u.U. mehrere Methoden kombinieren werden müssen, um die Interpretation abzusichern.

Das gesamte Stadtareal wurde in den letzten Jahren mit geoelektrischen und magnetischen Verfahren flächendeckend vermessen.

Die geoelektrischen Messungen wurden mit der am GGA-Institut entwickelten mobilen Multielektrodenanlage (SÜDEKUM 2000) kartiert, wobei eine Quadratanordnung (1 m), eine 1 m und 2 m Wenneranordnung und eine 5 m Schlumbergeranordnung verwendet wurde. Die im Boden (Löss und Fließerde) liegenden Überreste der Keller, Fundamente und Strassen treten als hochohmige Anomalien hervor.

Bei den magnetischen Messungen wurde mit einem Cs-Absorptionszellenmagnetometer der Horizontalgradient der Totalintensität in zwei Raumrichtungen und zusätzlich für ein kleineres Testgebiet auch die räumliche Variation der Totalintensität bestimmt. Als Anomalien treten nicht nur die Reste der Steingebäude als solche hervor, sondern im Wesentlichen organische Abfälle und Schlackereste der damaligen Eisenproduktion, die meist in unmittelbarer Nähe zu den Gebäuden abgelagert wurden oder wie im Fall der Schlacke als Material für den Strassenbau Verwendung fanden, und die ehemalige Bebauung somit sichtbar machen.

Für systematische Untersuchungen wurde ein Testfeld von 50 m × 50 m zusätzlich flächendeckend mit dem Georadar (GPR) untersucht. Es wurde mit einer bistatischen 400

MHz Antenne mit senkrecht zur Laufrichtung ausgerichteten Dipolen mit einem Profilabstand von 33 cm und einem Spurbstand von 10 cm gemessen, wodurch eine gute Überdeckung auch in geringer Tiefe erreicht wurde. Dabei konnte eine Eindringtiefe von etwa 1,5 m erzielt werden. In Abb. 1 ist eine Zeitscheibe zu sehen, die einen Horizontalschnitt in einer Tiefe von etwa 80 cm darstellt. Durch den hohen Kontrast im Dielektrizitätskoeffizienten und der elektr. Leitfähigkeit zwischen dem feuchten Boden und steinigem Material treten v.a. die ehemalige Hauptstrasse (diagonale Struktur oben) als auch Kellerüberreste einzelner Gebäude hervor, z.B. bei  $x = 20$  m,  $y = 25$  m.

Für Ende 2002 ist noch der Einsatz eines elektromagnetischen Induktionsverfahrens geplant. Mit einem EM38 mit einer Messfrequenz von 14 kHz soll das Testfeld flächendeckend kartiert werden.

Die einzelnen Ergebnisse können verglichen und so kombiniert werden, dass die Aussagefähigkeit optimiert wird. Im Laufe dieses Jahres sollen die georteten Objekte

ergraben und archäologisch kartiert werden, wodurch eine Verifizierung der Interpretation ermöglicht wird. Des weiteren kann dann ein bezüglich Auflösungsvermögen, Tiefenaussage und Zeitaufwand optimiertes Verfahren oder eine Kombination mehrerer Verfahren auf weiteren Teilgebieten angewendet werden, die nicht vollständig aufgegraben werden können.

#### Literatur:

STEPHAN, H.-G.: *Nienover - Burg und Stadtwüstung im Solling (Süd-niedersachsen)*, Neue Forschungen zur Archäologie des Mittelalters in Schlesien und Niedersachsen, Universität Wrocławski, Institut Archeologii, Wrocław, 2001.

SÜDEKUM, W.: *Mobile Elektrodengruppe zur oberflächennahen geoelektrischen Kartierung*, Geologisches Jahrbuch, E 52: 35 - 62, Hannover, 2000.

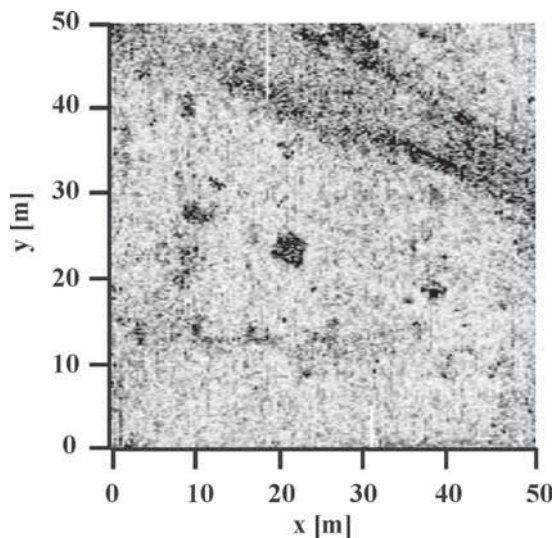


Abbildung 1: Radargramm (400 MHz): Zeitscheibe  $t = 20$  ns, entspricht ca. 80 cm Tiefe

**UIP10***Thomas, R., Bram, K. (GGA-Institut, Hannover)***Dynamische Messungen bei Zugvorbeifahrten zur Untersuchung der Wechselwirkung des Systems Schiene mit dem Untergrund**

E-Mail: r.thomas@gga-hannover.de

Die vom Eisenbahnverkehr ausgehenden Einwirkungen über den Untergrund auf den Menschen sind seit dessen Einführung vor über 170 Jahren bekannt und Gegenstand zahlreicher Abhandlungen. In jüngster Zeit konzentrieren sich die Fragestellungen im wesentlichen auf die beiden Bereiche: Untersuchungen an Bahnstrecken, bei denen Gleislageverschlechterungen auftreten und den Neubau von Hochgeschwindigkeitsstrecken (z.B. Krylov et al. 2000, Lieberenz et al. 2002).

Unter dem System 'Schiene' wird hier das Ensemble Schiene - Schwelle - Schotterbett verstanden. Bei entsprechender dynamischer Belastung durch Zugvorbeifahrten ist die Wechselwirkung des Systems Schiene mit dem Untergrund problematisch, wo Schienen auf zum Teil gering verfestigten Böden verlegt sind (z.B. Beilke 1993). Im norddeutschen Raum herrschen Sedimentgesteine vor, die in Bereichen jüngster quartärer Ablagerungen zum Teil mehrere Meter bis Zehnermeter mächtiges unverfestigtes und weiches, meist holozänes Material wie z.B. Torfe oder Mudden aufweisen. Eisenbahnstrecken, die über derartiges Gelände führen, erfordern einerseits hohe Überwachungs- und Unterhaltungskosten, andererseits ist aus Sicherheitsgründen die dynamische Belastung durch den Zugverkehr begrenzt.

Um den steigenden Anforderungen einer modernen Kommunikationsgesellschaft auch unter derartigen geologischen Bedingungen gerecht zu werden, untersucht das GGA-Institut seit über 20 Jahren die durch Zü-

ge bewirkten Erschütterungen des Untergrundes und dessen Verhalten. In einem mit der BGR und dem NLFb gebildeten Arbeitskreis 'Schwingungsstabilität weicher holozäner Böden' tragen entsprechende Modellrechnungen zum Verständnis möglicher Resonanzen zwischen Schiene und Untergrund bei (Höhn et al. 2002).

Grundlagen sind, angeregt durch unmittelbar praxisorientierte Fragestellungen, Aufzeichnungen von Erschütterungen bei Zugvorbeifahrten. Als Messsignale dienen ausschließlich die von vorbeifahrenden Schienenfahrzeugen erzeugten Erschütterungen. Gegenüber anderen Verfahren, bei denen speziell Erschütterungen erzeugt werden, hat dieses Vorgehen den Vorteil, dass die dynamischen Belastungsvorgänge erfasst werden, die zu möglichen Problemen bei der Gleisstabilität führen (Hinzen 1995). Registriert werden dabei Vorbeifahrten von planmäßigen Zugeinheiten und/oder speziell für die dynamischen Messungen bereitgestellten Zugeinheiten.

Im frühen Stadium der Untersuchungen wurden die Messungen in der Regel nur qualitativ ausgewertet. Ein Verfahren zur quantitativen Auswertung von Messungen dynamischer Vorgänge beschreibt Möker et al. 1993. Problemzonen und Sanierungsbereichsgrenzen ließen sich damit nachweisen. Über eine Abhängigkeit des dynamischen Verhaltens des Gleisunterbaus als Folge veränderter Zuggeschwindigkeiten berichtet Reamer 2000.

Normalerweise beschränkt sich die Analyse der Daten auf einen Zeitbereich von 2 s im Be-

reich der Lokomotive, in dem die größten Lasten und damit auch die maximalen Amplituden der Schwinggeschwindigkeiten zu erwarten sind.

Weitergehende Betrachtungsweisen des vorliegenden Datenmaterials zeigen, dass wesentlich mehr Informationen in den gemessenen Daten verborgen sind.

Generell erzeugt jeder Zug ein spezifisches Spektrum, das letztlich durch die Eigenschaften des Zuges, wie Achslastverteilung, Zuggeschwindigkeit, Zustand des rollenden Materials einschließlich Drehgestelllagerung (Federung) bedingt ist. Überwiegend niederfrequente Spektralanteile, die offensichtlich bei allen Zugfahrten angeregt werden, sind deshalb mit großer Wahrscheinlichkeit dem dynamischen Verhalten des Untergrundes zuzuordnen. In erheblichem Maße werden auch Frequenzen im Bereich von 30 bis 100 Hz angeregt.

Deshalb liegt es nahe, nicht nur das Zeitintervall der maximalen Lasteinbringung zu untersuchen. Entsprechend wurden in den neuesten Auswertungen unterschiedliche Zeitbereiche einer Zugdurchfahrt mit Hilfe ihrer Fourierspektren analysiert. Durch Vergleiche konnte z. B. ein Aufschaukeln des Untergrundes nachgewiesen werden. Die Anwendung eines gleitenden Analysefensters zur Berechnung der Fourierspektren erlaubt, den sich mit der Zeit verändernden, im Boden angeregten Frequenzbereich hoch aufzulösen. Diese erweiterte Auswertetechnik unterstützt und erleichtert die Interpretation.

Ein umfangreiches, in fast 20 Jahren zusammengetragenes Datenmaterial, das auch Wiederholungsmessungen an unterschiedlichen Gleisabschnitten einer Bahnlinie beinhaltet, bildet die Grundlage für weitergehende Untersuchungen und die Entwicklung neuer Auswerte- und Interpretationsverfahren.

Literatur: Beilke, O. (1993): Gründung von Eisenbahnkörpern auf organischen Böden. Mitteilungen des Institutes für Grundbau, Bodenmechanik und Energiewasserbau, Universität Hannover, S. 11-18.

Hinzen, K.-G. (1995): Auswertung dynamischer Messungen bei Zugvorbeifahrten DB-Strecke Oldenburg-Bremen. Bericht NLFB-GGA, Arch. Nr. 113 832, Hannover.

Höhn, J., Göbel, I., R., Bram, K., Meyer, H. (2002): Determining dynamic properties of track-soil systems on soft soils by empirical and theoretical methods. Numerical Methods in Geotechnical Engineering, Mestat (ed.) 2002, Presses de l'ENPC/LCPC, Paris.

Krylov, V., V., Dawson, A., R., Heelis, M., E., Collop, A., C. (2000): Rail movement and ground waves caused by high-speed trains approaching track-soil criteria velocities, Proc. Instn. Engrs., Vol. 214, Part F, pp. 107-116.

Lieberenz, K., Müller-Boruttan, F., Weisemann, U. (2002): Sicherung der dynamischen Stabilität von Unterbau/Untergrund. Herangehensweise und Lösungswege an der ABS Hamburg-Berlin, BahnBau 2002, Berlin 25.-27.09.2002, Proceedings auf CD-ROM.

Möker, H., Behnke, C., Reamer, S. (1993): Sanierung von Eisenbahnstrecken auf der Grundlage ingenieurgeologischer und geophysikalischer Untersuchungen, Geol. Jb., A 142, 197-205.

Reamer, S., K. (2000): Auswertung von Schwingungsmessungen zur Untersuchung der dynamischen Stabilität des Untergrundes, EI- Eisenbahningenieur, 51, 12/2000, S. 128-132.

Webseite: <http://www.gga-hannover.de>

**UIP11**

*Streich, R., Lück, E., Strecker, M., Scherbaum, F. (Universität Potsdam), Schäbitz, F. (Universität Essen)*

**Geophysikalische Erkundung vermuteter holozäner Aktivität von Störungen in der Niederrheinischen Bucht**

E-Mail: [rstreich@rz.uni-potsdam.de](mailto:rstreich@rz.uni-potsdam.de)

Das känozoische Riftsystem West- und Mitteleuropas mit dem Niederrheingraben als einer der gegenwärtig aktivsten Bereiche stellt eine Zone erhöhter seismischer Gefährdung in Europa dar. Historische Erdbebenkataloge verzeichnen große Schadensbeben in der Niederrheinischen Bucht, insbesondere im Bereich der Rurrand- und Peelrand-Verwerfungen.

Im Rahmen des EU-geförderten S.A.F.E.-Projektes („Slow Active Faults in Europe“), das u. a. eine Verbesserung der Gefährdungsabschätzung im gesamten Rheingrabensystem durch eine Kombination geophysikalischer, morphologischer und paläoseismologischer Untersuchungen anstrebt, wurden detaillierte geophysikalische Erkundungen an drei Lokationen durchgeführt. Eine der Lokationen liegt im System der Rurrand-Verwerfung im Epizentralgebiet des 1756er Düren-Erdbebens mit Maximalintensität VIII, die beiden anderen im Erft-Swistsprung-System, der südlichen Verlängerung der Peelrandverwerfung.

Die eingesetzten geophysikalischen Methoden umfassen Geoelektrik (Widerstands- und Aufladbarkeitsmessungen), Bodenradar und Refraktionsseismik entlang von Profilen, die jeweils senkrecht zu den an der Oberfläche sichtbaren topographischen Änderungen verlaufen, sowie elektromagnetische und magnetische Kartierungen. Zusätzlich wurden Nivellements und an zwei Lokationen auch Kernbohrungen durchgeführt.

Es zeigen sich in allen Messgebieten ausge-

prägte geophysikalische Anomalien, die einen Versatz innerhalb der obersten Boden- und Sedimentschichten vermuten lassen. Verschiedene Anomalien korrelieren recht gut miteinander, jedoch nicht perfekt, verlaufen annähernd parallel zu den Höhenlinien und stimmen sehr gut mit lateralen Änderungen der Bodenprofile überein. Der Charakter der Anomalien variiert stark zwischen den verschiedenen Messorten, so dass sich klare, wiederkehrende Indikatoren für aktive Störungen allein aus geophysikalischen Messungen nicht bestimmen lassen.

Dennoch liefert die Kombination aller Messergebnisse zumindest an zwei der Lokationen Hinweise auf die Existenz tektonischer Störungen innerhalb des untersuchten Tiefenbereiches von maximal 10 m. In Kombination mit den Bohrprofilen wird in beschränktem Maße eine Rekonstruktion der jüngsten geologischen Entwicklung möglich. Eine regionalgeologische Einordnung der erbohrten oberflächennahen Schichten sowie exemplarische Datierungen lassen auch eine grobe zeitliche Einordnung zu. Ein eindeutiger Beweis für den seismogenen Ursprung der beobachteten topographischen, geophysikalischen und geologischen Anomalien sowie Aussagen über die Größe und Häufigkeit vermuteter Beben werden sich jedoch nur durch Grabungen erbringen lassen.



**UIP12**

*Heinse, R., Schikowsky, P. (Universität Leipzig), Storz, W. (Torgau, HGN GmbH)*

**Geophysikalische Untersuchungen zur Deckschichtbewertung - Ein Beitrag zum Grundwasserschutz**

E-Mail: robert.heinse@debitel.net

Das Grundwasser ist durch überlagernde Deckschichten vor Kontaminationen verhältnismäßig gut geschützt. Dieser Schutz ist jedoch stark abhängig von der Ausbildung der Deckschichten. Sandige Schichten mit geringer Mächtigkeit werden zu einer raschen Infiltration von Kontaminationen in das Grundwasser führen, während bindige, d.h. schluffige und tonige Schichten - bedingt durch ihre geringe hydraulische Durchlässigkeit - ein erhöhtes Schutzpotential aufweisen.

Der in der Elbaue oberflächlich anstehende Auelehm gilt auf Grund seiner geringen hydraulischen Durchlässigkeit und den damit wirksamen Abbau- und Rückhalteprozessen als geologische Barriere. Ihm kommt eine entscheidende Schutzfunktion vor Schadstoffeinträgen in das Grundwasser zu.

Zu überprüfen war, inwieweit komplexe geophysikalische Verfahren kombiniert mit geotechnischen Untersuchungen einen Beitrag zur strukturellen und stofflichen Charakterisierung der Auelehmdeckschicht liefern können. Insbesondere sollte versucht werden, hydraulische Durchlässigkeiten aus geophysikalischen Daten abzuleiten.

Die Elbaue ist durch die Ablagerung holozäner Auesedimente gekennzeichnet. Der Auelehm weist im Untersuchungsgebiet eine flächenhafte Verbreitung auf. Seine Mächtigkeit schwankt in der Regel zwischen einem und zwei Metern, wobei der Hauptanteil der Korngrößen in der Regel im Schluffkornbereich liegt. Im Liegenden folgen Sand- / Kiesablagerungen, die ab circa vier Metern

gesättigt sind. Der ungebändigte Elbestrom war in viele - teilweise nur einige Meter breite - Teilströme aufgefächert, deren Verläufe zeitlich immer wieder wechselten. Dadurch bedingt sind unterschiedliche Ablagerungsbedingungen, die zu strukturellen und stofflichen Heterogenitäten des Auelehmkörpers führten. Diese Heterogenitäten können Schwachstellen in der Funktion der geologischen Barriere darstellen.

Für eine konsequente Bewertung der Auelehmdeckschicht sind daher die Mächtigkeit und der Sand/Ton-Gehalt bestimmende Faktoren.

Ein Problem beim Einsatz geophysikalischer Methoden für hydrogeologische Aufgabenstellungen ist, dass eine Transformation geophysikalischer Daten in petrophysikalische Daten im Allgemeinen nicht gelingt. Mit Korrelationsbeziehungen zwischen den einzelnen Parametern ist es jedoch möglich, aus den geophysikalischen Messungen hydrogeologische Kennwerte abzuleiten. Zur Erstellung solcher Korrelationsbeziehungen sind Messungen notwendig, die sowohl hydrogeologische als auch geophysikalische Parameter des Auelehms bestimmen.

Auf einer ausgewählten Fläche bei Torgau erfolgten Untersuchungen zur Bestimmung struktureller und stofflicher Heterogenitäten. Hier wurden gleichstromgeoelektrische und seismische Verfahren sowie Georadar angewandt. Die geophysikalischen Messungen wurden dabei konsequent durch Rammkernsondierungen mit Probenentnahme ergänzt.

