



Statusseminar Meeresforschung mit FS SONNE 14. – 15. Februar 2017 in Oldenburg

Tagungsband

**Statusseminar Meeresforschung mit FS SONNE
14. – 15. Februar 2017 in Oldenburg**

Tagungsband

Bibliografische Information der Deutschen Nationalbibliothek.
Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der
Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte Bibliografische Daten
sind im Internet über <http://dnb.d-nb.de> abrufbar.

Für den Inhalt der einzelnen Beiträge tragen die Autoren die Verantwortung.

Alle Vorhaben, zu denen im vorliegenden Band Beiträge veröffentlicht sind,
werden im Programm „Schifffahrt und Meerestechnik für das 21. Jahrhundert“
des Bundesministeriums für Wirtschaft und Technologie gefördert.

Herausgeber
und Vertrieb: Forschungszentrum Jülich GmbH
Zentralbibliothek, Verlag
52425 Jülich
Tel.: +49 2461 61-5368
Fax: +49 2461 61-6103
E-Mail: zb-publikation@fz-juelich.de
www.fz-juelich.de/zb

Satz und Layout: Projektträger Jülich

Druck: Grafische Medien, Forschungszentrum Jülich GmbH

Copyright: Projektträger Jülich

Schriftenreihe Projektträger Jülich Band 9

ISBN 978-3-95806-207-8

Vollständig frei verfügbar über das Publikationsportal des Forschungszentrums Jülich (JuSER)
unter www.fz-juelich.de/zb/openaccess.

Impressum

Herausgeber

Forschungszentrum Jülich GmbH
Projektträger Jülich – Geschäftsbereich MGS1
52425 Jülich

Redaktion

Dr. Doreen Rößler
Dr. Susanne Fretzdorff

Satz und Layout

Projektträger Jülich

Bildnachweis

FS Sonne, Foto: Thomas Walter

Bezugsadresse:

Forschungszentrum Jülich GmbH
Projektträger Jülich - Geschäftsbereich MGS1
Schweriner Straße 44
18069 Rostock

Druck

Forschungszentrum Jülich GmbH
Grafische Medien

Hinweis:

Für den Inhalt und die Bildrechte der Beiträge sind die Verfasser verantwortlich.

Inhaltsverzeichnis

I. Tagungsprogramm	9
II. Tagungsbeiträge	21
1. Vorträge	21
1.1 SO237, SO240	21
1.2 SO239, SO242 (Joint Programming Initiative Healthy and Productive Seas and Oceans)	35
1.3 SO241, SO243, SO244	45
1.4 SO245	57
1.5 SO246, SO247, SO248	65
1.6 SO249, SO250	85
1.7 SO251, SO252	97
2. Poster	107
III. Autorenverzeichnis	183
IV. FS Sonne-Fahrten	191



I. Tagungsprogramm

Tagungsprogramm Statusseminar

Meeresforschung mit FS SONNE 2017

Dienstag, 14.02.2017

- ab 08.00 Uhr Registrierung
- ab 09.00 Uhr Eröffnung und Begrüßung
- ab 09.30 Uhr Vortragsprogramm

Vorträge: SO237, SO240

09.30 – 10.15 Uhr **SO237**
Vema-TRANSIT – Bathymetry of the Vema-Fracture Zone and Puerto Rico Trench and Abyssal Atlantic Biodiversity Study
A. Brandt¹, C. Devey², H. Arndt³, P. M. Arbizu⁴, T. Riehl¹, S. Bober¹, C. Schmidt¹, A. Schönle³, N. Heitland¹ (¹Universität Hamburg, ²Geomar Kiel, ³Universität Köln, ⁴DZMB Wilhelmshaven)

10.15 – 11.00 Uhr **SO240**
Niedrig-thermale Fluidzirkulation an Seamounts und Störungszonen in 20 Mio. Jahre alter ozeanischer Kruste: Ergebnisse der Expedition SO240 – FLUM
T. Kuhn¹, C. Heller¹, S. Kasten², A. Koschinsky³, G. Versteegh^{2,3}, H. Villinger⁴, (¹BGR Hannover, ²AWI Bremerhaven, ³Jacobs University Bremen, ⁴Universität Bremen)

11.00 – 11.15 Uhr **Kaffeepause**

Vorträge: JPIO: SO239 und SO242

11.15 – 12.45 Uhr **JPIO: SO239 und SO242**
JPIO Pilot Action MiningImpact – Resultate von SO239 und SO242
K. Hamann¹, M. Haeckel¹, P. Martínez Arbizu², J. Greiner¹, A. Boetius³ und Projektpartner (¹GEOMAR Kiel, ²DZMB Wilhelmshaven, ³MPI Bremen)

12.45 – 14.00 Uhr **Mittagspause**

Vorträge: SO241, SO243, SO244

14.00 – 14.45 Uhr **SO241**

Rifting under steam - How rift magmatism triggers methane venting from sedimentary basins

C. Berndt¹, C. Hensen¹, C. Mortera-Gutierrez², S. Sarkar¹, S. Geilert¹, M. Schmidt¹, V. Liebetrau¹, R. Kipfer^{3,4}, F. Scholz¹, M. Doll⁵, S. Muff¹, J. Karstens¹, S. Planke⁶, S. Petersen¹, C. Böttner¹, W.-C. Chi⁷, M. Moser¹, R. Behrendt¹, A. Fiskal¹, M. A. Lever⁴, C.-C. Su⁸, L. Deng⁴, M.S. Brennwald³, D. Lizarralde⁹ (¹GEOMAR Kiel, ²Universidad Nacional Autónoma de México, ^{3,4}ETH Zürich, ⁵Universität Bremen, ⁶Volcanic Basin Petroleum Research AS Norway, ⁷Academia Sinica Taiwan, ⁸National Taiwan University Taiwan, ⁹Woods Hole Oceanographic Institution USA)

Fluid geochemistry of cold seeps and hydrothermal vents in the Guaymas Basin, Gulf of California

S. Geilert¹, F. Scholz¹, M. Schmidt¹, V. Liebetrau¹, R. S. Sarkar¹, M. Doll², C. Hensen¹ (¹GEOMAR Kiel, ²Universität Bremen)

14.45 – 15.30 Uhr

SO243

SO243 – ASTRA-OMZ: Atmosphäre-Ozean-Wechselwirkung von Spurenelementen in der Sauerstoffminimumzone

C. Marandino, T. Steinhoff and the scientific team of SO243 (GEOMAR Kiel)

15.30 – 16.15 Uhr

SO244

SO244 GeoSEA: Geodetic Earthquake Observatory on the Seafloor

K. Hannemann¹, H. Kopp¹, D. Lange¹, F. Petersen¹, I. Klauke¹, J. Geersen¹, J. Behrmann¹, S. Barrientos² (¹GEOMAR Kiel, ²Universidad de Chile)

16.15 – 16.30 Uhr

Kaffeepause

Vorträge: SO245

16.30 – 17.15 Uhr

SO245

UltraPac: Prozessorientierte biogeochemische, mikrobiologische und ökologische Untersuchung des ultraoligotrophen südpazifischen Wirbels: Erste Ergebnisse der SO245 Expedition *Ferdelman, Timothy¹ und die UltraPac Schiff- und Landbasierten Wissenschaftler¹⁻⁷* (¹Max-Planck-Institut für Marine Mikrobiologie, Bremen, ²ICBM Oldenburg, ³National University of Ireland, ⁴National Oceanographic Centre UK, ⁵Columbia University USA, ⁶Royal Netherlands Institute for Sea Research Netherland, ⁷Universidad Catolica del Norte Chile)

17.15 – 18.45 Uhr

Vorstellung der Poster im Ausstellungsraum

18.45 – 21.00 Uhr

Poster Session mit Häppchen und Getränken

Mittwoch, 15.02.2017

Vorträge: SO246, SO247, SO248

08.30 – 09.15 Uhr

SO246

Von Kompression zur Extension: Der submarine Chatham Rise
F. Riefstahl¹, K. Gohl¹, R. Werner², B. Davy³
(¹AWI Bremerhaven, ²GEOMAR Kiel, ³GNS Science New Zealand)

Hintergrund und erste Ergebnisse der vulkanologisch-petrologischen Untersuchungen von SO246 (CHATHAM RISE): Kompressions-, Extensions- und Abbruchmechanismen eines submarinen Kontinentalplateaus
R. Werner¹, K. Hoernle^{1,4}, S. Hornrighausen¹, K. Gohl², B. Davy³ und SO246 Fahrtteilnehmer/innen (¹GEOMAR Kiel, ²AWI Bremerhaven, ³Christian-Albrechts-Universität Kiel)

09.15 – 10.00 Uhr

SO247

SO247 – SlamZ: Slide activity on the Hikurangi margin, New Zealand

K. Huhn¹, N. Kukowski², T. Freudenthal¹, G. Crutchley³, A. Goepel², S. Henrys³, S. Kasten⁴, N. Kaul⁵, J. Kuhlmann¹, J. Mountjoy⁶, A. Orpin⁶, T. Pape⁵, C. Schwarze², K.-U. Totsche², M. Torres⁷, H. Villinger⁵ (¹MARUM; Universität Bremen, ²Friedrich-Schiller University Jena; ³GNS Science New Zealand, ⁴AWI Bremerhaven, ⁵University Bremen, ⁶NIWA Wellington New Zealand, ⁷Oregon State University USA)

10.00 – 10.45 Uhr

SO248

Hydrografie und Bakteriengemeinschaften in der Wassersäule und im Oberflächensediment des Pazifiks zwischen 30°S und 59°N.

T. H. Badewien, M. Wietz, J. Niggemann, B. Engelen, M. Simon (ICBM Oldenburg)

10.45 – 11.00 Uhr

Kaffeepause

Vorträge: SO249, SO250

11.00 – 11.45 Uhr

SO249

SO249 BERING – Origin and Evolution of the Bering Sea: An Integrated Geochronological, Volcanological, Petrological and Geochemical Approach

K. Hoernle^{1,5}, M. Portnyagin^{1,4}, F. Hauff¹, R. Werner¹, G. Yagodinski², B. Baranov³, S. Silantyev⁴, D. Garbe-Schönberg⁵ (¹GEOMAR Kiel, ²University of South Carolina Columbia USA, ³Shirshov Institute of Oceanology Russia, ⁴Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry Russia, ⁵Christian-Albrechts-Universität Kiel)

- 11.45 – 12.30 Uhr **SO250**
 SO250 KuramBio II (Kuril Kamchatka
 Biodiversity Studies)
*A. Brandt¹, P. Martínez Arbizu², M. Malyutina³,
 T. Riehl¹, C. Schmidt², N. Heitland¹*
*(¹Universität Hamburg, ²DZMB Wilhelmshaven,
³Russian Academy of Sciences Russland)*
- 12.30 – 13.45 Uhr **Mittagspause**
- Vorträge: SO251, SO252**
- 13.45 – 14.30 Uhr **SO251**
 Geologische Archive natürlicher Extremereignisse
 (Erdbeben, Rutschungen, Tsunamis) vor Japan:
 Erste Ergebnisse von FS Sonne SO251 im
 Japangraben und Nankaitrog
*A. Kopf¹, M. Strasser² und die wissenschaftlichen
 Teilnehmer/-innen von SO251-1 und SO251-2*
(¹MARUM Bremen, ²Universität Innsbruck)
- 14.30 – 15.15 Uhr **SO252**
 Ritter Island flank collapse: New insights from
 SO252
*C. Berndt¹, I. Klauke¹, M. Urlaub¹, S. Brune²,
 S. Watt³, S. Muff¹, J. Karstens¹, S. Sarkar¹, B.
 Schramm¹, C. Böttner¹, H. van Haren⁴, T. Roth¹,
 T. Kausch¹, W.-C. Chi⁵, M. Ray⁶ (¹GEOMAR Kiel,
²GFZ Potsdam, ³University of Birmingham U.K.,
⁴NIOZ The Netherlands, ⁵Academia Sinica,
⁶University College London U.K.)*
- 15.15 – 15.30 Uhr **Abschlussbemerkungen und Verabschiedung**

Postersession

SO230

MOCOM-Project Asymmetrical break-up of Gondwana in the Mozambique Basin

C. O. Müller¹, I. Heyde², B. Schreckenberger², W. Jokat^{1,3}

(¹AWI Bremerhaven, ²BGR Hannover, ³University of Bremen)

SO231

PAGE FOUR Leg 2: The Crustal Structure from Wide-angle Seismic Data across the Davie Ridge, Northern Mozambique

M. Vormann¹, D. Franke², I. Heyde², B. Schreckenberger², W. Jokat¹

(¹AWI Bremerhaven, ²BGR Hannover)

SO232

The Mozambique Ridge: a document of massive multistage magmatism

M. D. Fischer¹, G. Uenzelmann-Neben¹, G. Jacques², R. Werner²

(¹AWI Bremerhaven, ²GEOMAR Kiel)

Middle to Late Cretaceous onset of current controlled sedimentation at the Mozambique Ridge

M. D. Fischer, G. Uenzelmann-Neben (AWI Bremerhaven)

SO237

Eine monophyletische Gruppe sexualdimorpher Arten – Hinweise auf eine neue Gattung der Macrostyliidae (Crustacea : Isopoda)

N. Heitland, T. Riehl, A. Brandt (Universität Hamburg)

SO220

Rezente Sedimentation im Golf von Tonkin

Narman, L.S.^{1,2}, Stattegger, K.², Wiesner, M.G.¹, Scholten, J.²

(¹Universität Hamburg; ²Universität Kiel)

Small microbes, vast deep sea: Methodological studies on heterotrophic flagellates

A. Schoenle, A. Jeuck, F. Nitsche, P. Venter, D. Prausse, H. Arndt

(Universität zu Köln)

Ciliates in the deep sea: Recorded diversity and pressure experiments

A. Schoenle, F. Nitsche, Jm Werner, H. Arndt (University of Cologne)

SO239

Rekolonisation der Copepoda nach einer anthropogenen Störung in der Clarion-Clipperton Bruchzone

U. Raschka, P. Martínez Arbizu (DZMB Wilhelmshaven)

Tiefsee-Schwammfauna polymetallischer Knollenfelder der Clarion-Clipperton Bruchzone (CCFZ), Ost-Pazifik

D. Kersken^{1,2}, D. Janussen¹, P. Martínez Arbizu¹ (¹SGN Frankfurt am Main, ²DZMB Wilhelmshaven)

Natural variability of geochemical conditions, biogeochemical processes and element fluxes in sediments of the eastern Clarion-Clipperton Fracture Zone (CCZ) – RV SONNE cruise SO239

J. Volz¹, J. Mogollón², W. Geibert¹, P. Martínez Arbizu³, A. Koschinsky⁴, S. Kasten¹ (¹AWI Bremerhaven, ²Utrecht University Netherlands, ³DZMB Wilhelmshaven, ⁴Jacobs University Bremen)

Spurenmittel-Geochemie in gestörten und ungestörten Sedimenten in den Manganknollen-Arealen der CCZ und des DISCOL-Gebietes

S. Paul¹, M. Bau¹, J. Volz², S. Kasten², A. Koschinsky¹ (¹Jacobs University Bremen, ²AWI Bremerhaven)

SO240

Wärmestromdichtekartierungen in Verbindung mit seismischen Messungen im Arbeitsgebiet von SO240

H. Villinger¹, J. Bösel¹, B. Heesemann¹, N. Kaul¹, P. Müller¹, A. Schwab¹, R. Singh¹, T. Kuhn² (¹Universität Bremen, ²BGR Hannover)

Der Einfluss von vergrabenen Manganknollen auf die Mobilität von Metallen in Tiefseesedimenten der Clarion-Clipperton-Zone: Ergebnisse der Expedition SO240 - FLUM

A.V. Wegorzewski, C. Heller, T. Kuhn (BGR Hannover)

Widespread diffusion of oxygen from oceanic crust into overlying sediments in the NE Pacific Ocean – geochemical consequences and significance for biogeochemical cycles (RV Sonne Cruise SO240 - FLUM)

G.J.M. Versteegh^{1,2,3}, A. Koschinsky^{2,3}, T. Kuhn⁴, I. Dohrmann¹; C. Filmsair², J. Fronzek¹, F. Hartmann⁵, C. Kleint², I. Preuss^{2}, S. Ritter⁵, S. Kasten^{1,3} (¹AWI Bremerhaven, ²Jacobs University Bremen, ³MARUM Universität Bremen, ⁴BGR Hannover, ⁵University of Heidelberg, *present address: GEOMAR Kiel)*

SO241

The gas hydrate system of the Guaymas Basin, Gulf of California:

Implications for the thermal state of the basin and hydrocarbon generation

S. Sarkar¹, M. Moser¹, C. Berndt¹, S. Muff¹, C. Böttner¹, W.-C. Chi², R. Behrendt¹
(¹GEOMAR Kiel, ²Academia Sinica Taiwan)

2D seismic characterization of recent sill intrusions and associated hydrothermal activity in the Guaymas Basin, Mexico

S. Muff, R. Behrendt, C. Berndt, S. Sarkar, M. Moser (BGR Hannover)

SO242

The Macrofauna and Isopod Diversity of the Discol Experimental Area 26 years after the disturbance.

N. Brenke (DZMB Wilhelmshaven)

Video and Photo Seafloor Observation during JPIO/Discol SO242-1

N. Brenke (DZMB Wilhelmshaven)

SO243

Beeinflusst ENSO die Emission von marinen Spurengasen im tropischen Ostpazifik?

H. Hepach², B. Quack², E. Atlas³, A. Fiehn^{1,2}, C. Marandino², S. Fuhlbrügge², S. Tegtmeier², A. Bracher⁴, K. Krüger¹ (¹Universität Oslo Norway, ²GEOMAR Kiel, ³University of Miami USA, ⁴AWI Bremerhaven)

ASTRA-OMZ: Beeinflusst ENSO den Transport von halogenhaltigen sehr kurzlebigen Substanzen im tropischen Ostpazifik?

A. Fiehn^{1,2}, S. Gjermo¹, S. Fuhlbrügge², B. Quack², C. Marandino², E. Atlas³, K. Krüger¹ (¹Universität Oslo Norway, ²GEOMAR Kiel, ³University of Miami USA)

Emissionen klimawirksamer Schwefelverbindungen im Peruanischen Auftriebsgebiet: Karbonsulfid and Karbon Disulfid

S. T. Lennartz¹, M. von Hobe², B. Quack¹, T. Steinhoff¹, D. L. Arévalo-Martínez¹, A. Bracher³, R. Röttgers⁴, C. A. Marandino¹ (¹GEOMAR Kiel, ²Forschungszentrum Jülich, ³AWI Bremerhaven, ⁴Helmholtz-Zentrum Geesthacht)

Gasaustauschflüsse von CO₂ und N₂O während der Sonne Expeditionen 243

T. Steinhoff, D.L. Arévalo-Martínez, H. Bange, A. Körtzinger, A. Zavarisky, C. Marandino (GEOMAR Kiel)

SO244

SO244-2: Monitoring offshore northern Chile using a seafloor geodetic network (GeoSEA)

*K. Hannemann¹, H. Kopp¹, D. Lange¹, F. Petersen¹, E. Contreras-Reyes²
(¹GEOMAR Kiel, ²Universidad de Chile)*

SO245

Hyperspectral light measurements from Chile to New Zealand with a special focus on the South Pacific Gyre system

D. Voss¹, T. G. Ferdelman², R. H. Henkel¹, V. J. Mascarenhas¹, W. L. Miller³, L. C. Powers^{3,4}, A. Stubbins⁴, O. Zielinski¹ (¹ICBM Oldenburg, ²MPI Bremen, ³University of Georgia USA, ⁴University of Georgia USA)

N2 fixation and Primary Production in the South Pacific Gyre

J. Dürschlag, C. Martínez-Pérez, N. Heinzmann, G. Lavik, M. Kuypers, W. Mohr (MPI Bremen)

SO246

-

SO247

Liquefaction of sandy silts as the key failure mechanisms for the Tuaheni landslide complex (TLC)?

J. Kuhlmann¹, K. Huhn¹, N. Kukowski², T. Freudenthal¹, G. Crutchley³, A. Goepel², S. Henrys³, S. Kasten⁴, N. Kaul⁵, J. Mountjoy⁶, A. Orpin⁶, T. Pape⁵, C. Schwarze², K.-U. Totsche², M. Torres⁷, H. Villinger⁶ (¹MARUM Bremen, ²Universität Jena, ³GNS Science New Zealand, ⁴AWI Bremerhaven, ⁵Universität Bremen, ⁶NIWA Wellington New Zealand, ⁷Oregon State University USA)

Erste Ergebnisse des wissenschaftlichen Bohrens am frontalen Akkretionsrücken „Rock Garden“, der Hikurangi Subduktionszone vor der Ostküste der Neuseeländischen Nordinsel

C. Schwarze¹, N. Kukowski¹, T. Freudenthal², A. Goepel¹, K.-U. Totsche¹, G. Crutchley³, S. Henrys³, S. Kasten⁴, N. Kaul⁵, J. Kuhlmann², J. Mountjoy⁶, A. Orpin⁶, T. Pape⁵, M. Torres⁷, H. Villinger⁶, K. Huhn² (¹Friedrich-Schiller-Universität Jena, ²MARUM Bremen, ³GNS Science New Zealand, ⁴AWI Bremerhaven, ⁵Universität Bremen, ⁶NIWA Wellington New Zealand, ⁷Oregon State University USA)

SO248

Bakteriengemeinschaften im Oberflächensediment des Pazifiks zwischen 30°S und 59°N

B. Engelen, J. Niggemann, M. Pohlner, J. Degenhardt, D. Tebbe M. Simon (ICBM Oldenburg)

Konstruktion und Einsatz einer neuen CTD-Rosette im Pazifik zwischen 30°S und 59°N.

T. H. Badewien, H. Winkler, N. Rüssmeier, A. Braun, M. Simon, O. Zielinski (ICBM Oldenburg)

SO249

-

SO250

-

SO251

-

SO252

Geoacoustic investigations of the deposits of the 1888 Ritter Island failure in the Bismark Sea: preliminary results of SO252

I. Klauke, C. Böttner, C. Berndt, SO252 Scientific Party (GEOMAR Kiel)



II. Tagungsbeiträge

1. Vorträge

1.1 SO237, SO240

SO237 – Vema-TRANSIT – Bathymetry of the Vema-Fracture Zone and Puerto Rico Trench and Abyssal Atlantic Biodiversity Study

A. Brandt¹, C. Devey², H. Arndt³, P. Martínez Arbizu⁴, T. Riehl¹, S. Bober¹, C. Schmidt¹, A. Schönle³, N. Heitland¹

¹ Zoologisches Museum, Centrum für Naturkunde, Universität Hamburg, Martin-Luther-King-Platz 3, 20146 Hamburg

² Geomar Helmholtz Zentrum für Meeresforschung Kiel, Wischhofstr. 1-3, 24148 Kiel

³ Zoologisches Institut, Universität Köln, Zulpicherstr. 47b, 50674 Köln

⁴ Deutsches Zentrum für Marine Biodiversitätsforschung (DZMB), Senckenberg am Meer, Südstrand 44, 26382 Wilhelmshaven,

Während SO237 wurde die Vema-Fraktur-Zone (VFZ) über ihre gesamte Länge vermessen und beprobt, um die Geschichte der Kontinentalplattenbildung über die letzten 80 Ma zu erforschen. Die Variationen der benthischen Gesellschaften wurde entlang dieses Transekts erfasst, um den Effekt des Mittelatlantischen Rückens (MAR) auf deren Verbreitung zu ergründen.

Geologie

Meeresboden, der an mittelozeanischen Rücken produziert wird, „erbt“ eine klare Signatur der (vulkanischen, tektonischen) Prozesse, die ihn produziert und später modifiziert haben. Die Aktivität von achsenparallelen Vulkanrücken, Abschiebungen, migrierenden und stationären Axialversätzen, und tiefreichende „Entkopplungsstörungen“ hinterlassen klare bathymetrische Signaturen, obwohl es nicht erwartet wurde, dass diese wegen der Sedimentabdeckung auf älterer Kruste sichtbar wären. Während der Fahrt SO237 wurde ein 50 km breiter Korridor, von 100 Ma alter Kruste südlich der Kapverden bis zur heutigen Spreizungsachse, entlang der VFZ kartiert und beprobt. Meeresbodenstrukturen konnten entlang des ganzen Transekts interpretiert und beprobt werden. Aufschlüsse sind offenbar überall vorhanden und nicht wesentlich von Sediment bedeckt. Während der letzten 100 Ma ist die Kruste im Vema-Bereich hauptsächlich magmatisch produziert worden

- nur eine einzige „Entkopplungstörung“ konnte identifiziert werden. Das Herausheben von Tiefengestein an der Rücken-Transform-Grenze, das oft an der heutigen Spreizungsachse beobachtet wurde, scheint bei Vema keine wesentliche Rolle gespielt zu haben. Der Abstand von achsenparallelen Vulkanrücken scheint in einigen Teilen des Transekts eine starke Periodizität zu zeigen (Abb. 1) - Wellenlängen von 10 km (die eine Zyklizität von ca. 0,5 Ma bei 1,7 cm/J Spreizungsrate entspricht) und 50 km (≈ 3 Ma) sind besonders häufig. Sie sind vermutlich mit einer charakteristischen Periodizität der Krustenakkretion oder mit dem mechanischen Verhalten der Kruste/Lithosphäre nah der Spreizungsachse verbunden.

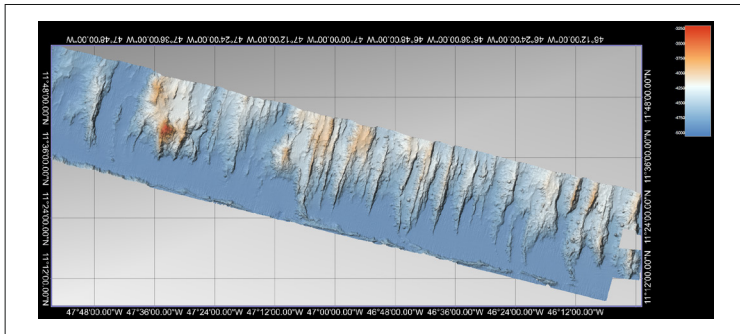


Abb. 1: Quasi-regelmäßige Vulkanrücken im westlichen Teil des Vema-Transekts.

PROTABYSS: Analyse der Protozengemeinschaften der abysalen Tiefsee des südlichen Nordatlantiks

Obwohl die Protisten vermutlich die wichtigste Rolle im Bakterienkonsum spielen und neben den Bakterien den Hauptanteil am Stoffumsatz in der Tiefsee leisten, ist der Kenntnisstand bezüglich der mikrobiellen Eukaryoten noch sehr gering. Durch Kultivierung, Lebendzählungen und Zählungen von fixierten Proben an Bord konnten wir sowohl die Methoden zur Bestimmung der Abundanzen vergleichen, als auch für die Stationen A1-A4 die Zusammensetzung der Tiefseegemeinschaft der Protisten ermitteln.

Die mit den einzelnen Methoden abgeschätzten Abundanzen wichen teilweise um Größenordnungen voneinander ab (Abb. 2A). Bei Dominanz von Bicosoeciden wiesen die einzelnen Stationen deutliche Unterschiede in der taxonomischen Zusammensetzung auf (Abb. 2B). Eine Reihe von Isolaten von Protisten konnten als Kulturen etabliert und sowohl hinsichtlich ihrer molekularen Identität (18S, 28S, ITS), als auch morphologisch mit

Hilfe der hochauflösenden Video-enhanced-Kontrastmikroskopie charakterisiert werden, wodurch neue Protistenarten bzw. –gattungen identifiziert werden konnten (u.a. Eugleniden und acanthoecide Choanoflagellaten) und die Analyse globaler Verteilungsmuster möglich wird. DNA- und RNA Analysen unserer Proben mithilfe von Next-Generation-Sequencing werden zurzeit durchgeführt.