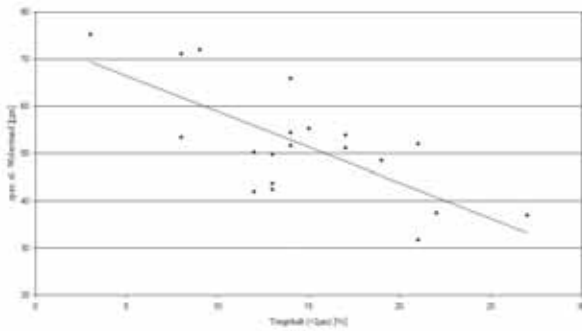


Abbildung 1: Spezifischer elektrischer Widerstand in Abhängigkeit vom Tongehalt an Auelehmböden

An den Proben erfolgte eine Bestimmung der Korngrößenverteilung sowie die Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes.

Mit Hilfe elektrischer und elektromagnetischer Messungen wurden wertvolle Informationen zu Struktur und Mächtigkeit der Auelehmschicht gewonnen, die insbesondere durch die Rammkernsondierungen bestätigt werden konnten. Monostatische Georadarmessungen lassen auf Grund der hohen Leitfähigkeit des Auelehms und der damit verbundenen starken Dämpfung der elektromagnetischen Welle jedoch nur Aussagen bei geringen Auelehmmächtigkeiten von bis zu einem Meter zu.

Die elektrischen Messungen hatten des Weiteren eine stoffliche Charakterisierung zum Ziel. Die hydraulische Durchlässigkeit ist maßgeblich von der Korngrößenverteilung und insbesondere von dem Pelitgehalt abhängig. Über eine geophysikalische Abschätzung beispielsweise des Tongehalts ist es daher möglich, Rückschlüsse auf hydraulische Durchlässigkeiten zu ziehen. Abb.1 zeigt die Korrelation zwischen dem Tongehalt gewonnener Bodenproben mit den aus der Inversion der gleichstromgeoelektrischen Dipol-Dipol-Datensätze gewonnenen spezifischen elektrischen Widerständen.

Erkennbar nehmen mit zunehmendem Tongehalt und damit abnehmender hydraulischer Durchlässigkeit die spezifischen elektrischen Widerstände ab. Basierend auf elektrischen Messungen ist es daher möglich, relative Änderungen der hydraulischen Durchlässigkeit abzuleiten. Zusammen mit den strukturellen Aussagen ergänzender Verfahren können somit erfolgreich flächendeckende Bewertungen der Auelehmschicht vorgenommen werden.

In dem Vortrag werden die angewandten geophysikalischen Verfahren und deren Ergebnisse sowohl für die strukturelle, als auch die stoffliche Charakterisierung diskutiert. Besonders verwiesen werden soll auch auf das Poster „Georadarmessungen zur Bewertung von Auelehmschichten - Ein Beitrag zum Grundwasserschutz“.

**VE**

**Verschiedenes**

---

VE01 – Fr., 28.2., 11:40-12:00 Uhr · HS2

*Delisle, G. (BGR, Hannover), Allard, M. (Universite Laval, Quebec)*

### **Observing the degradation of permafrost in northern Quebec in response to climate change**

E-Mail: G.Delisle@bgr.de

We monitor since July 2000 the slow changes of the internal temperature field of a permafrost mound or mineralogenic palsa, which appears to enter the early stage of decay. The structure is located east of Umiujaq, Northern Territories, and near the eastern shoreline of the Hudson Bay in an area of discontinuous permafrost. Our key observations after two years of measurements are:

The depth of permafrost and the internal temperature field are not controlled by the regional heat flow density, but rather by the temperature contrast of relatively warm groundwater flow at depth and the cold mean annual surface temperatures. The soil and ice temperatures in the central and lower portion of the mound - - the structure is largely made up by ice lenses - - is largely unaffected by the annual temperature wave imprinted upon the surface of the mound. An almost linear temperature gradient is observed in this lower mound portion, which allows an estimate of the vertical heat flow. His value is at least threefold higher than the regional terrestrial heat flow value and attests to the predominant influence of groundwater flow at depth.

We have observed a continuous warming of the permafrost body within the last two years at a rate of 0.04 °C. We expect a complete disappearance of the permafrost in the region within the next ten years and a concurrent complete change in fauna and flora.

Fracturing of the frozen core, apparently in response to expansion of freezing ice and heaving of the whole structure, occurs un-

der the active layer and near the base. Sudden inflow of water into the frozen fringe of the mound was observed by sudden temperature increases, followed by thermal relaxation to ambient temperatures within days in some cases.

One pressure transducer was placed into the freezing front at the base of the mound. Strong underpressure in response to cryosuction was observed. The observation of apparently gas tight portions as well as finger-shaped unfrozen portions, pointing laterally into the frozen mound, suggests a soil matrix with fully frozen and partially frozen portions alike. We conclude from this observation the presence of a strong hydraulic gradient and episodic, maybe even permanent inflow of fluids with depressed freezing points into the frozen part of the mound. We estimate the soil permeability to lie below  $\cdot 10^{-15} \cdot m^2$  for this network within the permafrost mound.

The groundwater temperatures in discontinuous permafrost are strongly influenced by the very effective heat storage in lakes and rivers during summer time. Monitoring of the mean annual temperature of the bottom waters in shallow lakes in discontinuous permafrost terrain shows values above 5 °C.

VE02 – Fr., 28.2., 11:00-11:20 Uhr · HS1

*Barth, A. (Göttingen), Ritter, J.R.R. (Karlsruhe), Schweitzer, J. (Kjeller)*

**Karl Bernhard Zoeppritz (1881-1908)**

E-Mail: abarth@uni-geophys.gwdg.de

Karl Bernhard Zoeppritz wurde am 22. Oktober 1881 in Mergelstetten im Süden Heidenheims (Württemberg) geboren. Er studierte in München und Freiburg, wo er 1905 in Geologie promovierte.

Später wandte er sich der Geophysik zu und ging hierfür zu Emil Wiechert nach Göttingen. Karl Zoeppritz war ab Wintersemester 1906/07 Assistent Wiecherts und erarbeitete anhand von Laufzeitkurven dreier Erdbeben aus den Jahren 1905/06 eine Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen für die Erde. Wichtig dabei war die Erkenntnis, dass Erdbebenwellen an Diskontinuitäten in der Erde und auch an der Erdoberfläche reflektiert und konvertiert werden konnten, wodurch sich viele bislang unerklärte Welleneinsätze erstmals richtig zuordnen ließen.

Der bedeutenste wissenschaftliche Beitrag von Karl Zoeppritz ist die Herleitung der nach ihm benannten Zoeppritz-Gleichungen. Mit diesen lassen sich die Amplituden für transmittierte, reflektierte und konvertierte Wellen an einer Grenzfläche berechnen. Diese Arbeit wurde posthum von Wiechert im Jahre 1919 veröffentlicht.

In weiteren Untersuchungen befasste sich Karl Zoeppritz mit der Variation der Amplitude und dem Einfallswinkel seismischer Wellen, die aus der Interferenz von direkter, reflektierter und konvertierter Welle resultieren.

Karl Zoeppritz wohnte in Göttingen etwa ein Jahr im etwas ausserhalb gelegenen Geophysikalischen Institut im sogenannten Assistentenzimmer. Im August 1907 heiratete er Elisabeth Ganz und zog in die Stadt, wo er

zusammen mit dem neuen Assistenten Wiecherts, Ludwig Geiger, im selben Haus wohnte.

Zoeppritz starb am 20. Juli 1908 in Göttingen im Alter von 26 Jahren und wurde in Karlsruhe begraben. Wiechert würdigt ihn in einer Todesanzeige „im Auftrag der Kommission der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften für luftelektrische Forschung“ als „hochbegabten, unermüdlich tätigen, von idealem Streben stets erfüllten Mann, der trotz seiner Jugend schon mancherlei Ver-



Abbildung 1: Karl Bernhard Zoeppritz

dienst um die geophysikalische Forschung erworben hat“.

**Webseite:** [http://www.geo.physik.uni-goettingen.de/~eifel/Seismo\\_HTML/zoeppritz.htm](http://www.geo.physik.uni-goettingen.de/~eifel/Seismo_HTML/zoeppritz.htm)

VE03 – Fr., 28.2., 11:20-11:40 Uhr · HS1

Börngen, M. (Leipzig)

### Frühe geophysikalische Veröffentlichungen in Schriftenreihen der Sächsischen Akademie der Wissenschaften zu Leipzig

E-Mail: boerngen@uni-leipzig.de

Die Sächsische Akademie der Wissenschaften zu Leipzig wurde am 1. Juli 1846 als Königlich Sächsische Gesellschaft der Wissenschaften gegründet; seit der Schaffung des Freistaates Sachsen im Jahr 1919 trägt die Akademie ihren heutigen Namen. Zu den 13 Gründungsmitgliedern gehören der Physiker Wilhelm Weber und der Geologe Karl Friedrich Naumann. Die Akademie hat, wie es in ihrer Satzung heißt, „die Aufgabe, insbesondere durch ihre wissenschaftlichen Arbeiten, Denkschriften und Gutachten zur Schaffung und Mehrung geistiger und materieller Güter beizutragen“ (<http://www.saw-leipzig.de/>).

Die Sächsische Akademie, deren Einzugsbereich für Ordentliche Mitglieder im wesentlichen auf den mitteldeutschen Raum festgelegt ist, gliedert sich in drei Klassen: die Mathematisch-naturwissenschaftliche (bis 1942: Mathematisch-physische) und die Philologisch-historische Klasse, die bereits seit der Gründung der Akademie bestehen, sowie die Technikwissenschaftliche Klasse, die erst 1996 ihre Arbeit aufnahm.

Eine Auflistung der Akademiemitglieder im Jubiläumsjahr 1996 (WIEMERS, FISCHER 1996) nennt rund 700 Namen, die sich etwa gleichmäßig auf die beiden traditionellen Klassen verteilen. Etwa 60 Gelehrte vertreten die Astro- und Geowissenschaften. Als Geophysiker sind vier Wissenschaftler ausgewiesen: Vilhelm Bjerknes, Ludwig Weickmann (Präsident der Akademie 1940 bis 1945), Max Robitzsch und Christian Hänsel. Alle vier sind jedoch in erster Linie Meteorologen. Gleich-

wohl haben sie wie viele weitere Akademiemitglieder vor und nach ihnen nachhaltig die Physik der festen Erde gefördert. Traditionsreiche Institute (z. B. das Geophysikalische Institut der Universität Leipzig) oder Observatorien (Erdmagnetische Warte, Leipziger Erdbebenwarte, Geophysikalisches Observatorium Collm) sind dem Engagement dieser Gelehrten zu verdanken.

Die Forschungsergebnisse der Akademiemitglieder wie auch anderer Autoren werden vor allem in den „Sitzungsberichten“ und den „Abhandlungen“, jeweils getrennt nach Klassen, veröffentlicht. Seit Gründung der Gesellschaft ist so ein ansehnliches Schrifttum entstanden (HÜBNER 2000), das auch mehrere interessante Arbeiten zur Geophysik enthält, von denen nachfolgend einige stellvertretend genannt seien. Besonders zahlreich sind Artikel zur Erforschung von Erdbeben (ZÖLLNER 1872), wobei die Berichte zu den vogtländischen Beben (CREDNER 1888) sowie aus der Erdbebenwarte Leipzig/Collm einen breiten Raum einnehmen (ETZOLD 1902, WEICKMANN 1928, MILDNER 1929). Die Publikationen zum Thema Geomagnetismus (D'ARREST 1850, REICH 1848, ZÖLLNER 1871) gehören zu den ganz frühen Akademie-schriften. Wegweisende Arbeiten zum Problemkreis Gravimetrie - Isostasie - Gebirgsbildung stammen aus den 20-er Jahren (KOSSMAT 1921). Hinsichtlich der angewandten Geophysik stehen geoelektrische Verfahren im Mittelpunkt (BUCHHEIM 1964). Das Grenzgebiet der Biogeophysik wird vorrangig

seitens der Medizin behandelt (DRISCHEL 1975). Eine Reihe mathematischer Aufsätze haben für die Auswertung geophysikalischer Messungen Bedeutung erlangt. Hier sei ausdrücklich die klassische Arbeit von Johann RADON (1917) genannt.

Es ist schließlich auf eine von der Akademie betreuten Ausgabe hinzuweisen, die eine unverzichtbare Basis für wissenschaftshistorische Forschungen auf dem Gebiet der Naturwissenschaften und damit auch der Geophysik darstellt: das 1863 begründete Werk „J. C. Poggendorff: Biographisch-literarisches Handwörterbuch der exakten Naturwissenschaften“, das in Biobibliographien Naturwissenschaftler der ganzen Welt mit einem kurzem Lebenslauf und einem Verzeichnis ihrer Veröffentlichungen erfaßt.

#### Literatur

- BUCHHEIM, W.: Zur Theorie der geoelektrischen Erkundungsmethodik und Systematik der geoelektromagnetischen Effekte. Ber. 105 (1964), H. 5. 40 S.
- CREDNER, H.: Das vogtländische Erdbeben vom 26. December 1888. Ber. 41 (1889), S. 76-85.
- D'ARREST, H.: Bestimmung der Declination im magnetischen Observatorium zu Leipzig. Ber. 2(1850), S. 100-105.
- DRISCHEL, H.: Organismus und geophysikalische Umwelt. Ber. 111 (1975) 2. 50 S.
- ETZOLD, F.: Das Wiechertsche astatische Pendelseismometer der Erdbebenstation Leipzig und die von ihm gelieferten Seismogramme von Fernbeben. Ber. 54 (1902), S. 283-326.
- HÜBNER, M.: Die Publikationen 1846 bis 2000: Sächsische Akademie der Wissenschaften zu Leipzig. Stuttgart: Hirzel 2000. 210 S.
- KOSSMAT, F.: Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. Abh. 38 (1921)2. 63 S.
- MILDNER, P.: Bericht der Erdbebenwarte des Geophysikalischen Instituts der Universität Leipzig, 2: Die im Jahre 1928 in Leipzig aufgezeichneten Erdbeben. Ber. 81 (1929), S. 239-266.
- RADON, J.: Über die Bestimmung von Funktionen durch ihre Integralwerte längs gewisser Mannigfaltigkeiten. Ber. 69 (1917), S. 262-277.
- Reich, F.: Beobachtungen über die magnetische Polarität des Pöhlberges bei Annaberg. Ber. 2 (1848), S. 237-247.
- WEICKMANN, L.: Der Umbau des Leipziger Seismographen und die in den Jahren 1925, 1926 und 1927 aufgezeichneten Erdbeben. I. Bericht der Erdbebenwarte des Geophysikalischen Institutes der Universität Leipzig. Ber. 80 (1928), S. 385-496.
- WIEMERS, G., FISCHER E.: Die Mitglieder von 1846 bis 1996: Sächsische Akademie der Wissenschaften zu Leipzig. Berlin: Akademie-Verlag 1996. 227 S.
- ZÖLLNER, K. F.: Über den Ursprung des Erdmagnetismus und die magnetischen Beziehungen der Weltkörper. Ber. 23 (1871), S. 479-575.
- ZÖLLNER, K. F.: Zur Geschichte des Horizontalpendels. Ber. 24 (1872), S. 183-192.



VE04 – Fr., 28.2., 11:40-12:00 Uhr · HS1

Kühne, K. (Hannover, GGA-Institut)

### **Das Fachinformationssystem Geophysik des GGA-Instituts**

E-Mail: klaus.kuehne@gga-hannover.de

#### **Ziele**

Fachinformationssysteme speichern bzw. liefern - ggf. auch im Verbund mit thematisch verwandten Fachinformationssystemen - einen wesentlichen Teil der von unserer Gesellschaft benötigten Informationen.

Mit dem Aufbau eines Fachinformationssystem Geophysik (FIS GP) des GGA-Instituts soll ein homogener strukturierter und qualitätsgeprüfter Datenbestand als Grundlage für eine gesicherte und komfortable Interpretation geophysikalischer Messungen geschaffen werden. Das FIS Geophysik hat als Handwerkszeug für die Lösung von wissenschaftlichen Problemstellungen eine wichtige Bedeutung. Über eine im Aufbau befindliche Recherchekomponente sollen aber auch Informationen bzw. Metainformationen über das Internet zugänglich gemacht werden. Diese Funktionalität soll vor allem die wissenschaftliche Kooperation mit Projektpartnern unterstützen, aber auch dem externen Interesse an den Arbeitsergebnissen des GGA-Instituts entgegenkommen.

#### **Architektur**

Die Architektur des FIS Geophysik beruht auf der folgenden Konzeption:

Die Datenbank des FIS wurde auf Grundlage eines relationalen Datenbanksystems (MS SQL Server) angelegt. Sie besteht aus verschiedenen Subsystemen, die den Daten- und Auswertungsbedarf der unterschiedlichen geophysikalischen Methoden realisieren. Gemeinsame Stammdaten der Subsysteme (z.B.

von Messungen aller Art) werden in den gleichen Datenbanktabellen (Überbau) gehalten, um subsystemübergreifende Recherchen zu ermöglichen.

Ein umfangreicher und vernetzter geowissenschaftlicher Thesaurus erlaubt die Beschlagwortung von Messungen, Messgeräten usw. und verbessert dadurch deren Recherchierbarkeit. Der Überbau umfasst auch Tabellen zur Speicherung von Bohrungen und geologischen Profilen. Ein hierarchisch organisiertes amtliches Gemeindeverzeichnis (mit Umringpolygonen) erlaubt die automatische Zuordnung von Bohrungen und Messungen zu Gemeindennamen über die Punktkoordinaten. Bilder und Dokumente werden zwar außerhalb der Datenbank gehalten, aber von der Datenbank mitverwaltet. Die Datenbank unterstützt auch das Arbeiten mit verschiedenen Koordinatensystemen.

Die Standard-Bedienungsoberfläche auf Client/Server-Basis unterstützt die üblichen Funktionen wie Recherchieren, Visualisieren, Drucken und Pflegen, enthält aber auch Dialoge zum Starten von Auswertungsprogrammen. Die eingesetzten Softwarewerkzeuge sind MS Access und Visual Basic.

Die Bibliothek von Auswertungsprogrammen wird fortlaufend erweitert und besteht sowohl aus selbst entwickelten als auch aus kommerziellen Programmen. Diese werden über je einen Prä- bzw. Postdialog und eine Datenbankschnittstelle an die Datenbank angeschlossen.

Der Internet-Zugang des FIS Geophysik erlaubt das geografische und thematische Re-

cherchieren im Datenbestand. Recherchierte Mess- oder Auswertungsdaten können visualisiert und per Download exportiert werden (MAUL, A.-A.: Die Internet-Schnittstelle des Fachinformationssystems Geophysik des GGA-Instituts; in diesem Band).

## Entwicklungsstand

Weitgehend fertig gestellt sind inzwischen der Überbau und die Subsysteme Bohrlochgeophysik, Gravimetrie, Magnetik und Gleichstromgeoelektrik. Die Integration der bisher eigenständigen Temperaturdatenbank des GGA-Instituts in das FIS Geophysik steht kurz vor dem Abschluss. Das gleiche gilt für das Subsystem Petrophysik, das Laboranalysen des geothermischen Gesteinslabors des GGA-Instituts aufnehmen wird.