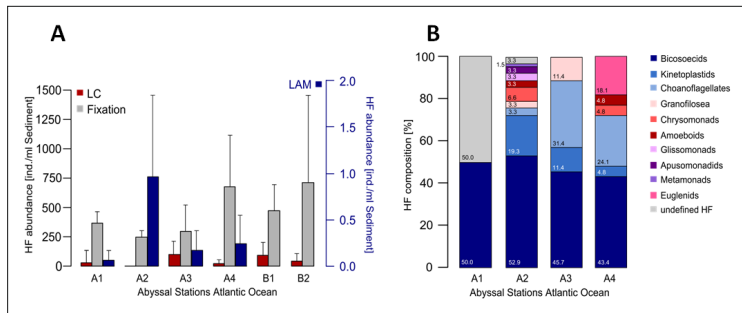


Abb. 2: Vergleich angewandter Methoden zur Untersuchung von heterotrophen Tiefseeflagellaten aus der VFZ, südlicher Nordatlantik. (A) Abundanz Mittelwerte ($n=3$) der heterotrophen Flagellaten (HF), die durch Lebendzählungen (LC), Zählungen fixierter Proben (Fixation) und Zählungen kultivierbarer Protisten (Liquid Aliquot Methode; LAM) erhoben wurden. LAM Zählungen wurden mit einer separaten y-Achse dargestellt. (B) Prozentualer Anteil der taxonomischen HF Zusammensetzung für Stationen (A1-A4), die mithilfe von LAM innerhalb der ersten 2–4 Wochen erhoben wurden (Schoenle et al. 2016)

Ausbreitung der Meiofauna- und Macrofauna-Gesellschaften in VFZ und PRT

Vor dem Hintergrund einer enormen und größtenteils noch unbekanntem Faundiversität in der Tiefsee und deren Entstehung, galt es herauszufinden, ob geologisch-physische Barrieren, wie zum einen der MAR und zum anderen den Tiefenunterschied zwischen Hadal und Abyssal am PRT, als potentielle Ausbreitungsbarriere zu genetischer Isolation beitragen können.

Im PRT und in der VFZ wurden Abundanz und Zusammensetzung von Meiofauna-Gesellschaften mit dem Schwerpunkt Copepoda (Ruderfußkrebse) untersucht. Die Resultate zeigen, dass Nematoda (Fadenwürmer) (93%) und Copepoda (4%) die Meiofauna dominierten. Die höchste Abundanz der Nematoda wurde im PRT gefunden, wohingegen die Copepoda am häufigsten im Osten verbreitet waren.

Die Abundanz und Zusammensetzung im PRT unterschied sich signifikant vom oberen Grabenhang. Weiterhin konnten auch im Bereich der VFZ signifikante Unterschiede zwischen dem Ost- und Westabysal festgestellt werden. Diese Abundanz-Unterschiede sind in der erhöhten Strömung im Westnordatlantik begründet. Weitere Unterschiede zwischen den Arealen bestehen zwischen dem PRT und dem Zentrum-Abysal als auch zwischen dem Graben und dem Westen. Im Vergleich zu anderen Studien, welche im PRT durchgeführt wurden, wurden in unserer Studie deutlich höhere Gesamtabundanz ermittelt. Generell indizieren unsere Daten steigende Abundanz mit zunehmender Tiefe im PRT (Abb. 3).

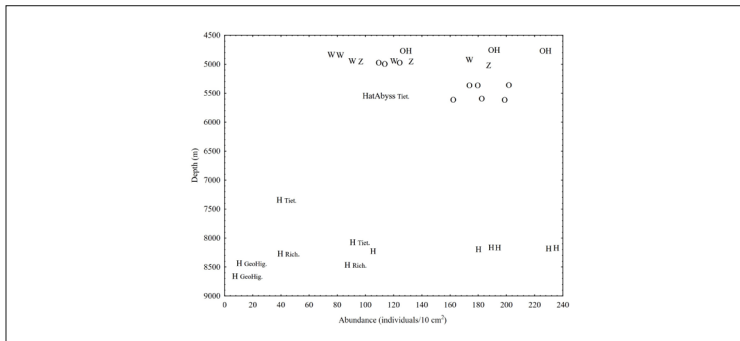


Abb. 3: Meiofauna Abundanz aufgetragen gegen Wassertiefe unter Berücksichtigung eigener Daten und zusätzlicher Quellen (George & Higgins 1979; Tietjen et al. 1989; Richardson et al. 1995). Diese Studien (Tiet., Rich., GeoHig.) zeigen niedrigere Abundanzen. Abkürzungen: H=Hadal, W=West, O=Ost, OH=Oberer Hang, Z=Zentrum, Hatteras=Hatteras Abyssal.

Bei der Untersuchung der Copepoden-Gemeinschaften konnten insgesamt 17 Familien und eine Unterfamilie festgestellt werden. Innerhalb ausgewählter Familien wurden des weiteren elf Gattungen und 73 Arten nachgewiesen. Der PRT unterscheidet sich signifikant von allen anderen Arealen auf Gattungsebene; auf Familienebene bestehen Unterschiede zwischen dem Graben und dem Nordost- und Nordwestatlantik. Für Arten können weder eindeutige Aussagen zur Ost- und Westverbreitung noch zu Unterschieden im Graben und den anderen Arealen getroffen werden, weil sehr viele seltene Arten mit je nur einem Individuum im Gebiet gefunden wurden.

Die endobenthische und Brutpflege treibende Lebensweise der zur Macrofauna gehörenden Isopodenfamilie Macrostylidae machen diese zu einer geeigneten Gruppe, um biogeographische Muster zu rekonstruieren. Macrostylidae konnte an jeder Station nachgewiesen werden.

Die meisten Arten waren auf eine Tiefenzone (Hadal oder Abyssal) beschränkt und kamen entweder nur östlich, oder westlich des MAR vor. Lediglich eine Art (Abb. 4) kam beidseitig vor. Wir konnten drei Arten von Macrostyliiden im Hadal des PRT nachweisen, von denen zwei auch außerhalb des PRT vorkamen. Die mit Abstand häufigste Art des PRT wurde ausschließlich dort gefunden (Abb. 5).

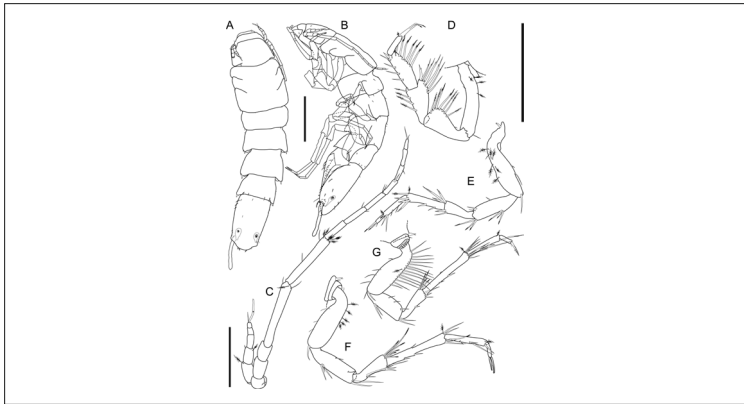


Abb. 4: *Macrostyliis „marionis“* sp. nov. A-G, adultes Weibchen (VTMac 249). Skalenbalken: A–G = 0.5 mm, C = 0.2 mm. Übernommen aus Bachelorarbeit (Kniesz 2015). Diese Art wurde in großer Abundanz und ausschließlich im Hadal des PRT gesammelt.

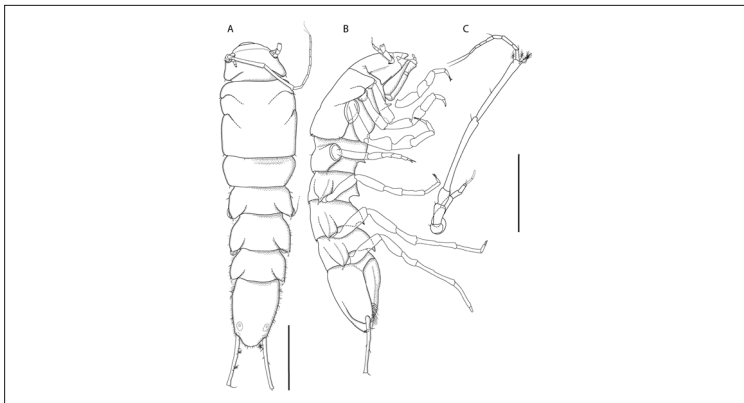


Abb. 5: *Macrostyliis „papandreas“* sp. nov.; A–C: adultes Weibchen (ZMH K-45148). Skalenbalken: A–B = 0.5 mm, C = 0.3 mm. Übernommen aus Masterarbeit (Heitland 2015). Für diese Art konnte eine transatlantische Verbreitung nachwiesen werden.

Dass kein transatlantischer Haplotyp gefunden wurde (Abb. 6) deutet darauf hin, dass der MAR tatsächlich einen Einfluss auf Diversifizierungsprozesse im abyssalen Macrobenthos haben könnte. Es wurde außerdem untersucht, ob geographische Distanz und Tiefe Einflüsse auf die Verteilung der genetischen Distanzen innerhalb der Familie haben. Es ergaben sich signifikante Unterschiede zwischen fast allen Regionen.

Die taxonomische Zusammensetzung aller untersuchten Gebiete war unterschiedlich, wobei mit nur zwei Arten unzureichende Daten vom MAR vorlagen. Trotz einer gewissen Überlappung der Arten konnten signifikante Unterschiede zwischen hadalen und abyssalen Gesellschaften festgestellt werden. Es zeigte sich darüber hinaus ein Zusammenhang geographischer Distanz mit genetischer Distanz.

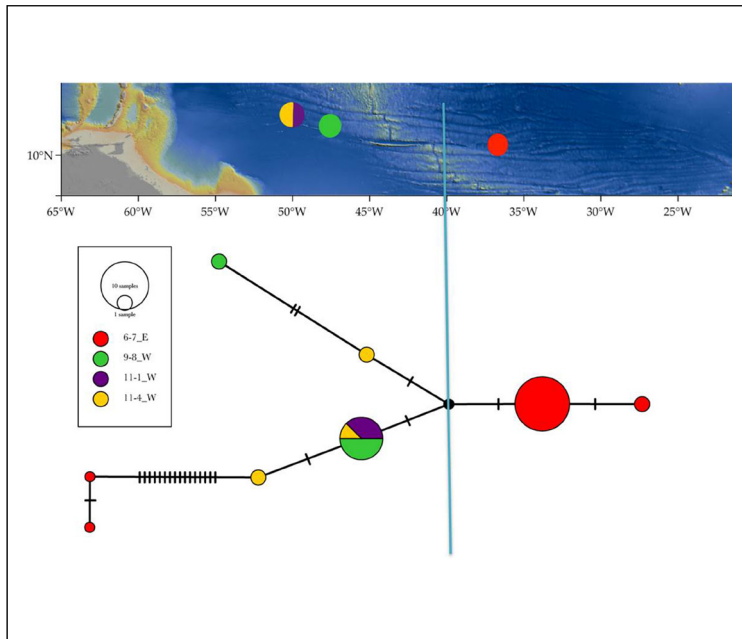


Abb. 6: *Macrostylis „papandreas“* sp. nov. (*M. sp. 5*) Haplotypennetzwerk mit geographischer Verbreitung. Haplotypen-Färbung nach Stationen. Im Westen wurde eine höhere genetische Diversität nachgewiesen als im Osten und kein gemeinsamer Haplotyp wurde gefunden. Die westlichen Individuen sind von den östlichen durch mindestens vier Mutationsschritte getrennt. An Station 9-8 kommen Tiere vor, die sich genetisch in sieben Schritten unterscheiden. (nach Bober et al, unveröffentlichte Ergebnisse).

Referenzen

R. Y. George, R. P. Higgins (1979) Eutrophic hadal benthic community in the Puerto Rico Trench. *Ambio Special Report*, (6), 51–58.

N. Heitland (2015) Genetic allocation of sexual dimorphic individuals in a new deep sea isopod species (*Macrostylis papandreas* sp. n.) - The potential role of sexual selection in deep-sea diversity. Diss. Hamburg, Germany: University of Hamburg.

K. Kniesz (2015) A new hadal species of Macrostylidae (Isopoda) from the Puerto Rico Trench. Diss. Hamburg, Germany: University of Hamburg.

M. D. Richardson, K. B. Briggs, F. A. Bowles, J. H. Tietjen (1995) A depauperate benthic assemblage from the nutrient-poor sediments of the Puerto Rico Trench. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 42(3), 351–364.

A. Schoenle, A. Jeuck, F. Nitsche, P. Venter, D. Prausse, H. Arndt (2016) Methodological Studies on Estimates of Abundance and Diversity of Heterotrophic Flagellates from the Deep-Sea Floor. *Journal of Marine Science and Engineering*, 4(1), 22.

J. H. Tietjen, J. W. Deming, G. T. Rowe, S. Macko, R. J. Wilke (1989) Meiobenthos of the hatteras abyssal plain and Puerto Rico trench: abundance, biomass and associations with bacteria and particulate fluxes. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 36(10), 1567–1577.

SO240 – Niedrig-thermale Fluidzirkulation an Seamounts und Störungszonen in 20 Mio. Jahre alter ozeanischer Kruste: Ergebnisse der Expedition SO240 – FLUM

T. Kuhn¹, C. Heller¹, S. Kasten², A. Koschinsky³, G. Versteegh^{2,3}, H. Villinger⁴

¹ Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, D-30655 Hannover

² Alfred-Wegener-Institut, Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, Am Handelshafen 12, D-27570 Bremerhaven

³ Jacobs University Bremen, Campus Ring 1, D-28759 Bremen

⁴ FB Geowissenschaften, Universität Bremen, Postfach 330440, D-28334 Bremen

Einleitung

Das Arbeitsgebiet der Expedition SO240 befindet sich ca. 900 Seemeilen vor der Westküste Mexikos im äquatorialen Pazifik (Abb. 1). Im Mittelpunkt dieser Forschungsfahrt stand die Untersuchung der Meerwasserzirkulation innerhalb der 18 – 22 Millionen Jahre alten ozeanischen Kruste. An Seamounts oder an Ausbissen durchlässiger basaltischer Kruste zwischen undurchlässigen pelagischen Sedimenten kann Meerwasser in den Meeresboden eindringen, in der basaltischen Kruste zirkulieren und an anderen Stellen wieder austreten. Auf diese Weise werden der ozeanischen Lithosphäre signifikante Wärmemengen entzogen. Biogeochemische Reaktionen zwischen Fluid und Festphase verändern das geochemische Budget des Porenwassers, der Sedimente und der Manganknollen.

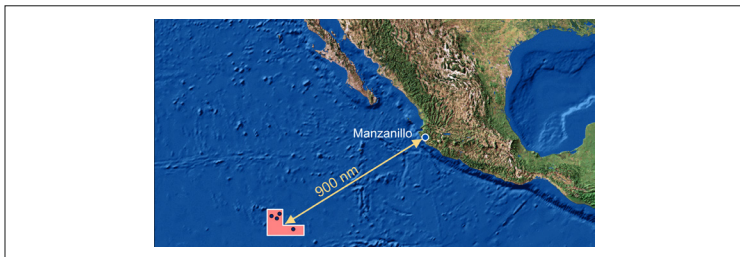


Abb. 1: Lage der Arbeitsgebiete der SO240-FLUM (Punkte) innerhalb des deutschen Lizenzgebietes für die Exploration von Manganknollen.

Erfassung der Fluidzirkulation

Die akustischen Kartierungen (Bathymetrie, Parasound und Einkanal-Seismik) ergaben, dass die Sedimentmächtigkeiten im Arbeitsgebiet mit 0 bis 100 m (im Durchschnitt ca. 40 m) nicht nur deutlich geringer ausfallen als bisher angenommen, sondern dass sie auch sehr variabel sind. Beide Phänomene sind mit großer Wahrscheinlichkeit Ausdruck von Sedimentumlagerungen, die auf ein komplexes Muster der Bodenwasserströmungen zurückzuführen sind. Dieses Muster wird im Wesentlichen durch die zahlreichen Seamounts im Arbeitsgebiet kontrolliert. Das akustische Basement ist stellenweise stark durch kleinräumige Tektonik geprägt.

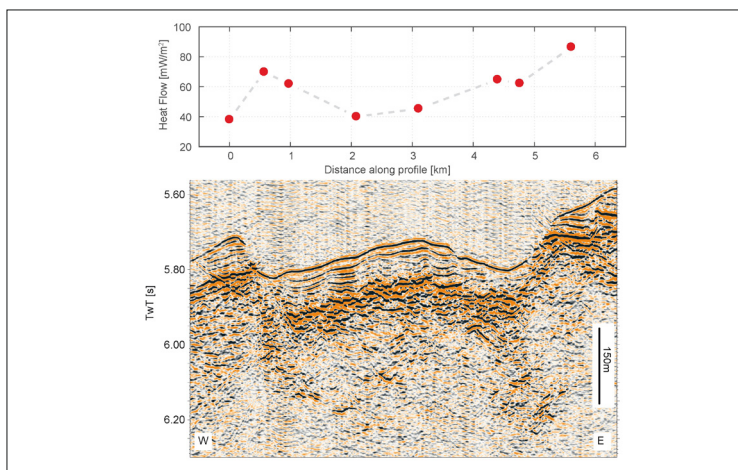


Abb. 2: Wärmestromprofil senkrecht zum Streichen der in der Bathymetrie klar erkennbaren Rücken des Basements. Es ist zu vermuten, dass die positiven Anomalien im Wärmestrom mit Verwerfungen im Basement verknüpft sind, an denen warmes Wasser aus der oberen Kruste aufsteigen kann.

Die Messung des Wärmestromes auf mit Seismik vermessenen Profilen zeigt den großen Einfluss der Seamounts auf die thermische Struktur der Sedimentbedeckung und der oberen Kruste. An allen untersuchten Seamounts fließt Meerwasser in die obere Kruste hinein und verursacht eine großräumige Reduktion des Wärmestroms bis zu Werten um 10 mW/m^2 . Dies entspricht in etwa einem Zehntel des Wertes, den man aufgrund des Krustenalters erwarten würde ($\sim 108 \text{ mW/m}^2$). Wärmestrom-dichteanomalien auf einigen Profilen scheinen mit Verwerfungen im Basement in Verbindung zu stehen (Abb. 2). Wir vermuten, dass entlang dieser Verwerfungen warmes Wasser aus der oberen Kruste aufsteigt oder kaltes Meerwasser in die obere Kruste eindringt.

Biogeochemie der Sedimente und des Porenwassers

Biogeochemische Untersuchungen wurden an Sediment- und Porenwasserproben aus Kolbenlot-, Schwerelot- und Multicorerkernen der SO240-Expedition in den Laboren des AWI, der JUB und der BGR durchgeführt. Die geochemischen Analysen zeigen, dass der an den untersuchten Seamounts im Arbeitsgebiet der Expedition SO240 beobachtete Wiederanstieg der Sauerstoffkonzentrationen mit der Sedimenttiefe ein weitverbreitetes Phänomen ist. Dies lässt sich darauf zurückführen, dass Sauerstoff aus dem im basaltischen Untergrund zirkulierenden Meerwasser in die darüber liegenden Sedimente diffundiert. In der Nähe von Seamounts, in der eine geringmächtige Sedimentbedeckung vorliegt, sind die Sedimente durchgehend oxisch. Mit zunehmender Entfernung von den Seamounts und ansteigender Sedimentmächtigkeit findet sich eine zentrale suboxische Zone, die die obere und untere oxische Zone voneinander trennt. Dieses Muster spiegelt sich in einer gegenläufigen Verteilung der Mn^{2+} -Konzentrationen im Porenwasser wieder. Bei weiterer Verdickung der Sedimentauflage erstreckt sich die suboxische Zone über die gewonnene Kernlänge hinaus. Das Auftreten einer tieferliegenden oxischen Zone wird jedoch durch die Abnahme der Mn^{2+} Konzentration mit der Sedimenttiefe angezeigt. An der Station SO240-9KL weisen die Porenwasserprofile von Mn^{2+} und Nitrat auf ein gleichzeitiges Auftreten von Manganreduktion und Denitrifikation im suboxischen Sediment unterhalb der Sauerstoffeindringtiefe hin, was auf eine enge Kopplung der biogeochemischen Kreisläufe von Mangan und Stickstoff hindeutet.

Stationen mit einem Wiederanstieg der O_2 -Konzentrationen mit zunehmender Sedimenttiefe treten nicht nur im Nahbereich von Seamounts auf, sondern auch an Stellen, die durch Störungen in der basaltischen Kruste und im darüber liegenden Sediment charakterisiert sind (Abb. 2). Diese neuen und bisher einzigartigen Ergebnisse legen den Schluss nahe, dass die nieder-temperierte Fluidzirkulation in der ozeanischen Kruste die Elementflüsse zwischen basaltischer Ozeankruste und dem darüber liegenden Sediment im Arbeitsgebiet großflächig beeinflusst.

Manganknollen

Im Untersuchungsgebiet kommen Manganknollen an der Sedimentoberfläche und bis in 10 m Sedimenttiefe vor. Die vergrabenen Knollen sind dabei signifikant an Co und W gegenüber den Oberflächenknollen angereichert (bis Faktor 3) und an Mo, Li und Zn abgereichert. Beide Knollentypen (Oberfläche und vergrabene Knollen) bestehen aus nm- bis μ m-dicken Lagen, die sich durch Metallausfällungen aus dem oxischen Meer- und dem oxisch/suboxischen Porenwasser bilden. Die Analysen der Einzellagen

zeigen die gleichen Unterschiede zwischen den Oberflächenknollen und den vergrabenen Knollen wie die Gesamtanalysen (Abb. 3). In den vergrabenen Knollen findet sich jedoch noch ein Lagentyp, der in den Oberflächenknollen nicht vorkommt. Dieser ist an Si und Mg an- sowie an Mn und Spurenelementen (u.a. Co, Cu, Ni) abgereichert. Des Weiteren ist der Anteil an hydrogenetischen Lagen in den vergrabenen Knollen verringert. Diese Beobachtungen deuten darauf hin, dass die vergrabenen Knollen unter den rezenten suboxischen Bedingungen diagenetisch überprägt werden. Die hydrogenetischen Lagen lösen sich auf bzw. werden zum neuen Lagentyp umgewandelt. Dabei frei werdende Metalle können in die sich neu bildenden Manganminerale eingebaut werden (Cu, Co) oder gehen in Lösung (Ni; siehe Poster Wegorzewski et al.).

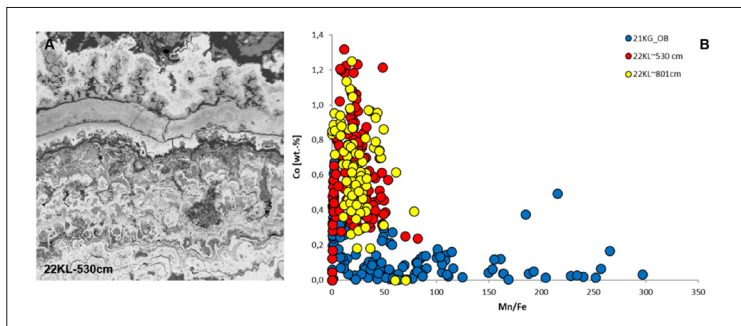


Abb. 3: (A) Einzellagen der vergrabenen Knolle 22KL-530cm (rote Punkte in B). (B) Mn/Fe-Verhältnis gegen die Co-Konzentrationen in Einzellagen der Oberflächenknollen und der vergrabenen Knollen des Sedimentkerns 22KL.



1.2 SO239, SO242

SO239, SO242 – JPIO Pilot Action MiningImpact

K. Hamann¹, M. Haeckel¹, P. Martínez Arbizu², J. Greinert¹, A. Boetius³
und Projektpartner

¹ GEOMAR Helmholtz Zentrum für Ozeanforschung Kiel

² Deutsches Zentrum für Marine Biodiversitätsforschung,
Senckenberg am Meer, Wilhelmshaven

³ HGF-MPG-Gruppe für Tiefseeökologie und -technologie,
Max-Planck-Institut für Marine Mikrobiologie, Bremen

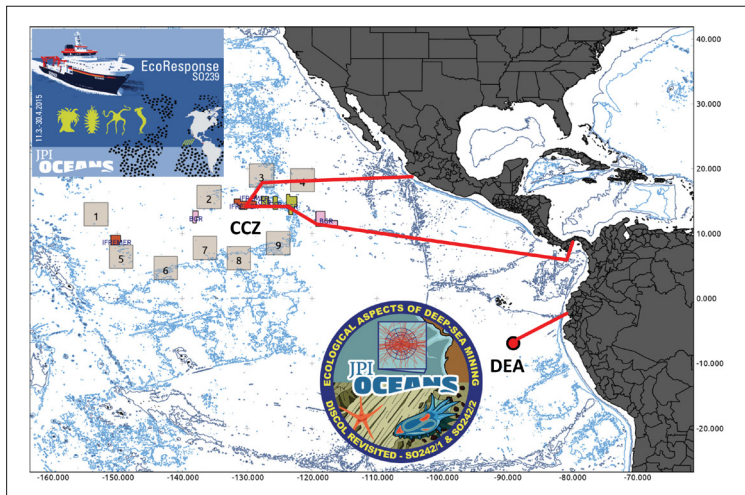


Abb. 1: Expeditionsroute der SO239 von Balboa (Panama) nach Manzanillo (Mexiko) in verschiedene Tiefseebergbau-Lizenzgebiete und „Areas of Particular Environmental Interest“ der Clarion-Clipperton-Zone vom 11. März bis 30. April 2015; Sowie die Fahrtroute der SO242-1 (28. Juli bis 25. August 2015) und SO242-2 (28. August bis 01. Oktober 2015) von und nach Guayaquil ins Perubecken zur DISCOL Experimental Area (DEA).

Das letzte Jahrzehnt verzeichnete ein gestiegenes Interesse an Tiefseebergbau, zum einen durch die zunehmende Anzahl von Explorationslizenzen, die durch die Internationale Meeresbodenbehörde ISA vergeben wurden, zum anderen durch die in Horizon2020 finanzierten Verbundprojekte Blue

Mining, Blue Atlantis und Blue Nodules zur Entwicklung mariner Bergbautechnologie. Die Umweltauswirkungen durch Tiefseebergbau unterscheiden sich je nach Ressource vor dem Hintergrund, dass polymetallische Knollen und kobaltreiche Krusten zweidimensionale Ressourcen sind, die große Gebiete von Oberflächensediment und Seamounts bedecken (Hein & Koschinsky, 2014), wohingegen Massivsulfide dreidimensionale Lagerstätten bilden (Hannington et al., 2011). Für die bisher diskutierten Abbautechniken sind vor allem zwei Folgen zu erwarten: der Abtrag des Meeresbodens, inklusive Epifauna, und die Erzeugung einer Sediment-/Erz-Wolke, die auch unberührten Meeresboden außerhalb des Abbaubereiches bedecken kann.

Im Projekt MiningImpact, in dessen Rahmen SO239 und SO242 stattgefunden haben, konzentrieren wir uns auf die Umweltauswirkungen des Abbaus von Manganknollen. Initiiert wurde MiningImpact im Rahmen der Joint Programming Initiative of Healthy Seas and Oceans (JPI Oceans) und 25 Partner aus 11 Nationen nehmen daran teil. Während SO239 wurden einzelne benthische Störungsspuren von wenigen Metern Breite und maximal 2 Seemeilen Länge in den Lizenzgebieten in der Clarion-Clipperton-Bruchzone (CCZ) im Nordost-Pazifik untersucht (Martinez & Haeckel, 2015); SO242 besuchte das „DISturbance and reCOLonization“ Experiment (DISCOL), bei dem 1989 deutsche Wissenschaftler 78 Pflugscharen in einem 11 km² großen Gebiet im Peru-Becken im Südost-Pazifik gezogen hatten (Greinert, 2015; Boetius, 2015).

Visuelle und hydroakustische Untersuchungen der Störungen in der CCZ und des DISCOL-Gebietes durch AUV, ROV und OFOS haben auch nach mehreren Jahrzehnten noch deutliche Spuren auf dem Meeresboden identifiziert (z.B. IOM-BIE 20 Jahre alt, DISCOL 26 Jahre alt, OMCO 37 Jahre alt). Die vorläufigen Ergebnisse der biologischen und geochemischen Untersuchungen in den gestörten Gebieten bestätigen vorangegangene Studien, die nach kürzeren Zeiten (5-7 Jahren nach dem Eingriff) durchgeführt worden sind (z.B. Thiel & Schriever, 1990; Thiel et al., 2001). Auch Jahrzehnte später weisen Makro- und Meiofauna eine geringere Diversität in den CCZ- und DISCOL-Spuren auf. Neben sessilen Organismen, die mit den Knollen assoziiert sind und nach wie vor weitestgehend fehlen (v.a. Anthozoen und Schwämme), sind auch mobile Organismen, die mit diesen vergesellschaftet sind (z.B. Isopoden und Ophiuroiden) deutlich reduziert. Auch Arten, die im weichen Sediment zwischen und unter den Knollen leben (z.B. Nematoden), sind nach wie vor signifikant von der Störung betroffen (Vanreusel et al., 2016; Jones et al., submitted).