Derzeit besteht die Datenbank aus ca. 170 Tabellen und enthält das folgende Datenvolumen (überwiegend aus Deutschland):

- 400 (von insgesamt ca. 5.000 digital verfügbaren) Logs im Subsystem Bohrlochgeophysik,
- 54.000 Messpunkte im Subsystem Gravimetrie,
- 1.200.000 Messpunkte im Subsystem Magnetik,
- 20.000 Sondierungen und 2.500 interpretierte Widerstandsprofile im Subsystem Gleichstromgeoelektrik,
- Temperaturmessungen aus 10.000 Bohrungen im Subsystem Geothermik.

In den beiden kommenden Jahren wird das FIS Geophysik um die Bereiche Seismik und Elektromagnetik erweitert.

Der Internet-Zugang ist konzeptionell weitgehend fertig gestellt und bisher für den Überbau und die Subsysteme Bohrlochgeophysik, Gleichstromgeoelektrik und Magnetik prototypisch implementiert. Die Entwicklung einer Zugangskontrolle ist gegenwärtig noch in Arbeit. Die Freigabe über das World Wide Web ist für das Jahr 2003 geplant.

## Ausblick

Nach Fertigstellung des WWW-Außenzugangs soll das Interesse bei GGA-Partnern, an einer externen Nutzung forciert werden. Dazu gibt es verschiedene mögliche Optionen (passive Nutzung bzw. Einspeisen eigener Daten, Nutzung als Informations- bzw. als Metainformationssystem, zentrale bzw. verteilte Architektur). In diesem Zusammenhang sind aber noch vielfältige organisatorische und technische Probleme zu lösen.

**VE05** – Fr., 28.2., 12:00-12:20 Uhr · HS1

*Maul, A.-A. (Hannover, GGA-Institut)*

### **Die Internet-Schnittstelle des Fachinformationssystems Geophysik am GGA-Institut**

E-Mail: andreas.maul@bgr.de

Das Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA-Institut) betreibt unter dem Namen Fachinformationssystem Geophysik (FIS-GP) eine Datenbank für geophysikalische Messungen und Auswertungen.

Für den universellen institutsinternen Einsatz (Erfassen, Pflegen, Recherchieren, Visualisieren und Auswerten von Daten) wird eine konventionell implementierte Client/Server-Anwendung vorgehalten (s. Vortrag KÜHNE). Für den Zugang über das Internet bzw. Intranet wurden i.w. zwei Werkzeuge entwickelt. FIS GP/GEO dient der geographischen Suche sowie der Anzeige von Messungen und Bohrungen; FIS GP/NET bietet thematische Recherchemöglichkeiten, insbesondere in den Stammdaten. Beide Methoden nutzen die Webtechnologie und sind miteinander vernetzt.

**FIS GP/GEO** erlaubt eine geographische Suche nach Messungen und Bohrungen vor einem Topographiehintergrund und kann insbesondere auch zur Ermittlung von benachbarten Objekten dienen. Von den Trefferobjekten werden die Stammdaten und Messwerte ausgegeben sowie bei Messreihen einfache Graphiken zur Übersicht angezeigt. Weiterhin ist ein Download der Daten als ASCII-Datei für weitere Auswertungen und für autorisierte Personen möglich.

Zentrale Komponente des FIS GP/GEO ist der sogenannte MapServer, der als Open-Source-Produkt hauptsächlich bei der University of Minnesota entwickelt wird. Der MapServer stützt sich auf eine Reihe von frei verfügbaren Software-Bibliotheken wie

beispielsweise gd für die Graphikerzeugung, FreeType für die Anzeige von TrueType-Fonts, Proj.4 für Projektionsalgorithmen zwischen verschiedenen Koordinatensystemen etc.

Der MapServer kann Vektor- und Rasterdaten verschiedener Formate verarbeiten. Bei Vektordaten bieten sich aus Performancegründen Shapefiles oder für flexible Anwendungen Datenbank basierte Formate wie z. B. ArcSDE der Fa. ESRI an. Satellitenbilder oder topographische Rasterdaten können beispielsweise im ERDAS- bzw. TIFF-Format verarbeitet werden. Aus diesen Ausgangsdaten erzeugt der MapServer eine Karte im GIF- oder PNG-Format mitsamt automatisch generierter Legende und Maßstab, die innerhalb einer vom Anwender frei gestaltbaren HTML-Seite platziert werden. Die zur interaktiven Navigation und Abfrage von Objekten notwendige Kommunikation und Ablaufsteuerung erfolgt clientseitig über HTML-Forms und JavaScript oder serverseitig mit der PHP-Bibliothek MapScript.

Weitere Eigenschaften des MapServers sind das skalenabhängige Einblenden von Informationen, die thematische Klassifizierung von Daten anhand von logischen oder regulären Ausdrücken sowie die kollisionsfreie Beschriftung von Objekten.

Neben den Ausgangsdaten benötigt der MapServer zwei Konfigurationsdateien. Das sogenannte HTML-Template bestimmt das Aussehen der Anwendung und enthält Platzhalter für die vom MapServer generierten Objekte. In einer zweiten Datei werden u.a.

die anzuzeigenden Informationsebenen mit- samt ihrer Eigenschaften definiert.

Gegenwärtig auswählbare und abfragbare Informationsebenen sind Daten zu Bohrungen und aus den Bereichen Bohrlochgeophysik, Gravimetrie, Magnetik sowie Gleichstrom- geoelektrik.

**FIS GP/NET** ist innerhalb der Internet- Schnittstelle für die thematische Recherche zuständig. FIS GP/NET erlaubt das Suchen, Anzeigen, Drucken, Visualisieren sowie den Export und Download von Datenbankinhalten. Die Bedienung erfolgt über ein hierar- chisches Menü, dessen Aufbau der Struktur der FIS-Datenbank (Überbau und Subsysteme) entspricht.

Die Eingabe von Suchkriterien erfolgt for- mularorientiert (Query by Example). Insbe- sondere wird dabei auch die Recherche im datenbankinternen Thesaurus und im hierar- chisch organisierten amtlichen Gemeindever- zeichnis unterstützt. Suchergebnisse können wahlweise in Kurzform tabellarisch oder voll- ständig in einem Formular angezeigt wer- den. Von einem Treffersatz aus kann zu Partner-Sätzen in durch Beziehung zugeord- neten Nachbartabellen der Datenbank navi- giert werden. Treffersätze aus Tabellen mit geografischen Bezügen können auf Knopf- druck in FIS GP/GEO visualisiert werden. Koordinaten können bezogen auf unterschied- liche Referenzsysteme und Projektionen ein- gegeben bzw. angezeigt werden.

FIS GP/NET arbeitet i.w. Server basiert, so dass die Bedienung ohne die Installation zu- sätzlicher Software über einen Web-Browser erfolgt.

Die technische Grundlage von FIS GP/NET ist ein ebenfalls im GGA-Institut entwi- ckeltes Entwicklungstool namens QFORM. QFORM ist ein Anwendungsgenerator, der die in ASCII-Dateien vorliegenden formalen

Beschreibungen von Suchformularen, Treffer- tabellen, Auswertungsmöglichkeiten usw. und des zugehörigen SQL-Codes zur Laufzeit in- terpretiert. Durch diese Technik sind relativ kurze Entwicklungszeiten und (bedingt durch die Einheitlichkeit der Bedienungsfläche) eine leichte Bedienbarkeit gewährleistet.

Derzeit werden FIS GP/NET und FIS GP/GEO nur innerhalb des Geozentrums Han- nover eingesetzt (Stand: November 2002); in 2003 wird die Anwendung im Internet ange- boten, sobald die Authentifizierungskompo- nente implementiert sein wird.

In Kürze mögliche Internet- Funktionalitäten sind der Zugriff auf Stammdaten nach erfolgreicher Recher- che mit dem FIS GP/GEO sowie die Anzeige und der Zugriff auf die Daten per Download für Projektpartner nach erfolgter Authen- tifizierung. Weiterhin ist eine Annahme von projektbezogenen Fremddaten (evtl. reduziert auf Stammdaten zwecks Nachweis) vorgesehen.

**VU**

**Physikalische Vulkanologie und Georisiken**

---

VU01 – Mo., 24.2., 11:00-11:20 Uhr · HS6

*Bagdassarov, N. (Institut für Meteorologie und Geophysik, J.W. Goethe Universität Frankfurt, Frankfurt am Main), James, M. (Department of Environmental Science, I.E.N.S., Lancaster University, Lancaster), Müller, K. (Institut für Meteorologie und Geophysik, J.W. Goethe Universität Frankfurt, Frankfurt am Main), Pinkerton, H. (Department of Environmental Science, I.E.N.S., Lancaster University, Lancaster)*

### Viskoelastizität basaltischer Laven

E-Mail: nickbagd@geophysik.uni-frankfurt.de

Rheologische Eigenschaften basaltischer Laven vom Ätna, Vesuv und aus Hawaii wurden im Temperaturbereich von 500 bis 1150°C mit einem Torsionsdeformationsgerät gemessen. Das von Berckhemer et al. (1982) konstruierte Gerät wurde modernisiert und mit Hilfe eines PC gesteuert. Mit Hilfe des Geräts wurde eine zylindrische Gesteinsprobe von 8 mm Durchmesser und ca. 20 mm Länge um einen kleinen Winkel tordiert. Die viskoelastische Antwort der Lavaprobe auf das kleine sinusoidale Drehmoment ( $< 10^{-3} \text{ N} \cdot \text{m}$ ) wurde im Frequenzbereich von 0.002 bis 20 Hz analysiert.

Eine rein viskose Deformation konnte nur bei den basaltischen Lavaprobe aus Hawaii bei Temperaturen zwischen etwa 1070° und 1130°C beobachtet werden. Die gemessenen Werte der Viskosität im betrachteten Scherratenbereich ( $10^{-1}$  bis  $10^{-2} \text{ s}^{-1}$ ) sind 4-5 Größenordnungen höher als die Felddaten für Hawaii-Laven. Dieser Unterschied wird von der großen Amplitude der Deformation in den Feldmessungen verursacht. Bei geringer Deformation ist die innere Textur von Lavaprobe, z. B. die einzelnen Kontakte zwischen Kristallen, nicht verändert worden, weswegen die Lavaprobe eine hohe Viskosität und Viskoelastizität zeigen. Nur im Temperaturbereich  $> 1070^\circ\text{C}$  konnte eine von der Scherrate unabhängige Rheologie der Lavaprobe ( $\eta > 10^9 \text{ Pa s}$ ) gemessen werden.

Die Lavaprobe vom Ätna und Vesuv zeichnen sich durch ihre viskoelastischen Eigenschaften, z. B. durch eine Frequenzabhängigkeit von Schermodul, Viskosität und innerer Reibung aus. Eine zeitabhängige Änderung der Schermodulwerte (Zunahme  $> \sim 30\%$  vom Anfangswert) bei einer Temperatur von 800°C wurde über einen Zeitraum von ca. 120 Stunden beobachtet. Diese Zunahme des Schermoduls zeigt die strukturellen Änderungen in den Lavaprobe während eines langen Sinterings bei einer Temperatur von  $> 750\text{--}800^\circ\text{C}$ . Eine solche Änderung des Schermoduls entspricht einem Heilungsprozeß von Mikrorissen und einem Härten der Lava, die bei hohen Temperaturen gehalten wird. Für den Erstarrungsprozeß eines Lavastroms bedeutet das, dass die inneren Teile des Lavastroms, wo die Kühlungsrate am kleinsten ist und die thermische Kontraktion in eine geringere Dichte von Mikrorissen resultiert, einen großen Schermodul im Vergleich zu den Rand- und Krustenteilen eines Ergusses haben werden.

Bagdassarov, N.S., 2000. Anelastic and viscoelastic behaviour of partially molten rocks and lavas. In: Bagdassarov N., Laporte D., Thompson A. (Eds.), *Physics and chemistry of partially molten rocks*. Kluwer, Dordrecht, 29  
 Berckhemer, H. et al. 1982. Anelasticity and elasticity of mantle rocks near partial melting. In: Schreyer, W. (Hrsg.), *High-Pressure Researches in Geoscience*. E. Schweizerbart'sche

Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 113

Pinkerton, H., Norton, G., 1995. *J. Volc. Geoth. Res.* 68, 307

Ryan, M.P., Blevins, J.Y.K., 1987. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1764, Denver, 455

Ryerson, F.J. et al., 1988. *J. Geophys. Res.* 93, 3421

Shaw, H.R. et al., 1968. *Am. J. Sci.* 266, 225

Shaw, H.R., 1969. *J. Petrol.* 10, 510

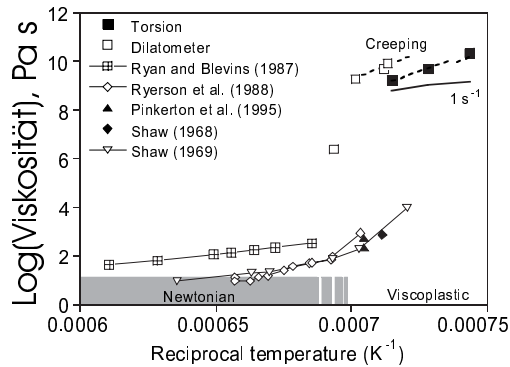


Abbildung 1: Nullscherrate-Viskosität  $\eta_0$  der Hawai'sische Lavaprobe ist im Vergleich zu den dilatometrischen Messungen im Labor (Bagdassarov, 2000) und Rotationsviskosimeter-Messungen im Feld (Shaw, 1968, 1969; Ryerson et al., 1988; Ryan and Blevins, 1974; Pinkerton et al. 1995). Die Aktivationsenergie der Viskosität ist etwa  $\sim 950 \text{ kJ mol}^{-1}$ . Die Abb. zeigt eine Differenz von etwa  $\sim 5$  Größenordnungen bei der Temperatur etwa  $\sim 1155^\circ\text{C}$ . Diese Temperatur ist ein Übergangstemperatur zwischen Newtonischen und viskoplastischen Rheologien. Die Kurve  $1 \text{ s}^{-1}$  zeigt die Ergebnisse der Torsionsdeformationsmessungen bei dem Scherrate  $1 \text{ s}^{-1}$ .

VU02 – Mo., 24.2., 11:20-11:40 Uhr · HS6

Leonardi, S. (Bonn)

### Time evolution analysis of volcanic tremor amplitude at Mt. Etna: Implications for magma dynamics

E-Mail: [sabrina@geo.uni-bonn.de](mailto:sabrina@geo.uni-bonn.de)

Volcanic tremor is a long period seismic event observed during eruption stages and is supposed to be generated by the magma movements within the Earth's crust. Mt. Etna, Sicily, is a huge basaltic volcano characterised by persistent activity at its summit craters and by sporadic lateral or eccentric eruptions. As a consequence, tremor data can be here almost continuously recorded and Mt. Etna represents one of the most suitable volcanic systems to study this kind of seismic signals.

Our attention is focussed on tremor time series, sampled at different scales - in a range from  $10^0$  to  $10^5$  s - during the years 1983 - 1999 at Mt. Etna. Several flank eruptions and numerous stages of persistent activity at the summit craters occurred in this time span (Table). On a daily scale, nine time intervals were singled out. Each one of them comprehends a period characterised by one type of volcanic activity (e.g. effusive eruptions or lava fountains) and for which the tremor time series may be considered stationary.

The statistical properties of tremor were investigated among others by means of spectral and rescaled-range analyses. The results point out that the correlation degree within the tremor data drops during lava fountain stages, i.e. paroxystic explosive events characterised by a suddenly increase of seismic energy (up to 40% more than the average tremor amplitude value). These results are also confirmed by similar analyses on fixed time intervals.

Since lava fountains at Mt. Etna have an average duration of  $10^2$  -  $10^4$  s, periods

characterised by several paroxystic explosive events present tremor data with intermittent features. This is evident for three of the nine time intervals investigated (1989 - 1990, 1995 - 1996, 1998 - 1999). Intermittence is a fingerprint of several low-dimensional chaotic systems, for which the near future may be predicted with a high degree of accuracy. Low-dimensional chaos analysis was performed to find out, whether forthcoming lava fountains could be singled out on the basis of tremor signals. The results show that the dynamics of lava fountains is governed by a high number of degrees of freedom and therefore more complex than low-dimensional chaotic systems.

The tremor signals at Mt. Etna can be modelled following well-known statistical processes. Further studies of the autocorrelation functions point out that tremor amplitude variations during period of quiet degassing and of eruptive activity may be approximated to autoregressive (AR) processes with  $1/f$ -noise features. For lava fountains stages, on the other side, the tremor signals may be modelled by means of moving average (MA) processes with anti-persistence character.

The results of the statistical analyses may be interpreted in the frame of magma dynamics at Mt. Etna. Different studies support the hypothesis that volcanic tremor is generated by degassing processes. These are usually simulated by two-phase fluid flow models, of liquid and gas phase, the latter of which begins to separate when the lithostatic pressure



Time interval	Location	Type of eruption
March – August 1983	Southern flank	mainly effusive eruption
April – October 1984	SE Crater	stromb. activity and lava effusion
March – July 1985	Southern flank	mainly effusive eruption
December 1985	Eastern flank	lava fountaining and effusion
August – September 1986	NE Crater	strombolian activity
October 1986 – February, 1986	ENE flank	explosive – effusive eruption
April 1987	SE Crater	phreatic explosions
April 1988 – September 1989	summit craters	strombolian activity and lava effusion
September – October 1989	ENE flank, summit craters	lava fountains and effusion
January – February 1990	SE Crater	lava fountains
July 1990 – December 1991	summit craters	strombolian activity
December 1991 – March 1993	SE flank	mainly effusive eruption
September 1995 – August 1996	summit craters	lava fountains
September 1996 – December 1997	summit craters	strombolian activity
January 1998 – August 1999	summit craters	lava fountains

encountered by the rising magma decreases (bubbly flow state). According to the ascent velocity, the rising magma may fragmentate near the surface or deeper in the crust. The deeper the fragmentation surface, the higher is the velocity to the vent and the larger is the energy released. The present study on tremor time series points out the deepening of fragmentation during paroxysmic explosive events, confirming the current geophysical models.

VU03 – Mo., 24.2., 11:40-12:00 Uhr · HS6

*Gabriel, G., Bunn, H., Pucher, R., Schulz, R., Wiederhold, H., Wonik, T. (Hannover), Jacoby, W., Wallner, H. (Mainz)*

### Maare im Abbild geophysikalischer Verfahren

E-Mail: gerald.gabriel@gga-hannover.de

Maare sind vulkanische Strukturen, deren Entstehung auf phreatomagmatische Explosionen zurückgeht: Der Kontakt von aufsteigender Magma mit Grundwasser führt zu einer Serie von Explosionen mit dem Ergebnis eines Kraters. In ihm bildet sich ein See, der anschließend zusedimentiert. Das Auffinden solcher Strukturen ist über die Klärung der geologischen Genese hinaus attraktiv, da die Seesedimente ein hoch auflösendes Archiv der lokalen Klimageschichte darstellen.