Überraschenderweise sind auch die mikrobiellen Gemeinschaften nach mehreren Jahrzehnten noch immer von den Störungen beeinflusst. Dies zeigt sich u.a. durch eine reduzierte metabolische Aktivität und verringerte Sauerstoffaufnahme im Oberflächensediment (Greinert, 2015; Boetius, 2015).

Während SO239 und SO242 wurden einige kleinskalige Experimente zur Aufwirbelung und Verbreitung von Sedimentwolken mithilfe eines epibenthischen Schlittens (EBS) und eines Unterwasserroboters (ROV) durchgeführt. Bei den EBS-Experimenten wurden zum Monitoring der erzeugten Trübung akustische Doppler-Strömungsmesser (ADCP) genutzt, die auf benthischen Landern montiert waren. Bei dem ROV-Experiment wurden Trübungssensoren, HD-Kameras und Niskin-Flaschen zur Probenahme eingesetzt. Beide Experimentsätze erlauben zumindest qualitative Aussagen. Die Sedimentwolke scheint nicht mehr als 10 m hoch aufgewirbelt worden zu sein und die laterale Ausbreitung variiert stark mit der Strömungsgeschwindigkeit, Strömungsrichtungsänderungen während des Experiments und der Topographie des Meeresbodens. Aufnahmen des AUVs von einem der EBS-Experimente in der CCZ zeigen, dass der größere Massenanteil des Sediments Knollen und Epifauna in einer Distanz von ca. 100 m stromabwärts und 20-25 m stromaufwärts der EBS-Spur bedeckte. Desweiteren lässt das ROV-Experiment darauf schließen, dass sehr feine Partikel länger in Suspension bleiben und mit der Zeit im umgebenden Wasser verdünnt werden. Diese Beobachtungen stimmen im Grundsatz mit den numerischen Simulationen überein, die derzeit in MiningImpact durch MARUM Bremen durchgeführt werden. Das sehr kleinskalige ROV-Experiment zeigte keine nachweisbare Freisetzung toxischer reduzierter Metalle oder einen dadurch induzierten Sauerstoffverbrauch. Dies könnte jedoch bei einer industriell erzeugten Sedimentwolke, die für Wochen oder Monate über dem Meeresboden verbleibt, anders aussehen.

Bereits mit den bis jetzt vorliegenden Ergebnissen konnten unsere Kenntnisse der Lebensgemeinschaften in Manganknollen-Ökosystemen signifikant erweitert werden. Die Manganknollen selbst sind oft von sessiler Epifauna besiedelt, wie z.B. Hydrozoa, Anthozoa und Porifera, was in einer höheren Dichte der Epifauna bei höherer Knollendichte resultiert (Vanreusel et al., 2016). Incirrate Tintenfische nutzen die mit Manganknollen assoziierte sessile Epifauna als Brutstätte (Purser et al., 2016). Kleinere Organismen, wie Nematoden, Copepoden, Foraminiferen, besiedeln nicht nur die Sedimente, sondern auch die Spalten in den Knollen (Gollner et al, submitted). Etliche größere Epifauna-Arten, aber auch Endofauna, scheinen in der CCZ weit

verbreitet zu sein (Janssen et al., 2015). Insgesamt ist die Dichte der sessilen Taxa in den Knollengebieten variabel (14-30 Individuen pro 100m²). In der Größenklasse der Epifauna größer als 3 cm weisen Anthozoa die höchste Abundanz (>63%) auf, gefolgt von Schwämmen (Porifera, 6-36%). Die mobile Epifauna ist durch Echinodermata (Holothuroidea, Ophiuroidea, Echinoidea und Asteroidea) sowohl in knollenreichen als auch knollenfreien Gebieten vertreten (Vanreusel et al., 2016). In knollenreichen Gebieten variieren die Abundanzen im Bereich von 4-15 Individuen pro 100m² (vor allem Ophiuroidea), während sie in Gebieten ohne Knollen um die Hälfte reduziert sind (1-3 Ind/100m²; vor allem durch Ophiuroidea und Echinoidea bedingt (Vanreusel et al., 2016)). In weichem Sediment dominieren bei der Meiofauna die Gruppe der Nematoden, gefolgt von harpacticoiden Copepoden, wohingegen Polychaeten und Crustaceen bei der Makrofauna besonders häufig sind. Die typische Megafauna umfasst Ophiuroidea, Holothuroidea, Fische und große Komokiacea sowie xenophyophore Protisten (Gollner et al., submitted). Die Diversität ist sowohl lokal als auch in der gesamten CCZ sehr hoch. Variationen in den Abundanzen und der Biodiversität der benthischen Faunengemeinschaft sind neben dem Grad der Manganknollendichte vor allem auf Gradienten in der Primärproduktion (eutroph zu oligotroph) und dem resultierenden Fluss von organischem Kohlenstoff auf den Meeresboden zurückzuführen (Martinez & Haeckel, 2015). Einige genotypische Cluster (z.B. Polychaeten und Isopoden) scheinen geographisch weit verbreitet zu sein (Janssen et al., 2015). Allerdings erschweren die immer noch unzureichende Zahl gewonnener Proben in der CCZ und der hohe Anteil unbeschriebener Arten eine systematische Bewertung der Konnektivität (Gollner et al, submitted). Die Analysen der gewonnenen Proben werden derzeit auf mehr Taxa und weitere Gebiete ausgedehnt. Mit einer Kombination von morphologischen und molekularen Analysen werden zusätzliche Informationen zur Biodiversität der Gemeinschaften und zur biogeographischen Verbreitung der verschiedenen Arten gewonnen.

Die biogeochemischen Flüsse im Oberflächensediment folgen dem generellen Trend des POC-Eintrags in den Meeresboden, welcher von Süden nach Norden und von Osten nach Westen innerhalb der CCZ abnimmt. Ein guter biogeochemischer Marker hierfür ist die Sauerstoffeindringtiefe, die im deutschen Lizenzgebiet bei 2-3 m liegt (Mewes et al., 2014; Mogollon et al., 2016) und im französischen und belgischen Lizenzgebiet auf 4 m ansteigt. In APEI 3 wird der Sauerstoff in den oberen 10 m dagegen nicht aufgebraucht. Während SO₂₃₉ wurden zudem signifikante räumliche Variabilitäten der biogeochemischen Flüsse auf wenigen Seemeilen beobachtet.

Ozeanographische Zeitreihen konnten belegen, dass die Strömungsgeschwindigkeit nahe des Meeresbodens typischerweise unter 10 cm/s liegt und die Strömungsrichtung sehr variabel ist. Frequenzen von 12 h, 24 h sowie 48-70 h werden auf längeren Zeitskalen durch im und gegen den Uhrzeigersinn umlaufende Strömungen mit Frequenzen von 30-90 Tagen überlagert. Regelmäßig lösen sich zudem mesoskalige Wirbel von der mexikanischen Küste ab (drei bis fünf pro Jahr, insbesondere während El-Nino Phasen), die mit einer Verzögerung von 200-300 Tagen das deutsche Lizenzgebiet in der CCZ erreichen, wo sie die Bodenströmungsgeschwindigkeit um das 2-5fache erhöhen können (Aleynik et al., submitted).

Zusammengefasst sind die wichtigsten Ergebnisse von MiningImpact bisher:

- Polymetallische Knollen sind für die hohe Biodiversität in der Tiefsee notwendig;
- die benthische Faunenzusammensetzung variiert stark; sowohl zwischen den Seamounts in den CCZ-Lizenzgebieten als auch zu den Knollenhabitaten;
- der Tiefseebergbau wirkt sich deutlich auf alle Kompartimente und Funktionen der Tiefseeökosysteme aus, mit Konsequenzen für viele Dekaden (und möglicherweise länger);
- der Abbau der Manganknollen wird zu einer Störung der Meeresbodenintegrität führen, die die biogeochemischen Remineralisierungsprozesse und die Produktivität der benthischen Lebensgemeinschaften langfristig erniedrigt;
- die biogeochemischen Bedingungen im Sediment unterscheiden sich nicht nur zwischen den Lizenzgebieten sondern auch auf kleineren regionalen oder lokalen (<km) Skalen.

Referenzen

D. Aleynik, A. Inall, A. Dale, A. Vink, (submitted). Abyssal currents intensified by mesoscale eddies in a proposed mining area in the Tropical Pacific. Nature Geosciences.

A. Boetius (ed.), 2015. RV SONNE Cruise Report SO242-2: JPI OCEANS Ecological Aspects of Deep-Sea Mining, DISCOL Revisited. GEOMAR Report 27, 552 pp.

S. Gollner, S. Kaiser, L. Menzel, D. Jones, D. van Oevelen, L. Menot, A. Colaco, A. Brown, M. Canals, D. Cuvelier, J. Durden, A. Gebruk, E. Aruoriwo, M. Haeckel, N. Mestre, L. Mevenkamp, T. Morato, C. Pham, A. Purser, A. Sanchez-Vidal, A. Vanreusel, A. Vink, P. Martínez Arbizu, submitted. Resilience of benthic deep-sea fauna to mineral mining activities. *Marine Environmental Research*.

J. Greinert (ed.), 2015. RV SONNE Cruise Report SO242-1: JPI OCEANS Ecological Aspects of Deep-Sea Mining, DISCOL Revisited. GEOMAR Report 26, 290 pp.

M. Hannington, J. Jamieson, T. Monecke, S. Petersen, S. Beaulieu, 2011. The abundance of seafloor massive sulfide deposits. *Geology* 39, 1155-1158.

J.R. Hein, A. Koschinsky, 2014. Deep-ocean ferromanganese crusts and nodules. In: Holland, H., Turekian, K. (eds.) *Treatise on Geochemistry*, Vol. 13, Elsevier, pp. 273-291.

A. Janssen, S. Kaiser, K. Meißner, N. Brenke, L. Menot, P. Martínez Arbizu, 2015. A reverse taxonomic approach to assess macrofaunal distribution patterns in abyssal Pacific polymetallic nodule fields. *PlosOne* 10(2), e0117790.

D.O.B. Jones, S. Kaiser, A.K. Sweetman, C.R. Smith, C. Morgan, L. Menot, A. Vink, D. Trueblood, J. Greinert, D.S.M. Billett, P. Martínez Arbizu, T. Radziejewska, R. Singh, B. Ingole, T. Stratmann, E. Simon-Lledo, M.R. Clark, (submitted). Biological responses to simulated deep-sea polymetallic nodule mining. *PlosOne*.

P. Martínez Arbizu P., M. Haeckel (eds.), 2015. RV SONNE Cruise Report SO239: EcoResponse Assessing the Ecology, Connectivity and Resilience of Polymetallic Nodule Field Systems. GEOMAR Report 25, 204 pp.

K. Mewes, J.M. Mogollon, A. Picard, C. Rühlemann, T. Kuhn, K. Nöthen, S. Kasten, 2014. Impact of depositional and biogeochemical processes on small scale variations in nodule abundance in the Clarion-Clipperton Fracture Zone. *Deep-Sea Research I* 91, 125-141.

J.M. Mogollon, K. Mewes, S. Kasten, 2016. Quantifying manganese and nitrogen cycle coupling in manganese-rich, organic carbon-starved marine sediments: Examples from the Clarion-Clipperton fracture zone. *Geophysical Research Letters* 43, 7114-7123.

A. Purser, Y. Marcon, H.-J. Hoving, M. Vecchione, U. Piatkowski, D. Eason, H. Bluhm, A. Boetius, (2016). Association of deep-sea incirrate octopods with manganese crusts and nodule fields in the Pacific Ocean. *Current Biology*, 26 (24). R1268-R1269.

H. Thiel, G. Schriever, 1990. Deep-sea mining, environmental impact and the DISCOL project. *Ambio* 19, 245-250.

H. Thiel, G. Schriever, A. Ahnert, H. Bluhm, C. Borowski, K. Vopel, 2001. The large-scale environmental impact experiment DISCOL: reflection and foresight. *Deep-Sea Research II* 48, 3869-3882.

A. Vanreusel, A. Hilario, P.A. Ribeiro, L. Menot, P. Martínez Arbizu, 2016. Threatened by mining, polymetallic nodules are required to preserve abyssal epifauna. *Scientific Reports* 6, 26808.



1.3. SO241, SO243, SO244

SO241 – Fluid geochemistry of cold seeps and hydrothermal vents in the Guaymas Basin, Gulf of California

S. Geilert¹, F. Scholz¹, M. Schmidt¹, V. Liebetrau¹, R. Kipfer^{2,3}, S. Sarkar¹, M. Doll⁴, C. Hensen¹

¹ GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Wischhofstr.1-3, 24148 Kiel, Germany

² Department Water Resources and Drinking Water, Eawag, Überlandstr. 133, 8600 Dübendorf, and Noble Gas Laboratory, Institute of Geochemistry and Petrology, ETH, 8092 Zurich, Switzerland

³ Department of Environmental Systems Science, ETH, Universitätsstr. 16, 8092 Zurich, Switzerland

⁴ Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, Leobener Straße, 28359 Bremen, Germany

In this study, we present geochemical data from pore fluids and gases that were sampled at cold seeps and hydrothermal vents in the Guaymas Basin during Sonne cruise 241. The Guaymas Basin is a unique environment where magma intrudes into thick sequences of organic-rich sediments, thereby maturing host rocks and releasing large amounts of hydrocarbons. Geochemical measurements performed on samples from a recently discovered high-temperature vent field (Berndt et al., 2016) clearly support this paradigm. $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios agree with that of excess He from the southern part of the Guaymas Basin (Lupton, 1979) and suggest the same general MORB source, while isotopic data of hydrocarbon gases largely indicate a thermogenic, sedimentary source. Heat flow measurements performed in the vicinity of the smoker site are extremely high, exceeding 10 W/m^2 , indicating that hydrocarbon gas production (mainly CH_4) is related to contact heating due to magmatic activity near the hydrothermal vents.

Cold seeps are located up to some tens of kilometres off the rift axis and are typically characterized by chemosynthetic fauna assemblages at the seafloor. The occurrence of the seeps has also been related to sill intrusions. Seismic records typically show evidence for sediment mobilization in the deeper subsurface and blanked zones due to gas accumulations directly

beneath the seeps. Despite these visual and geophysical indications for deep-sourced heat-driven fluid flow, pore water data are not indicative for geochemical reactions taking place at elevated temperatures. Major dissolved constituents do not show strong deviations from seawater and dissolved methane is typically of biogenic origin. In addition, heat flow values do not deviate from regional averages, and hence, these findings contradict the existing hypothesis of a sill-driven mechanism responsible for the formation of seafloor seepage sites. A preliminary interpretation is that fluid and gas mobilisation from sill activity has ceased and biogenically formed methane migrates upward along pre-existing fluid pathways.

Referenzen

C. Berndt, C. Hensen, C. Mortera-Gutierrez, S. Sarkar, S. Geilert, M. Schmidt, V. Liebetrau, R. Kipfer, F. Scholz, M. Doll, S. Muff, J. Karstens, S. Planke, S. Petersen, C. Böttner, W.-C. Chi, M. Moser, R. Behrendt, A. Fiskal, M. A. Lever, C.-C. Su, L. Deng, M.S. Brennwald, D. Lizarralde (2016) Rifting under steam -How rift magmatism triggers methane venting from sedimentary basins. *Geology* 44, 767-770.

J.E. Lupton (1979) Helium-3 in the Guaymas Basin: Evidence for injection of mantle volatiles in the Gulf of California: *Journal of Geophysical Research*, v. 84, p. 7446–7452.

SO243 – ASTRA-OMZ: Atmosphäre-Ozean- Wechselwirkung von Spurenelementen in der Sauerstoffminimumzone

C. Marandino, T. Steinhoff and the scientific team of SO243

GEOMAR Helmholtz Zentrum für Ozeanforschung Kiel, Deutschland

Die Sonne Fahrt SO243 (ASTRA-OMZ) fand zwischen dem 5. und 22. Oktober 2015 statt und führte von Guayaquil/Ecuador nach Antofagasta/Chile (s. Abb. 1). An Bord waren deutsche, amerikanische und norwegische Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftler, die sowohl Themen der biologischen, chemischen und physikalischen Ozeanographie bearbeiteten als auch atmosphärische Messungen durchführten. Der Schwerpunkt dieser Reise war es, den Einfluss von niedrigen Sauerstoffkonzentrationen im Ozean auf den Kreislauf von Spurenelementen und deren Verteilung zu untersuchen. Weiterhin galt es zu untersuchen, wie der Austausch von Spurenelementen zwischen Ozean und Atmosphäre durch die hochproduktiven Bedingungen vor Ort beeinflusst werden und welchen Einfluss dies auf die Chemie der Atmosphäre und das Klima haben kann.

Im Folgenden sind die vorläufigen Ergebnisse stickpunktartig aufgelistet:

- Das Auftriebsgebiet vor Peru wurde als Quelle für Lachgas (N_2O) und Kohlendioxid (CO_2) identifiziert, vor allem nahe der Küste zwischen $9^\circ S$ und $18^\circ S$.
- Allgemein waren die N_2O Konzentrationen im Oberflächenwasser geringer als bei vorherigen Fahrten, was vermutlich auf den reduzierten Auftrieb durch die El Niño-Bedingungen zurückzuführen ist.
- Ebenfalls aufgrund des reduzierten Auftriebs wurden im Vergleich zu vorhergehenden Fahrten reduzierte Konzentrationen von Dimethylsulfid (DMS, $<2 \mu mol L^{-1}$) und Isopren ($20-30 \mu mol L^{-1}$) beobachtet.
- Die Forschungsregion war eine starke Quelle für Carbonylsulfid (OCS), welches stark mit der Sauerstoffkonzentration korrelierte. In sauerstofffreien Wassermassen sank die Konzentration von OCS unter das Detektionslimit.
- Für Halogenverbindungen wurde ein starker Unterschied zwischen normalen und El Niño-Bedingungen beobachtet. Sowohl im Oberflächen- als auch das Tiefenwasser wurden signifikant höhere Konzentrationen an bromierten und iodierten Kohlenstoffverbindungen gefunden. Dies steht in starkem Kontrast zu früheren Messungen während M91.

- Es wurden zum ersten Mal erfolgreich Direktflussmessungen von N₂O mit der Eddy-Kovarianz-Methode durchgeführt.
- Auffällig war eine ausgeprägte atmosphärische Inversionsschicht in etwa 1 km Höhe, die von erhöhter Luftfeuchtigkeit und mäßigem bis frischem Südwind begleitet wurde. Es wurde nur in beschränktem Maße Konvektion beobachtet und es gab auch nur wenig Niederschlag. Die Ozonwerte in der Troposphäre zeigten deutliche Schwankungen zwischen 9.5°S und 16.5°S.
- Auch die gemessenen Sauerstoffwerte zeigen, dass der Auftrieb im Oktober 2015 nur sehr schwach war. Sauerstoffwerte unter 5 $\mu\text{mol L}^{-1}$ wurden nur in Wassermassen unterhalb von 250 m beobachtet.
- Sowohl die hohen Sauerstoffkonzentrationen in 2015 als auch veränderten Wassertemperaturen, Salzgehalt und Dichte deuten auf den Einfluss von El Niño hin. Über die beobachteten Bedingungen mit Bezug auf El Niño wurde schon die erste Arbeit veröffentlicht (Stramma et al. 2016).

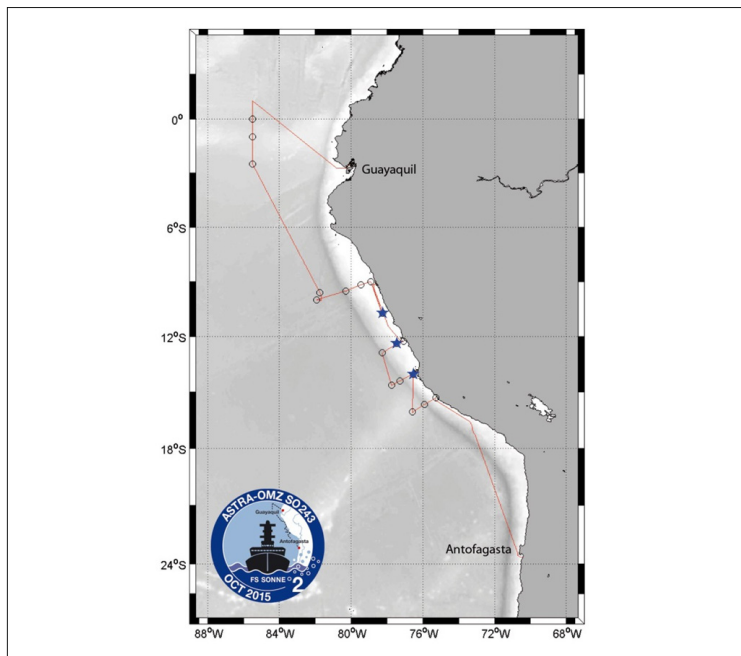


Abb. 1: Fahrtroute ASTRA-OMZ SO243 von Guayaquil, Ecuador nach Antofagasta, Chile vom 5. Oktober bis zum 22. Oktober 2015. Kreise zeigen CTD-Stationen mit Wasserprobennahme. An den mit Sternen gekennzeichneten Stationen wurden die „Tracer release“-Experimente durchgeführt.

SO244 – GeoSEA: Geodetic Earthquake Observatory on the Seafloor

K. Hannemann¹, H. Kopp¹, D. Lange¹, F. Petersen¹, I. Klaucke¹, J. Geersen¹, J. Behrmann¹, S. Barrientos²

¹ GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel

² Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile, Santiago, Chile

The scientific cruise SO244 of RV SONNE was divided into two legs. Both legs commenced and berthed in the port of Antofagasta, Chile. During cruise SO244-1 (30. October – 24. November 2015), a total of 35000 km² of the continental margin offshore northern Chile was mapped in detail using the ship-based multibeam echosounder EM122 (Fig. 1).

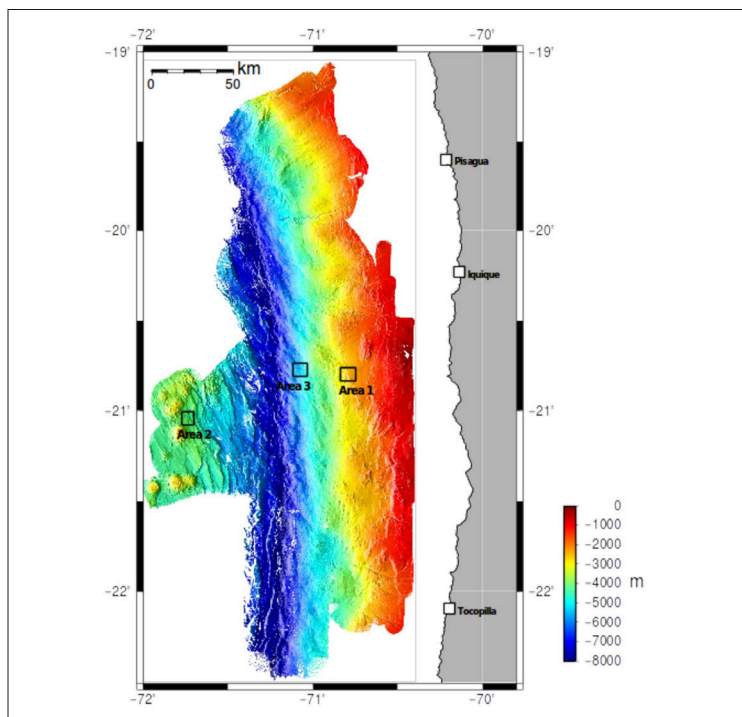


Figure 1: Bathymetric Map obtained during SO244-1 and working areas (1-3) in which the geodetic arrays were installed during SO244-2.

Based on the information gained through the bathymetric mapping, the areas on the middle and lower continental slope as well as on the outer rise have been chosen for the acquisition of microbathymetric maps with the AUV ABYSS of GEOMAR (e.g. Fig. 2). In total, ~115 km² of seafloor were mapped during 15 dives in five areas (areas 4 and 5 not shown here). These maps provide a high-resolution (2 m grid size) of the bathymetry and were a prerequisite for the installation of the geodetic networks during cruise SO244-2. Furthermore, 15 ocean bottom stations (OBS) were successfully recovered during SO244 Leg 1 and had recorded data over a time period of approximately 11 months which are used to analyze the local seismicity including the aftershocks of the 2014 Iquique earthquake.

During cruise SO244-2 (27. November – 13. December 2015), 23 geodetic stations (acoustic transponders mounted on ~4 m high tripods) were successfully installed on the South American subduction system (e.g. Fig. 2). They were lowered at the deep-sea cable of RV SONNE and form the GeoSEA network (Geodetic Earthquake Observatory on the SEAfloor) to monitor a segment of the Nazca-South American plate boundary at 21°S which has last ruptured in an earthquake in 1877 and was identified as a seismic gap prior to the 1. April 2014 Iquique earthquake ($M_w=8.1$, e.g. Lay et al., 2014). Datadownload and communication with the transponders on the seafloor can be established using an acoustic modem or a waveglider. Furthermore, a total of 14 ocean bottom seismometers (OBS) were deployed on the forearc between 19.2°-21.6°S to cover the aftershock region of the April 1, 2014 Iquique/Pisagua earthquake and RV SONNE mapped previously uncharted seafloor west of the trench and south of working area 2 (in total 8814 km²).

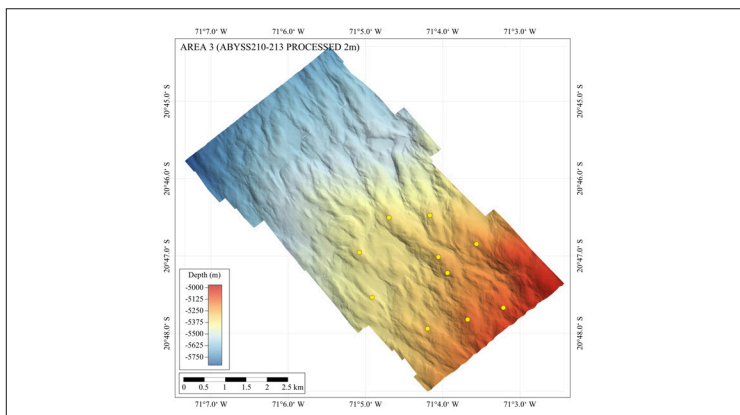


Figure 2: AUV map of Area 3 with position of geodetic stations.

The southern portion of the segment at 21°S remains unbroken by a recent earthquake and is interpreted to be in the latest stage of the interseismic phase of the seismic cycle. Seafloor geodetic measurements provide a way to monitor crustal deformation at high resolution comparable to the satellite-based GPS technique upon which terrestrial geodesy is largely based.

Plate convergence between the Nazca and South America plates occurs at a rate of 65 mm/yr (Béjar-Pizarro et al., 2010). Although the northern Chile subduction zone failed in „moderate“ MW 7.7 and 8.1 events in 2007 and 2014, these have not fully released the slip deficit of ~8-9 m accumulated in the seismic gap due to plate convergence since 1877 (e.g. Schurr et al., 2014).

The deployment areas for the GeoSEA sub-arrays were chosen based on the following criteria: (1) water depth between 2000 m and 6000 m, (2) little to no sediment cover and no turbidite channels or evidence for mass wasting events, (3) fault scarps not exceeding 100 m height, (4) evidence for active deformation. The installed sub-arrays spread on the middle and lower slope as well as on the outer rise. The array in Area 1 on the middle continental slope consists of 8 transponders located in pairs on four topographic ridges, which are surface expressions of faults at depth. Area 2 is located on the outer rise seaward of the trench where 5 stations monitor extension across plate-bending related normal faults. The third area is located at water depth >5000 m on the lower continental slope where an array of 10 stations measures diffuse strain build-up.

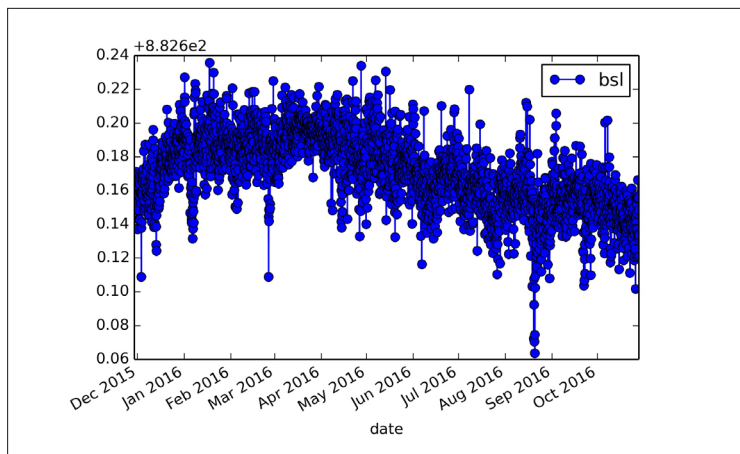


Figure 3: Preliminary baseline between Sensors in Area 1 (2701 and 2702) show measurement precision of ± 2 mm.

The key challenge in seafloor geodesy experiments is to minimize the errors in the distance measurements to be able to detect, over a reasonable time period, the relatively small seafloor displacements which are occurring. Seafloor acoustic ranging methods provide relative positioning by using precision acoustic transponders (Autonomous Monitoring Transponder, AMT) that include: high- precision pressure sensors (to monitor possible vertical movements as well as the tide effect, e.g., Ballu et al., 2009a, b); tiltmeters in order to measure their inclination as well as any change in the seafloor; and sound velocity (SV) sensors to correct sound speed variations.

Acoustic signals (~13-18 kHz) are transmitted between seafloor reference points to provide two-way travel times in repeated interrogations over months to years to determine displacements (e.g., Chadwell and Sweeney, 2010) and, hence, deformation (Fig.3 for example baseline). This method is the only one capable to continuously monitor horizontal and vertical ground displacement rates in the submarine environment and to characterize fault behavior (locked or aseismically creeping), as it is now routinely done on land along active deformation zones using InSAR technique and DGPS continuous monitoring (e.g., Michel and Avouac, 2002; Delacourt et al., 2009; Dzurisin, 2003).

In October 2016, all OBS were successfully recovered and the first suite of geodetic data were uploaded during the cruise of RV Langseth. We will present and discuss data and results from SO244 cruise focussing on the geodetic deployment, three months of local seismicity and bathymetry.

Referenzen

V. Ballu, J. Ammann, O. Pot, O. de Viron, G.S. Sasagawa, G. Reverdin, M.-N. Bouin, M. Cannat, C. Deplus, S. Deroussi, M. Maia, M. Diament, 2009a. A seafloor experiment to monitor vertical deformation at the Lucky Strike volcano, Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Geodesy*, 83: 147, doi: 10.1007/s00190-008-0248-3.

V. Ballu, M.N. Bouin, S. Calmant, E. Folcher, J.-M. Bore, J. Ammann, O. Pot, M. Diament, and B. Pelletier, 2009b. Absolute seafloor vertical positioning using combined pressure gauge and kinematic GPS data. *Journal of Geodesy*, 84: 65, doi: 10.1007/s00190-009-0345-y.

M. Béjar-Pizarro, D. Carrizo, A. Socquet, R. Armijo, S. Barrientos, F. Bondoux, S. Bonvalot, J. Campos, D. Comte, J. B. de Chabaliér, O. Charade, A. Delorme, G. Gabalda, J. Galetzka, J. Genrich, A. Necessian, M. Olcay, F. Ortega, I. Ortega, D. Remy, J. C. Ruegg, M. Simon, C. Valderas, C. Vigny, 2010, Asperities and barriers on the seismogenic zone in North Chile: state-of-the-art after the 2007 Mw 7.7 Tocopilla earthquake inferred by GPS and InSAR data, *Geophysical Journal International*, 183 (1), 390-406, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04748.x

C. Chadwell, A.D. Sweeney, 2010. Acoustic Ray-Trace Equations for Seafloor Geodesy. *Marine Geodesy*, 33, 164-186.

C. Delacourt, D. Raucoules, S. Le Mouélic, C. Carnec, D. Feurer, P. Allemand, C. Cruchet, 2009. Observation of a Large Landslide on La Reunion Island Using Differential Sar Interferometry (JERS and Radarsat) and Correlation of Optical (Spot5 and Aerial) Images, *Sensors*, 9(1), 616-630

D. Dzurisin, 2003, A comprehensive approach to monitoring volcano deformation as a window on the eruption cycle, *Reviews of Geophysics*, 41(1), 1.1-1.29, doi:10.1029/2001RG000107.

T. Lay, H. Yue, E. E. Brodsky, C. An, 2014, The 1 April 2014 Iquique, Chile, Mw 8.1 earthquake rupture sequence, *Geophysical Research Letters*, 41, 3818–3825, doi:10.1002/2014GL060238.

R. Michel and J.P. Avouac, 2002. Deformation due to the 17 August Izmit, Turkey, earthquake measured from SPOT images. *Journal of Geophysical Research*, 107.

B. Schurr, G. Asch, S. Hainzl, J. Bedford, A. Hoechner, M. Palo, R. Wang, M. Moreno, M. Bartsch, Y. Zhang, O. Oncken, F. Tilmann, T. Dahm, P. Victor, S. Barrientos, J.-P. Vilotte, 2014, Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake, *Nature*, 512, doi:10.1038/nature13681



1.4. SO245

SO245 – UltraPac: Prozessorientierte biogeochemische, mikrobiologische und ökologische Untersuchung des ultraoligotrophen südpazifischen Wirbels: Erste Ergebnisse der Expedition

T. G. Ferdelman¹ und die UltraPac Schiff- und Landbasierten Wissenschaftler¹⁻⁷

¹ Max-Planck-Institut für Marine Mikrobiologie, Bremen

² ICBM, Carl von Ossietzky Universität Oldenburg, Oldenburg

³ National University of Ireland, Galway, Ireland

⁴ National Oceanographic Centre, Southampton, UK

⁵ Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, New York; USA

⁶ Royal Netherlands Institute for Sea Research, Texel, NL

⁷ Universidad Catolica del Norte, Coquimbo, Chile

Das Oberflächenwasser des südpazifischen Subtropenwirbels ist aufgrund seiner extremen Abgelegenheit von jeglichen Kontinenten das nährstoffärmste Gebiet des Weltozeans, was sich in den klarsten Gewässern und den niedrigsten Chlorophyll a-Konzentrationen widerspiegelt. Jüngste Studien deuten darauf hin, dass die mikrobiellen Nährstoff- und Kohlenstoffkreisläufe sich speziell an diese nährstoffarmen Gewässer angepasst haben, und dass der südpazifische Subtropenwirbel zudem ein Gebiet signifikanter Stickstofffixierung ist. Während eines Transektes durch den Subtropenwirbel haben wir die Regulierung der Stickstoff-, Phosphor- und Kohlenstoffkreisläufe, die Geochemie der Spurenelemente, und die mikrobielle Ökologie in der Wassersäule und den oberflächlichen Sedimenten an acht Haupt- und sieben Neben-Stationen untersucht. Der Transekt verlief von Osten nach Westen in drei Abschnitten: a) entlang 25°30' S an der nördlichen Kante des Subtropenwirbels von 84°33' W bis 110°00' W, b) durch das Herz des Subtropenwirbels bis nach 39° S 140° W, und c) weiter westwärts entlang 39° S bis 170° W, wo wir die Station GR11 des GeoTraces-Programmes aufgesucht haben (siehe Abbildung).

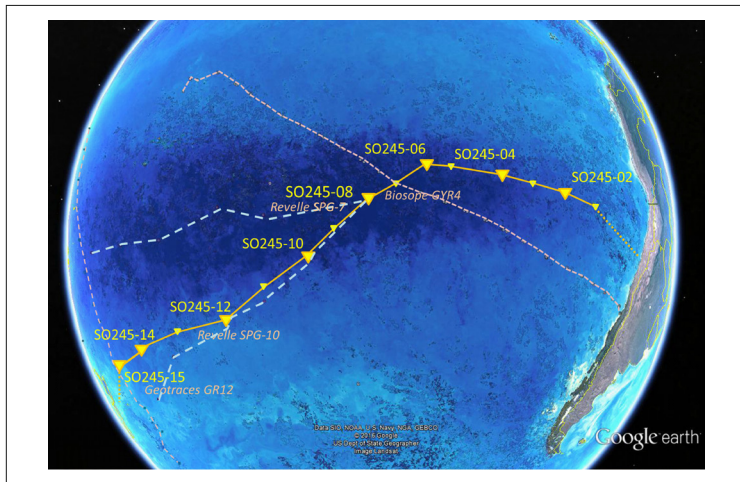


Abb. 1: Fahrtverlauf der TFS Sonne Expedition SO-245 (UltraPac) eingezeichnet in die Farbverteilung des Ozeans (in Google Earth). In dunkelblau sind die Gebiete zu sehen, in denen das Chl *a* per Satellit sehr niedrig oder sogar nicht messbar ist (von NASA Earth Observatory). Zusätzlich sind die Fahrtverläufe der 2004 BIOSOPE Fahrt (hellrot) und der 2006-2007 RV *Revelle* „Knox02-RR“ (hellgrün) eingezeichnet. Der Fahrtverlauf der Geo-Traces GR N-S liegt am westlichen Rand dieser Abbildung.

Die Beprobung beinhaltete die intensive Nutzung der CTD-Niskin-Flaschen-Rosette, des Planktonnetzes, der hochauflösenden Pump-CTD (Oberfläche bis 200 m), das Aufzeichnen von optischen Profilen, und das Sammeln von Sedimenten mittels eines Kastengreifers und eines Schwerelotes. Zusätzliche, teils automatisierte Messungen des Salzgehaltes, der Temperatur, der Fluoreszenz und der Anzahl der Bakterien des Oberflächenwassers wurden kontinuierlich bewerkstelligt. Untersuchungen zu kleinsten Kunststoffteilchen sowie Vogelbeobachtungen wurden im Verlauf der Reise ausgeführt. Über den gesamten Transekt wurden außerdem bei verschiedenen Tiefen insgesamt vierundsechzig Filter für die geochemische und molekularökologische Analyse mittels In-situ-Pumpen gesammelt. Um die Verteilung der verschiedenen Wassermassen und Partikelflüsse zu charakterisieren, wurden Proben für die Bestimmung der Seltenen-Erden und der U-Th-Isotope genommen.

Teile der UltraPac Stationen befinden sich an gleichen Stellen wie die Stationen früherer Expeditionen zur mikrobiologischen Erforschung des tiefen Meeresbodens, Knox-2RR IODP Site Survey (RV *Revelle* 2007)

und IODP Expedition 329. Diese Expeditionen dokumentierten einen Meeresboden fast ohne jegliche organische Materie, die für die Erhaltung mikrobieller Populationen nötig ist. Dies war konsistent mit Satellitenbildern der Ozeanfarbe und der Chlorophyllverteilung. Mit anderen Worten, von Satelliten aus dem Weltall oder vom Meeresboden der Tiefsee aus betrachtet erscheint der SPG als eine enorme Wasserwüste.

Die chemischen und biologischen Daten der Wassersäule, die bis jetzt während der TFS Sonne SO245 UltraPac Expedition gesammelt wurden, sprechen eine andere Sprache. Die CTD Messungen der Fluoreszenz zeigten eine breite, 100 m dicke Verteilung mit Maxima zwischen 190 und 170 Metern. Südwestwärts und zum äußeren Ende des Wirbels hin mit Beginn der Station SO245-11 beginnt der Chlorophyllgehalt flacher zu werden, mit detektierbaren Fluoreszenzwerten in den oberen 40 Metern an Station SO245-11 und SO245-12.

Die optischen Profile bestätigten das Vorkommen von ultra-klares Gewässern im südpazifischen Subtropenwirbel, bei dem das UV-Licht in weit über 50 m Wassertiefe reicht. Tiefenprofile der Absorption und Fluoreszenz von farbigem gelöstem organischem Material (cDOM) zeigten eine niedrige Absorption, welche typisch für den offenen Ozean ist. Die Verteilungen von anderen photoaktiven Verbindungen ko-variierten mit den entsprechenden, lichtdurchfluteten Tiefen und waren übereinstimmend mit den außergewöhnlichen Effekten der Klarheit des Wassers auf diese photochemisch-produzierten Verbindungen. Innerhalb des Subtropenwirbels wurden signifikante Konzentrationen von Wasserstoffperoxid (H₂O₂) bis zu einer Tiefe von 300 m gefunden. Dies ist im Gegensatz zu den Stationen außerhalb des Subtropenwirbels, wo H₂O₂ in etwa auf die oberen 150 m beschränkt war.

Das Mitbringen der gesamten Ausstattung für die Analyse von 16S-rDNA Tag-Sequenzen war eine Premiere auf der UltraPac SO-245-Expedition. Hiermit war es möglich, eine Momentaufnahme der mikrobiellen Diversität in der Wassersäule innerhalb von 48 Stunden nach der Beprobung zu erhalten. Die so gewonnenen Diversitätsprofile über den gesamten südpazifischen Subtropenwirbel waren bemerkenswert ähnlich derer, die in anderen großen Subtropenwirbeln herrschen und zeigen die typische Zweiteilung der mikrobiellen Gemeinschaft: Die oberen 100-250 m wurden von Mitgliedern der Gruppe Prochlorococcus und der SAR11-Klade beherrscht, während Tiefen unterhalb von 500 m von Mitgliedern der Klade SAR202 and SAR324 dominiert wurden. Die Dominanz dieser Gruppen wurde mithilfe von FISH (Fluoreszenz In Situ Hybridisierung) schon an Bord bestätigt. Assoziationen von Diatomeen mit Stickstofffixierern (DDA) wurden ebenfalls

in Planktonnetzproben in der Mitte des süd pazifischen Subtropenwirbels gefunden. Interessanterweise bleiben die bakteriellen Zellzahlen und der Gesamtkohlenstoffgehalt oberhalb des Chlorophyll Maximums erhöht.

Ein besonderer Schwerpunkt der Expedition waren die ‚Prozess‘-Studien, bei der mithilfe von stabilen und Radio-Isotopen die biogeochemischen und mikrobiologischen Prozesse experimentell untersucht wurden. Besondere Aufmerksamkeit wurde hierbei auf die Messung der Primärproduktion, der Stickstofffixierung (N₂-Fixierung) und der Phosphataufnahme gelegt. Mithilfe dieser Messungen wird es möglich sein, den Beitrag der N₂-Fixierung zur Primärproduktion zu bestimmen. Mit dem Vergleich der N₂-Fixierung und der aus tieferen Wassermassen stammenden Nährstoffe, untersucht man im folgendem auch die Wichtigkeit der biologischen N₂-Fixierung für den Export von organischem Material aus dem Oberflächenwasser in die Tiefsee, der sogenannten „biologischen Kohlenstoffpumpe“. Vorläufige Ergebnisse bestätigen die bisherigen Annahmen über den süd pazifischen Subtropenwirbel, in dem Primärproduktionsraten verhältnismäßig gering sind.

Anthropogener Eintrag von Nährstoffen in den Ozean hat einen zunehmenden Einfluss auf die Subtropenwirbel. Der süd pazifische Subtropenwirbel mag der letzte, unberührte Subtropenwirbel der Weltozeane sein, in dem man die Funktionen der (mikrobiellen) Gemeinschaften untersuchen kann. Die UltraPac-Expedition bietet grundlegende Daten und ein Verständnis der chemischen und mikrobiologischen Struktur und Funktion dieses enorm großen und wichtigen, aber kaum untersuchten Ökosystems.



1.5. SO246, SO247, SO248

SO246A – Von Kompression zur Extension: Der submarine Chatham Rise

F. Riefstahl¹, K. Gohl¹, R. Werner², B. Davy³

¹ Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, Germany

² GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel, Germany

³ GNS Science, Lower Hutt, New Zealand

Der Aufbruch von Großkontinenten geht häufig mit einer Veränderung von lithosphärischer Konvergenz (Subduktion und Krustenverdickung) zu lithosphärischer Dehnung (kontinentales Rifting und Krustenausdünnung) einher. Allerdings sind die Kenntnisse der krustalen und manteldynamischen Prozesse, welche diese Änderung auslösen, noch begrenzt.

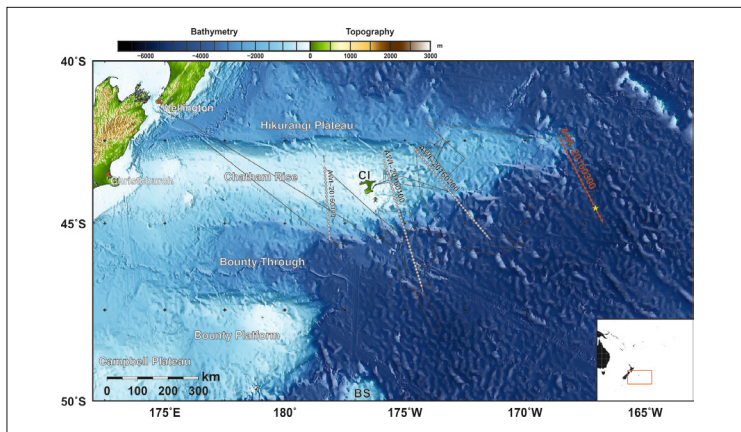


Abb. 1: Bathymetrische Karte des Chatham Rise mit der Fahrtstrecke der FS Sonne Expedition SO246 (dünne schwarze Linie). Die Stationen der Ozeanbodenseismometer-/hydrophone entlang der vier refraktionsseismischen Profile sind mit weißen Punkten markiert. Das Profil AWI-20160300 am östlichsten Rand des Chatham Rise ist in roter Farbe hervorgehoben. Die Ergebnisse der reflexionsseismischen Untersuchungen sind in Abb. 2 dargestellt. Die Position des Ozeanbodenseismometers st317, welches als Beispiel in Abb. 3 gezeigt ist, wird in der Karte als gelber Stern hervorgehoben. BS = Bollons Seamount, CI = Chatham Inseln.

Der submarine Chatham Rise östlich von Neuseeland (Abb. 1) lag an einer wichtigen Position während des Aufbruchs des östlichen Teils vom Großkontinent Gondwana in der späten Kreidezeit. Zahlreiche Studien zeigen, dass das Ende der Subduktion des ozeanischen Hikurangi Plateaus am Nordrand des Chatham Rise das kontinentale Rifting zwischen dem Chatham Rise und seinem gegenüberliegendem Kontinentalrand Marie Byrd Land in der Antarktis initiiert haben könnte (z.B. Davy, 2014; Davy et al., 2008). Der genaue Ablauf und der Zeitpunkt vom Übergang vom kontinentalen Rifting zum Driften sind aber noch weitestgehend unbekannt.

Um tiefe Einblicke in das Grundgebirge des Chatham Rise, der angrenzenden Tiefsee und den Übergangsbereich zwischen kontinentaler und ozeanische Kruste zu erhalten, wurden von Februar bis März 2016 während der Expedition SO246 insgesamt fünf reflexionsseismische (~2100 km) Profile und vier refraktionsseismische Profile (~1700 km) mit insgesamt 117 Ozeanbodenseismometerstationen aufgenommen (Gohl and Werner, 2016). Im Anschluss der Expedition wurde damit begonnen, die refraktions-/reflexionsseismischen Daten des östlichsten Profils AWI-20160300/301 (Abb. 1) auszuwerten. Die reflexionsseismischen Untersuchungen zeigen nur eine dünne, maximal 800 m mächtige Schicht aus Sedimenten, welche das Grundgebirge bedecken (Abb. 2). In der Tiefsee ist das Grundgebirge bis CDP 2350 sehr gleichmäßig, aber auf kleinerem Raum trotzdem recht rau und schroff, was einen Hinweis auf ozeanische Kruste liefert.

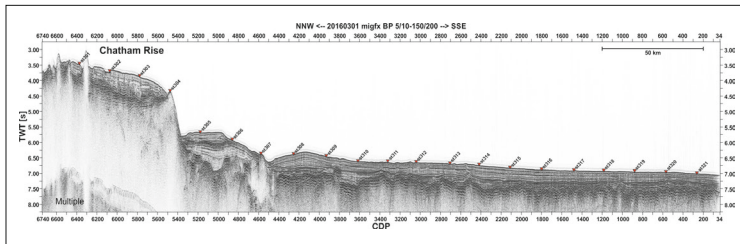


Abb. 2: Zeitmigriertes reflexionsseismisches Profil AWI-20160301. Die Positionen der Ozeanboden-seismometer entlang des Profils sind als rote Dreiecke dargestellt. Das Profil 20-fach überhöht.

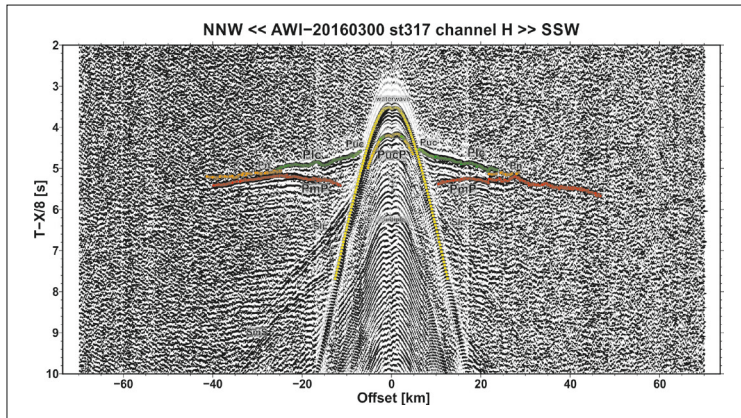


Abb. 3: Refraktionsseismisches Datenbeispiel mit identifizierten P-Wellenphasen. Aus der Steigung der refraktierten P-Wellenphasen können scheinbare seismische Geschwindigkeiten ermittelt werden, welche hier bei rund 5,1 km/s in der oberen Kruste (Puc) und bei ungefähr 6.7 km/s in der unteren Kruste (Plc) liegen. Bemerkenswert ist die starke Reflexion der Kruste-Mantel-Grenze (PmP). Die P-Wellengeschwindigkeiten im obersten Mantel (Pn) sind etwas langsamer als 8 km/s.

Die refraktionsseismischen Untersuchungen und tiefenkrustalen Geschwindigkeitsmodelle (momentan in Arbeit) zeigen in diesem für die oberste, bis 1,5 km mächtige Schicht des Grundgebirges (obere Kruste) mit seismischen P-Wellen Geschwindigkeiten zwischen 4,5 und 5,8 km/s (Abb. 3). Im gleichen Bereich zeigt die untere Kruste, deren Mächtigkeit bei 4-5 km liegt, P-Wellen Geschwindigkeiten von 6,2 bis zu 7,0 km/s. Der Aufbau und die gemessenen sowie modellierten Geschwindigkeiten lassen hier auf einen ozeanischen Ursprung der Kruste schließen. Zusammengefasst bestätigen die refraktionsseismischen Untersuchungen die Vermutung, dass es sich beim südöstlichen Abschnitt des Profils bis CDP 2350 um bis zu 6 km dicke ozeanische Kruste handelt. Nordwestlich des CDP 2350 in Richtung des Chatham Rise ändert sich allerdings die Struktur des Grundgebirges. Die Unterteilung des Grundgebirges wird gröber und die Versätze zwischen den einzelnen Grundgebirgsblöcken nehmen zu. Dieser rund 140 km lange Bereich stellt wahrscheinlich die Übergangzone zwischen kontinentaler und ozeanischer Kruste dar. Sowohl die reflexionsseismischen als auch refraktionsseismischen Untersuchungen liefern in diesem Bereich zum jetzigen Stand der Analyse noch keine eindeutigen Ergebnisse, ob es sich um stark modifizierte kontinentale Kruste oder um ozeanische Kruste handelt.

Klarere Ergebnisse sind hier erst mit den fertig gestellten Geschwindigkeitsmodellen unter Einbeziehung der gravimetrischen und magnetischen Daten und Modelle zu erwarten. Auf dem zentralen Chatham Rise ist aus den Reflexionsdaten ersichtlich, dass die heutige recht flache Form des Chatham Rise ein eher junges Merkmal ist. Tiefe Verwerfungen und Gräben wurden während und nach dem kontinentalen Rifting mit Sedimenten verfüllt, so dass sich ein großes sedimentäres Becken gebildet hat (CDP 5400-6600) (Abb. 2). Konsistent mit anderen refraktionsseismischen Studien nahe der Chatham Inseln sind dort in der obersten Kruste recht niedrige P-Wellengeschwindigkeiten gemessen worden (3.0-4.5 km/s), welche typisch für kontinentale Kruste sind (Wood and Anderson, 1989) (Abb. 1).

Eine präzisere Eingrenzung der Kontinent-Ozean Übergangszone wird mit den fertig gestellten tiefenkrustalen Geschwindigkeitsmodellen sowie den entlang der anderen aufgenommen Profile (Abb. 1) erwartet. Zusätzlich werden die gravimetrischen und magnetischen Daten helfen, den Übergangsbereich im Detail zu klassifizieren. Die Modellierungsergebnisse werden helfen, plattentektonische Rekonstruktionen weiter zu verfeinern und den genauen Ablauf des Aufbruchs zwischen dem Kontinent Zealandia und der Antarktis darzustellen.

Referenzen

B. Davy, 2014. Rotation and offset of the Gondwana convergent margin in the New Zealand region following Cretaceous jamming of Hikurangi Plateau large igneous province subduction. *Tectonics* 33, 1577–1595. doi:10.1002/2014TC003629.

B. Davy, K. Hoernle, R. Werner, 2008. Hikurangi Plateau: Crustal structure, rifted formation, and Gondwana subduction history. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 9. doi:10.1029/2007GC001855.

K. Gohl, R. Werner, 2016. The Expedition SO246 of the Research Vessel SONNE to the Chatham Rise in 2016. *Berichte zur Polar- und Meeresforschung = Reports on Polar and Marine research*, Alfred Wegener Institute Helmholtz-Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany.

R.A. Wood, H.J. Anderson, 1989. Basement structure at the Chatham Islands. *J. R. Soc. New Zeal.* 19, 269–282. doi:10.1080/03036758.1989.10427182.

SO246B – Hintergrund und erste Ergebnisse der vulkanologisch-petrologischen Untersuchungen: Kompressions-, Extensions- und Abbruchmechanismen eines submarinen Kontinentalplateaus

R. Werner¹, K. Hoernle^{1,4}, S. Homrighausen¹, K. Gohl², B. Davy³ und SO-246 Fahrtteilnehmer/innen

¹ GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel, Wischhofstr. 1-3, 24148 Kiel

² Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung (AWI), Am Alten Hafen 26, 27568 Bremerhaven

³ Institute of Geological and Nuclear Sciences (GNS), 1 Fairway Drive, Lower Hutt 5010, Neuseeland

⁴ Institut für Geowissenschaften, Christian-Albrechts-Universität, Kiel

Auf der FS SONNE-Reise SO-246 CHATHAM RISE wurden im Gebiet des Chatham-Rückens vulkanische Seamounts durch GEOMAR kartiert und beprobt sowie vom Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung (AWI) geophysikalische Vermessungen durchgeführt (Refraktions- und Reflexionsseismik Magnetik, Gravimetrie) (Abb. 1). Hauptziele des Vorhabens sind die Charakterisierung und Datierung der Riftingprozesse, die zur Abtrennung des neuseeländischen Mikrokontinents von der Antarktis geführt haben, und des damit verbundenen Vulkanismus. Damit sollen unter anderem neue Erkenntnisse über magmatische und geodynamische Prozesse beim Aufbruch von Kontinenten gewonnen werden.

Das vulkanologisch-geochemisch-geochronologische Programm von SO-246 basiert zum Teil auf Erkundungsstudien an einigen Seamounts im Süden des Chatham-Rückens, die bereits während der FS. SONNE-Reise SO-168 ZEALANDIA durchgeführt wurden (z. B. Hoernle et al. 2003, GEOMAR REPORT 133). Dabei zeigte sich, dass diese Seamounts kurz nach dem Abbruch des Chatham-Rückens von der Westantarktis entstanden und somit die Analyse ihrer Laven Informationen über magmatische Prozesse liefern kann, die sich während des Aufbruchs ereigneten. Basierend auf den Ergebnissen von SO-168 und anderen Untersuchungen ist unsere Arbeits-

hypothese, dass sich unter dem neuseeländischen Mikrokontinent Zealandia und der Westantarktis ein Mantelplume befand. Durch die Kollision des Hikurangiplateaus, einer ozeanischen Flutbasaltprovinz, mit dem Chatham-Rücken vor ungefähr 105 Mill. Jahren bildete sich ein „slab window“, durch das Plumematerial im Süden des Chatham-Rücken aufsteigen konnte und möglicherweise das Rifting auslöste. Um den SO-168-Proben- und Datensatz zu vervollständigen, wurden auf SO-246 Kartierungen und Hartgesteinsbeprobungen an Seamounts am südlichen Rand des Chatham-Rückens, im südöstlichen Teil der Chatham-Terrasse und auf der angrenzenden Tiefseeebene durchgeführt (Abb. 1). Ein weiteres wichtiges Ziel dieser Arbeiten ist es, die verschiedenen Phasen vulkanischer Aktivität in diesem Gebiet zu erfassen, um die zeitliche Entwicklung des Magmatismus zu rekonstruieren.