Untersuchungen des Instituts für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA-Institut, Hannover) und der Universität Mainz an verschiedenen Maaren zeigen, dass den einzelnen geophysikalischen Methoden unterschiedliche Aufgaben bei der Erkundung derartiger Strukturen zukommen. Gravimetrie und Magnetik sind zusammen in der Lage, Maare unter verschiedenartigen Strukturen, die ähnliche Formen aufweisen, zu identifizieren: Die Seesedimente verursachen aufgrund ihrer im Vergleich zur Umgebung in der Regel geringen Dichtewerte eine negative gravimetrische Anomalie. Darüber hinaus tritt häufig – teilweise außerhalb des Zentrums der Schwereanomalie – auch eine magnetische Anomalie mit geringerer horizontaler Erstreckung auf. Sie wird als Indiz für vulkanisches Material gedeutet, das entweder schwach magnetisierter Tuff oder ein stärker magnetisierter Basaltkörper sein kann. Reflexionsseismische Messungen liefern ein hoch aufgelöstes Bild der internen Struktur eines Maars, insbesondere der Seesedimente. Unter günstigen

Bedingungen können auch tieferliegende Reflektoren erfasst werden.

Als Beispiele werden die Maare von Baruth (Sachsen) und Messel (Hessen) im Vergleich vorgestellt. In beide Strukturen wurden durch das GGA-Institut Forschungsbohrungen abgeteuft, die aufgrund geophysikalischer Messungen angesetzt wurden. Die bohrlochgeophysikalischen Vermessungen liefern wichtige Beiträge für die Interpretation der Oberflächengeophysik, lassen aber auch Rückschlüsse auf die Sedimentationsgeschichte zu.

Die gravimetrischen Anomalien über den beiden Maaren sind sowohl in ihrer Form als auch in ihrer Amplitude ähnlich (Abb. 1). Die Lage der lokalen Schwereminima korrespondiert mit der maximalen Mächtigkeit der Seesedimente und definiert in beiden Projekten die Position des Bohransatzpunktes. Quelle für die Schwereanomalien sind in Baruth mächtige Diatomite, Turbidite und Debris Flows mit Dichten zwischen 1300 und 2000 kg/m<sup>3</sup>. In Messel wird die gravimetrische Anomalie im Wesentlichen durch Schwarzpelite (1300 - 1500 kg/m<sup>3</sup>), aber auch eingeschaltete klastische Sedimente (um 2000 kg/m<sup>3</sup>), verursacht. Im magnetischen Anomalienfeld zeigen sich im Vergleich Baruth/Messel deutliche Unterschiede. Über dem Baruther Maar konnte eine positive Anomalie von 320 nT nachgewiesen werden, während Messungen in Messel eine negative Anomalie von 300 nT ergaben (Abb. 1). Mit den Forschungsbohrungen Baruth ist es nicht gelungen, den magnetisch wirksamen Störkörper zu erreichen. Modell-

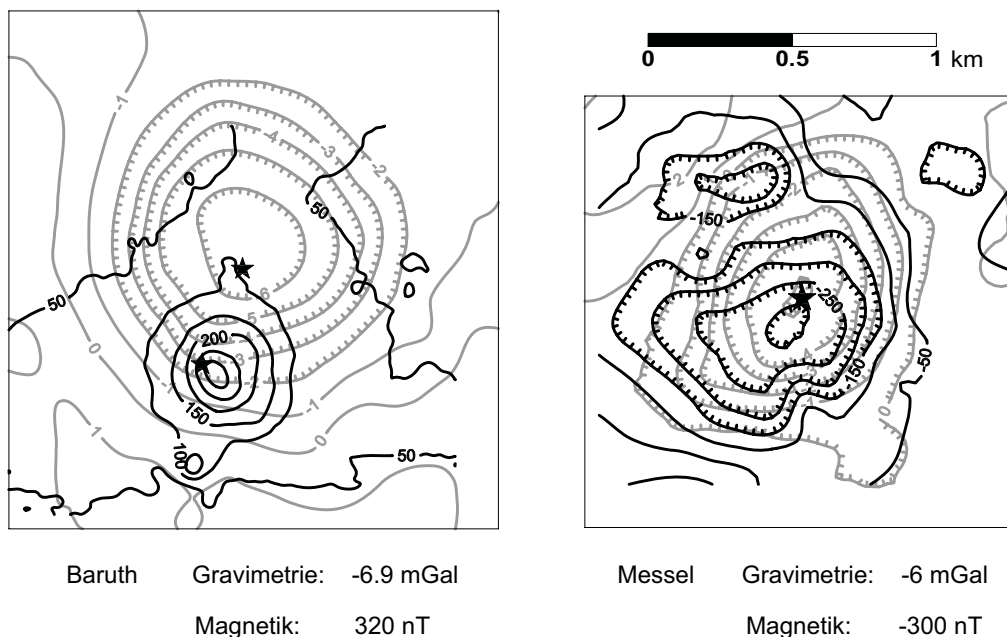


Abbildung 1: Potentialfeldanomalien über den Maaren bei Baruth (Sachsen) und Messel (Hessen); grau: Bouguer-Anomalien (Isolinienabstand 1mGal), schwarz: Anomalien des erdmagnetischen Totalfeldes (Isolinienabstand 50 nT).

rechnungen legen die Annahme von zwei getrennten Störkörpern nahe, von denen einer als vulkanisches Material interpretiert wird. Dieser Körper ist etwa 300 m mächtig, seine Magnetisierung wird mit 2,6 A/m angenommen. Der zweite Modellkörper muss im Bereich des Zentrums des Diatremes liegen. Er besteht möglicherweise aus Magma, die nach Ende der Wasserzufuhr abgekühlt ist. In Messel hat die Forschungsbohrung magnetisierte Pyroklastika in Tiefen zwischen 230 und 370 m erbracht, die sich in ihren magnetischen Eigenschaften deutlich differenzieren lassen (ROLF et al., dieser Tagungsband). Aus den bohrlochgeophysikalischen Messungen und Kernuntersuchungen liegen zuverlässige Angaben über die magnetischen Eigenschaften der Gesteine vor. Allerdings kann die erbohrte Sequenz an Pyroklastika unter Berücksichtigung ihrer gesteinsmagnetischen Eigenschaften nur etwa 60 % der gemessenen magnetischen An-

omalie erklären.

Die reflexionsseismischen Profile über den beiden Maaren zeigen im großen Maßstab vergleichbare Strukturen, im Detail finden sich jedoch wichtige, auch durch die Genese bedingte Unterschiede. Die seismischen Profile bilden jeweils deutlich die Maarstruktur und ihre Füllung mit Seesedimenten ab. Die für die Klimaauswertung interessanten Diatomite (Baruth) bzw. Schwarzpelite (Messel) zeichnen sich durch eine reflexionsarme Zone aus. Reflexionen unterhalb dieses Bereichs spiegeln Turbiditlagen oder Debris Flows wider.

Webseite: <http://www.gga-hannover.de>

VU04 – Mo., 24.2., 12:00-12:20 Uhr · HS6

Rivalta, E., Dahm, T. (Institut für Geophysik, Universität Hamburg)

### Dike emplacement in fractured media

E-Mail: rivalta@dkrz.de

**Introduction:** Volcanoes are formed by repeated magmatic intrusions. Only a small fraction of the intrusions finds its way to the surface, magmatic reservoirs can thus be generated, bearing the risk of dangerous explosive eruptions after alterations of the magmatic state or of the stress conditions. The degassing of magmatic reservoirs produce regions of multifractured rocks, which are known to significantly weaken volcanoes. When loaded by intrusions-induced stress, the weakened volcanic flanks and rocks may fail and initiate a major eruption. Seismicity and deformation are important ways to identify and trace intrusions and to make eruption forecasts. Intrusion-induced stressing rate proportionally controls the seismicity rate during earthquake swarms.

Dike-induced deformation and seismicity acting on already fractured rock cause a further weakening of the volcanic edifice: the strength of the rock decreases, and the dike

opening process can continue. This interaction between the dike and seismicity is a complex self-controlling phenomenon, that is important to quantify.

Our aim is to answer three questions:

- (1) what is the effect of a cracked media on the shape of the intrusion,
- (2) what is its effect on the stress intensity factor at the tip of the intrusion, and
- (3) can both effects be described by effective media models and simplified analytic equations, as numerical studies of the mechani-

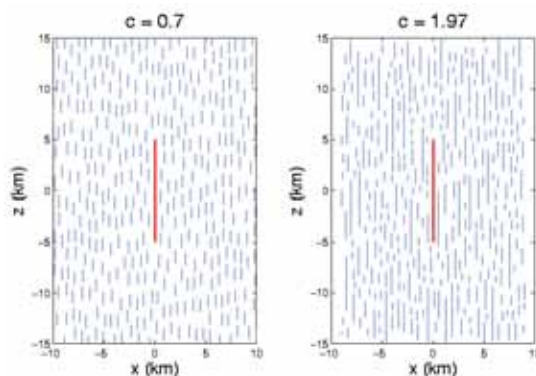


Figure 1: Examples of the random realizations: Case 2a (left panel) and 2b (right panel)

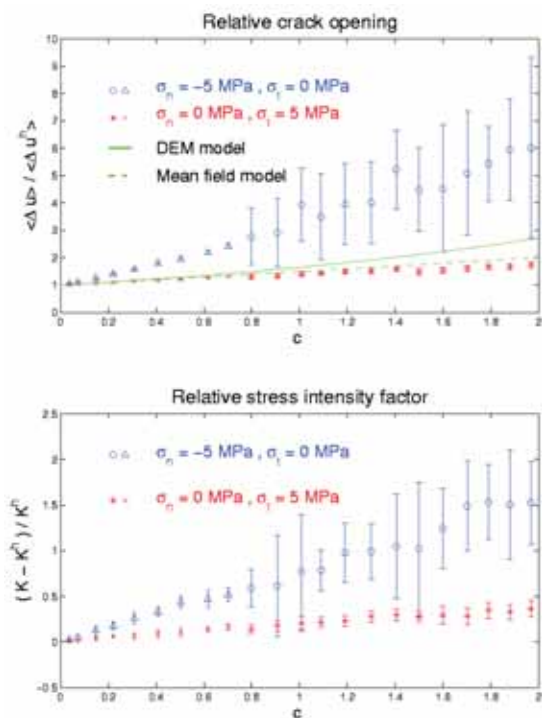


Figure 2: Normalized averaged crack opening or slip, numerical results and effective moduli theories predictions.

cal properties of cracked media are available.

In this work we concentrate on the role of the crack-surrounding fractures on the shape and stability of the intrusion. We use a numerical boundary element approach for this purpose, and restrict the study to simple cases.

**The model:** A tensile crack (the dike) is embedded in a homogeneous medium, and many smaller fractures are randomly distributed around it (see Fig. 1). On the surface of the crack boundary conditions on the stress are imposed: a fluid is assumed to generate an overpressure inside the crack. The fractures are not allowed to intersect each other and a minimal fracture tip to tip distance is imposed. All the fractures are divided into segments of equal length, and normal and tangential displacements on the surface of them are the unknowns of the boundary element linear system. It is possible to assume several fracturing patterns: (Case 1) the fractures are randomly oriented, (Case 2) the fractures have the same orientation as the dike. Furthermore, for each case: (a) all the small fractures have the same length, or (b) the fracture lengths are logarithmically distributed.

**Results:** Numerical results for a single run show that:

- the main crack opens wider and more irregularly if the medium is cracked,
- in the inhomogeneous case the crack contracts more with respect to the homogeneous case and the tangential displacement on the walls is no more symmetrical (a shear dislocation is involved in the process),
- the shape of the main crack is strongly dependent on the position of the small cracks with respect to it.

Because of this, results have been averaged after 20 random realizations. Median and  $1\sigma$  standard deviation are plotted (see Fig. 2, top panel). The crack opening increases if fractur-

ing is more intense (increasing crack density  $c$ ).

A crack is predicted to propagate if the stress intensity factor  $K$  at its tips overcomes the fracture toughness  $K_c$ , a characteristic of the material.  $K$  is then a measure of the tendency of the dike to propagation. Results for different degrees of fracturing (see Fig. 2, bottom panel) show that  $K$  approximately increases linearly with the crack density. This has at least two consequences. First, an intrusion at static equilibrium may become unstable and begin to open when the crack density is increased in the surrounding rock. Secondly, an intrusion growing at constant velocity may accelerate when entry into a very fractured rock. Furthermore, as seismicity accompanying dike emplacement is caused by the fracturing processes around the propagating structure, fracturing-enhanced dike opening can cause new failure in the volcanic edifice, to which it reacts with new dilatation, if new magma is available, and so on. Therefore, an auto-accelerating process can be generated that can lead to a possible eruption after a period of magma stability.

Models for the effective elastic parameters seem to underestimate the effects, especially for tensile loading of the dike.

**Acknowledgments:** Work supported by EU-Project VOLCALERT.

*Web page:* <http://www.geophysics.dkrz.de>

VU05 – Di., 25.2., 09:30-09:50 Uhr · HS6

*Commer, M., Helwig, S. L. (Inst. f. Geophysik, Universität zu Köln), Hördt, A. (Geolog. Inst., Universität Bonn), Tezkan, B. (Inst. f. Geophysik, Universität zu Köln)*

### 3-D Interpretation von LOTEM Daten vom Vulkan Merapi unter Berücksichtigung der Topographie

E-Mail: [commer@geo.uni-koeln.de](mailto:commer@geo.uni-koeln.de)

LOTEM-Daten (Long Offset Transient Electromagnetics) von Messungen am aktiven Vulkan Merapi in Zentral-Java (Indonesien) wurden mit einem 3-D Inversionsalgorithmus unter Berücksichtigung der Topographie ausgewertet. Im Gegensatz zu einer vollen 3-D Inversion mit üblicherweise großer Modellparameterzahl in Form von Gitterzellen, ist bei der hier vorgestellten Inversionsmethode eine relativ kleine Anzahl von Modellparametern variabel, so daß größere Strukturen des Erdmodells gleiche Leitfähigkeiten annehmen. Beispiele solcher Modellstrukturen sind horizontale, einfallende oder gewölbte Schichtungen mit eventuell zusätzlich eingebetteten 3-D Körpern. Darüberhinaus erlaubt die Methode, topographische Gegebenheiten, zu berücksichtigen. Der Inversionsalgorithmus arbeitet mit der Marquardt-Levenberg Methode in Kombination mit einem existierenden 3-D Modellierungsprogramm. Daten der zeitlichen Ableitung des Magnetfeldes und elektrische Felddaten der Gipfelregion wurden unter Berücksichtigung der Topographie interpretiert.

Die Terrainstruktur wird durch ein Säulenmodell (siehe Abb.) dargestellt, das in Sektionen unterteilt wird, um Modellparameter in Form von Leitfähigkeiten und Schichtmächtigkeiten zu erlauben. Mit einem geschichteten Vulkanmodell, dessen Schichtung nicht horizontal, sondern gemäß der Topographie verläuft, kann gute Konvergenz und Datenanpassung für magnetische als auch für elek-

trische Daten erreicht werden. Die untersten aufgelösten Schichten nehmen relativ hohe Leitfähigkeitswerte an, was die Annahme der Existenz einer extrem leitfähigen Hydrothermalzone bekräftigt. Die Inversionsmethode stellt eine Alternative zu einer vollen und meistens rechenintensiven 3-D Inversion dar, falls genügend Vorinformationen vorliegen, um ein Startmodell mithilfe einer beschränkten Anzahl von Modellparametern zu bilden. Eine weitere Verringerung des relativ geringen Rechenaufwandes wird durch Parallelisierung der Berechnung der Parametersensitivitätsmatrix, die durch eine einfache Perturbationsmethode gebildet wird, erreicht.

Webseite: <http://www.uni-koeln.de/math-nat-fak/geomat/geo/index.html>

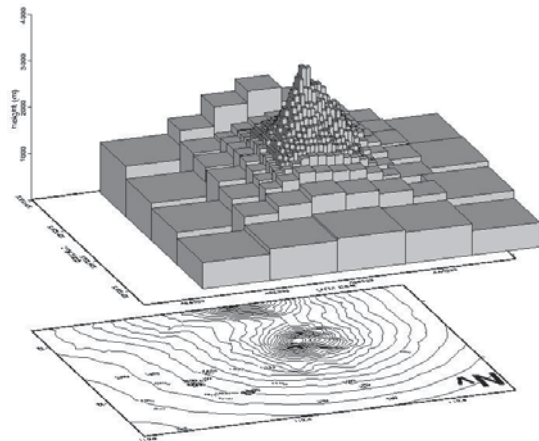


Abbildung 1: Merapi-Säulenmodell

VU06 – Di., 25.2., 09:50-10:10 Uhr · HS6

*Nurcaya, B. (UGM, Jogjakarta), Brodscholl, A. (VSI, Bandung)*

**BB-Seismograms from external and internal events of Mt. Merapi show unique pattern in time-frequency domain derived by the Continuous Wavelet Transformation**

E-Mail: arnoldb@idola.net.id

Seismic broadband data from Mt. Merapi, Central Java recorded between 1994 and 1998 at two sites at the slope of the volcano have been analyzed to find unique characteristics of distinct volcanic activity mainly occurring at the summit or close to the summit. Those specific events partly commonly defined as Merapi type, include various kind of avalanches as lava and ash, pyroclastic lava flows and common rockfalls. In addition to the here called external events we also concentrate our attention on hybrid quakes, sometimes called multi-phase, which frequently are emerging prior to volcanic crisis. All data were recorded with Streckeisen Seismometers using a cut-off frequency at 0.00833 Hz, which are deployed about 900m below the summit at the most active part of the volcano with relative safe access. Our focus is definitely addressed to the low frequency content of the volcano-seismic data to discriminate between unique events.

Unfortunately, standard analysing tools as usually applied in physical volcanology did not match the frequency resolution necessarily to unravel and localize small low frequency signals precisely. The well-known Fourier spectrum would be good enough to estimate the amplitude of a certain signal calculated with the common Fourier transform. But the Fourier transform only provides information about the frequency content of a certain signal and nothing about its location in the time domain. Other tools must be applied in order to figure out a compromise between time and frequency resolution. The Short Time Fourier

Transform (STFT) applied as a time frequency method could be an appropriate method but did not match the necessary frequency resolution for signals with periods of about 1 second. Therefor the Continuous Wavelet Transformation (CWT) using the Morelet Wavelet has been applied. A tool well known in Geophysics but just recently introduced in physical volcanology. CWT and STFT have similar properties but are distinguished in their dependencies of the analysis frequency. Though CWT in comparison to STFT owns a better frequency resolution at lower frequencies with some loss in time resolution. This characteristic of CWT is so well pointed to an application for seismograms, where small and short transient signals with low frequencies are superimposed from a dominant major signal containing frequencies in a wider range partly close to the low frequency event of the hidden signal.

Specific seismo-volcano events analysed with CWT provide some prominent results: Seismic events generated by lava and ash and pyroclastic lava flows strikingly show different patterns in the time-frequency domain compared with those derived from seismograms of cold avalanches. All of these events except the latter one are initialed by lower frequency signals at about 1Hz. Similar precursor signals are also detected in hybrid quakes. This feature is well established in processed data initially recorded somewhere north of the summit of Merapi. However, it is sometimes almost missing or only weakly detectable in

broad band data recorded at a site of the western slope of Merapi. Therefore it is very important to know the site response of any seismometer station which could be very different at a volcano due to the complex structure. The diversity of the attenuation factor from site to site is surely very high. To discriminate between those volcanic events it is therefore crucial to know how the body of the volcano affects the source signal travelling along different ray-paths. The method we used is helpful to unravel such features. It is also effective to detect camouflaged hybrid quakes hidden in volcanic tremor.