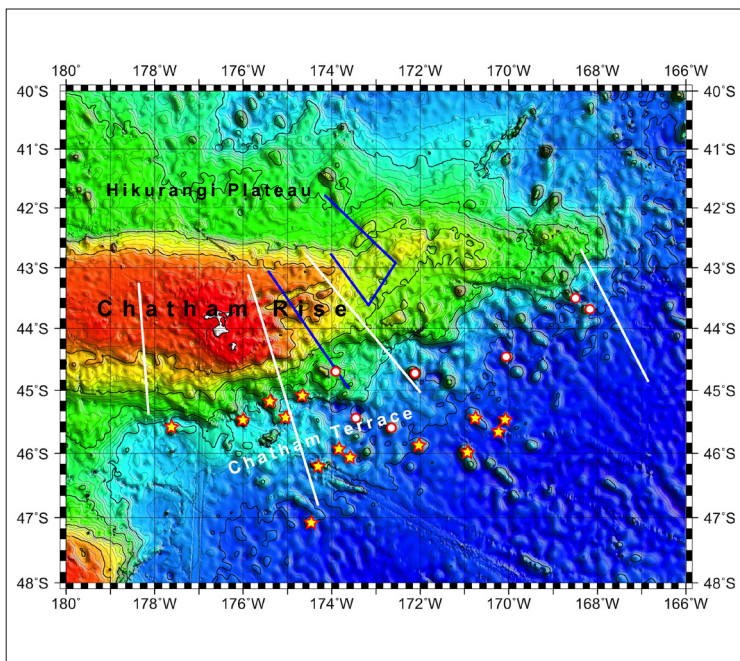


Abb. 1: Bathymetrische Karte des Chatham-Rückens und angrenzender Gebiete. Rot-gelbe Sterne markieren die während SO-246 untersuchten Seamounts, rot-weiße Punkte Seamounts, die während SO-168 im Süden des Chatham-Rückens bearbeitet wurden. Die Seismikprofile von SO-246 sind durch Linien gekennzeichnet (weiß: Refraktions- und Reflexionsseimik, blau: Reflexionsseimik). Datenbasis für die Bathymetrie ist ‚The GEBCO_2014 Grid, version 20150318, <http://www.gebco.net>‘.

Insgesamt wurden während SO-246 in nur sieben Arbeitstagen 14 Seamounts bearbeitet, von denen 13 erfolgreich beprobt wurden. Zusammen mit den Gesteinsproben, die von sechs weiteren Seamounts während SO-168 gewonnen wurden, repräsentiert unser Probensatz die bisher umfassendste Beprobung der Chatham-Terrasse und angrenzender Gebiete (Abb. 1). Unter den Proben dominieren teilweise erstaunlich unalterierte aphyrische und Feldspat-führende Laven sowie ein weites Spektrum vulkaniklastischer Gesteine, die zum Teil Merkmale zeigen, die für eine Eruption bzw. Ablagerung im Flachwasser oder in einem subaerischen Milieu charakteristisch sind und somit auf eine erhebliche Subsidenz dieser Vulkane hinweisen.

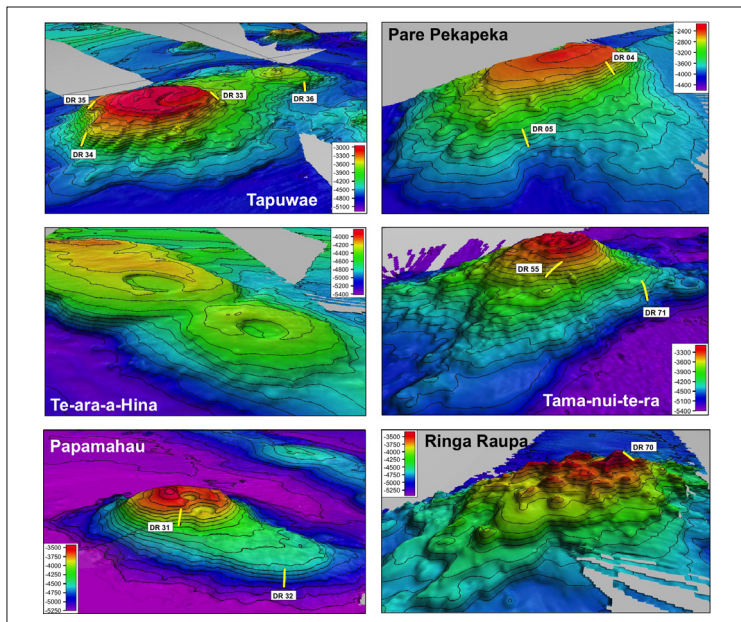


Abb. 2: 3D-Darstellung unterschiedlicher Seamounttypen, die während SO-246 kartiert wurden. Die gelben Linien zeigen die Dredgezüge an diesen Strukturen. Die Maori-Namen sind Arbeitsnamen, die den Seamounts von den SO-246 Fahrtteilnehmern/innen gegeben wurden.

Die Kartierungen zeigten eine überraschend große Vielfalt an Vulkanbauten im Arbeitsgebiet (Abb. 2). Einige der Vulkane bestehen aus verschiedenen morphologischen Einheiten wie z.B. einer flachen basalen Struktur und einem darauf aufsitzenden steilen, am Top abgeflachten Vulkan (z.B. Tapuwae und Papamahau in Abb. 2), was auf mehrere Phasen magmatischer Aktivität hindeutet.

Am südlichen Rand des Chatham-Rückens dominieren Guyots (z.B. Pare Pekapeka in Abb. 2). Guyots sind ehemalige Inselvulkane, deren Gipfelplateau durch Erosion an der Wasseroberfläche entstand und die anschließend absanken. Diese Guyots befinden sich genau auf der Übergangszone zwischen der Südflanke des Chatham-Rückens und der Chatham-Terrasse. Zusammen mit vorläufigen Altersdaten von SO-168 deutet das darauf hin, dass diese Naht eine Schwächezone darstellte, die es Magma erlaubte, in einer frühen Phase des Rifting zur Oberfläche aufzusteigen. Ähnliche Alter und Absenkungsgeschichten der Guyots belegen die einheitlichen Wassertiefen ihrer Basis (4.100 - 4.500 m) und Plateaukanten (2.600 - 2.900 m).

Auch auf der Chatham-Terrasse und südlich davon existieren einige Guyots. Die Wassertiefen, in der sich deren Plateaus und Basis befinden, nimmt nach Süden hin systematisch zu, was mit einer stärkeren Subsidenz der ozeanischen Kruste im Süden des Chatham-Rückens konsistent ist. Kegelartige Strukturen auf einigen der Erosionsplattformen weisen auf Posterosionsvulkanismus bei diesen Vulkanen hin. Bei einigen Vulkanen mit flacher Gipfelregion haben die Plateaus eine raue Oberfläche mit Depressionen sowie Dom- und Rückenartigen Strukturen (z.B. Papamahau in Abb. 2). Diese Plateaus entstanden wahrscheinlich nicht durch Erosion an der Wasseroberfläche, sondern durch konstruktive bzw. destruktive vulkanische und synvulkanische Prozesse in einem vermutlich submarinen Milieu.

Insgesamt deutet die Morphologie der Vulkanbauten auf eine komplexe, mehrphasige tektonische und magmatische Entwicklung des Gebietes im Süden des Chatham-Rückens hin. Die weitere Auswertung der Bathymetrie und die Analyse und Datierung der Gesteinsproben wird, kombiniert mit Ergebnissen der geophysikalischen Untersuchungen des AWI, neue Erkenntnisse über magmatische und geodynamische Prozesse während Abtrennung des neuseeländischen Mikrokontinents von der Antarktis liefern. Wir erwarten, auf dem Sonne-Statusseminar erste geochemische Daten präsentieren zu können, die u.a. Informationen über die Petrogenese sowie erste Anhaltspunkte über Mantelquellen liefern werden.

SO247 – SlamZ: Slide activity on the Hikurangi margin, New Zealand

K. Huhn¹, N. Kukowski², T. Freudenthal¹, G. Crutchley³, A. Goepel², S. Henrys³, S. Kasten⁴, N. Kaul⁵, J. Kuhlmann¹, J. Mountjoy⁶, A. Orpin⁶, T. Pape⁵, C. Schwarze², K.-U. Totsche², M. Torres⁷, H. Villinger⁵

¹ MARUM; Zentrum für marine Umweltwissenschaften; Universität Bremen; Leobener Strasse; D-28359 Bremen, Germany

² Friedrich-Schiller University Jena; Burgweg 11; D-07749 Jena, Germany

³ GNS Science; 1 Fairway Drive, Avalon 5010; PO Box 30-368, Lower Hutt 5040; New Zealand

⁴ AWI Bremerhaven; Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung; Am Handelshafen 1; D-27570 Bremerhaven, Germany

⁵ University Bremen; Fachbereich Geowissenschaften; Klagenfurter Strasse; D-28359 Bremen, Germany

⁶ NIWA Wellington; 301 Evans Bay Parade; Hataitai, Wellington 6021, New Zealand

⁷ Oregon State University; Corvallis OR; 97331 USA

Submarine slides occur at all sediment bearing margins worldwide. Although several types and combinations of pre-conditioning factors and trigger mechanisms have been suggested to provoke land-sliding, often great uncertainty persist, why a given slope fails whereas another adjacent slope remains stable.

It is widely accepted that landslides are initiated when the shear strength of the slope material decreases in a short time. This can be caused by transient pore pressure fluctuations as increasing pore fluid pressure reduces effective normal stress, and by this the stability of the sediment decreases. Mechanisms that increase pore pressure along a certain layer, include e. g. tectonic loading, earthquake activities, but also fast sediment accumulation, mineral dehydration, fluid transport, gas charging and/or gas hydrate destabilization. However, potential interactions between these parameters and slope destabilization or the contribution of different processes to initiate slope failure is not fully understood yet.

To gain a better understand of the factors controlling slope destabilization, especially the interaction of tectonic steepening and gas hydrate transformation, we investigated different tectonic units of the Hikurangi subduction zone east of New Zealand's North Island with the focus on submarine landslide initiation. This active continental margin the Tuaheni landslide complex (TLC) further north offshore Gisborne (Fig. 1).

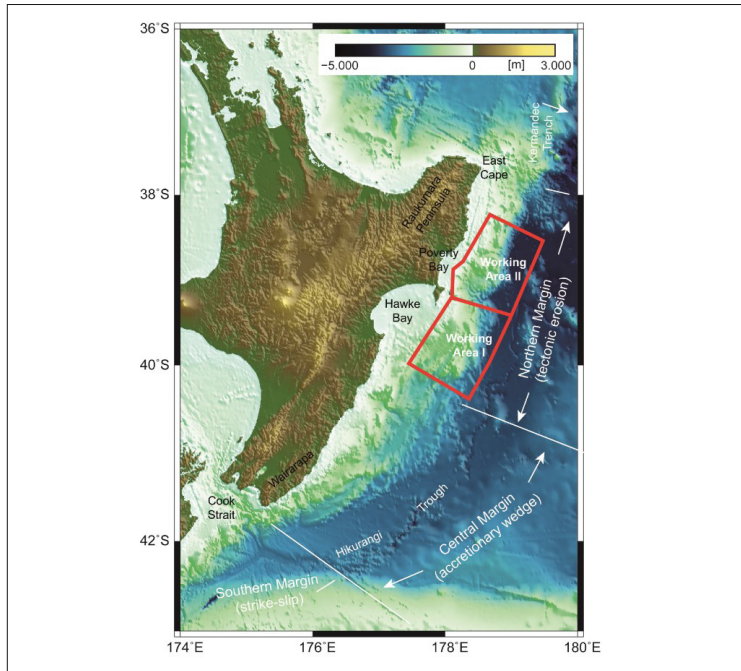


Figure 1: Shows the two working areas of SO247 (I) the Rock Garden area and (II) the Tuaheni landslide complex.

In both working areas, existing seismic data were extended by high-resolution bathymetry data using the onboard EM210. Based on hydro-acoustic and seismic data, 53 gravity cores with a total length of ~150 m were recovered along systematic transects from undisturbed slope sections to the slid masses (Figs. 2, 3). In addition, six long sediment cores (three in each area) with a total length of approx. 470 m were drilled utilizing the Bremen drill rig MeBo200. These include a 105 m long continuous sediment core (core recovery > 95%) from an undisturbed slope section close to the TLC. This core is the first long (i.e. greater than 50 m) sediment record from the Hikurangi margin.

This drilling operation was paired with densely spaced in-situ heat-flow measurements. These data will be used to characterize the thermal regime of the Hikurangi forearc and thus enable a better understanding of hydrate stability (Figs. 2, 3). These information are essential to test hypotheses regarding the influence of gas hydrate dissociation as a potential trigger mechanisms of slides.

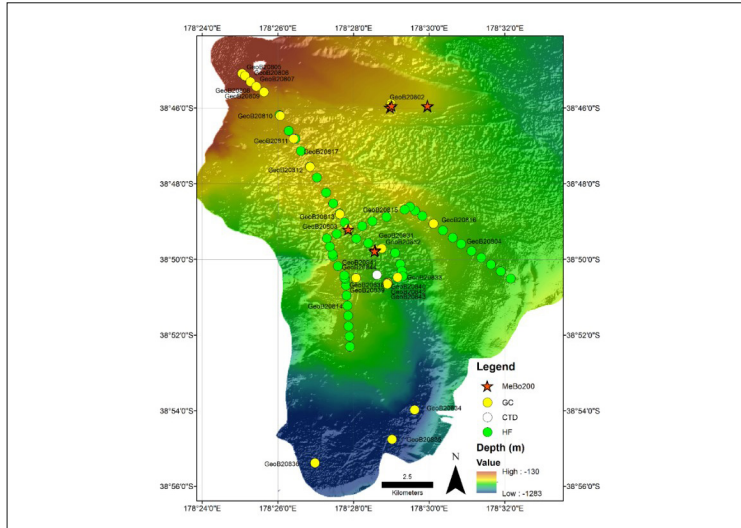


Figure 2: Shows the bathymetric data recorded during the SO247 in the area of the TLC. Locations of MeBo200 legs, gravity cores as well as heat flow measurements are shown.

The Tuaheni landslide complex (TLC)

Detailed sedimentological, geotechnical, geophysical and geochemical analysis of the three MeBo200 cores as well as sampled pore fluids and gases enable a deeper insight into the slide mobility of the Tuaheni slide event. First interpretation of both gas analyses and methane data reveal no evidence of gas hydrates within recovered sediments in this area. Nevertheless, deeper core sections beneath the décollement of the TLC show frequent gas fracturing, though this occurrence cannot be linked directly to the failure area. The depth window around the basal detachment itself appears to be dominated by coarse silts and fine sands. Core recovery in these units is poor suggesting a predominance of such coarse-grained sediments either in thick layers or as thinner intercalated bands, e.g. as present at gravity core GeoB20841-1 (Fig. 4).

The material exhibits a high liquefaction potential that appears to dominate failure mechanisms of the TLC, possibly controlled through recurrent seismic activity. If present, gas hydrates still may govern slope stability, as liquefaction only becomes possible outside of the gas hydrate stability zone.

Currently, core logging for geophysical and geochemical properties of recovered sediments is under way. First results prove the erosive capability of mass movement processes in the upper 10 mbsf of the TLC and may hint towards further failure processes in these layers not related to the general slow creep along the décollement at depth. Additional results from the 'undisturbed' slope next to the TLC complex suggest the general occurrence of recurrent failure events at the Hikurangi margin, irrespective of the TLC. Acoustic data reveals that these events appear to be related to some sort of cyclicity.

Rock Garden

The steep frontal accretionary ridge is uplifted by subduction of a seamount and its top suffers from strong seafloor erosion. Numerous smaller-scale, cross-cutting faults formed due to uplift and flexural extension (see Fig. 3). Combining high-resolution EM122 data with single beam echo-sounder data, 11 gas flares with heights between 62 and 375 m were directly observed at Rock Garden.

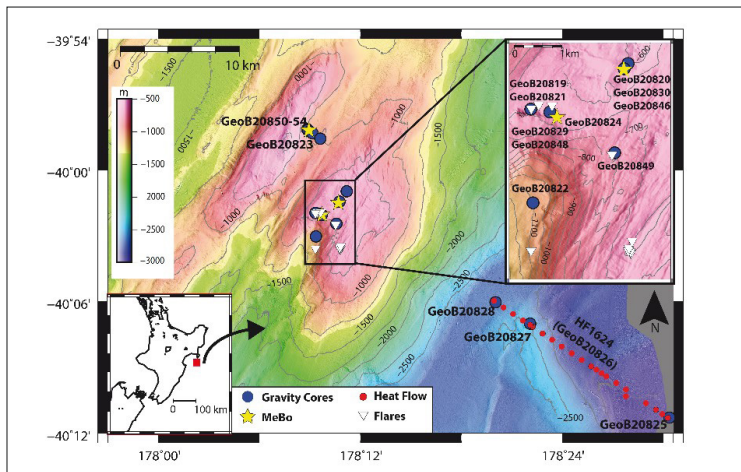


Figure 3: Shows bathymetric data and core locations sampled during SO247 in the vicinity of Rock Garden with locations of gravity cores, MeBo200 legs, heat flow measurements as well as gas flares.

Sediments recovered from 22 gravity and 3 MeBo cores include clayey silts, sandy turbidites, fine sands, and volcanic tephtras. Sediments recovered from the sites at the top of Rock Garden are unusually stiff and consolidated. Significant differences between the two MeBo cores, recovered just 2 km away from each other point to a highly variable tectonic activity and erosion, which is now a focus of further investigations. Whereas during cruise SO247, shipboard measurements of sediment physical properties were restricted to undrained shear strength, moisture and density measurements (MAD), magnetic susceptibility, laboratory measurements will provide also insight e.g. in sonic velocities and therefore also aid further interpretation of existing reflection seismic data. Alkalinity and ammonium data from pore fluids sampled by gravity coring reflect biogeochemical cycling of organic matter with highest concentrations observed in core GeoB20825-1, which was retrieved from a site seaward of the deformation front, whereas lowest concentrations were measured in samples from the Rock Garden and Paoanui ridges. Methane concentrations increase with increasing depth between ca. 25 mbsf and 35 mbsf. A slight decrease in methane concentrations occurs below 35 mbsf. Three gravity cores, taken at flare sites in the Rock Garden area, contained dissolved methane in relatively high concentrations.

SO248 – Hydrografie und Bakteriengemeinschaften in der Wassersäule und im Oberflächensediment des Pazifiks zwischen 30°S und 59°N

T. H Badewien, M. Wietz, J. Niggemann, B. Engelen, M. Simon

Institut für Chemie und Biologie des Meeres, Universität Oldenburg,
26111 Oldenburg

Der Pazifische Ozean zwischen den subpolaren Regionen der nördlichen und südlichen Hemisphäre strukturiert sich in biogeografische Provinzen, die sich hinsichtlich der Wassermassen, Hydrografie, Nährstoffe und Planktongemeinschaften unterscheiden (Abb. 1). Sie zeigen auch große Unterschiede im Chlorophyll und der Primärproduktion, von ultraoligotrophen Bedingungen im süd pazifischen Wirbel bis hin zu eutrophen Verhältnissen in der nordpazifischen Polarfront- und der subarktischen Region und der Beringsee. Bisher ist noch unbekannt, inwiefern die Unterschiede dieser biogeografischen Provinzen und der Wassermassen zwischen der Oberfläche und dem Meeresboden sich auch in der Zusammensetzung und den funktionellen Eigenschaften der prokaryontischen Mikrobengemeinschaften und des Pools der gelösten organischen Substanz (DOM) widerspiegeln.

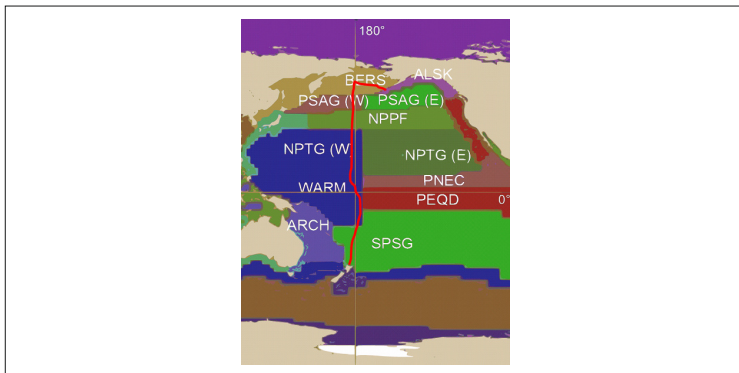


Abb. 1: Biogeografische Provinzen im Pazifik und Route der Forschungsfahrt SO248 (rot). BER: Beringsee; PSAG: Subarkt. Pazifik; NPPF: nordpaz. Polarfrontregion; NPTG: nordpaz. subtropischer Wirbel; WAR: paz. Warmpool; PNE: nordpaz. Äquatorialer Gegenstrom (der süd paz. Gegenstrom fehlt in der Abb.); PEQ: paz. Äquatorialstrom; SPS: süd paz. Subtropischer Wirbel.

Aus diesem Grund war das Ziel der Forschungsexpedition SO248 BacGeoPac zu untersuchen, wie die generellen planktologischen und hydrografischen biogeografischen Muster sich in der Wachstums- und Substratdynamik, Biogeografie, Zusammensetzung und funktionellen Eigenschaften der prokaryontischen Mikrobengemeinschaften und in den chemogeografischen Mustern des DOM Pools zwischen dem Südpazifischen Wirbel und der Beringsee unterscheiden. Daher haben wir einen Transekt vom westlichen Rand des südpazifischen Wirbels bei 30°S bis in die Beringsee bei 59°N entlang des 180. Längengrades untersucht. Es wurden an 19 Stationen Proben genommen, davon an 11 Stationen über die gesamte Wassersäule bis zum Meeresboden und einer Tiefe von bis zu fast 6000 m Tiefe und an 8 Stationen bis in 1000 m Tiefe (Abb. 2).

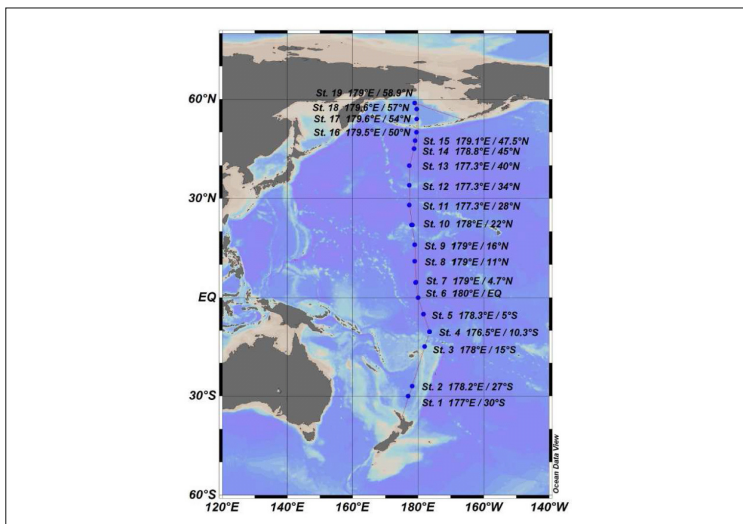


Abb. 2: Route und Stationen der Forschungsfahrt SO248.

Die Probennahme an den 19 Stationen umfasste die intensive Nutzung der Niskin-CTD-Rosette, bio-optische Charakterisierungen der euphotischen Zone, horizontale und vertikale Planktonnetzzüge, Sammeln von Mikroplastikpartikeln, Wasserprobennahme mit einer in situ Pumpe nahe der Oberfläche und Sedimentbeprobung mit einem Multicorer (MUC). Der Hauptfokus war auf die epipelagische und mesipelagische Zone gerichtet. Die Untersuchungen umfassten allerdings auch die Prokaryontengemeinschaften der bathy- und abyssopelagischen Zone und des Meeresbodens und die DOM-Verteilung und wie sie mit den aphotischen Wassermassen des Pazifiks korrelieren.

Durch die Temperatur und den Salzgehalt der oberflächennahen Schichten konnten wir deutlich die Wassermassen und biogeografische Provinzen unterscheiden. Die Wassertemperaturen nahmen kontinuierlich zu vom südpazifischen Subtropischen Wirbel von 23° auf 30°C und weiter nördlich wieder ab auf 22°C am nördlichen Rand des nordpazifischen Subtropischen Wirbels. Die nordpazifische Polarfrontregion war durch starke Temperaturabnahme gekennzeichnet und in der Beringsee lag die Temperatur nur noch bei 4 bis 6°C. Der Salzgehalt zeigte große Unterschiede in den verschiedenen Provinzen, insbesondere in der äquatorialen Region und der nördlichen Polarfrontzone (Abb. 3). Durch die Messungen mit der bis ins Abyssopelagial gehenden CTD konnten wir die Wassermassen des aphotischen Pazifiks gut identifizieren.

In den permanent geschichteten Provinzen lag das tiefe Chlorophyllmaximum zwischen 60 und 120 m mit der tiefsten Position in den beiden subtropischen Wirbeln (Abb. 3). Im äquatorialen Auftriebsgebiet war es angehoben auf 70 m. Prominente Phytoplanktonblüten existierten nur nördlich von 40°N, vor allem aber nördlich von 50°N. Nördlich von 5°N waren zwischen 200 und 1700 m Tiefe ausgeprägte Sauerstoffminimumzonen vorhanden mit Restkonzentrationen von Sauerstoff von noch etwa 15% der Oberflächenwerte.

Die bisher erhobenen mikrobiellen Parameter spiegelten die verschiedenen Wassermassen und teilweise auch die biogeografischen Provinzen gut wider. Die endgültige Interpretation der Daten wird jedoch erst möglich sein, wenn alle anderen Proben hinsichtlich der Zusammensetzung und funktionellen Eigenschaften der Prokaryontengemeinschaften mit aktuellen Methoden (next generation sequencing, Metagenomik, -transkriptomik, -proteomik) und die Zusammensetzung des DOM Pools analysiert und ausgewertet worden sind,

Erste Ergebnisse der Prokaryontenabundanz in den obersten 100 m, analysiert mittels Durchflusszytometrie an Bord, zeigten zwischen 2 und 22×10^5 Zellen ml^{-1} mit kontinuierlich zunehmenden Werten von Süden nach Norden. Die bakterielle Biomasseproduktion war in den obersten 100 m am höchsten in der südlichen und nördlichen äquatorialen Gegenströmung und sehr viel niedriger in den anderen Provinzen. Die Wachstumsraten der gesamten Bakteriengemeinschaft kovariierten mit der bakteriellen Biomasseproduktion mit höchsten Werten von 1 bis >2 pro Tag und viel geringeren Werten in den anderen Provinzen. Vorläufige Ergebnisse der extrazellulären hydrolytischen Enzymaktivitäten von verschiedenen Biopolymeren zeigten charakteristische Muster der verschiedenen Provinzen.

Das Oberflächensediment entlang des Transektes zeichnete sich durch recht unterschiedliche Strukturen und Texturen aus (Abb. 4). Die Bakterienabundanzen an der Sedimentoberfläche lagen zwischen 10^8 und 10^9 Zellen cm^{-3} und waren in 20 cm unter dem Meeresboden sehr viel niedriger. Die Werte in beiden Tiefen nahmen nördlich des Äquators kontinuierlich zu. Nach den vorläufigen Daten, die wir während der Forschungsfahrt bereits erheben konnten, sind wir sehr zuversichtlich, dass die BacGeoPac-Forschungsfahrt sehr erfolgreich war und dass wir die Ziele dieser umfangreichen Untersuchung erreichen werden.