Background:

The broadband seismometers were installed from GFZ in collaboration with Gadjah Mada University (UGM) during 1994 and 1995. End of the last decade more seismometers and infra sonic tools were included from University of Potsdam in a joint venture with GFZ, Volcanological Survey of Indonesia (VSI), BPPTK, and UGM. Currently the whole network consisting of 48 components is the heart of a modern early warning system working in real time and feeding the earthworm program (USGS) upgraded from University of Potsdam for use in physical volcanology.



VU07 – Di., 25.2., 10:10-10:30 Uhr · HS6

Serfling, U. (Leipzig)

**Registrierung von elektrischen Feldern am Vulkan Merapi und am Geophysikalischen Observatorium Collm. Methodik, Ergebnisse, Vergleiche.**

E-Mail: serfling@uni-leipzig.de

Der 3000 m hohe Vulkan Merapi befindet sich in Indonesien im zentralen Teil der Insel Java. Diese Insel hat eine sehr hohe Bevölkerungsdichte von 870 Einwohnern pro km<sup>2</sup>. Allein in der näheren Umgebung des Merapi leben mehr als 3 Millionen Menschen. Die meisten von ihnen im Großraum der Stadt Yogyakarta. Vulkanische Krisen mit eruptiven Ereignissen und partiellem Kollaps des Magmendorms setzen die Region einer permanenten Gefahr aus. Im Januar 2001 fand das letzte Ereignis dieser Art statt.

Am Vulkan Merapi wurden und werden geophysikalische Untersuchungen zur Strukturerkundung durchgeführt. Neben der Datenerfassung durch aktive Experimente (Seismik, Geochemie, elektrische Leitfähigkeit, Doppellerradar) ist auch breitgefächertes Monitoring (Seismologie, Magnetik, Tilt, Gaschromatographie) vertreten.

Nach der Durchführung von aktiven Experimenten zur Erfassung der Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit wird seit August 2000 eine Monitoringstation zur Registrierung der natürlichen elektrischen Felder (Eigenpotentiale, SP) am Gipfel des Merapi betrieben. Dabei wird davon ausgegangen, daß das hydraulische Strömungssystem im Vulkan durch elektrokinetische Effekte Eigenpotentiale hervorruft. Die Wechselwirkungen von magmatischem System und System der strömenden Fluide haben maßgeblichen Einfluß auf die Aktivität und die Stabilität eines Vulkans. Die Zusammenhänge zwischen vulkanischer Aktivität und Eigenpotentialen wurden schon viel-

fach beschrieben.

Es wird angestrebt mit Hilfe der an der Station gewonnenen Meßdaten, die Voraussage vulkanischer Ereignisse zu verbessern.

Im August 2000 installierte eine Forschergruppe der Universität Leipzig an der Solfatare Woro unterhalb des Gipfels des Merapi eine Monitoringstation. Diese ist für den autarken Dauerbetrieb konzipiert und dient zur Aufzeichnung von Eigenpotentialen an drei Dipolen unterschiedlicher Länge (25 m bis 75 m). Die Samplingrate beträgt für diese Kanäle 20 Hz. Parallel dazu werden die Temperaturen an den Ag/AgCl-Elektroden (ungefähr einen halben Meter im Boden versenkt) und die Lufttemperatur registriert (mit 4 Hz). Die Basiseinheit der Station ist ein primär für die seismologische Datenerfassung konzipierter Datenlogger der Firma Guralp, UK, der aus einem Digitizer und einer Speichereinheit besteht. Die anfallenden Daten (circa 10 MByte/Tag) werden vor Ort komprimiert und per Funk in die Stadt Yogyakarta übertragen, dort archiviert und (nach einem Downsampling) per E-mail nach Deutschland geschickt. Wegen der exponierten Lage der Station und der dadurch gegebenen Gefahr durch Blitzschlag machte eine mehrfache Absicherung jedes Kanals mit Blitzschutzschaltungen notwendig. Die Spannungsversorgung erfolgt über eine Solaranlage. Für den Einsatz in der unmittelbaren Umgebung der Solfataren war es unerlässlich, alle empfindlichen Geräte von schädlichen Umwelteinflüssen (hier vor allem: Schwefelverbindungen, Witterung) fernzuhal-

ten. Aus diesem Grund wurden die Geräte in einer Mehrfachkapselung aus Plastik und Aluminium installiert. Die Meßleitungen sind mit Neopren ummantelt.

Die widrigen Umwelteinflüsse in der Solfatarenregion führten im Jahr 2001 zu einem Teilausfall der Station, so daß im Jahr 2002 alle Komponenten bis auf die Solaranlage und die Funkantennen ausgetauscht wurden. Mit den noch funktionsfähigen Geräten sollte am Geophysikalischen Observatorium Collm östlich von Leipzig eine ähnliche Monitoringstation installiert werden. An dieser Station sollten neben apparativen Verbesserungen und Neuentwicklungen auch andere Elektrodenkonfigurationen (flächenhafte Verteilung der Dipole, Ringaufstellungen etc.) erprobt werden. Die Vorteile der Lokation am Collm liegen darin, daß neben den elektrischen Feldern noch weitere geophysikalische Meßgrößen erfaßt werden (z. B. magnetisches Feld).

Ziel ist es, das Monitoring der elektrischen Felder als flexible und schnell zu realisierende Meßmethode nutzbar zu machen. Außerdem soll mit Hilfe der anderen Meßgrößen eine Trennung der Quellmechanismen der registrierten Felder ermöglicht werden.

Vortrag und Poster werden sich mit der Methodik und dem Aufbau der Monitoringstationen beschäftigen. Vergleiche zwischen den Meßdaten der beiden Stationen sollen gezogen werden. Ansätze zur Interpretation der Datensätze sollen vorgestellt und diskutiert werden.

Webseite: <http://www.geo.uni-leipzig.de/>

**VUP02**

*Kalscheuer, T., Commer, M., Helwig, S. L., Tezkan, B. (Inst. f. Geophysik, Universität Köln)*

**LOTEM-Messungen am Südhang des Vulkans Merapi (Indonesien) und ihre Interpretation**

E-Mail: kalscheuer@geo.uni-koeln.de

LOTEM-Daten (Long Offset Transient Electromagnetics) von Messungen am Südhang des aktiven Vulkans Merapi in Zentral-Java (Indonesien) werden unter Verwendung eindimensionaler und zweidimensionaler Modelle interpretiert. Die Meßdaten verteilen sich auf ein im Jahre 2001 gemessenes und 12 km in nord-südlicher Richtung verlaufendes Profil. An insgesamt 38 Stationen wurden die Horizontalkomponenten des elektrischen Feldes sowie Horizontal- und Vertikalkomponenten des Magnetfeldes aufgezeichnet. Aufgrund der Senderposition im äußersten Süden des Profils ergeben sich wichtige ergänzende Informationen zu den Messungen aus dem Jahre 1998 (Müller, 2000). Hier befand sich der Sender im nördlichen Teil des Profils und es wurden Daten nördlich und südlich davon aufgezeichnet. Bei den südlichen Stationen der ersten Messung wurden Effekte beobachtet, die sich nicht eindimensional interpretieren lassen. Die Auswertung von NanoTEM Messungen auf diesem Profil bestätigt ebenfalls die Existenz einer Anomalie (Koch, 2002). In bisherigen LOTEM-Modellen konnte eine ost-westlich streichende gerade 3D-Struktur unter den entsprechenden Stationen die 3D-Effekte lediglich qualitativ erklären. Die dichtere Stationsverteilung und die Verteilung der Sender zu beiden Seiten der Störung erlauben es, diese besser zu charakterisieren.

Generell werden mit der gemeinsamen Interpretation der Daten von 1998 und 2001 zwei Ziele verfolgt. Zum einen interessiert die generelle Schichtenabfolge und speziell die

Frage, ob die Schichtgrenzen wie im Gipfelbereich der Topografie folgen (Commer, 2001) oder nicht. Zum anderen sollen die beobachteten anomalen Strukturen mithilfe eines zweidimensionalen Modells erklärt werden. Für beide Ziele werden möglichst viele Ergebnisse anderer Disziplinen, wie z.B. DC-Geoelektrik (Friedel, 2000) und MT (Müller, 2000) herangezogen.

Eine eindimensionale Interpretation des Profils unter Verwendung verschiedener Inversionsmethoden (Occam- und Marquardt-Methode) wurde durchgeführt, ergab aber keinen eindeutigen Verlauf der Schichtgrenzen. Generell spiegeln die bisher vorliegenden Ergebnisse eine Schichtenabfolge wider, die bereits von anderen Disziplinen beobachtet wurde. In einer Tiefe von ca. 500 bis 1000 Metern wird ein guter Leiter mit spezifischen Widerständen im Bereich von ca. 1 bis 10  $\Omega\text{m}$  beobachtet.

Durch Joint-Inversion verschiedener Komponenten einer Station soll die Aussagekraft des entsprechenden 1D-Modells erhöht und die Anzahl an Äquivalenzmodellen eingeschränkt werden. Aufgrund der relativ großen Schwankungsbreite des Verlaufs der Übergangsschicht bei Betrachtung der einzelnen Inversionsmodelle, soll eine Bewertung des generellen Verlaufs dieser Schicht bzgl. der Geländeoberkante unter besonderer Berücksichtigung der Ergebnisse der Joint-Inversion erfolgen. Als grober Trend ist bereits erkennbar, daß der Übergang zur leitfähigen Zone in Richtung zum Gipfel in größerer Tiefe statt-

findet. Im Bereich der bereits beobachteten Anomalie existieren auf dem Profil ebenfalls nicht eindimensional interpretierbare Stationen, die in einem abschließenden 2D-Modell berücksichtigt werden sollen.

Literaturhinweise:

- Commer: 3-D inversion of LOTEM data under strong boundary conditions, 19. Kolloquium „Elektromagnetische Tiefenforschung“, Burg Ludwigstein, 2001.
- Friedel, S., Brunner, I., Jacobs, F., Rücker, C.: New Results from DC Resistivity Imaging along the flanks of Merapi Volcano, DGG Sonderband IV/2000.
- Koch, O.: Central-Loop-TEM Messungen am Vulkan Merapi in Indonesien, Tagungsband DGG 2002 Hannover.
- Müller, A.: Identification of good Electric Conductors below Merapi Volcano (Central-Java) by Magnetotellurics, Add. to DGG Sonderband IV/2000.
- Müller, M.: Elektromagnetik an Vulkanen, Dissertation, Inst. f. Geophysik, Uni Köln, 2000.

**VUP04***Buness, H., Wiederhold, H., Wonik, T. (Hannover)***Reflexionsseismische Erkundung von Maar-Diatrem-Strukturen**

E-Mail: h.buness@gga-hannover.de

Maar-Diatrem-Strukturen entstehen durch den Kontakt von heißem Magma mit Grundwasser. Bei einer Serie von phreatomagmatischen Eruptionen verlagert sich der Explosionsherd mehr und mehr in die Tiefe. Über ihm entsteht durch Nachfall von Nebengestein und vulkanischen Komponenten ein Sedimentationstrichter, der als Diatrem bezeichnet wird (Lorenz 1998). Über dem Diatrem entsteht eine Hohlform, die als Maar bezeichnet wird und die durch klastische und später zunehmend biogene Sedimentation aufgefüllt wird.

Das GGA-Institut hat in den letzten Jahren zwei Maar-Diatrem-Strukturen mit geophysikalischen Methoden und mit Forschungsbohrungen intensiv erkundet: Zum einen eine verdeckte tertiäre Maarstruktur bei Baruth (Sachsen) (Goth et al. 2003), zum anderen den ehemaligen Ölschiefer-Tagebau der Grube Messel (Hessen), der ein eozänes Alter aufweist (Schulz et al. 2002).

Die reflexionsseismische Erkundung ergibt in beiden Fällen sehr gute Ergebnisse für den gesamten Bereich der Seesedimentation der Maare. Der Grund hierfür ist zum einen die relativ zur Diatremfüllung geringe Neigung der Strukturen und zum anderen die ausgeprägte Schichtung der Sedimente, die mit starken Impedanzkontrasten vor allem in dem in der Anfangszeit gebildeten Teil eines Maares einhergeht. Im zentralen Teil des Kraters findet sich eine Wechsellagerung von Trümmerströmen und Turbiditen, die aus klastischen Ablagerungen des zertrümmerten Nebengesteins sowie vulkanischen Tuffiten bestehen und sehr unterschiedliche Korngrößen aufwei-

sen. Viele Schichten weisen eine beträchtliche laterale Kontinuität auf, einige von ihnen lassen sich im gesamten zentralen Bereich des Maares nachweisen, so dass sie zur Gliederung der geologischen Formation verwendet werden können. Im oberen Teil der Seesedimente findet dann die ungestörtere Stillwassersedimentation statt, deren seismisches Abbild fast transparent erscheint. Die Ähnlichkeit der seismischen Abbilder der Strukturen bei Baruth und Messel führte schon vor der Niederbringung der Forschungsbohrung Messel 2001 zu der Annahme, dass die Maar-Hypothese zur Genese des Eozän-Vorkommens in Messel gegenüber anderen Vorstellungen als wahrscheinlicher anzusehen sei (Buness and Harms 2000).

Die unterhalb der Seesedimente vorhandenen Strukturen können nur unter günstigen Bedingungen abgebildet werden. Ausgehend von einem Maar-Diatrem-Modell von Lorenz (1998, 2000) besitzen die Diatrembegrenzungen im Festgestein ein Einfallen von rund 80°. Solch steile Strukturen können mit der Reflexionsseismik aus geometrischen Gründen nicht nachgewiesen werden. Es können jedoch Reflexionen aus der Diatremfüllung registriert werden, wenn die Reflektoren nicht zu steil stehen. Dies ist im oberen Teil eines Diatremes durchaus wahrscheinlich. Aufgrund der Maardurchmessers des Messeler Vorkommens von 700-1200 m und des Baruther Maars von 1000 m muss nach Lorenz (2000) mit einer Tiefenerstreckung des Diatremes in der Größenordnung von 2 km gerechnet werden. In Messel konnten sowohl eine fast horizontale

le Schichtung als auch mit bis zu 40° einfallende Reflektoren bis zu einer Tiefe von ca. 600 m, bezogen auf die vor dem Abbau bestehende Oberfläche, nachgewiesen werden.

Buness, H. and Harms, F.-J. (2000): Is the former Grube Messel oil shale oit a maar ? - First results from a seismic survey.- Terra Nostra 2000/6: 86-90; Berlin.

Goth, K., Suhr, P. and Schulz, R. (2003): Zwei Forschungsbohrungen in das verdeckte Maar von Baruth (Sachsen). - Z. Angew. Geol., 1/2003.

Lorenz, V. (1998): Zur Vulkanologie von

diamantführenden Kimberlit- und Lamproit-Diatremen.- Z. dt. gemmol. Ges. 47/1: 5-30.

Lorenz, V. (2000): Formation of maar-diatreme-volcanoes.- Terra Nostra 2000/6: 284-291, Berlin.

Schulz, R., Harms, F.-J. and Felder, M. (2002): Die Forschungsbohrung Messel 2001: Ein Beitrag zur Entschlüsselung der Genese einer Ölschieferlagerstätte. - Z. Angew. Geol., 4/2002: 9-17; Hannover (im Druck).

Webseite: <http://gga-hannover.de>

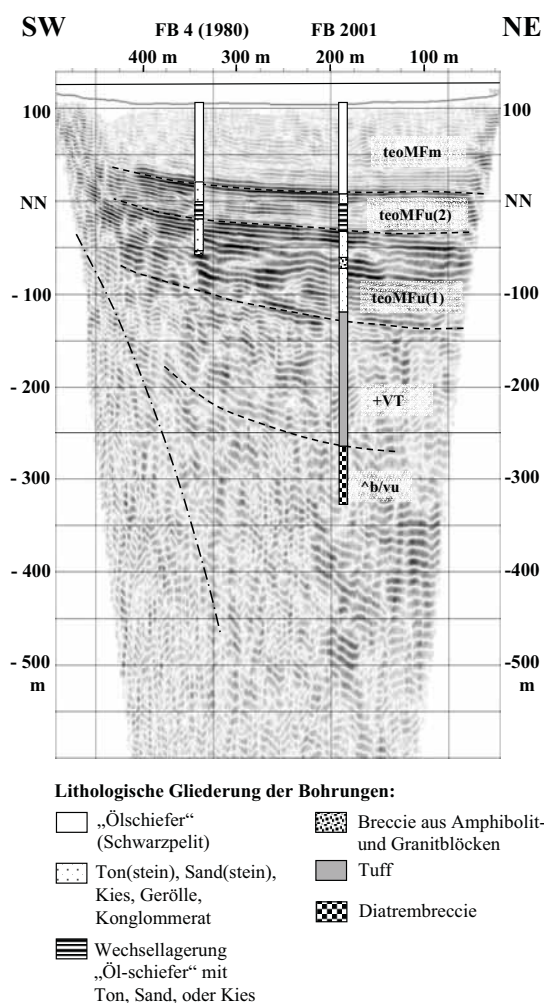


Abbildung 1: Reflexionsseismisches Profil in der Grube Messel

## VUP06

Rolf, C., Pucher, R. (Hannover, GGA-Institut), De Wall, H. (Würzburg, Geologisches Institut)

### Erkenntnisse zu den Ursachen magnetischer Anomalien in den Vulkaniklastika des Messeler Maar-Diatrems

E-Mail: c.rolf@gga-hannover.de

Geophysikalische Messungen im Gebiet des Sprendlinger Horstes ergaben ausgeprägte Anomalien in der Bouguer-Karte und in der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes im Bereich der Fossilienfundstätte Grube Messel. Durch die im Sommer 2001 niedergebrachte „Forschungsbohrung Messel 2001“ die den phreatomagmatischen Ursprung der Hohlform Messel belegt, wurden vulkanoklastische Abfolgen erbohrt, die teilweise magnetisiert sind und die ca. 60% der magnetischen Anomalie erklären.

Bohrlochgeophysikalische Messungen und gesteinsmagnetische Analysen der erbohrten Bohrkern ermöglichen eine Strukturierung der erbohrten Anomalie in Bereiche unterschiedlicher Stärke der natürlichen remanenten (NRM) und der induzierten Magnetisierung (IRM; Abb. 1).