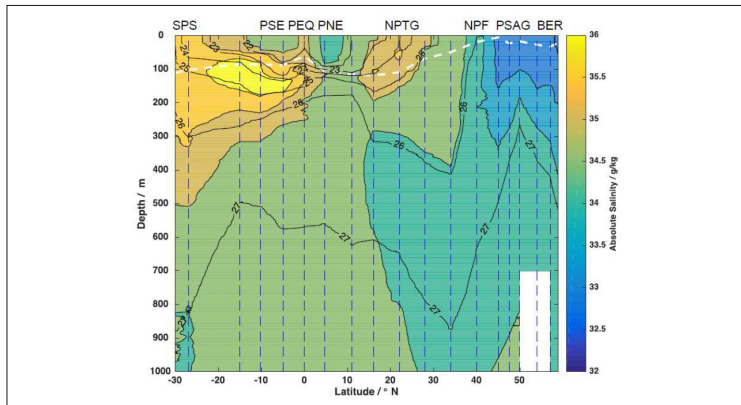


Abb. 3: Salinitätsverteilung entlang des Transektes der Fahrt SO248 zwischen 30°S und 59°N im Pazifik. Oben sind die biogeografischen Provinzen angegeben. Die schwarzen Linien stellen die Isopyknen, die weiße gestrichelte Linie die Tiefe des Chlorophyll-Maximums und die vertikalen blauen gestrichelten Linien die Positionen der Stationen dar.

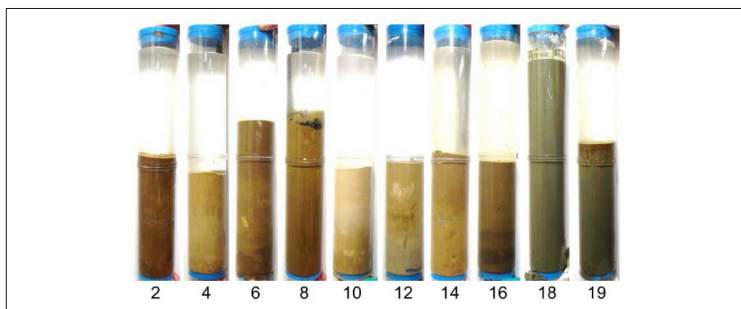


Abb. 4: Typische Sedimentkerne des Transektes der Fahrt SO248. Die Nummern entsprechen den Stationen. An Station 18 ging die Oberflächenschicht verloren da das Sedimentrohr zu tief eindrang.



1.6. SO249, SO250

SO249 – BERING – Origin and Evolution of the Bering Sea: An Integrated Geochronological, Volcanological, Petrological and Geochemical Approach

K. Hoernle^{1,5}, M. Portnyagin^{1,4}, F. Hauff¹, R. Werner¹, G. Yogodzinski², B. Baranov³, S. Silant'yev⁴, D. Garbe-Schönberg⁵

¹ GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel

² University of South Carolina Columbia, Columbia SC, United States

³ Shirshov Institute of Oceanology, Moscow, Russia

⁴ Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Moscow, Russia

⁵ Institut für Geowissenschaften, Christian-Albrechts-Universität, Kiel

The R/V SONNE expedition SO-249 is part of the research project BERING, conducted in the framework of the Russian-German Agreement on Marine and Polar Research and in close cooperation with U.S. American colleagues. The overarching goal of BERING is to elucidate the magmatic and tectonic evolution of the Bering Sea and its margins over the past ≥ 50 m.y. In particular, BERING investigates the physical and chemical conditions that control the development of subduction zones, including subduction initiation, evolution of mature arc systems, and the impact of subduction volcanism on the environment. SO-249 conducted geological, morphological, and biological studies along the Aleutian Volcanic Arc, the Pacific seafloor subducting beneath the Aleutian and northern Kamchatka Arcs, and in the western Bering Sea. Besides extensive multi-beam mapping and sediment echosounder profiling, a total of 150 dredge hauls were conducted on the two legs of SO-249. Of these, 91 delivered magmatic and/or metamorphic rocks (not including glacial dropstones), 34 volcanoclastic rocks including breccias containing lava fragments, 64 sedimentary rocks, and 19 Mn-Fe-Oxide crusts and nodules. The on shore work program at Russian, German, and U.S.-American institutions includes geochronological, petrological and geochemical studies on igneous samples obtained during the cruise. Although the analytical work has just begun, we plan to present early results at the meeting. Below we summarize the relevant mapping and sampling pertaining to each of our overarching goals:

Aleutian arc inception and evolution

Dredging of the deep canyons and faults in the fore arc basement, as well as along the lower trench slope, were the prime targets to obtain rocks for reconstructing arc initiation and early arc evolution. While the lower trench slopes mainly delivered semi-consolidated sediments that probably represent accreted sediments, the arc basement was successfully sampled at Adak, Amatignak and Murray canyons and along the southern slope of Attu Island, during leg 1 (USA EEZ). Rocks obtained here range from fairly fresh lava to plutonic rocks confirming that some canyons such as Murray cut deep into presumably older arc crust. During leg 2 (Russian EEZ), we sampled the Komandorsky block, a remnant of the early Aleutian arc crust. Dredging along its NW, NE and SE margins delivered a wide range of volcanic and mafic plutonic rocks that include adakite-like varieties. Abundant solidified sediment was sampled along the lower trench slope of the Komandorsky Block.

Arc Input

In order to characterize the age and composition of the Pacific lithosphere subducting beneath Kamchatka and the Aleutian Arc, dredging operations successfully targeted fracture zones (FZ), bend faults and intraplate seamounts. While fracture zones east of 176°E and those on the Pacific plate subducting beneath Kamchatka delivered variably altered rocks from ocean crust layer 2, the Stalemate FZ provided a full rock suite that represents a cross section through the oceanic lithosphere, including upper mantle ultramafic rocks, a variety of lower crustal gabbroic rocks and upper crustal basalts. Beach sands and pebbles/cobbles consisting of rock fragments, minerals and grains of the aforementioned lithologies were also obtained from the shallowest part of the Stalemate FZ at its northwestern termination just before it enters the Aleutian trench. Therefore the northern end of the Stalemate FZ must have once been subaerially exposed, which indicates that significant vertical uplift must have occurred, either related to collision of the Stalemate FZ with the Aleutian trench or by vertical movements when Stalemate was a transform fault of the Kula spreading system.

Tracing the Pre-Aleutian subduction history

Prior to SO-249, the nature of the Beringian and Chukotka Margins and their junction was unknown. Possible origins included a remnant of the pre-Aleutian (Beringian) arc, passive continental margin or a transform fault scarp. Although numerous seamount structures appeared on the shelf slopes on the predicted bathymetry, extensive mapping and reconnaissance sampling

revealed a thick sediment cover and lack of igneous basement exposures. However, young fault systems were discovered at the Chukotka Margin, which may be related to recent movements at the boundary of the Beringian and North American Plates.

Origin of the Komandorsky and Aleutian marginal basins

Formation of the ocean basins north of the Aleutian Arc is enigmatic. The most prominent models suggest either plate capture at the initiation of the Aleutian arc or back-arc spreading. The very thick sediment cover of the Aleutian basin inhibits direct probing of its basement even by deep sea scientific drilling. Based on seafloor magnetics and NW-SE aligned traces of fracture zones, the Komandorsky basin, however, appears to have formed during a short period of "back-arc" spreading after initiation of the Aleutian arc. Dredging of FZ's in the Komandorsky basin delivered in-situ lava at only a single location, while semi-consolidated sediments were recovered at all other stations. The N-S trending Shirshov Ridge, separating the Komandorsky from the Aleutian basin, could hold key information on the tectonic evolution of the area. Along its western margin, a series of oval-shaped domes yielded homogeneous dredges of freshly broken ultramafic rocks (harzburgites, pyroxenites and dunites), amphibolite facies basalts, dolerites, and gabbros, as well as greenschist facies metasediments. This rock suite is characteristic of an ophiolite sequence and therefore reflects uplifted, overthrust or accreted ocean crust. In conjunction with Late Cretaceous to Early Paleocene (65-69 Ma) island arc rocks dredged on the Central crest of Shirshov (SO201-2; unpubl. data), several working hypothesis emerge: 1) obduction of Aleutian basin ocean crust, 2) uplift of arc crust and mantle of the Cretaceous Olyutorsky arc (Siberia), which was rifted away from the Siberian margin to form the Komandorsky Basin, or 3) an earlier ophiolite accreted during collision of the Olyutorsky arc with the Siberian margin.

Modern Aleutian arc system:

West of 176°E, plate convergence becomes increasingly oblique leading to absence of young subaerial volcanoes west of Aleutian Buldir Island. An intriguing chain of young submarine cones, located N of the western Aleutian and Komandorsky Islands, however, has been detected by marine surveys. SO-249 filled in sampling gaps at the Western cones north of Attu Island that delivered hornblende-orthopyroxene bearing rhyodacites. The second prime target was Piip volcano and the Volcanologists Massif NE of the Komandorsky block. Together with previous R/V SONNE mapping, the

area is now extensively mapped by EM122 including a high resolution survey of the top region with the EM710 system. In addition, detailed sampling was carried out on Piip volcano and the Volcanologists Massif. Fresh glass bearing lavas were dredged at the tilted crustal block NW of Volcanologists Massif. Preliminary laser ablation ICP-MS analyses suggest that they represent the Komandorsky Basin crust immediately before the Massif formed. No volcanic cones were detected SE of Piip suggesting a large spatial gap of recent volcanic activity between Piip Volcano and the Western cones. The discontinuity of the Aleutian volcanic front and strong compositional contrast between the Western Cones and Volcanologists Massif suggest that the origin of volcanic activity in the Far-Western Aleutian Arc is largely related to upwelling of hot mantle caused by rifting processes in the Komandorsky Basin.

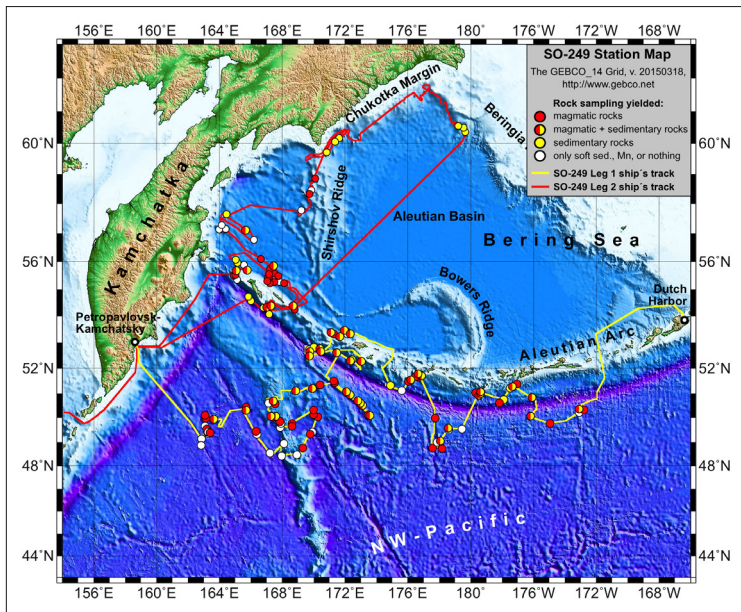


Figure 1: Ship's tracks and sampling stations (colored dots) of R/V SONNE cruises SO-249 Leg 1 and 2 (data base for bathymetry: The GEBCO_2014 Grid, version 20150318, <http://www.gebco.net>).

SO250 – KuramBio II (Kuril Kamchatka Biodiversity Studies)

A. Brandt¹, P. Martínez Arbizu², M. Malyutina³, T. Riehl¹, C. Schmidt², N. Heitland¹

¹ Zoologisches Museum, Centrum für Naturkunde, Universität Hamburg, Martin-Luther-King-Platz 3, 20146 Hamburg

² Deutsches Zentrum für Marine Biodiversitätsforschung (DZMB), Senckenberg am Meer, Südstrand 44, 26382 Wilhelmshaven

³ A.V. Zhirmunsky Institute of Marine Biology, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, 17 Palchevsky St., Vladivostok, 690041, Russland

Die deutsch-russische Expedition KuramBio II wurde vom 16.8.–26.9.2016 mit FS Sonne im Kurilen-Kamtschatka-Graben (KKT) durchgeführt. Diese Expedition schließt sich an die russisch-deutsche SoJaBio (Sea of Japan Biodiversity Studies) Expedition ins Japanische Meer 2010, die deutsch-russische KuramBio Expedition in das NW pazifische Abyssal bei dem Kurilen-Kamtschatka-Graben 2012 sowie die russischdeutsche SokhoBio (Sea of Ochotzk Biodiversity Studies) Expedition 2015 an. Ziele dieser Expeditionen waren die Erfassung der Biodiversität und Biogeographie des Benthos, sowie eine trophische Charakterisierung der benthischen Organismen. Während KuramBio I wurde ein Vielfaches der bis dato bekannten Artenzahlen nachgewiesen, und der Kenntnisstand aus den Tiefen zwischen 500–6000 m von 300 Arten auf >1781 Arten erweitert. Mindestens die Hälfte dieser Arten war neu für die Wissenschaft. Die artenreichsten Proben waren jedoch am Hang des KKT gefangen worden. Daher nahmen wir an, dass die v-förmige Topographie des KKT für eine gute Nahrungsverfügbarkeit auch im Hadal sorgt und zu einer erhöhten Biodiversität in großen Tiefen führt. Während der Expedition KuramBio II wurden daher die folgenden Hypothesen getestet: 1.) Das Hadal des KKT beherbergt eine hohe Artenzahl vergleichbar mit der der angrenzenden abyssalen Ebene. 2.) Die Anzahl endemischer Arten steigt mit zunehmender Tiefe im KKT. 3. Das Hadal des KKT isoliert die Benthosgesellschaften des abyssalen nordwestpazifischen Beckens von denen des Ochotskischen Meeres. Während KuramBio II wurden elf Gebiete zwischen ca. 5100 und 9583 m Tiefe beprobt. Es wurden je eine CTD, das EM122, ein Multischließnetz, der Multicorer, Großkastengreifer, Epibenthoschlitten, sowie ein Agassiz Trawl eingesetzt. So wurde die Meeresbodentopographie dokumentiert und Organismen aller Größenklassen (Protisten bis Megafauna) gesammelt.

Unsere Daten, basierend auf den ersten Auswertungen an Bord des FS Sonne, dokumentieren eine reiche Fauna aller Größenklassen im KKT. Der offene Pazifik birgt weitestgehend eine andere Fauna als das Japanische und auch das Ochotskische Meer. Dennoch gibt es einige Arten, die beidseitig des Grabens in abyssaler Tiefe vorkommen und solche, die auch im Ochotskischen Meer nachgewiesen worden sind. Wir müssen daher davon ausgehen, dass der KKT die Fauna des Kurilen Beckens des Ochotskischen Meeres vom NW Pazifik isoliert. Da es dennoch Arten gibt, die diese Isolationsbarriere zu überbrücken vermögen und möglicherweise durch die Krusenstern und Bussol Straße Austausch zwischen dem offenem Abyssal des NW Pazifiks und dem Ochotskischen Meer aufrecht erhalten können, muss diese Barrierewirkung differenziert und artspezifisch betrachtet werden.

Untersuchungen zum Nahrungsnetz

Während KuramBio II wurden planktonische und epibenthische Copepoden (Crustacea) aus verschiedenen Tiefen bei -4°C lebend sortiert und bei -80°C eingefroren oder mit Ethanol fixiert. Ziel ist es, mit biochemischen Methoden Nahrungsquellen der Copepoden zu identifizieren. Copepoden sind eine wichtige Schnittstelle im marinen Nahrungsnetz und höchstwahrscheinlich die größte Gruppe der „Diatomeen Grazer“ (Rae & Rees 1947). Trophische Beziehungen können mittels gaschromatischen Techniken und den sogenannten Marker-Lipiden aufgedeckt werden, da diese nahezu unverändert das Nahrungsnetz passieren (Sargent & Whittle 1981; Kattner et al. 2007). Beispielsweise sind die Fettsäuren 16:1 und 20:5 typisch für Diatomeen (Kates & Volcani 1966). Stabile Isotope sind geeignete Marker zur Analyse von Nahrungsnetzen. Über die Isotopen-Zusammensetzung eines Organismus lässt sich auch die Herkunft der Ressourcen ermitteln (Minagawa & Wada 1984; Hobson 1999; Peters et al. 2005). Derzeit werden im Labor Untersuchungen zu Lipidgehalt, Lipidklasse und Fettsäurezusammensetzung sowie Analysen der stabilen Isotopen durchgeführt um Auskunft über Unterschiede in der Nahrungszusammensetzung der Copepoden bei unterschiedlichen Tiefen und Breitengraden festzustellen.

Crustacea der Macrofauna aus Epibenthoschlittenfängen und die Verbreitung und ausgewählter Isopoda über den KKT hinweg

Peracaride Krebse (z.B. Amhipoda, Cumacea, Isopoda und Tanaidacea) gehören zu den dominanten Taxa in der Tiefsee. Daher war es ein Ziel, deren Taxonkomposition zu analysieren. Das an Bord sortierte Epibenthoschlittenmaterial wurde dazu auf Artniveau bestimmt. Isopoden waren an allen

Stationen eine der dominanten Ordnungen. Dabei waren die Stationen um 5000m generell Individuenreicher als tiefere Gebiete. Insbesondere die tiefsten Stationen um 9500 m Tiefe zeichneten sich dadurch aus, dass mehr Amphipoda als Isopoda gefunden wurden. Die schwimmende Isopodenfamilie Munnopsidae kam an allen Stationen vor und war die abundanteste Familie gefolgt von Haploniscidae. Desmosomatidae kam in den Gebieten 8, 10, 5 und 4 mit über 20 Individuen vor und war ansonsten recht selten vertreten. Nannoniscidae war in den Gebieten 8 und 19 zahlreich, und kam in geringer Anzahl in den Arealen 5 und 1 vor, während sie generell an Stationen tiefer als 8700 m fehlte. Macrostylidae kam in den Gebieten 8, 10, 5 und 1 vor, war aber lediglich an Stationen um 5000m Tiefe zahlreich. Ischnomesidae kam in allen Tiefen vor. Vorläufig konnte festgestellt werden, dass die Diversität der Isopoden mit zunehmender Tiefe im KKT abnahm (Abb. 1).

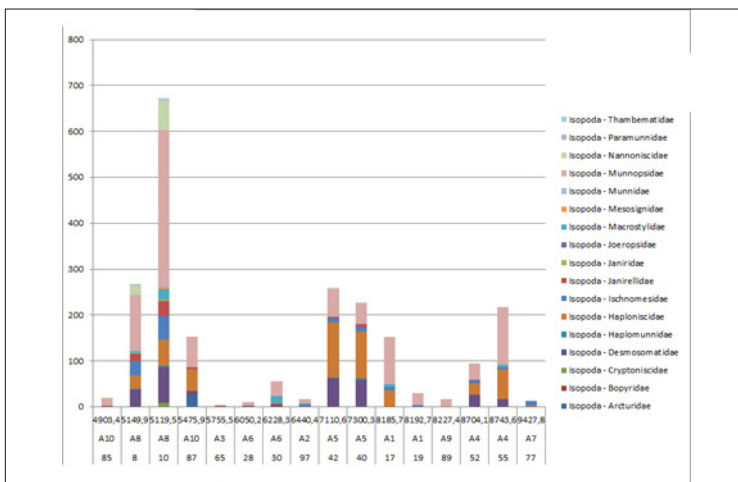


Abb. 1: Isopodenfamilienverteilung in den KuramBio II-EBS-Fängen nach Tiefe sortiert.

Die Isopodenfamilien Haploniscidae und Macrostylidae wurden als häufige Vertreter in den KuramBio II-Proben bzw. als besonders gut erforschte Gruppen in der Region als Modellgruppen gewählt, um deren Verbreitung über den KKT hinweg zu studieren. Anhand dieser Gruppen soll die Diversität, Biogeographie und Populationskonnektivität über den KKT hinweg, vom Abyssal bis ins Hadal erforscht werden. Dabei sollen Proben von KuramBio (SO223) und KuramBio II sowie aus dem Ochotskischen Meer berücksichtigt werden.

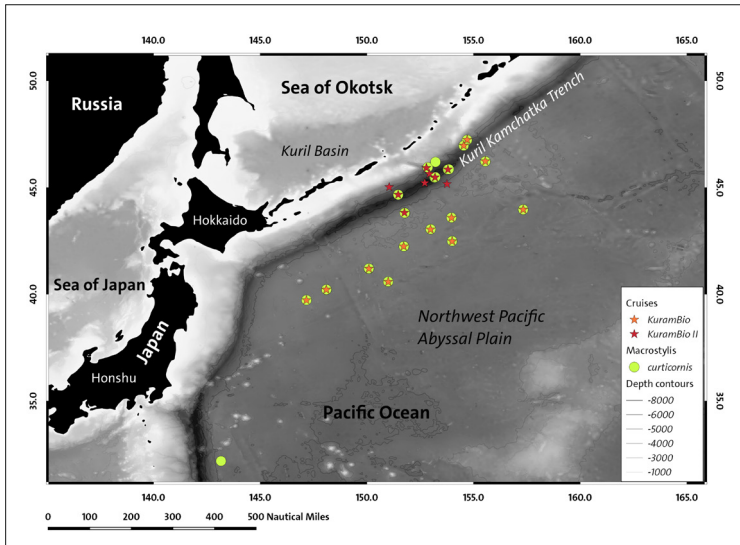


Abb. 2: Nachweise für *Macrostylistis curticornis* Birstein, 1963 (Isopoda: Janiroidea) aus den Expeditionen des FS Vityaz und des FS Sonne. *M. curticornis* ist eine der häufigsten und am weitesten verbreiteten Macrostylistiden Im Nordwestpazifik und kommt an beiden Seiten des Kurilen-Kamtschatka-Grabens sowie in dessen hadaler Zone vor.

Während SO250 wurden Vertreter der beiden Familien über das phenotypische-Cluster-Konzept auf Artniveau sortiert und deren Verbreitung kartographisch dargestellt. Für zukünftige genetische Untersuchungen, wurden alle Individuen einzeln fotografiert und daraufhin Gewebeproben entnommen und bis zur weiteren Bearbeitung in Deutschland in einem Lysispuffer gelagert (für ausführliche Methodenbeschreibung, siehe Riehl et al. (2014)). Unter den Macrostylistiden und Haplonisciden zeigten verschiedene Arten unterschiedliche Verbreitungsmuster. Die häufigste Macrostylistidenart, zum Beispiel, war mit ~60.5 % aller gesammelten Tiere *Macrostylistis curticornis*. Diese Art wies auch die weiteste Verbreitung auf. Sie wurde während KuramBio II an zwölf Stationen und in sieben Probenahmegebieten gefunden (Abb. 2) und ähnlich verhielt es sich mit *Haploniscus cf. hydroniscoides*.

In den Heimatlaboren werden die Proben nach ihrer Ankunft zuende sortiert und nach dem Sortieren werden Unbeschriebene Peracarida-Arten taxonomisch beschrieben. Weitere Gewebeproben werden für genetische Untersuchungen genommen anhand derer genetische Diversität, Konnektivität und Stammesgeschichte rekonstruiert werden sollen.

Referenzen

K. A. Hobson, (1999) Tracing origins and migration of wildlife using stable isotopes: a review. *Oecologia*, 120(3), 314–326.

M. Kates, B. E. Volcani, (1966) Lipid components of diatoms. *Biochimica et Biophysica Acta (BBA)-Lipids and Lipid Metabolism*, 116(2), 264–278.

G. Kattner, W. Hagen, R. F. Lee, R. Campbell, D. Deibel, S. Falk-Petersen, M. Graeve, B. W. Hansen, H.-J. Hirche, S. H. Jónasdóttir, M. L. Madsen, P. Mayzaud, D. C. Müller-Navarra, P. D. Nichols, G. A. Paffenhöfer, D. Pond, H. Saito, D. Stübing, P. Virtue, (2007) Perspectives on marine zooplankton lipids. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 64(11), 1628–1639.

M. Minagawa, E. Wada, (1984) Stepwise enrichment of ^{15}N along food chains: further evidence and the relation between $\delta^{15}\text{N}$ and animal age. *Geochimica et cosmochimica acta*, 48(5), 1135–1140.

K. E. Peters, C. C. Walters, J. M. Moldowan, (2005) *The Biomarker Guide: Biomarkers and Isotopes in the Environment and Human History*, vol. 1. Cambridge, New York.

K. S. M. Rae, C. B. Rees (1947) Continuous Plankton Records: the Copepoda in the North Sea, 1938-1939.[With Plates.]. *Hull Bulletins of Marine Ecology*, 2, 95–132.

T. Riehl, N. Brenke, S. Brix, A. Driskell, S. Kaiser, A. Brandt, (2014) Field and laboratory methods for DNA barcoding and molecular-systematic studies on deep-sea isopod crustaceans. *Polish Polar Research*, 35(2), 205–226.

J. R. Sargent, K. J. Whittle (1981) Lipids and hydrocarbons in the marine food web. In: Longhurst, A. (Ed.) *Analysis of marine ecosystems*. London: Academic Press.



1.7. SO251, SO252

SO251 – Geologische Archive natürlicher Extremereignisse (Erdbeben, Rutschungen, Tsunamis) vor Japan: Erste Ergebnisse von FS Sonne SO251 im Japangraben und Nankaitrog

A. Kopf¹, M. Strasser^{1,2} und die wissenschaftlichen Teilnehmer/innen von SO251¹ und SO251²

¹ MARUM, Univ. Bremen, Leobener Strasse 8, D-28359 Bremen

² Geol. Institut, Univ. Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Am Südostrand der Eurasischen Platte beherbergt Japan zwei kontrastierende, seismisch hochaktive Subduktionszonen: Den Japangraben nahe Honshu mit Subduktionserosion im Norden und den Nankaitrog-Akkretionskomplex im Südwesten. Im März 2011 erschütterte ein M9-Erdbeben den Japangraben, das über 50 m Horizontalversatz am Tiefseegraben verursachte und zahlreiche Nachbeben, Rutschungen und verheerende Tsunamis auslöste. Im Nankaitrog treten M>8-Erdbeben regelmässig auf, die ebenfalls mit Massenbewegungen und Tsunamis verknüpft sein können. Ungeachtet der jüngsten Kampagnen von IODP (Exp343 vs. 332/333/338/348/365) bestehen massive Lücken im Verständnis der Steuerfaktoren dieser Extremereignisse.

Wissenschaftlicher Fortschritt konnte auf zwei kürzlich durchgeführten MARUM-Expeditionen (SO219A vs. SO222) erzielt werden, die 2012 stattfanden und auf deren Erkenntnissen die Expedition SO251 aufbaute. Die Fahrtziele waren folglich: (i) Charakterisierung und Datierung der Lagen solcher Extremereignisse, (ii) Bergen der bei SO222 ausgebrachten Langzeit-Observatorien, die physikalische Kontrollparameter solcher Extremereignisse zeigen, und (iii) geochemisches und hydrogeologisches Studium der Event-Lagen zur Bestimmung von Wiederkehrintervallen und Risiken in zwei Szenarien: Dem Starkbeben-Superzyklus im segmentierten Japangraben, und der Megaplay-Bewegungen in Nankai.

Am 01. Oktober waren Fahrtleiter Prof. Dr. Michael Strasser der Univ. Innsbruck und weitere 28 Wissenschaftler/innen (11 Deutsche, 7 Japaner, 2 Schweizer, 2 US Amerikaner, und je ein/e Belgier, Brasilianer, Pole Britin, Holländerin, Österreicher, Chinese) aus 10 verschiedenen Universitäten oder Forschungsinstitutionen, wohlbehalten in Yokohama, Japan, eingetroffen und

an Bord von FS SONNE gegangen. Leider traf dies nicht auf die Ausrüstung zu, die in sechs Containern auf zwei unterschiedlichen Schiffen einer großen Reederei unterwegs waren, die soeben Insolvenz angemeldet hatte. Zwei Wochen vor Expeditionsbeginn wurde klar, daß weder die Ausrüstung zu Abschnitt SO251-1 (Japangraben) noch 251-2 (Nankaitrog) fristgerecht in Japan zu erwarten sei. Somit war es nur dank der großartigen Unterstützung unserer Japanischen Kollegen von JAMSTEC (Japan Agency for Marine Earth Science and Technology), des Geologischen Dienstes von Japan, der Universität Tokyo, sowie des PtJ möglich, kurzfristig ein Kolbenlot zur Kernentnahmegerate und Laborgeräte für Abschnitt SO251-1 bzw. eine Wärmestromlanze und ein ROV für Abschnitt SO251-2 zu Verfügung stellen. Alle übrigen Utensilien brachten die jeweiligen Wissenschaftler statt persönlichen Gepäcks mit, so daß FS SONNE lediglich mit einer kleinen Verzögerung und letztlich einer kompletten, wenn auch improvisierten wissenschaftlichen Ausrüstung am 04.10.2016 auslaufen konnte.

Das Arbeitsgebiet des ersten Fahrtabschnitts im Japangraben, nordöstlich von Honshu, wurde nach knapp 17h Transit erreicht. Nach ersten Vermessungsarbeiten mit Multibeam und Parasound haben wir noch am ersten Tag im Arbeitsgebiet an der tiefsten Stelle des Japangrabens in über 8000m Wassertiefe einen Kern mit dem JAMSTEC- Kolbenlot gezogen, und danach den Workflow der Kernanalysen in den Laboren (Porenwasser-geochemie, Kernbeschreibung und -fotografie, geotechnische und physikalische Sedimenteigenschaften und „Smear Slide“ Mikroskopie) in Gang gesetzt. Im Verlauf der ersten Woche arbeitete sich FS SONNE bis ins nördliche Studiengebiet vor und gewann weitere drei 10m-Kerne im Tiefseegraben sowie 2 Kerne am untersten Hang, der sich koseismisch ruckartig um mindestens 50m bewegte.

Auf 40.3° nördlicher Breite, im nördlichsten Trench Becken des Japangrabens, zogen wir einen Langkern, der uns spannende Einblicke in grosse Sedimentumlagerungsereignisse entlang der nördlichen Subduktionszone (dem sogenannten Sanriku Segment) liefert. Zudem gewannen wir dort Doppel Kerne am Kontinentalabhang, die in den Schifflaboren und später in den Gesteinsphysik-Laboren der Forschungsgruppe für Marine Geotechnik am MARUM Bremen Aufschlüsse zu Sedimentfestigkeit und Deformationsverhalten unter Einwirkung dynamischer Spannungen, wie sie bei Großbeben wirken, zu gewinnen. Daraus läßt sich nach der Expedition generisch ableiten, bei welchen Erdbebenschütterungen Sediment vom Abhang in den Tiefseegraben transportiert wird. Mit diesen Erkenntnissen werden wir das geologische Archiv vergangener Erdbeben im Japangraben quantitativ auf die Stärke vergangener Erdbeben analysieren können.

Der erste Abschnitt von SO251 endete am 15.10.2016 in Yokohama, und von den ersten Resultaten der verschiedenen Gruppen zeichnet sich klar ab, dass der geologischen Fingerabdruck des Tohoku Erdbebens von 2011 in den verschiedenen Datensätzen identifizierbar ist und die Daten spannende Aussichten auf Erkenntnisgewinne über die mit Erdbeben in Verbindung stehenden Prozessen am und im Meeresboden versprechen.

Nach Eintreffen weiterer Ausrüstung per Luftfracht wurde der Hafenstopp genutzt, um die Inbetriebnahme der Wärmestromlanze sowie des Tauchroboters PHOCA unserer Kollegen des GEOMAR durchzuführen. In Yokohama besuchten zudem mehrere Delegationen von JAMSTEC und CDEX das Schiff, und ein Team von GOOGLE Culture machte Aufnahmen, so daß demnächst ein virtueller Schiffsrundgang auf SONNE im Internet möglich sein wird. Am 18.10.2016 lief SONNE frühmorgens zu SO251-2 in den Nankaitrog aus. Die wissenschaftliche Mannschaft wurde den Bedürfnissen im zweiten Arbeitsgebiet angepasst und die Fahrtleitung wechselte zu Achim Kopf, Professor für Marine Geotechnik am MARUM Bremen. Das internationale wissenschaftliche Team besteht fortan aus 34 Personen aus 10 Ländern (20 Deutsche, 4 Japaner, 2 Taiwanesen, 1 Italiener, 1 Brasilianer, 1 Amerikaner, 1 Niederländerin, 1 Österreicher, 1 Belgier und 2 Schweizer).

Die wissenschaftliche Arbeit startete mit Wärmestrommessungen über einen Schlammvulkan und entlang eines Langprofils im Kumanobecken, was Ergebnisse von SO222 komplementierte und im Fall des Schlammvulkans MV13 erhöhte Werte lieferte – ein Indiz für Fluidmobilisierung aus der Tiefe. Auch der erste Tauchgang des ROV PHOCA war auf einem Schlammvulkan, wo wir verschieden jüngere Schlammaustritte fanden und per Messungen mit T-stick (einer kleinen Temperaturlanze) die aktivste Region am Kraterbereich im Südwesten belegten. Der Gipfelbereich zeigte lebende Muscheln, Bakterienmatten und auch Klasten bis einige Dezimeter im Durchmesser. Indizien für Gasaustritte fanden sich auf verschiedenen Schlammvulkanen die mit erhöhten Methangehalten in den Kernen (zunächst makroskopisch abgeleitet anhand der Blasigkeit der Sedimenten; Analysen werden erst in Bremen vorgenommen). In einigen der Kerne fanden sich Schlammstekzien, in anderen primär hemipelagische Hintergrundsedimente oder aber Einschaltungen, die als Schlammstromablagerung gedeutet werden könnten. Genauere Interpretationen bedürfen des Studiums in den Heimatlaboren. Die Porenwässer sind leicht ausge-süsst (d.h. 80-90% Meerwasser-Salinität) und deuten auf Mobilisierung tief im Akkretionskeil.

Die beiden nächsten Tauchgänge von ROV PHOCA dienten der Lokalisierung und Bergung der MeBo-Bohrlochobservatorien. In der Gipfelregion von MV3 wurde nur eines der beiden Observatorien gefunden, während auf Schlammvulkan MV4 dagegen eines der beiden Observatorien schnell gefunden. Da die Steckverbindung (hotstab) zu schwergängig war, gelang es den Piloten mit viel Geschick, das Observatorium samt oberster MeBo-Bohrstange abzuschrauben. Trotz des extrem wechselhaften Wetters in der letzten Expeditionswoche konnten wir kurze Gutwetterfenster nutzen, um weitere 4 ROV Tauchgänge zu machen. Die ausnahmslos anspruchsvollen Arbeiten am Meeresboden dienten dazu, alle verbliebenen MeBo-Observatorien erfolgreich abzugeben, was auch gelang. Die Analyse der Zeitseriendaten, bei denen uns Druck und Temperatur im Bohrloch Aufschlüsse zur Schlammvulkanaktivität im Zusammenhang mit Erdbebenaktivität vor Japan geben, kann im Detail erst nach der Expedition stattfinden.

Die Phasen nicht so guten Wetters nutzten wir unter anderem zur hydroakustischen Profilaufnahme und Fächerecholot-Kartierung. Hierbei entdeckten wir zwei neue Schlammvulkane. Analysen der Wassersäulensignale zeigten uns zudem, daß im Arbeitsgebiet derzeit über 40 Flares zu sehen sind. Die Fluidaustritte sind keineswegs auf die Schlammvulkane beschränkt, sondern finden sich beispielsweise auch am Meeresboden ausbiss prominenter Störungen wie der sog. Megasplay Fault des Nankai Akkretionskomplexes.

Im Verlauf der Stationsarbeiten nahmen wir auch entscheidende seismische Profile und Kerne zur Stratigraphie, die geodynamische und sedimentologische Aktivität des Kumano Beckens entschlüsseln helfen und Eventlagen von großen Erdbeben und Massenumlagerungen beinhalten. Da der japanische Kolbenlottechniker nicht mehr an Bord war, bauten wir zum Kern ein improvisiertes Gerät, das die Wärmestromlanze als Träger nutzte und uns weitere fünf Sedimentkerne lieferte.

Bei den Arbeiten auf verschiedenen Schlammvulkanen attestieren uns sowohl Wärmestrom als auch Wärmeleitfähigkeit und andere Sedimentparameter grosse Schlammausströme am MV2. Diese Schlammaustritte müssen in den vergangenen 4 Jahren platzgenommen haben, da sie bei der vorherigen Expedition SO222 nicht vorlagen. Eine differentielle bathymetrische Karte unterstützt dieses Ergebnis, weil um den gesamten Schlammvulkan Materialzufuhr zu finden ist. Wir versuchen über chemische Analysen zu ermitteln, wann genau diese voluminösen Ausflüsse stattfanden und mit welchen Prozessen sie im Zusammenhang stehen.

Parallel zum Studium des Kumanobeckens nutzen wir sedimentphysikalische Messungen am Hang des Nankai-Akkreionskeils, um die Scherfestigkeit und andere stabilitätsbeschreibende Parameter mit Ergebnissen des Japangrabens (erster Abschnitt SO251-1) zu vergleichen. Hangsedimente beider Ränder unterliegen offenbar sog. Seismic strengthening, einer erhöhten Festigkeit wegen der wiederholten dynamischen Belastung und effektiven Verdrängung des Porenwassers. Unsere vorläufigen Daten suggerieren, daß die Verfestigung im Japangraben stärker ist als in Nankai.

Am 01.11.2016 verließ SONNE nachmittags den Nankaitrog und erreichte am 02.11.2016 Yokohama, wo Expedition SO251 endete. Letztlich wurden trotz der Containermisere und viel Improvisation alle Arbeiten mit gutem Erfolg durchgeführt und die Kernziele des Projekts erreicht. Herauszuheben ist an dieser Stelle nochmals die hervorragende Unterstützung von vielen Seiten, die das Fehlen der Ausrüstungscontainer überwinden halfen, namentlich durch PtJ/BMBF für die zusätzlichen kurzfristigen Transporte sowie die japanischen Institute und Kollegen.

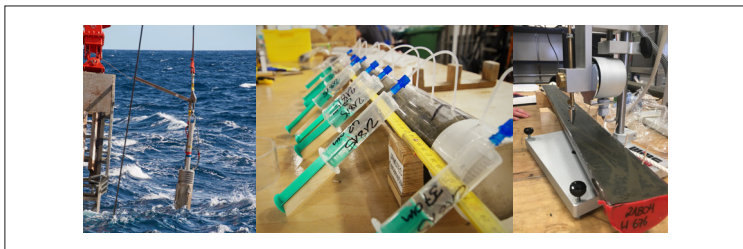


Abb. 1: Photos des Pistoncorer – Kerngerät von JAMSTEC für die Entnahme von Kernen in >8000 Meter Wassertiefe des Japan Grabens (links), Probennahme von Porenwasser für geochemische Analysen (mitte) und geotechnische Messungen (Fallkegel Penetrometer; rechts) für die Bestimmung der sediment-physikalischen Eigenschaften.

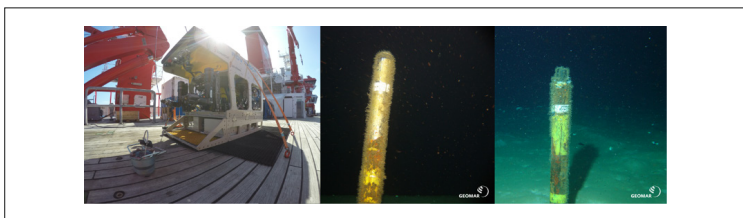


Abb. 2: Photos des ROV PHOCA des GEOMAR in Kiel mit Abbergenvorrichtung (links) sowie Bilder der bewachsenen Observatorien MeBoCORK-A (Mitte) und –B (rechts) im Nankaitrog-Akkreionskeil.

SO252 – Ritter Island flank collapse: New insights

C. Berndt¹, I. Klaucke¹, M. Urlaub¹, S. Brune², S. Watt³, S. Muff¹, J. Karstens¹, S. Sarkar¹, B. Schramm¹, C. Böttner¹, H. van Haren⁴, T. Roth¹, T. Kausch¹, W.-C. Chi⁵, M. Ray⁶

¹ GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Wischhofstrasse 1-3, 24148 Kiel, Germany

² Geo-Forschungszentrum, Telegraphenberg, Potsdam, Germany

³ Department of Earth Sciences, University of Birmingham, Birmingham, U.K.

⁴ National Institute of Oceanography NIOZ, Texel, The Netherlands

⁵ Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, 128 Academia Rd, Sec. 2, Nangang, Taipei, Taiwan

⁶ Department of Earth Sciences, University College London, London, U.K.

Large volcanic debris flows associated with volcanic island flank collapses may cause devastating tsunamis as they enter the ocean. Computer simulations show that the largest of these volcanic debris flows on oceanic islands such as Hawaii or the Canaries can cause ocean-wide tsunamis (Løvholt et al., 2008; Waythomas et al., 2009). However, the magnitude of these tsunamis is subject to on-going debate as it depends particularly on landslide transport and emplacement processes (Harbitz et al. 2013). A robust understanding of these factors is thus essential in order to assess the hazard of volcanic flank collapses. Recent studies have shown that emplacement processes are far more complex than assumed previously. With a collapsed volume of about 5 km³ the 1888 Ritter Island flank collapse is the largest in historic times and represents an ideal natural laboratory for several reasons: (I) The collapse is comparatively young and the marine deposits are clearly visible, (II) the pre-collapse shape of the island is historically documented and (III) eyewitness reports documenting tsunami arrival times, run-up heights and inundation levels on neighboring islands are available. At the time of writing, i.e. during SO252, we are collecting bathymetric, high-resolution 2D and 3D seismic data as well as seafloor samples from the submarine deposits off Ritter Island to learn about the mobility and emplacement dynamics of the 1888 flank collapse landslide.

A comparison to similar studies from other volcanic islands will provide an improved understanding of emplacement processes of volcanic island landslides and their overall tsunamigenic potential. In addition, a detailed knowledge of the 1888 landslide processes in combination with tsunami constraints from eyewitness reports provides a unique possibility to determine the landslide velocity, which can then be used in subsequent hazard analyses for ocean islands.



Figure 1: Deployment of the starboard paravane for the P-Cable 3D seismic system off Ritter Island during SO252. In the background there is the still intact volcano of Sakar Island (Photograph: Melanie Ray).



II. Tagungsbeiträge

2. Poster

SO230 – MOCOM-Project: Asymmetrical break-up of Gondwana in the Mozambique Basin

C. O. Müller¹, I. Heyde², B. Schreckenberger², W. Jokat^{1,3}

¹ Alfred Wegener Institute, Helmholtz Centre for Polar and Marine Research (AWI), Bremerhaven, Germany

² Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR), Hanover, Germany

³ University of Bremen, Department of Geosciences, Bremen, Germany

Main objective of the project is the investigation of the crustal structure of the margin of Mozambique. This will improve our understanding of the driving forces and processes leading to the initial Gondwana break-up.

Some 185 Ma the onset of rifting caused the opening of the Mozambique and Somali Basin and the dispersal of this vast continent into several minor plates. The timing and geometry of the initial break-up between Africa and Antarctica as well as the amount of volcanism connected to this Jurassic rifting are still controversial. However, the conjugated margin in the Riiser-Larsen Sea is covered by an up to 400 m thick ice cap, precluding the set-up of a deep seismic experiment in this area. Consequently, the investigations focus on the continental margin of central Mozambique. Here, a prominent basement high, the Beira High, forms a critical geological feature of uncertain crustal fabric. It is still controversial if this area of shallow basement is a continental fragment or was formed during a period of enhanced magmatism and is of oceanic origin.

Therefore, a wide-angle seismic profile with 37 OBS/H was acquired starting from the deep Mozambique Channel, across the Beira High and terminating on the shelf off the Zambezi River (Fig. 1). The main objectives are to provide constraints on the crustal composition and origin of the Beira High as well as the amount of volcanism and the position of the continent-ocean transition along the margin of central Mozambique. To obtain a P-wave velocity model of this area the data were forward modelled by means of the 2D-Raytracing method, supported by an amplitude and gravity modelling.

In the Mozambique Basin mainly normal oceanic crust of 5.5–7 km thickness with velocities of 6.5–7.0 km/s in the lower crust is present (Fig. 2). A sharp transition towards Beira High marks the continent-ocean boundary. Here the crust thickens to 23 km at maximum. A small velocity-depth gradient and a constant increase in velocity with basal velocities of maximum 7.0 km/s are in good agreement with typical velocities of continental crust and continental fragments. The density model indicates the existence of felsic material in greater depths and supports a fabric of stretched, but highly intruded continental crust below Beira High. A gradual decrease in crustal thickness characterizes the transition towards the Mozambican shelf area. Here, in the Zambezi Delta Depression 11 km of sediments cover the underlying 7 km thick crust. The presence of a high-velocity lower crustal body with velocities of 7.1–7.4 km/s indicates underplated, magmatic material in this part of the profile. However, the velocity structure in the shelf area allows no definite interpretation because of the experimental setup. Thus, the crustal nature below the Zambezi Delta remains unknown. The difference in stretching below the margins of Beira High suggests the presence of different thinning directions and a rift jump during the early rifting stage. The acquired shipborne magnetic data complement our dataset in the Mozambique Basin and reveal clear evidence for the presence of lava flows and intrusions, pointing to an increased break-up related magmatism.

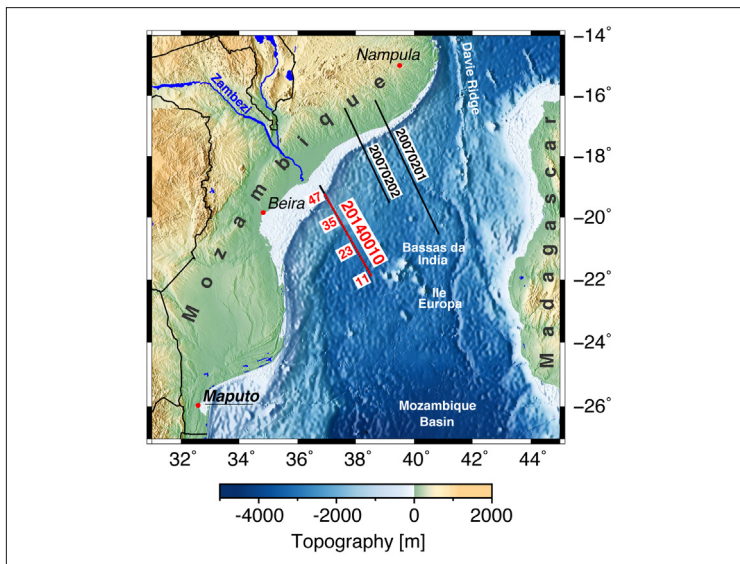


Figure 1: Topographic map of the survey area. The seismic refraction profile across Beira High is marked in red.

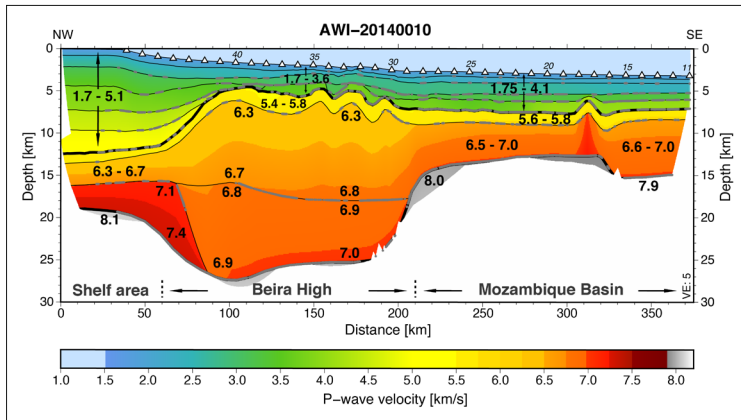


Figure 2: P-wave velocity model of profile AWI-20140010.

SO231 – PAGE FOUR Leg 2: The Crustal Structure from Wide-angle Seismic Data across the Davie Ridge, Northern Mozambique

M. Vormann¹, D. Franke², I. Heyde², B. Schreckenberger², W. Jokat¹

¹ Stiftung Alfred Wegener Institut für Polar und Meeresforschung (AWI), Bremerhaven, Email: mbaetzel@awi.de

² Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover

Around 180 Ma ago the breakup of Gondwana created the Somali and the Mozambique basins, two of the oldest ocean basins on earth. As a consequence of the relative movements between Africa and Antarctica-India-Madagascar a shear margin developed along the present day coastline of northern Mozambique and Tanzania. The N-S oriented offshore Davie Ridge is believed to have formed during these shear movements. Whether the Davie Ridge is of continental origin or has been formed by magmatic processes during the continental drift is unknown, because deep seismic sounding data are missing to describe the crustal fabric. Previous geophysical studies in this area are rare. From the 1970s and 1980s mainly seismic reflection data were acquired by french institutions across the ridge. Few dredge samples provided first evidence for a continental origin of the southern Davie Ridge.

In 2014, on cruise SO230, four east-west-orientated seismic refraction profiles between 11°S and 17°S with 90 OBS/OBH were acquired with a total profile length of about 1000 km to determine the crustal composition as well as the position of the continent-ocean-transition. Additionally, gravity and magnetic field data were collected across the Davie Ridge.

Here we present two P-wave velocity models across the Mozambican margin. The profiles are situated in the northern part (11.5° S) of the Davie Ridge and the transition (13° S) to the southern part where the topography vanishes. Each profile consists of 20 OBS/OBH systems with a spacing of about 9.5 km.

Along both profiles the total thickness of the sediments is about 5 km. The sediments show unusual high seismic velocities of 4.0-4.6 km/s below 3 to 4 km depth. In the northern profile, east of the Kerimbass Basin, the crust is

about 6 km thick with velocities from 5.5 to 6.6 km/s and is most likely of oceanic origin. Towards the Mozambican coast the crust thickens to 15 km. The data indicate that the transition from stretched continental to oceanic crust is below the Kerimbass Basin. The southern profile shows a thinned crust (4 km) close to the shelf break. In the east the crustal thickness is similar to the northern profile with slightly higher velocities up to 6.8 km/s.

SO232 – The Mozambique Ridge: a document of massive multistage magmatism

M. D. Fischer¹, G. Uenzelmann-Neben¹, G. Jacques², R. Werner²

¹ Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven

² GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung, Kiel

The Mozambique Ridge, a prominent basement high in the southwestern Indian Ocean, consists of four major geomorphological segments associated with numerous phases of volcanic activity in the Lower Cretaceous (König and Jokat, 2010). The nature and origin of the Mozambique Ridge have been intensely debated with one hypothesis suggesting a Large Igneous Province origin (Gohl et al., 2011).

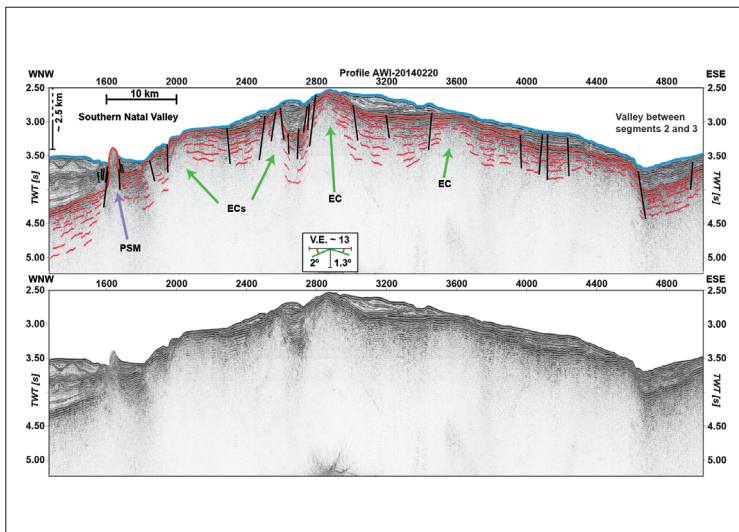


Figure 1: MCS profile AWI-20140220 crossing the southwestern Mozambique Ridge in a WNW-ESE direction. Thick blue line = seafloor, thick red line = top of basement, thin red lines = intrabasement reflections, black lines = faults, green arrows = extrusion centres (ECs), purple arrows = post-sedimentary magmatism (PSM). For slope angles and vertical exaggeration refer to legend.

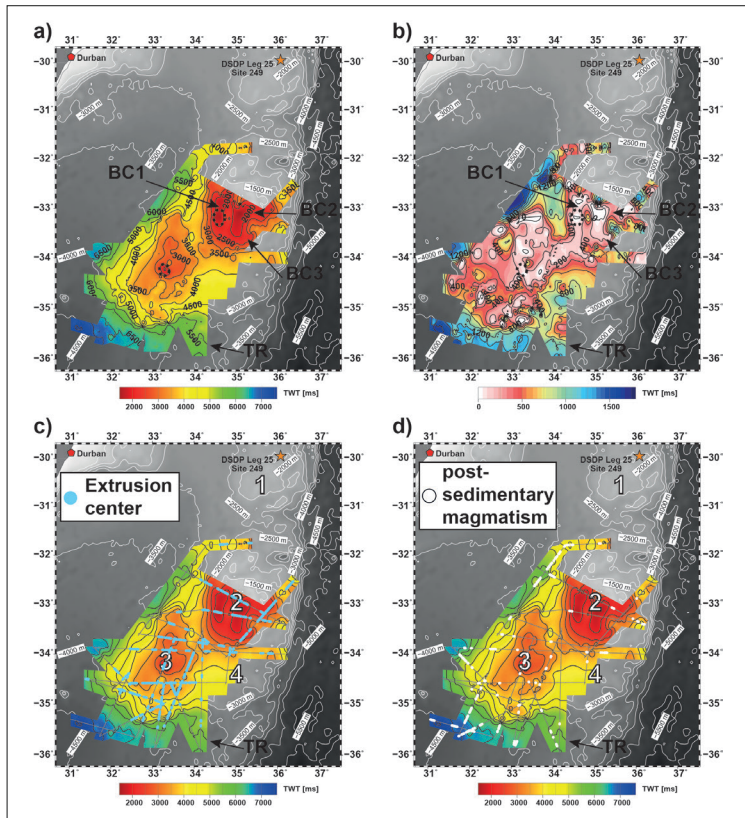


Figure 2: a) Depth map (TWT) of top basement reflection (500 ms TWT contour lines in black) on top of greyscale bathymetric map (GEMCO_08; 500 m contour lines in white). Map shows location of DSDP Leg 25 Site 249 (star) and Durban (pentagon). BC1, BC2 and BC3 indicate the location of the basement complexes of the central Mozambique Ridge, the black dashed ellipses mark prominent basement highs, and TR stands for Transkei Rise. b) Isopach map (TWT) of the sedimentary deposits in the study area (200 ms TWT contour lines in black). c) Locations of extrusion centres (cyan dots) within the study area on top of the basement depth map (Fig. 2a). Location of MCS profiles is shown in thin black lines. White numbers depict the segments of the Mozambique Ridge: 1 = northern Mozambique Ridge, 2 = central Mozambique Ridge, 3 = southwestern Mozambique Ridge, 4 = southeastern Mozambique Ridge. d) Map of the observed post-sedimentary magmatic features (white dots) plotted on top of the basement depth map (Fig. 2a).

High-resolution seismic reflection data gathered during Sonne expedition SO232 reveal a large number of extrusion centres with a random distribution throughout the southern Mozambique Ridge and the nearby Transkei Rise. Intrabasement reflections emerge from the extrusion centres and are interpreted to represent massive lava flow sequences. Such lava flow sequences are characteristic for eruptions leading to the formation of continental and oceanic flood basalt provinces, hence supporting a Large Igneous Province origin of the Mozambique Ridge (Uenzelmann-Neben et al., 1999; Sager et al., 2013; Pietsch and Uenzelmann-Neben, 2015). We observe evidence for widespread post-sedimentary magmatic activity that we suggest to correlate with a Neogene southward propagation of the East African Rift System.

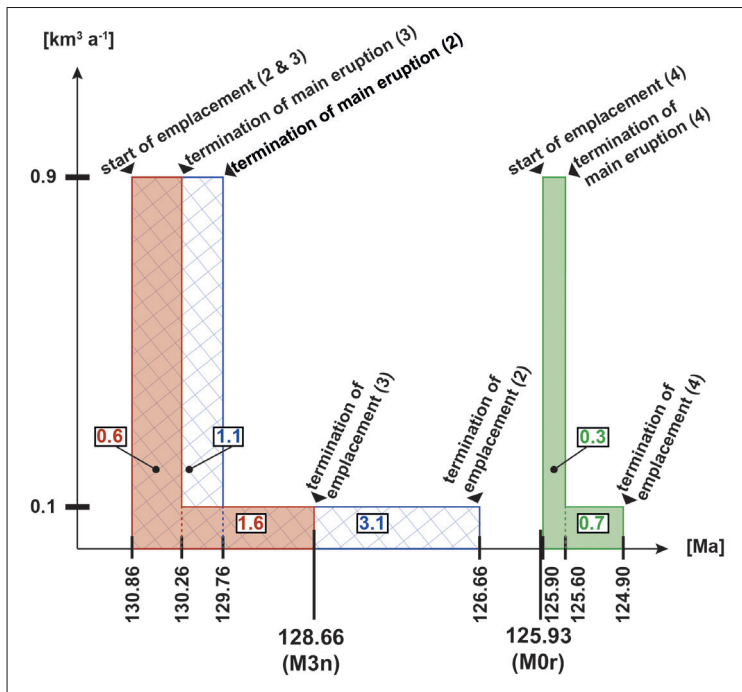


Figure 3: Illustration of duration of emplacement phases (numbers within white boxes) of the individual segments. Central Mozambique Ridge: blue bar with hatching, southwestern Mozambique Ridge: red bar, southeastern Mozambique Ridge: green bar. The onset and termination of each phase is marked on the x-axis, whereas the y-axis indicates the used time-averaged volumetric volcanic output rates Q_e (Coffin et al., 2002; White et al., 2006) the calculations are based on.