Thermomagnetische Analysen belegen Magnetit als Träger der Remanenz (Abb. 2). Die teilweise hohe Suszeptibilität wird durch ferrimagnetische Komponenten in den Lappilli verursacht. Es ergeben sich weder in der Magnetomineralogie noch in den Remanenzrichtungen innerhalb und außerhalb der Bohr-Anomalie größere Unterschiede. Die Homogenität der magnetischen Richtungen spricht für einen in-situ Erwerb der Magnetisierung (nach der Ablagerung). Die Befunde der ersten Entmagnetisierungs-Experimente (Abb. 3) sprechen für unterschiedliche Stabilität der magnetischen Remanenz. Die Stabilität hängt von der Temperatur ab, bei der nach Ablagerung die Partielle Thermorema-

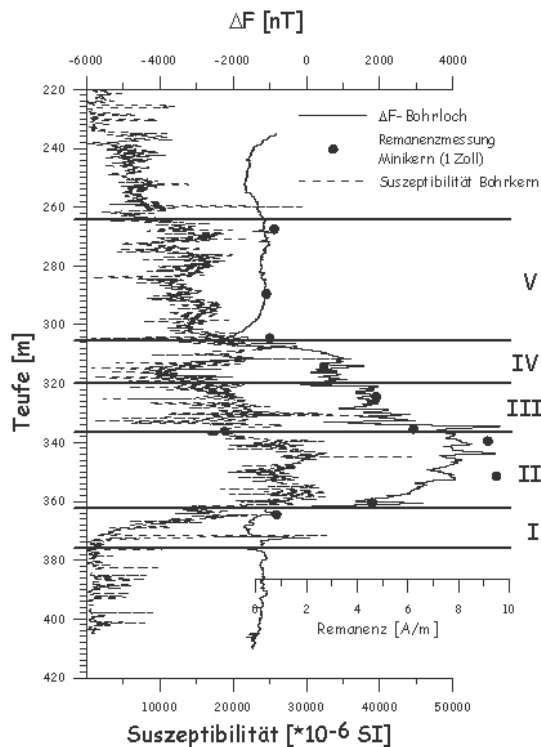


Abbildung 1: Bohrloch- und Kernmessungen in den Pyroklastika der Forschungsbohrung Messel 2001 (Suszeptibilität und NRM)

nenzen (PTRM) als wahrscheinlicher Prozess erworben wurde. Einfluss durch Fluidzirkulation wird weitgehend ausgeschlossen, weil petrographisch bisher keine Hinweise erkennbar sind.

An jeweils einer Probe innerhalb und außerhalb der Anomalie wurde der Erwerb einer im Labor erzeugten Remanenz bei steigender Maximaltemperatur untersucht. Die Intensität der Aufheizkurven ist sehr ähnlich, was erneut auf einheitliche Magnetomineralo-

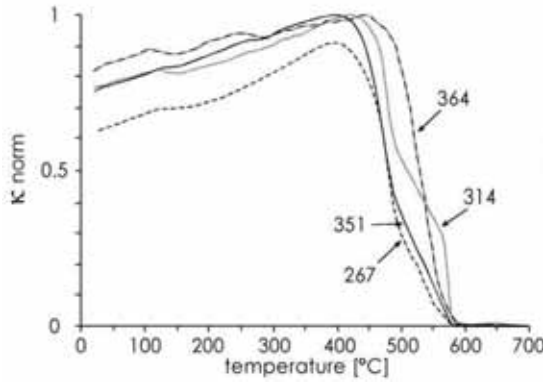


Abbildung 2: Thermomagnetische Experimente zur magnetischen Suszeptibilität

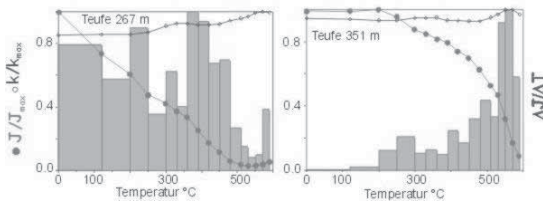


Abbildung 3: Intensitätsdiagramme für die thermische Entmagnetisierung an 2 Proben aus den Pyroklastika: normierte Intensität der Magnetisierung (linke Ordinate) und Spektrum der Blockungstemperatur (rechte Ordinate) gegen die Temperatur

gie hindeutet. Ein Vergleich der künstlichen TRM mit der natürlichen Remanenz (NRM) zeigt jedoch, dass beide Proben eine gleiche Erwerbsfähigkeit haben (Abb. 4), diese wird jedoch bei Proben aus dem oberen Bereich der Pyroklastika nur zum Teil genutzt, ganz im Gegenteil zu Proben aus den tieferen Bereichen. Hiermit zeigt sich, dass sich die zum Erwerb der NRM innerhalb und außerhalb der Bohr-Anomalie benötigte Temperatur signifikant unterscheidet.

Durch weitere detaillierte gesteinsmagnetische Untersuchungen in Kombination mit Durchlicht- und Auflichtmikroskopie soll die Bohrung genauer charakterisiert werden, mit dem Ziel, u.a. die folgenden Fragestellungen

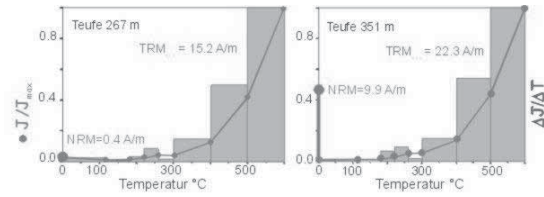


Abbildung 4: Intensitätsdiagramme für Aufheizexperimente an Proben aus den Pyroklastika: normierte Intensität der Magnetisierung (linke Ordinate) und Spektrum der Blockungstemperatur (rechte Ordinate) gegen die Temperatur. Normiert wird auf die Intensität der thermoremanenten Magnetisierung nach Aufheizen auf 600 °C; dazu im Vergleich auf der Ordinate als Punkt die natürliche remanente Magnetisierung (NRM)

zu beantworten:

- Welche Schwankungen der Blockungstemperaturen können aus den Erwerbsexperimenten abgeleitet werden?
- Wie mächtig sind die Ablagerungseinheiten mit charakteristischer Blockungstemperatur?
- Welche Abkühlraten ergeben sich für die Ablagerungseinheiten?
- Wie beeinflusst eine Variation im Gehalt und in der Korngröße von Nebengesteinsfragmenten die Temperatur einer Ablagerungseinheit?
- Welchen Einfluss hat neben der Maximaltemperatur die Abkühlungsrate der Ablagerungseinheiten auf den Remanenzwerb?



## Autorenverzeichnis

Fettdruck: Vortragender

Kursiv: Poster-Abstract findet man beim dazugehörigen Vortrag

### A

Abouele, H. .... MGV03  
 Agnon, A. .... GDP04  
 Ahmed, I. .... MGP07  
 Aksnes, K. .... EXP05  
 Allard, M. .... VEV01  
 Anderson, J.D. .... EXP05  
 Arbeitsgruppe MASI ..... SLV20  
 Arroyo Hidalgo, I. .... SLP10  
 Asch, G. .... SLV15  
 Asmar, S.W. .... EXP05

### B

Bagdassarov, N. .... **VUV01**  
 Bagdonat, T. .... **EXV44**  
 Baisch, S. .... **SMV13**  
 Baker, J. .... **EXV37**  
 Bala, A. .... SLV09  
 Barckhausen, U. .... MGV08, MGP07, MGP08  
 Barriot, J.P. .... EXP05  
 Barth, A. .... **VEV02**, SLP18  
 Bartov, Y. .... GDP03  
 Bataille, K. .... SMP13  
 Baumgardner, J. .... GDV02, GDV03  
 Beblo, M. .... EEV02, EEP15  
 Becken, M. .... EEV10, **EEP10**  
 Becker, D. .... *SLV14*, *SLP13*  
 Behain, C. .... MGP05  
 Behain, D. .... **MGV08**, MGP08  
 Ben-Avraham, Z. .... MGV04, MGP14  
 Bendisch, J. .... **EXV50**  
 Benne, I. .... KOV03  
 Ben-Zion, Y. .... SLV28  
 Berger, D. .... MGP10  
 Berhorst, A. .... **MGP07**  
 Bialas, J. .... MGV05, **MGP01**, MGP02  
 Bibring, J.P. .... EXV41  
 Binot, F. .... *EEV03*, EEV07, *EEP12*  
 Bird, M.K. .... EXP05  
 Bischoff, M. .... SLV13  
 Björnsson, A. .... EEV02  
 Bock, G. .... SLP17  
 Bönnemann, C. .... MGV07, **MGP05**  
 Börner, F. .... UIV11  
 Börner, R.-U. .... **EEP01**  
 Börngen, M. .... **VEV03**  
 Böse, M. .... SLP20  
 Boess, J. .... **KOV03**  
 BOHEMIA working group ..... VOP05  
 Bohlen, T. .... SMP02, **SMP03**, **SMP04**,  
 SMP05, SMV18, MGP03

Bohnhoff, M. .... *SLV14*, *SMV10*, SMV11,  
*KTP01*, **SLP13**  
 Bohrmann, G. .... GDV18, MGP12  
 Borm, G. .... SMP10, SMP11  
 Bormann, P. .... **SLV01**  
 Borrmann, T. .... **EXV16**  
 Bouhram, M. .... **EXV36**  
 Bram, K. .... UIP10  
 Braun, M. .... **EEV11**  
 Braun, T. .... SLP16  
 Braunmiller, J. .... SLP08  
 Breitzke, M. .... MGP01, **MGP02**  
 Brenker, F. E. .... **EXV23**  
 Breuer, M. .... **GDV01**  
 Brodscholl, A. .... **VUV06**, **VUP03**  
 Brost, E. .... *EEV03*, *EEP12*  
 Brottka, K. .... **VOP02**  
 Brueggen, M. .... **EXV06**  
 Buckup, K. .... **UIV21**  
 Buckup, M. .... UIV21  
 Buckup, P. .... UIV21  
 Budweg, M. .... SLP17  
 Büchel, G. .... UIV03, UIV06, UIV16  
 Büchner, J. .... **EXV30**  
 Bunes, H. .... VUV03, SMP09, VUP04  
 Burkhardt, H. .... EEV10, EEP09, EEP10  
 Busche, H. .... SLP21  
 Buske, M. .... **EXV21**  
 Buske, S. .... SMV05, SMV11, SMV18,  
 SMP04, SMP05, SMP06

### C

CALIXTO Group ..... SLV08, SLP19, SLP22  
 Carlsen, F. .... **SLP02**  
 Casten, U. .... GGP02, GGP06  
 Ceranna, L. .... **SLV18**, **SLP28**  
 Chambodut, A. .... EXV35  
 Christensen, U. .... EXV21, MAV02, **PLV08**  
 Cochard, A. .... SLV10  
 Commer, M. .... **VUV05**, VUP02  
 Comte, D. .... GDP05  
 Czerwek, D. .... UIV16

### D

Dachev, T. .... EXV38  
 Dahm, T. .... GDV08, SLV29, SLV31, *VUV04*,  
**SLP05**, SLP09, *VUP05*  
 Damm, V. .... MGP16  
 Danckwardt, E. .... **EEV08**, EEP13  
 Dearing, J. .... UIV09  
 Dehghani, G. A. .... **MGV03**, GDV17, MGV04,  
**MGP14**, **MGP15**  
 Delisle, G. .... **VEV01**  
 Demetrescu, C. .... GDV19  
 De Nil, D. .... **MGP04**  
 DESERT Group ..... GDP03, GDP04  
 De Wall, H. .... VUP06  
 Dietrich, K. .... SLV13  
 Dohmann, M. .... SLV18

Domsch, H. ....KOV03

## E

Ebbing, J. ....**GGP07**  
 Eberle, D. ....**UIV20**  
 Ehrhardt, A. ....**MGV03**  
 Eifel-Plume-Team .....SLP17  
 El-Kelani, R. ....GDP04  
 Ellsworth, W.L. ....SLV32  
 Emiroglu, S., ....**UIP02**  
 Endrun, B. ....**SLV13, SLV14, SLP13, SLP14**  
 Enns, A. ....**GDP06**  
 Erard, S. ....EXV41  
 Erzinger, J. ....PLV09

## F

Fahr, H.-J. ....**EXV17, EXP01**  
 Falcke, H. ....EXV09  
 Fassbinder, J. ....**KOV04**  
 Fedorova, T. ....GDV10  
 Fekete, N. ....**MGP06**  
 Fengler, H.-J. ....UIV03  
 Ferrando, P. ....EXP09  
 Ferreira, S. E. S. ....EXV27, EXP09, EXP11  
 Fertig, J. ....**MGV08**  
 Fichtner, H. ....EXV16, EXV25, EXV27, EXV46,  
 EXP02, EXP03, EXP09, EXP10,  
 EXP11  
 Fielitz, W. ....SLV09  
 Finck, F. ....SLV30, SMV03, SMV04  
 Fischer, K. D. ....**GDV16, SLV05**  
 Fischer, V. ....EEP15  
 Flaws, A. ....SLV10  
 Flueh, E. R. ....GDV18, **SLV16, SMP14,**  
**GDV05, MGP07, SLP09,**  
**SLP10, SLP11, SMP13**  
 Flury, J. ....**GDV21**  
 Flury, W. ....**EXV47**  
 Förster, M. ....**EXV37**  
 Forbriger, T. ....**SMV17, MGP03**  
 Franke, D. ....MGV08, **MGP08**  
 Frechen, M. ....MAV05  
 Fricke-Begemann, C. ....**EXV32**  
 Friederich, W. ....SLV19, SLV34, SMV17  
 Füllekrug, M. ....EXV33  
 Funke, S. ....**SLV19**

## G

Gabriel, B. ....UIV16  
 Gabriel, G. ....**VUV03**  
 Gadowski, S. ....UIV17  
 Gaedicke, C. ....GDP05  
 Gajewski, D. ....MGV03, MGV04, MGV05,  
**SMV15, SMV16, MGP14,**  
**SLP29, SMP01**  
 Garfunkel, Z. ....GDP03  
 Garnerero, E. ....SLP27  
 Gaw, V. ....MGP09  
 Geißler, W. ....SLV23 (VOV02), VOP05

Geletneky, J.W. ....**UIV03**  
 GEMME Working Group .....MGV04  
 Germaschewski, K. ....EXP03  
 Gerstermann, N. ....**SLP23**  
 Giese, B. ....**EXV40**  
 Giese, R. ....SMV18, SMP04, SMP05,  
**SMP10, SMP11**  
 Glassmeier, K. ....EXV15, EXV28  
 Goertz, A. ....SMV18, SMP04, SMP05  
 Götze, H.-J. ....**GGP01, GGP03, GGP04**  
 Gohl, K. ....MGV04  
 Golden, S. ....**EEV02, EEP15**  
 Goldman, M. ....EEV05, EEV06  
 Goltz, C. ....SLP10  
 Gombosi, T. ....EXV15  
 Gossler, J. ....**SLV16, SLP10, SLP11**  
 Gottschaldt, K.-D. ....**GDV03**  
 Gräsle, W. ....**KTV03, KTP03**  
 Grasse, T. ....SLV18  
 Grauer, R. ....EXV25, EXP03  
 Greenwald, R. ....EXV37  
 Griefmeier, J.-M. ....**EXV28**  
 Grinat, M. ....**EEV07, UIV10**  
 Grobys, J. ....MGV05  
 Grosse, C. ....SLV30, **SMV03, SMP04**  
 Grün, E. ....EXV12, EXP05  
 Grütznert, C. ....UIV15  
 Gude, M. ....UIV02  
 Günther, Th. ....**EEP03, VOP02**  
 Gutdeutsch, R. ....**SLV02**

## H

Haase, K. ....MGP15  
 Haberland, C. ....GDP04  
 Häder, D.-P. ....EXV38  
 Häusler, B. ....EXP05, EXP06  
 Häusler, M. ....EXV43  
 Hainzl, S. ....**SLV24 (VOV03)**  
 Hagedoorn, J. ....**GDP01**  
 Hagermann, A. ....**EXP05**  
 Hagfors, T. ....**EXV13**  
 Hambach, U. ....MAV05  
 Hanesch, M. ....UIV09  
 Hansen, K. ....EXV15  
 Hansen, U. ....GDV01, GDV04, GDV05,  
 GDV06, **MAV01, MAP01**  
 Hanstein, T. ....EEP08  
 Harder, H. ....GDV05, **MAV01, MAP01**  
 Harjes, H.-P. ....GDV15, SLV13, **SLV14, SMV10\*,**  
**KTP01\*, SLP13, SLP14**  
 Hartmann, C. ....**SLV30**  
 Hartmann, G. ....SLV18  
 Hatzes, A. ....EXV20  
 Hauck, C. ....**UIV01, UIV02, UIP01**  
 Hauser, F. ....SLV09  
 Heber, B. ....EXV27, EXP11, **EXP09**  
 Heibey, W. ....**EXV14**  
 Heide, K. ....VUP07  
 Heinbockel, R. ....**GDV17, MGP15**  
 Heinlein, D. ....EXV24  
 Heinrich, R. ....SLV27, SLP03

Heinse, R. .... **UIV15, UIP12**  
 Heit, B. .... **SLV15**  
 Helbert, J. .... **EXP13**  
 Helwig, S. L. .... **EEV04, EEV05, EEV06,**  
                   **VUV05, EEP08, EEP11,**  
                   **VUP02**  
 Hemmann, A. .... **SLV22 (VOV01),**  
                   **SLV23 (VOV02), SLP02**  
 Hendel, R. .... **GDV02, GDV03**  
 Hengel, M. .... **SLP23**  
 Henger, M. .... **SLV18**  
 Hergarten, S. .... **SLV26**  
 Hertrich, M. .... **EEV11**  
 Hesse, G. .... **UIV06**  
 Heuer, B. .... **VOP04, VOP05**  
 Heyde, I. .... **GGP04**  
 Hezel, D.C. .... **EXV23**  
 Hilchenbach, M. .... **EXV07**  
 Hinz, K. .... **MGP08**  
 Hock, S. .... **SLP21**  
 Höffner, J. .... **EXV32**  
 Hölz, S. .... **EEP09, EEP10**  
 Hördt, A. .... **VUV05, UIV07, EEP07**  
 Hofmann, Y. .... **SLV25 (VOV04)**  
 Holschneider, M. .... **SLV28**  
 Hübscher, C. .... **MGV03, MGV04,**  
                   **MGV05, MGP14**  
 Hühnerbach, V. .... **GDV18**  
 Huguen, C. .... **GDV18**  
 Hunfeld, U. .... **SLP23**

**I**

Ibs-von Seht, M. .... **SLP15, SLP16**  
 Igel, H. .... **SLV10, SLP26, SLP27**  
 Igel, J. .... **UIV14, UIV18\*, UIP07, UIP08, UIP09\***  
 Imre, B. .... **EXV42**  
 Ip, W.H. .... **EXP05**  
 Ismail-Zadeh, A. .... **GDV12, GDV19**

**J**

Jacobs, F. .... **EEV08, UIV18, EEP13, UIP09**  
 Jacoby, W. .... **GDV09, GDV10, VUV03**  
 Jahnke, G. .... **SLP27**  
 Jahr, T. .... **KTV01, SLV05, SLV25 (VOV04),**  
                   **GGP08, GGP09, VOP01**  
 James, M. .... **VUV01**  
 Jaroschek, C. .... **EXV29**  
 Jentzsch, G. .... **KTV01, UIV16, GGP09,**  
                   **SLP03, VOP01**  
 Jokat, W. .... **MGV09, MGP13**  
 Jorda, L. .... **EXP13**  
 Jordan, M. .... **SLP18**  
 Junge, A. .... **EEV02, EEP15, GDP07**  
 Just, A. .... **UIV18, EEP04, EEP13, UIP09**

**K**

Kafri, U. .... **EEV06**  
 Kaiser, D. .... **SLV02**  
 Kalscheuer, T. .... **VUP02**

Kaschwich, T. .... **SMP01**  
 Kaselow, A. .... **SMV01, SMP08**  
 Kasilar, A. .... **SMV05**  
 Keller, H.-U. .... **EXP12**  
 Kemna, A. .... **EEV12, EEP14, UIP04**  
 Kempf, S. .... **EXV12**  
 Kennett, B.L.N. .... **SLV21**  
 Kern, H. .... **SMV01, SMP08**  
 Kessls, W. .... **KTV03, KTP03**  
 Kesten, D. .... **GDP03**  
 Kind, R. .... **SLV11, SLV15, SLV35**  
 Kirsch, R. .... **KOV02**  
 Kissmann, R. .... **EXV27, EXP11**  
 Kistler, L. .... **EXV36**  
 Klaeschen, D. .... **GDP05, MGP09, MGP11**  
 Klauke, I. .... **GDV18, MGP12**  
 Klecker, B. .... **EXV36**  
 Kleimann, J. .... **EXV25, EXP03**  
 Klein, G. .... **MGP03**  
 Kliem, B. .... **EXV03, EXP08**  
 Klinge, K. .... **SLV03, SLP07, SLP16, VOP04**  
 Klinkmann, W. .... **EXV18**  
 Klippel, O. .... **SMV07, SLP06**  
 Klose, C. .... **SMP05, SMP10**  
 Knapmeyer, M. .... **SLP25, EXV22**  
 Kneisel, C. .... **UIV02**  
 Knollenberg, J. .... **EXP13**  
 Koch, O. .... **EEV04, EEP11**  
 Köhler, U. .... **EXV24**  
 Köhler, W. .... **EXV34**  
 König, M. .... **MGV09, MGP13**  
 Köppen, K.-H. .... **UIV16**  
 Kopp, A. .... **EXV25, EXP03**  
 Kopp, H. .... **SLV16, GDP05, SLP11**  
 Kopsch, C. .... **MGV09**  
 Korn, M. .... **SLP21**  
 Korotkii, A. .... **GDV12**  
 Korth, A. .... **EXP12**  
 Kracke, D. .... **SLV27, SLP03**  
 Krause, Y. .... **UIV18, EEP04, UIP09**  
 Kravtsov, Yu. A. .... **SMV05**  
 Krawczyk, C. .... **SMP12, SMP13**  
 Kreutzmann, A. .... **GDP07**  
 Kroner, C. .... **SLV05, GGP08, GGP09**  
 Krueger, F. .... **SLV20**  
 Krüger, H. .... **EXV12, EXV11**  
 Krueger, O.S. .... **SMP07**  
 KTB Science Team .... **PLV09**  
 Kühn, D. .... **GDV08**  
 Kühne, K. .... **VEV04**  
 Kühnicke, H. .... **UIV18, UIP09**  
 Kührt, E. .... **EXV44**  
 Kümpel, H.-J. .... **PLV09**  
 Küperkoch, L. .... **SMV10, KTP01**  
 Kugler, S. .... **MGP03**  
 Kukowski, N. .... **MGV05**  
 Kulenkampff, J. .... **KTV02, KTP04**  
 Kunow, H. .... **EXP09**  
 Kurz, G. .... **UIV14, UIV18\*, UIP07, UIP08, UIP09\***  
 Kurz, J. .... **SMV03, SMV04, VOP01**  
 Kutzner, C. .... **MAV02, MAV03**

**L**

Laitinen, T. ....EXP02  
 Landerer, F. ....SMV18, SMV19, SMP04, SMP05  
 Landes, M. ....SLV09  
 Lange, G. ....UIV20  
 Lange, J. ....**EEV05**, EEP08  
 Lauche, H. ....EXP12  
 Lebert, M. ....EXV38  
 Leonardi, S. ....**VUV02**  
 Lerche, I. ....EXV46  
 Lindner, H. ....SMV14, UIV19  
 Lindner, U. ....*UIV18*, *UIP09*  
 Li, X. ....**SLV11**  
 Liu, H. ....EXV34  
 Loddock, A. ....**GDV06**  
 Loesel, G. ....KOV03  
 Lorenz, K. ....**KOV01**  
 Lübken, F.-J. ....**EXV31**, EXV32  
 Lück, E. ....**UIV13**, UIP11  
 Lühr, H. ....**EXV34**, EXV35  
 Lüth, S. ....SMP06, SMP12, SMP13

**M**

Maercklin, N. ....**GDP04**  
 Malin, P. ....SLV32  
 Malischewsky, P. G. ....**SLV17**  
 Manda, M. ....EXV35  
 Mann, G. ....**EXV02**, EXV04  
 Manthei, G. ....**SMV08**  
 Marczewski, W. ....UIV17  
 Marouf, E. ....EXP05  
 Marquart, G. ....GDP07  
 MaRS Team .....EXV43  
 Marsch, E. ....**EXV05**, **EXP04**  
 Martin, M. ....GDV19, **SLV08**, SLP19, **SLP22**  
 Martinec, Z. ....GDP01, **GDP02**  
 Masson, D. ....GDV18  
 Maul, A.-A. ....**VEV05**  
 McIntosh, K.D. ....MGP07  
 Mechie, J. ....SMP12, SMP13  
 Meidow, H. ....**SLP24**  
 Meier, T. ....**GDV15**, SLV13, *SLV14*, UIV19,  
*SLP13*, SLP14, SLP28  
 Metz, T. ....**SLP26**  
 Meyer, H. ....MGV08, MGP05, MGP08  
 Mielitz, S. ....SMP10, SMP11  
 Mihalfy, P. ....**GDV11**  
 Miksat, J. ....**SLV33**  
 Miller, H. ....MGV09  
 Mittag, R. ....**SLP01**  
 Mohnke, O. ....UIV08, **EEP05**  
 Mojid, M. ....EEP14  
 Molenda, R. ....UIV02  
 Moragas-Klostermeyer, G. ....EXV12  
 Morgenstern, A. ....**UIV05**  
 Moriya, H. ....SMV08  
 Morley, T. ....EXP05  
 Motschmann, U. ....EXV44, EXV28  
 Müllemann, A. ....EXV32  
 Müller, B. ....GDV19

Müller, C. ....**MGV07**, MGP05  
 Müller, Cf. ....**SMV18**, SMP04, **SMP05**  
 Müller, K. ....**GDV07**, VUV01  
 Müller, M. ....**UIV08**, UIP05, UIP06  
 Müller, T. ....SMV05  
 Müller, T.M. ....SMV02  
 Mueller-Mellin, R. ....EXP09  
 Münch, H.-M. ....**EEP14**

**N**

Nasdala, L. ....EXV23  
 Neben, S. ....MGV07, MGP05, **MGP16**  
 Netzeband, G. ....MGV05  
 Neubauer, F. M. EXV14, EXV45, EXP05, EXP07  
 Neukum, G. ....EXV24  
 Neumayer, J. ....**GDV20**  
 Neunhöfer, H. ....**SLV22 (VOV01)**  
 Nissen-Meyer, T. ....SLP27  
 Noell, U. ....**EEV03**, EEV07, **EEP12**  
 Nurcaya, B. ....*VUV06*, *VUP03*

**O**

Oberst, J. ....**EXV24**, **EXV39**, EXV22  
 Olson, P. ....MAV03  
 Oswald, M. ....**EXV48**, EXV49  
 Oth, A. ....SLP22  
 Ott, N. ....**GDV14**  
 Otto, P. ....SMP10, SMP11  
 Oye, V. ....**SLV32**

**P**

Pätzold, J. ....MGV04  
 Pätzold, M. ....**EXV43**, EXV45, EXP05,  
**EXP06**, EXP10  
 Paizis, C. ....EXP09  
 Palme, H. ....EXV23  
 Papenberg, C. ....**MGP11**  
 Parotidis, M. ....**VOP03**  
 Paschmann, G. ....EXV37, EXV36  
 Patzig, R. ....SLP29  
 Perez-Gussinye, M. ....MGV01  
 Perk, M. ....**UIV07**  
 Petersen, J. ....MGP11  
 Petersen, N. ....UIP02  
 Petzold, G. ....EEV08  
 Phipps Morgan, J. ....MGV01, SLP05  
 Pinkerton, H. ....VUV01  
 Planert, L. ....SMP14  
 Plenefisch, T. ....*SLV03*, *SLP07*, **SLP15**,  
 SLP16, **VOP04**  
 Polom, U. ....**SMP11**  
 Posner, A. ....**EXV26**, EXP09  
 Potgieter, M. S. P. ....EXP09  
 Pretzschner, C. ....SMV14, UIV19  
 Prodehl, C. ....**SLV09**  
 Pucher, R. ....VUP06, VUV03  
 Puhl-Quinn, P. ....EXV37, EXV36

## Q

Qabbani, I. ....GDP04  
 Quinn, J. M. ....EXV37

## R

Rabbel, W. ....PLV09, **SMV19**, MGP04  
 Radic, T. ....**EEV14**  
 Raileanu, V. ....SLV09  
 Ranero, C.R. ..GDV18, MGV01, MGP07, MGP09  
 Rapp, M. ....EXV31  
 Rauer, H. ....EXP13  
 Raviart, A. ....EXP09  
 Reichert, C. ....SMP12, SMP13  
 Reinders, J. ....**MAV05**, **UIV09**  
 Reitmayr, G. ....**GGP05**  
 Reme, H. ....EXV36  
 Reston, T. ....MGV01, SMP14, MGP06, **MGP09**  
 Rey García, D. ....UIP02  
 Richter, I. ....**UIV19**  
 Richter, P. ....EXV38  
 Rickmann, H. ....EXP05  
 Ridley, A. ....EXV15  
 Riedel, C. ....**SLV29**  
 Rietveld, M. T. ....EXV13  
 Rifai, H. ....*KTV03*, *KTP03*  
 Ringelhan, A. ....EEV07  
 Rische, M. ....*SLV14*, *SLP13*, **SLP14**  
 Ritter, J.R.R. ....SLP18, SLP22, VEV02  
 Rivalta, E. ....**VUV04**, **VUP05**  
 Röttger, B. ....KOV03  
 Röttger, J. ....EXV13  
 Rolf, C. ....**VUP06**  
 Roßberg, R. ....EEP15  
 Roth, M. ....SLV32  
 Rother, M. ....EXV34  
 Rothert, E. ....**SMV11**, VOP03  
 Rücker, C. ....**EEV13**  
 Ruedas, T. ....**GDP07**  
 Rümpker, G. ....GDP04  
 Ryberg, T. ....GDP03, GDP04

## S

Saenger, E.H. ....**SMP02**, SMP03 **SMP07**  
 Sahlng, H. ....GDV18  
 Sari, G. ....EXP09  
 Sauer, A. ....UIP07  
 Sauer, J. ....*EEV03*, KOV03, UIV10, *EEP12*  
 Sauter, M. ....KTV01  
 Schäbitz, F. ....UIP11  
 Schenk, A. ....EEV10  
 Scherbaum, F. ....GDP04, UIP11  
 Scherer, K. ....EXV17, **EXP01**  
 Scherer, K. ....EXV16  
 Schicht, T. ....*UIV18*, *UIP09*  
 Schikowsky, P. ...MGV06, UIV15, MGP10, UIP12  
 Schlickeiser, R. ....EXP10  
 Schlittenhardt, J. ....**SLP08**  
 Schmalholz, J. ....UIV08, UIV12, **UIP04**,  
**UIP05**, **UIP06**

Schmeling, H. ....GDV07, GDV11, GDP06,  
 GDP07  
 Schmitt, J. E. ....**EXV45**, EXP05  
 Schmidt, S. ....GGP04  
 Schmucker, U. ....**EEV01**  
 Schnabel, M. ....SLP10  
 Scholer, M. ....**EXV29**  
 Scholl, C. ....EEV04, EEV05, **EEV06**,  
 EEP07, EEP11  
 Schopper, J. ....**SMV09**  
 Schreckenberger, B. ....GGP04  
 Schreiber, U. ....SLV10  
 Schröer, K. ....**UIV17**  
 Schuck, A. ....*UIV18*, *UIP09*  
 Schulz, R. ....*UIV14*, *UIV18\**, VUV03,  
 UIP07, *UIP08*, *UIP09\**  
 Schulze, A. ....GDP03, GDP04  
 Schulze, E. ....*UIV18*, *UIP09*  
 Schuricht, R. ....KOV03  
 Schwabe, J. ....UIV15  
 Schwandt, A. ....*UIV18*, *UIP09*  
 Schwarte, J. ....**EXV35**  
 Schwarzbach, C. ....**EEV09**  
 Schweitzer, J. ....SLV20, **SLV21**, VEV02  
 Sedlmayr, E. ....**EXV10**  
 Seiferlin, K. ....UIV17  
 Senitz, S. ....**UIV16**  
 Serfling, U. ....**VUV07**, **VUP01**  
 Shapiro, S.A. ....SMV11, **SMV01**, SMV02,  
 SMV05 **SMP08**, SMP06,  
 SMP07, VOP03, PLV09  
 Sick, C.M.A. ....**SMV02**  
 Sidorenko, I. ....EXV29  
 Siemon, B. ....*EEV03*, *EEP12*  
 Silin, I. ....**EXV30**  
 Silver, E.A. ....MGP07  
 Snopek, K. ....**GGP06**  
 Sodoudi, F. ....**SLP12**  
 Sokolov, V. Yu. ....SLV33  
 Solanki, S. K. ....**PLV06**  
 Spangenberg, E. ....*KTV02*, UIV13, *KTP04*  
 Spiess, V. ....MGP06  
 Spitzer, K. ....EEP03, VOP02  
 SPOC Research Group .....SMP12, SMP13  
 Spohn, T. ....EXV22, UIV17  
 Srama, R. ....**EXV12**  
 Staackmann, M. ....GGP06  
 Stadelmann, A. ....EXV15  
 Stadler, C. ....**GGP02**  
 Stäbler, S. ....SLP19  
 Stammeler, K. ....*SLV03*, **SLP04**, *SLP07*  
 Stanek, K.-P. ....VOP02  
 Stange, St. ....**SMV12**, **SLP30**  
 Stanzel, C. ....**EXP07**  
 Stavrakakis, G. ....*SLV14*, *SLP13*  
 Stawicki, O. ....**EXV46**, EXV16, **EXP10**  
 Stegman, D. ....GDV03  
 Stein, C. ....**GDV04**  
 Steinberger, B. ....GDV11  
 Steinhau, D. ....UIV03  
 Stemmer, K. ....**GDV05**  
 Stettler, E. ....UIV20

Stiller, M. ....GDP03, **SMP12**, SMP13  
 Stoffregen, H. .... **UIV12**, UIP04, UIP06  
 Stoll, D. ....SLP30  
 Storz, W. ....UIP12  
 Strassmeier, K. G. ....**EXV01**  
 Streb, C. ....**EXV38**  
 Streckler, M. ....UIP11  
 Strehl, S. ....UIP04  
 Streich, R. ....UIP11  
 Stubenrauch, A. ....MGP09  
 Suckow, A. ....*EEV03*, *EEV07*, **UIV04**, *EEP12*  
 Südekum, W. ....UIV10, UIP07  
 SVEKALAPKO Seismic Tomography Working  
 Group .....SLV19

### T

Täumer, K. ....UIV12  
 Tenzer, H. ....SMV13  
 Tessensohn, F. ....MGP16  
 Tezkan, B. ....*EEV05*, *EEV06*, *UIV07*,  
*VUV05*, *EEP06*, *VUP02*  
 Thiemer, M. ....**EEP06**  
 Thierer, P. O. ....**SLV16**, **SLP11**  
 Thoma, H. ....*SMV07*, *SLP06*  
 Thomas, N. ....EXP05  
 Thomas, R. ....**UIP10**  
 Thomsen, S. ....GGP02  
 Thorwart, M. ....**SLV31**, SLP09  
 Tillmann, A. ....**EEV12**  
 Tilmann, F. ....*SLV16*, SMP14, SLP05,  
 SLP10, *SLP11*  
 Titov, D. ....EXV41  
 Tittel, B. ....**SLV04**  
 Török, T. ....EXP08  
 Torbert, R. B. ....EXV37  
 Treml, M.W. ....**SLP27**  
 Treumann, R. A. ....EXV29  
 Tsepelev, I. ....GDV12  
 Tsurutani, B. ....EXP05  
 Tu, C.Y. ....EXV05, EXP04  
 Tuch, A. ....*UIV18*, *EEP04*, *UIP09*

### V

Vainio, R. ....EXP02  
 Vaith, H. ....EXV37  
 Vanelle, C. ....SMV15, **SMV16**  
 VeRa Team .....EXP06  
 Verweerd, A. ....EEV12  
 Vocks, C. ....EXV04  
 Vogt, J. ....**EXV15**  
 Voigt, R. ....EEV08  
 von Kienlin, A. ....**EXV08**, **EXP14**

### W

Wagner, M. ....MGV05  
 Wagner, N. ....**VUP07**  
 Wagner, U. ....*UIV01*, *UIP01*  
 Walker, I. ....MGP09  
 Wallner, H. ....GDV10, VUV03

Walther, A. ....**GGP08**  
 Walzer, U. ....**GDV02**, GDV03  
 Wang, L.H. ....EXP04  
 Wang, P. ....SLP04  
 Weber, M. ....**GDV13**, GDP04, SLP17  
 Webers, W. A. ....**MAV04**  
 Wegener, P. ....EXV48, EXV49  
 Wegler, U. ....**SMV06**  
 Weidle, C. ....**SLV07**  
 Weidler, R. ....SMV13  
 Weihnacht, B. ....**UIV11**  
 Weiler, M. ....**EXP13**  
 Weinrebe, W. ....**GDV18**, SMP14, **MGP12**  
 Wennmacher, A. ....EXP05  
 Wenzel, F. ....GDV19, SLV06, SLV08, SLV33,  
*SMV01*, SLP19, SLP20, *SMP08*,  
 Werner, S. ....**EXV41**, **EXP12**  
 Weßling, S. ....GDV01  
 Wibberenz, G. ....EXP09  
 Wicht, J. ....**MAV03**  
 Widiyantoro, S. ....SLV07  
 Wiedemann, C. ....EXV48, **EXV49**  
 Wiederhold, H. ....VUV03, VUP04  
 Wienecke, S. ....**GGP03**  
 Wigger, P. ....SMP06, SMP12, **SMP13**  
 Wilhelm, H. ....SLV30  
 Wimmer-Schweingruber, R. ....**EXV19**  
 Wirth, W. ....**SLV06**  
 Wittwer, A. ....SLP09  
 Wölbern, I. ....**SLV12**  
 Wolf, D. ....GDP01, GDP02  
 Wonik, T. ....*EEV07*, *VUV03*, *VUP04*  
 Woyde, M. ....**SMV14**  
 Wu, X. ....**EEP02**

### Y

Yaramanci, U. ....*EEV11*, *UIV08*, *UIV12*, *EEP05*,  
*UIP04*, *UIP05*, *UIP06*  
 Yoon, M. ....**SMP06**  
 Yuan, X. ....**SLV35**  
 Yuan, Y. ....SLV15

### Z

Zieger, B. ....EXV15  
 Ziegler, G. ....UIV16  
 Ziekur, R. ....KOV03  
 Zimmermann, E. ....EEP14  
 Zöllner, G. ....**SLV28**  
 Zöllner, L. ....MAV05  
 Zöllner, H. ....**MGV06**, **MGP10**



## Abstracts zu Vortrag und Poster

Hier finden Sie die Liste aller Abstracts, die ein Poster zum Vortrag beinhalten. Das Abstract zum Poster (erster Code) finden Sie beim zugehörigen Vortrag (zweiter Code).

Brost, E., Binot, F., Noell, U., Sauer, J., Suckow, A. (GGA-Institut), Siemon, B. (BGR): Eine Süßwasserlinse im Wattenmeer – **EEP12 – EEV03**

Küperkoch, L., Bohnhoff, M., Harjes, H.-P. (Bochum): Source Parameters from Fluid Injection Induced Microearthquakes at the KTB – **KTP01 – SMV10**

Gräsle, W., Kessls, W., Rifai, H. (Hannover, Leibniz Institute for Applied Geosciences (GGA)): A new flow-log technique suitable for small flow rates tested in the 4000 m pilot borehole of the KTB – **KTP03 – KTV03**

Kulenkampff, J., Spangenberg, E. (Geoforschungszentrum Potsdam): Gesteinsphysikalische Charakterisierung gashydrathaltiger Sedimente – **KTP04 – KTV02**

Harder, H., Hansen, U. (Münster): Eine Finite Volumen Methode zur numerischen Lösung des Dynamoproblems – **MAP01 – MAV01**

Thoma, H., Klippel, O. (K-UTEC GmbH): Beitrag der Seismologie zur Erkennung und Abschätzung von Gefährdungsmomenten im Salzbergbau – **SLP06 – SMV07**

Klinge, K., Stammler, K., Plenefisch, T. (SZGRF Erlangen): Lokalisierung und Herdparameter-Bestimmung seismischer Ereignisse am SZGRF unter Einbeziehung von Wellenformdaten verschiedener Stationsnetze – **SLP07 – SLV03**

Thierer, P. O., Tilmann, F., Flueh, E. R., Kopp, H., Gossler, J. (Kiel, Geomar): Seismologische Untersuchungen des zentralen chilenischen Kontinentrandes – **SLP11 – SLV16**

Bohnhoff, M. (Bochum), Rische, M., Meier, T., Becker, D., Endrun, B. (Bochum), Stavarakakis, G. (Athen), Harjes, H.-P. (Bochum): Monitoring seismicity at the volcanic arc of the Hellenic subduction zone using a combined broadband/short period temporary seismic network on the Cyclades (CYC-NET) – **SLP13 – SLV14**

Shapiro, S.A. (FU Berlin, Fachrichtung Geophysik), Kaselow, A. (Fu Berlin, Fachrichtung Geophysik), Wenzel, F. (Univ. Karlsruhe, Geophysikalisches Institut), Kern, H. (Univ. Kiel, Institut für Geowissenschaften): On the pressure dependent elasticity of fractured and porous rocks – **SMP08 – SMV01**

Wagner, U., Hauck, C. (Karlsruhe): Combining and interpreting geoelectric and seismic tomographies in permafrost studies using fuzzy logic – **UIP01 – UIV01**

Igel, J., Kurz, G., Schulz, R. (GGA-Institut, Hannover): Erkundung von Problemzonen im Salinar mit dem Georadar – **UIP08 – UIV14**

Jacobs, F., Just, A., Krause, Y., Tuch, A., Schuck, A. (Leipzig), Schulz, R., Kurz, G., Igel, J. (Hannover), Lindner, U., Schicht, T. (Sondershausen), Schwandt, A. (Erfurt), Kühnicke, H., Schulze, E. (Dresden): Geophysikalische Erkundung als Beitrag zur Bewertung der Langzeitsicherheit von Endlagern und Untertagedeponien – **UIP09 – UIV18**

Serfling, U. (Leipzig): Registrierung von elektrischen Feldern am Vulkan Merapi und am Geophysikalischen Observatorium Collm. Methodik, Ergebnisse, Vergleiche. – **VUP01 – VUV07**

Nurcaya, B. (UGM, Jogjakarta), Brodsholl, A. (VSI, Bandung): BB-Seismograms from external and internal events of Mt. Merapi show unique pattern in time-frequency domain derived by the Continuous Wavelet Transformation – **VUP03 – VUV06**

Rivalta, E., Dahm, T. (Institut für Geophysik, Universität Hamburg): Dike emplacement in fractured media – **VUP05 – VUV04**

**Notizen**



## Notizen

## Anfahrt zur Tagung

### Öffentliche Verkehrsmittel vom Bahnhof:

**Jena-Paradies:** Linie 1 (Zwätzen) bis Holzmarkt, Umsteigen in Linie 5 (Ernst-Abbe-Platz) bis Endhaltestelle.

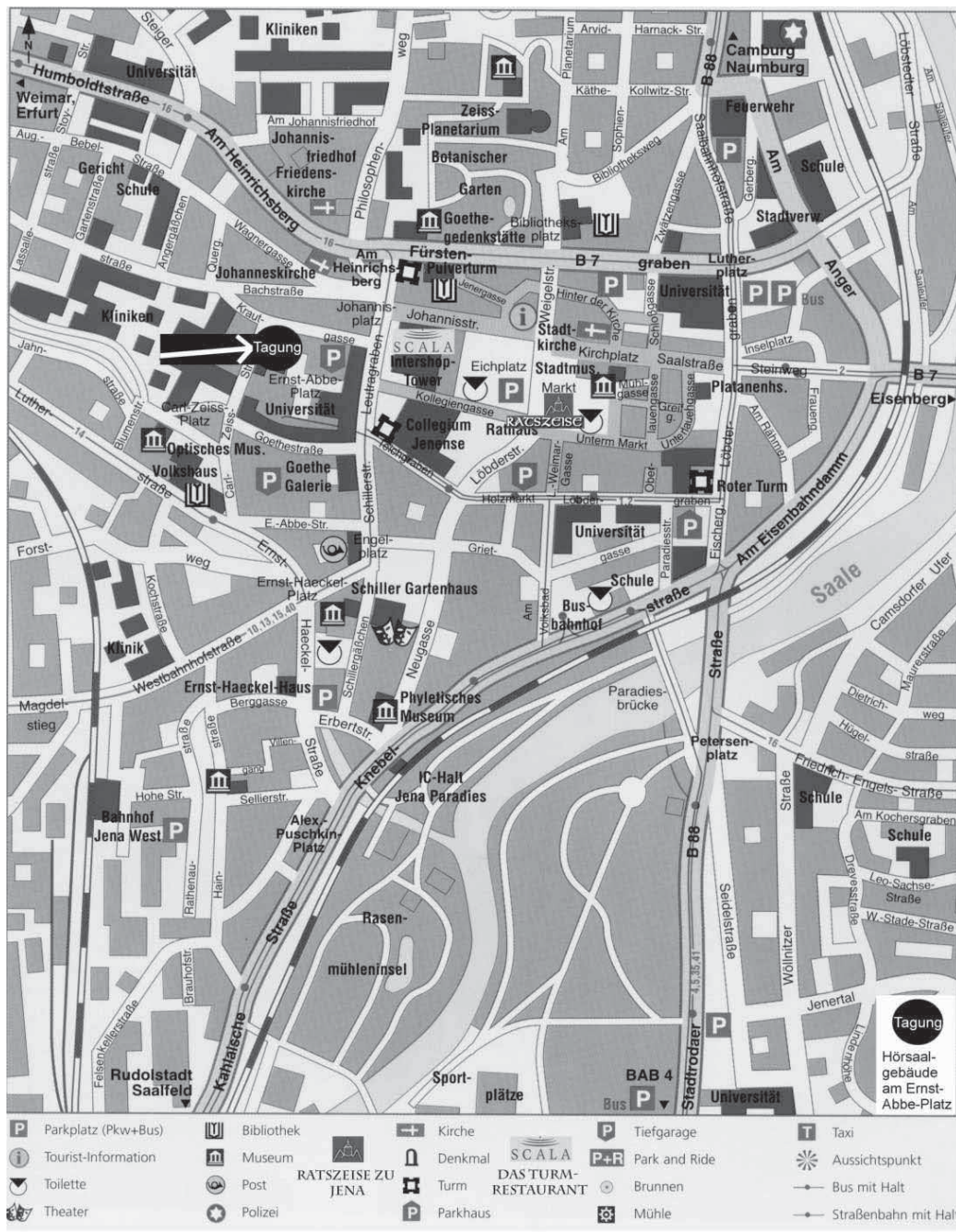
**Jena-West:** Linie 15 (Rautal) bis Holzmarkt (2 Haltestellen), Umsteigen in Linie 5 (Ernst-Abbe-Platz) bis Endhaltestelle.

### Anfahrt mit dem Auto:

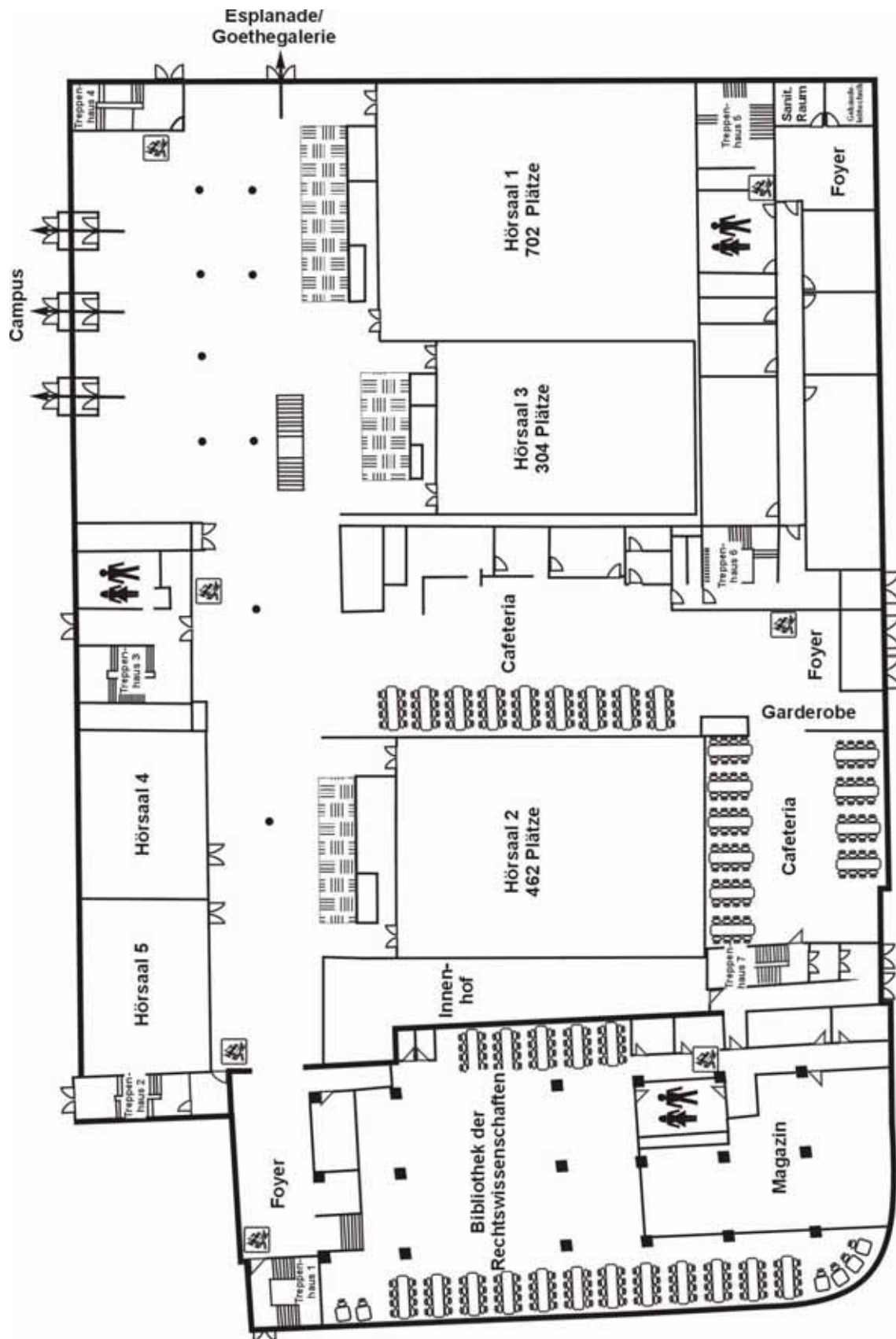
**Von der A4:** Bis Abfahrt Jena-Lobeda, nach links Richtung Zentrum (6 km), unter dem Bahndamm geradeaus durch und dann sofort links (der Straßenbahnlinie folgend), bis ans Ende der Straße, an der Ampel rechts (über die Tramschiene weg), nächste Straße links (100m), links ins Parkhaus (Krautgasse).

**Von der B7 aus Weimar kommend:** Bis Zentrum, am Pulverturm rechts, vor dem Jenoptik-Hochhaus rechts, links ins Parkhaus (Krautgasse).

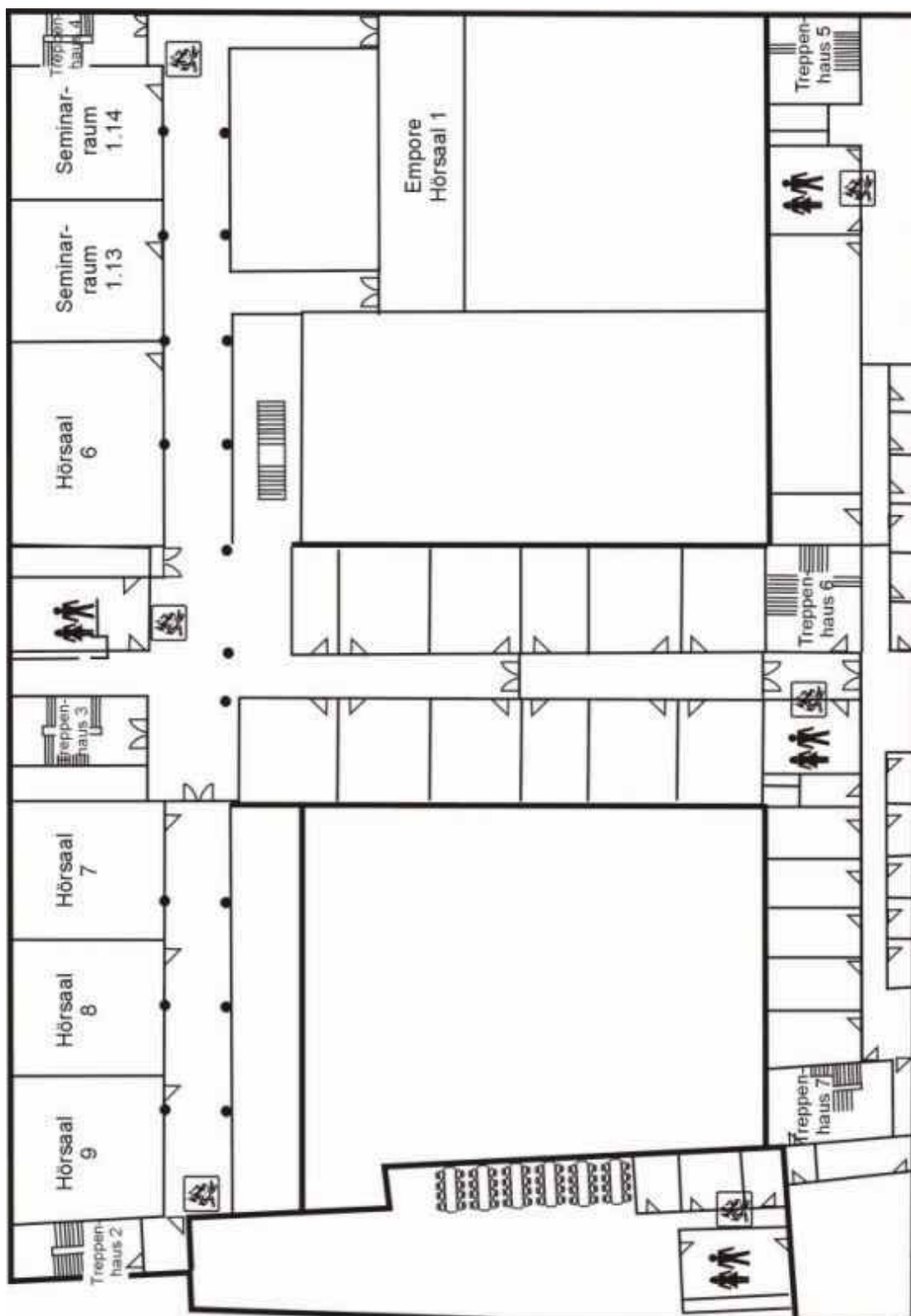
**Von der B7 von der A9 kommend:** Bis Zentrum, Richtung Weimar auf der B7 bleiben, nach dem Botanischen Garten (rechterhand) an der 1. Ampel links, vor dem Jenoptik-Hochhaus rechts, links ins Parkhaus (Krautgasse).



Raumplan Erdgeschoß vom Tagungsgebäude am Ernst-Abbe-Platz



Raumplan Obergeschoß vom Tagungsgebäude am Ernst-Abbe-Platz







## Entwicklung und Fertigung von

- Strichplatten
- Beleuchtungssystemen
- Mechanischen Komponenten
- Sondermikroskopen
- Mikroskopumbauten sowie
- Schulungen und Seminare

### **Standardproduktpalette:**

- Auf- und Durchlichtmikroskope für Ausbildung , Routine und Forschung
- für alle Kontrastverfahren**
- *Stereomikroskope* und Messmikroskope
- Videomikroskope, Videomeßsysteme
- Mikroskopkomponenten
- *Mikroskopbeleuchtungen*
- Ergonomische Komponenten
- Endoskope
- Analoge und digitale Videosysteme
- Bildarchivierung, **Bildanalyse**
- PC-Hardware und Objektive
- Mikrotome

## OptoSys

Optische Komponenten und  
Systemlösungen GmbH

Robert-Bosch-Straße 7  
64293 Darmstadt

Tel:+49 6151 44329

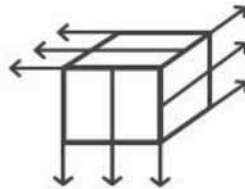
Tel:+49 3641 472295 in Jena

Fax:+49 6151 426643

[www.opto-sys.de](http://www.opto-sys.de)

[optosys.co@t-online.de](mailto:optosys.co@t-online.de)

## Geotomographie



Geotomographie was established 1999 in Neuwied/Germany. Longterm experiences using geotomographic methods, substantial qualifications and the advantage as a small consultant company were only three reasons offering geotomographic methods and equipment to our clients.

This includes:

- Sparker systems (P/S)
- Hydrophone strings
- Borehole geophones
- Borehole electrodes

The company is specialised in tomography, i.e. seismic and electric tomography - to offer an almost comprehensive service to detect subsurface structures and delineate subsurface flow phenomena.

Geotomographie offers own 1D, 2D and 3D geoelectrical inversion software.

Am Tonnenberg 18, D - 56567 Neuwied, Germany

Phone: + 49 (0) 2631 778135 Fax: + 49 (0) 2631 778136

e-mail: [geotomo@t-online.de](mailto:geotomo@t-online.de)

Web Site: [www.geotomographie.de](http://www.geotomographie.de)

Contact: Thomas Fechner