Based on our volumetric analysis of the southern Mozambique Ridge we infer a rapid sequential emplacement between ~131 and ~125 Ma, which is similar to the short formation periods of other Large Igneous Provinces like the Agulhas Plateau.

References

M.F. Coffin, M.S. Pringle, R.A. Duncan, T.P. Gladchenko, M. Storey, R.D. Müller, L.A. Gahagan, 2002. Kerguelen Hotspot Magma Output since 130 Ma. *Journal of Petrology* 43, 1121-1137, 10.1093/petrology/43.7.1121.

K. Gohl, G. Uenzelmann-Neben, N. Grobys, 2011. Growth and Dispersal of a Southeast African Large Igneous Province. *South African Journal of Geology* 114, 379-386, 10.2113/gssajg.114.3-4.379.

M. König, W. Jokat, 2010. Advanced insights into magmatism and volcanism of the Mozambique Ridge and Mozambique Basin in the view of new potential field data. *Geophysical Journal International* 180, 158-180, 10.1111/j.1365-246X.2009.04433.x.

R. Pietsch, G. Uenzelmann-Neben, 2015. The Manihiki Plateau—A multistage volcanic emplacement history. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 16, 2480-2498, 10.1002/2015GC005852.

W.W. Sager, J. Zhang, J. Korenaga, T. Sano, A.A.P. Koppers, M. Widdowson, J.J. Mahoney, 2013. An immense shield volcano within the Shatsky Rise oceanic plateau, northwest Pacific Ocean. *Nature Geoscience* 6, 976-981, 10.1038/ngeo1934.

G. Uenzelmann-Neben, K. Gohl, A. Ehrhardt, M. Seargent, 1999. Agulhas Plateau, SW Indian Ocean: New Evidence for Excessive Volcanism. *Geophysical Research Letters* 26, 1941-1944, 10.1029/1999GL900391.

S.M. White, J.A. Crisp, F.J. Spera, 2006. Long-term volumetric eruption rates and magma budgets. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7, Q03010, 10.1029/2005GC001002.

SO232 – Late Cretaceous onset of current controlled sedimentation in the African–Southern Ocean gateway

M. D. Fischer, G. Uenzelmann-Neben

Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung,
Bremerhaven

The Mozambique Ridge is a Large Igneous Province emplaced between 140 and 125 Ma (König and Jokat, 2010; Fischer et al., 2016). During the breakup of Gondwana the Mozambique Ridge was located in the evolving African–Southern Ocean gateway. Therefore it represents an archive of the evolving exchange of water masses between the South Atlantic and Indian Oceans via the development of surface, intermediate, and bottom circulation.

An extensive seismic survey was carried out during Sonne expedition SO232 imaging two Cretaceous seismic units on top of magmatic basement: the Aptian to early Cenomanian seismic unit S1 and the middle Campanian to Maastrichtian seismic unit S2a (Fischer et al., 2016). The units are separated by a ~25 Myr hiatus that appears to represent a local erosion event possibly correlative with a proposed uplift of the Mozambique Ridge (Girdley et al., 1974; Leclaire, 1974; Simpson et al., 1974). Unit S1 mostly shows seismic reflections parallel to the top of the basement and shows no indications of current activity (Fig. 1). Within seismic unit S2a we observe the first evidence of current controlled sedimentation with several sediment drifts (Fig. 1). We observe a strong dependency between the occurrence and distribution of the observed sediment drifts and the underlying topography, and thus of the Mozambique Ridge's basement structure (Fig. 2).

Based on our observations, published paleoceanographic data (e.g. Uenzelmann-Neben et al., 2016) and a recent paleobathymetric model by Castelino et al. (2016) we propose a pelagic deposition under partly euxinic conditions in the area of the Mozambique Ridge until ~100 Ma (Fig. 3a). The onset of a strong circulation affecting deposition at the Mozambique Ridge is inferred by the Late Cretaceous ~25 Myr hiatus reported by drilling results and documented in the seismic records, whereas black shales deposited in the nearby Transkei Basin indicate the absence of a deep circulation at least until ~85-80 Ma (Fig. 3b) (Simpson et al., 1974; Schlüter and Uenzelmann-Neben, 2008a; Fischer et al., 2016). We propose that the

observed hiatus might be a consequence of two factors: the uplift of the Mozambique Ridge (Girdley et al., 1974), and the Falkland Plateau clearing the tip of Africa therefore enabling circulation through the Agulhas Passage (Dingle et al., 1983). The circulation affecting the Mozambique Ridge seems to have weakened in Campanian times, which is documented by the occurrence of sediment drifts in seismic unit S2a (Fig. 3c). We suggest that the onset of current controlled sedimentation was accompanied by further paleogeographic (e.g., opening of Equatorial Atlantic Gateway) and paleoclimate changes (e.g. Southern Hemisphere cooling). An unconformity on top of seismic unit S2a terminates the current controlled sedimentation in Maastrichtian times indicating the onset of another episode of strong current circulation, which according to Leclaire (1974) might be related to the vortical circulation of the Agulhas-Mozambique system.

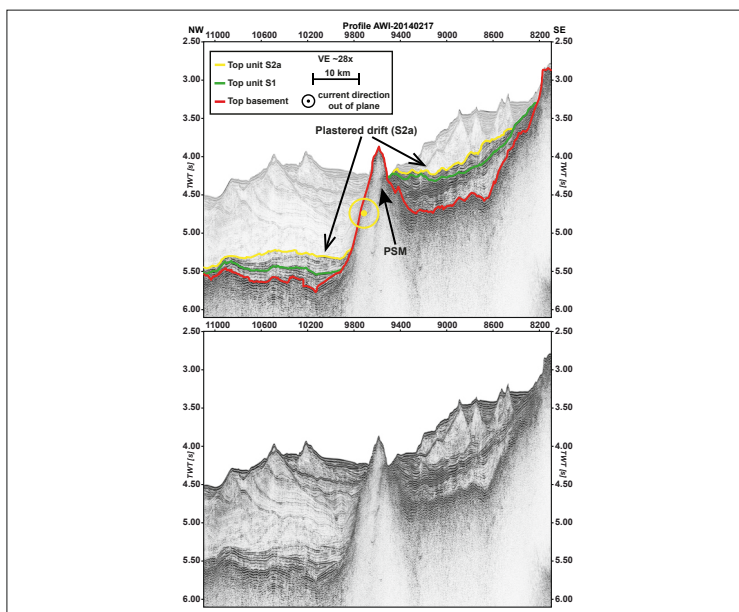


Figure 1: Part (interpreted/uninterpreted) of MCS profile AWI-20140217 showing the seismic stratigraphy of the Cretaceous units in the study area. Thick yellow line = top of middle Campanian to Maastrichtian unit S2a, thick green line = top of Aptian to early Cenomanian unit S1, thick red line = top of basement. Yellow circle denotes current direction during deposition of the middle Campanian to Maastrichtian unit. PSM = Post-sedimentary Neogene magmatism. The younger deposits are masked in the interpreted section. For slope angles and vertical exaggeration refer to legend.

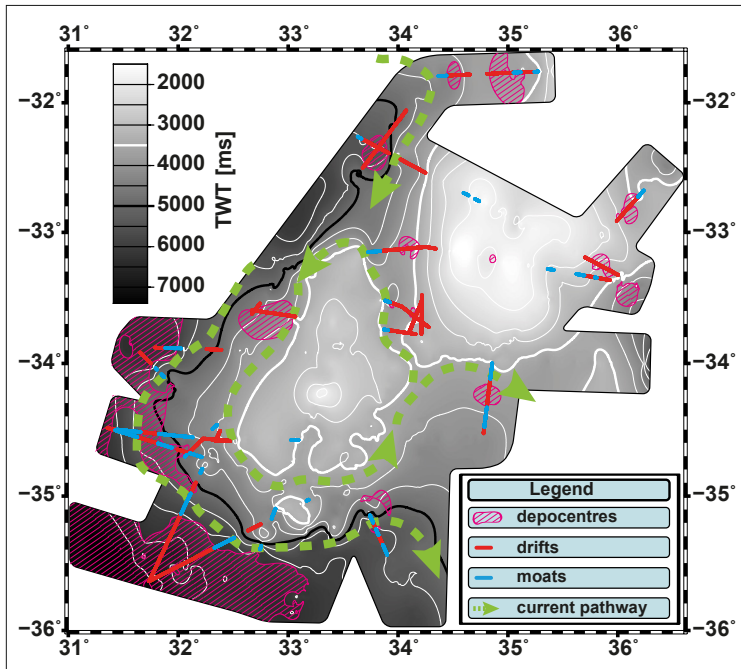


Figure 2: Greyscale depth map (ms TWT) of top seismic unit S1 with observed depocentres (thickness > rms value; hatched in red), drift bodies (red lines) and moats (blue lines) of the middle Campanian to Maastrichtian seismic unit S2a. The green dashed arrow shows the inferred current pathway during deposition of seismic unit S2a. Thin white 500 ms TWT depth contour lines (thick white contour line = 3500 ms TWT depth; thick black contour line = 5000 ms TWT depth).

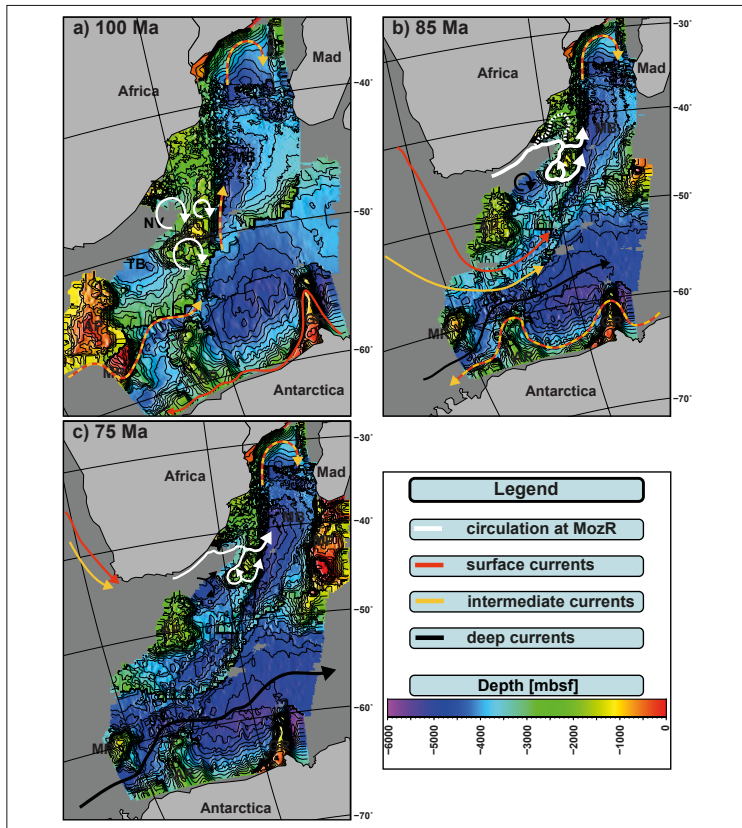


Figure 3: Schematic paleoceanographic evolution of the study area based on the paleobathymetric reconstruction of the African-Antarctic corridor by Castelino et al. (2016) for 100 Ma (a), 85 Ma (b) and 75 Ma (c). Dark grey represent areas not included into their paleobathymetric reconstruction. White arrows = current pathway inferred by our data, red arrows = surface current pathway (Donnadieu et al., 2016; Uenzelmann-Neben et al., 2016), yellow arrow = intermediate current pathway (Donnadieu et al., 2016; Uenzelmann-Neben et al., 2016), black arrows = deep current pathway (Schlüter and Uenzelmann-Neben, 2008b; Donnadieu et al., 2016). Circular white arrows at MozR (100 Ma) and circular black arrows in TB (85 Ma) = restricted (non-vertical) circulation with partly euxinic conditions. AP = Agulhas Plateau, AR = Astrid Ridge, GR = Gunnerus Ridge, Mad = Madagascar, MB = Mozambique Basin, MozR = Mozambique Ridge, MP = Madagascar Plateau, MR = Maud Rise, NV = Natal Valley, TB = Transkei Basin, TC = Tugela Cone.

References

J.A. Castelino, G. Eagles, W. Jokat, 2016. Anomalous bathymetry and palaeobathymetric models of the Mozambique Basin and Riiser Larsen Sea. *Earth and Planetary Science Letters* 455, 25-37, 10.1016/j.epsl.2016.09.018.

R.V. Dingle, W.G. Siesser, A. Newton, 1983. *Mesozoic and Tertiary geology of southern Africa*, 1 ed. A.A.Balkema, Rotterdam, 9061910994.

Y. Donnadieu, E. Puceat, M. Moiroud, F. Guillocheau, J.-F. Deconinck, 2016. A better-ventilated ocean triggered by Late Cretaceous changes in continental configuration. *Nature Communications* 7, 10.1038/ncomms10316.

M.D. Fischer, G. Uenzelmann-Neben, G. Jacques, R. Werner, 2016. The Mozambique Ridge: a document of massive multi-stage magmatism. *Geophysical Journal International*, 10.1093/gji/ggw403.

W.A. Girdley, L. Leclaire, C. Moore, T.L. Vallier, S.M. White, 1974. Lithologic summary, Leg 25, Deep Sea Drilling Project, in: E.S.W. Simpson, R. Schlich, J. Gieskes, W.A. Girdley, L. Leclaire, B.V. Marshall, C. Moore, C. Müller, J. Sigal, T.L. Vallier, S.M. White, B. Zobel (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project covering Leg 25 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger, Port Louis, Mauritius to Durban, South Africa, June-August 1972*. Univ. Cape Town, Rondebosch, South Africa, Washington, pp. 725-741.

M. König, W. Jokat, 2010. Advanced insights into magmatism and volcanism of the Mozambique Ridge and Mozambique Basin in the view of new potential field data. *Geophysical Journal International* 180, 158-180, 10.1111/j.1365-246X.2009.04433.x.

L. Leclaire, 1974. Late Cretaceous and Cenozoic pelagic deposits; paleo-environment and paleoceanography of the central western Indian Ocean, in: E.S.W. Simpson, R. Schlich, J. Gieskes, W.A. Girdley, L. Leclaire, B.V. Marshall, C. Moore, C. Müller, J. Sigal, T.L. Vallier, S.M. White, B. Zobel (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project covering Leg 25 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger, Port Louis, Mauritius to Durban, South Africa, June-August 1972*. Univ. Cape Town, Rondebosch, South Africa, Washington, pp. 481-513.

P. Schlüter, G. Uenzelmann-Neben, 2008a. Conspicuous seismic reflections in Upper Cretaceous sediments as evidence for black shales off South Africa. *Marine and Petroleum Geology* 25, 989-999, 10.1016/j.marpetgeo.2007.10.003.

P. Schlüter, G. Uenzelmann-Neben, 2008b. Indications for bottom current activity since Eocene times: The climate and ocean gateway archive of the Transkei Basin, South Africa. *Global and Planetary Change* 60, 416-428, 10.1016/j.gloplacha.2007.07.002.

E.S.W. Simpson, R. Schlich, J. Gieskes, W.A. Girdley, L. Leclaire, B.V. Marshall, C. Moore, C. Müller, J. Sigal, T.L. Vallier, S.M. White, B. Zobel, 1974. Site 249, in: E.S.W. Simpson, R. Schlich, J. Gieskes, W.A. Girdley, L. Leclaire, B.V. Marshall, C. Moore, C. Müller, J. Sigal, T.L. Vallier, S.M. White, B. Zobel (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project covering Leg 25 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger, Port Louis, Mauritius to Durban, South Africa, June-August 1972*. Univ. Cape Town, Rondebosch, South Africa, Washington, pp. 287-346.

G. Uenzelmann-Neben, T. Weber, J. Grützner, M. Thomas, 2016. Transition from the Cretaceous ocean to Cenozoic circulation in the western South Atlantic – A twofold reconstruction. *Tectonophysics*, 10.1016/j.tecto.2016.05.036.

SO237 – Eine monophyletische Gruppe sexualdimorpher Arten – Hinweise auf eine neue Gattung der Macrostylidae (Crustacea : Isopoda)

N. Heitland, T. Riehl, A. Brandt

Zoologisches Museum, Centrum für Naturkunde, Universität Hamburg,
Martin-Luther-King-Platz 3, 20146 Hamburg

Die Familie der Macrostylidae Hansen, 1916 (Crustacea : Isopoda) umfasst derzeit 85 beschriebene Arten, die alle einer einzelnen Gattung Macrostylis zugeordnet werden. Dadurch unterscheidet sie sich deutlich von den anderen fünf monotypischen Taxa der Superfamilie Janiroidea Sars, 1897 (Crustacea : Isopoda), von denen keines aus mehr als vier Arten besteht. Dies legt die Vermutung nahe, dass sich innerhalb der Macrostyliden noch weitere Gattungen anhand gemeinsamer Apomorphien abgrenzen lassen, die zu einer präziseren systematischen Aufschlüsselung der Gruppe beitragen.

In dieser Studie wurden alle beschriebenen Arten von Macrostyliden morphologisch und einige ausgewählte Arten zusätzlich genetisch analysiert. In der morphologischen Analyse zeigte sich, dass 15 der 85 beschriebenen Arten einen ausgeprägten Sexualdimorphismus aufweisen, der sich durch auffällige Transformationen männlicher Merkmale, wie die Form der Antennen und die Länge der hinteren Extremitäten, kennzeichnet. Während der Expeditionen DIVA 3 und Vema TRANSIT wurden zwei weitere sexualdimorphe Arten von Macrostyliden entdeckt, die in diesem Paper erstmalig beschrieben werden. Weiterhin wurden mithilfe der morphologischen und genetischen Daten phylogenetische Stammbäume erstellt, die die Gruppe der sexualdimorphen Arten als ein monophyletisches Taxon ausweisen. Diese Ergebnisse unterstützen die Errichtung einer neuen Gattung innerhalb der Macrostylidae, die sich durch ausgeprägte sexualdimorphe Merkmale von den übrigen Arten abgrenzt.

Die Anpassungsvorteile der sexualdimorphen Merkmale unter dem Druck von sexueller Selektion und spezifischen ökologischen Bedingungen in der Tiefsee werden diskutiert. Zusätzlich wird der Einfluss des Sexualdimorphismus auf mögliche Artbildungsprozesse betrachtet. Daraus ergeben sich neue Hypothesen über die Entstehung und Erhaltung der großen Diversität von Isopoden in der Tiefsee.

SO237 – Small microbes, vast deep sea: Methodological studies on heterotrophic flagellates

A. Schoenle, A. Jeuck, F. Nitsche, P. Venter, D. Prausse, H. Arndt

Universität zu Köln, Institut für Zoologie, Allgemeine Ökologie, 50674 Köln, Zùlpicher Str. 47b

Extreme environmental conditions in the deep sea hamper access to protist communities. In combination with the potentially highly diverse species composition, it demands a wide range of methods to be applied at the same time to guarantee a high resolution of quantitative and qualitative studies of deep-sea heterotrophic flagellates (HF). We present a possible combination of several culture-independent and culture-dependent methods available for investigating benthic deep-sea HF communities. Besides live-counting and fixation of HF, we refer to cultivation methods and molecular surveys using next generation sequencing (Fig. 1). Laboratory ecological experiments under deep-sea conditions (high pressure, low temperature) could allow the approval of the potential deep-sea origin of sampled HF. Preliminary results from two different research cruises with the research vessel Sonne (SO223T, SO237) underline the need for a range of methods to investigate deep-sea HF. Sediment samples from undisturbed cores were taken with a Multicorer system during both cruises in the Atlantic and Pacific Ocean. The combination of different methods offers a unique possibility to receive detailed information on nanofaunal life in the deep sea. Specific fixation techniques to preserve samples directly at the sampling depth must be applied in further studies to reflect the real biodiversity of the largest habitat on earth.

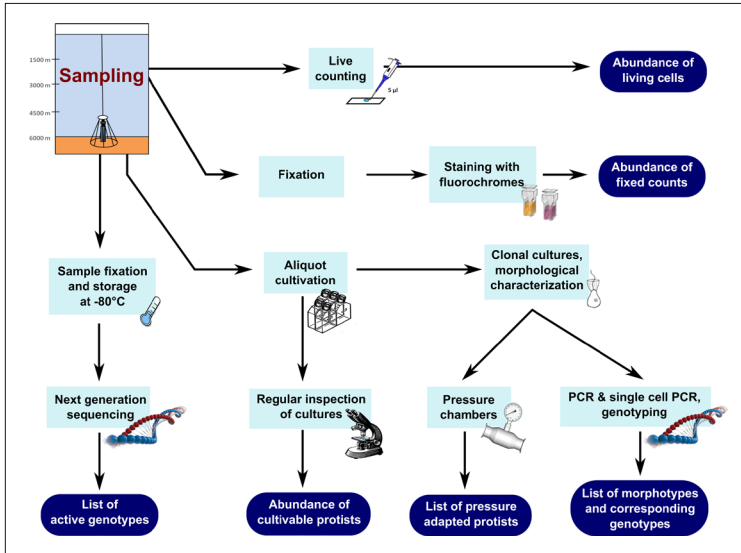


Figure 1: Proposed protocol for diversity and abundance estimates of deep-sea nanoprotists including molecular surveys (incl. environmental RNA), fixation, live-counting and aliquot cultivation (from A. Schoenle, A. Jeuck, F. Nitsche, P. Venter, D. Prausse, H. Arndt, Methodological studies on estimates of abundance and diversity of heterotrophic flagellates from the deep-sea floor. *J. Mar. Sci. Eng.* 2016, 4, 22; doi:10.3390/jmse4010022).

SO237 – Ciliates in the deep sea: Recorded diversity and pressure experiments

A. Schoenle*, F. Nitsche, P. Venter, J. Werner, H. Arndt

General Ecology, Institute for Zoology, Department for Biology, University of Cologne, Zùlpicher Str. 47b, 50674 Cologne, Germany

*corresponding author: aschoenl@uni-koeln.de

Key words: hydrostatic pressure, diversity, scuticociliates, SSU rDNA, Pacific Ocean

Microbial eukaryotes play an important role in biogeochemical cycles not only in productive surface waters but most presumably also in the deep sea. Recent studies based on metagenomics report deep-sea protistan assemblages totally different from continental slopes and shelf waters. To give an overview about the ciliate fauna recorded from the deep sea we summarized the available information on ciliate occurrence from clone libraries and morphological studies. Our review revealed that representatives of all major phylogenetic groups of ciliates were recorded from the deep sea (>1000m depth): karyorelictids, hypotrichs, oligotrichs, armorphorids, litostomatids, suctorians, nassophoreans, prostomatids, peritrichs, scuticociliates. Species occurring in both habitats, deep sea and shallow waters, have not been recorded to our knowledge to date. This indicates a high deep-sea specific ciliate fauna. In addition, our studies of the SSU rDNA and *cox1* gene revealed that there are also small ciliate species, *Pseudocohnilembus persalinus* and *Uronema* sp. commonly found in surface waters, which occur in the deep sea and have been sampled from the Pacific Ocean at various depths (2687 m, 5276 m, 5719 m). The adaptation to deep-sea conditions was investigated by exposing the isolated ciliates directly or stepwise to different hydrostatic pressures ranging from 170 to 550 atm and temperatures of 2°C and 13°C. Although the results indicated no general barophilic behavior, all four isolated strains survived the highest established pressure. A better survival for exposures to 550 atm at the lower temperature could be observed. Among microbial eukaryotes, ciliates should be considered as diverse and potentially important component of deep-sea microeukaryote communities.

SO239 – Rekolonisation der Copepoda nach einer anthropogenen Störung in der Clarion-Clipperton Bruchzone

U. Raschka*, P. Martínez Arbizu

Senckenberg am Meer, Deutsches Zentrum für Marine Biodiversität (DZMB),
Am Südstrand 44, D-26382 Wilhelmshaven, Germany.

*uwe.raschka@senckenberg.de

Die Manganknollenfelder der Clarion-Clipperton Bruchzone (CCZ) im äquatorialen, nordöstlichen Pazifik beherbergen große Mengen an industriell wichtigen Metallen wie Kupfer, Nickel und Kobalt. Aus diesem Grund ist ein möglicher Abbau dieser so genannten Knollen in Zukunft sehr wahrscheinlich. Der Tiefseebergbau wird signifikante und langanhaltende Veränderungen in der Tiefsee der CCZ mit sich bringen. Diese Veränderungen reichen von den Sedimentwolken die während des Abbaus oder bei der Löschung an der Oberfläche entstehen, bis hin zu weitreichenden Veränderungen der Oberfläche des Meeresbodens durch schwere Abbaugeräte und die Entfernung der Knollen selbst. Aus diesem Grund versuchen wir bereits vor dem Beginn des Tiefseebergbaus eine mögliche Erholung des Ökosystems nach einer anthropogenen Störung über gewisse Zeitspannen abzuschätzen.

Mit diesem Hintergrundwissen wurden während der Expedition SO239 59 Push-Cores aus vier unterschiedlichen Lizenzgebieten zur Manganknollenexploration (BGR, GSR, Ifremer, IOM) beprobt. Diese Push-Cores wurden mit Hilfe des ROVs Kiel 6000 in Tiefen zwischen 4100 und 5000m genommen. Die Probennahme geschah an sieben, bereits zuvor beprobten Stationen, welchen Spuren von früheren oder der aktuellen Expedition waren. Alle Stationen zeichnen sich dadurch aus, dass die anthropogenen durch Dredgen oder ähnliche Probennahmegeräte verursacht wurden (Epibenthoschlitten, Benthic Disturber) und somit lange Spuren im Meeresgrund hinterlassen haben. Das Alter dieser Spuren variiert zwischen 1 Tag und 37 Jahren.

Ziel dieser Studie ist es herauszufinden, ob sich die Copepoda über einen gewissen Zeitraum, nach der Störung durch den potentiellen Abbau der Manganknollen in 1.) ihrer Abundanz, 2.) ihrer Diversität und 3.) ihrer Artengemeinschaft wieder erholt haben und wenn dies der Fall sein sollte, wie lange diese Erholungsphase dauern würde.

SO239 – Tiefsee-Schwammfauna polymetallischer Knollenfelder der Clarion-Clipperton Bruchzone (CCFZ), Ost-Pazifik

D. Kersken^{1,2}, D. Janussen¹ und P. Martínez Arbizu²

¹ Senckenberg Forschungsinstitut und Naturmuseum (SGN), Abteilung Marine Zoologie, Senckenberganlage 25, D-60325 Frankfurt am Main, Germany. daniel.kersken@senckenberg.de

² Senckenberg am Meer, Deutsches Zentrum für Marine Biodiversität (DZMB), Am Südstrand 44, D-26382 Wilhelmshaven, Germany.

Aktuell gibt es nur wenige Informationen über die Tiefsee-Schwammfauna (Tierstamm: Porifera) der Clarion-Clipperton Bruchzone (CCZ) im äquatorialen Ost-Pazifik, aber dieses Wissen ist essentiell weil die CCZ eines der weltweit größten potenziellen Gebiete für den industriellen Abbau von Manganknollen darstellt. Unsere Forschungsarbeit findet im Rahmen der Joint Programming Initiative Oceans (JPIO) und mit dem Fokus auf die „Ökologischen Auswirkungen des Tiefsee-Bergbaus“ statt. Die projektbezogene Expedition SO239 EcoResponse mit dem deutschen Forschungsschiff Sonne konzentrierte sich dabei auf die Untersuchung benthischer Tiefsee-Gemeinschaften der Manganknollen-Felder innerhalb der CCZ. Während dieser Expedition wurden 68 Tiefsee-Schwämme mit dem ROV „Kiel 6000“ (Remotely Operated Vehicle) in Tiefen von 1700 – 5000 m gesammelt und konnten 18 Morphotypen bzw. 35 Arten zugeordnet werden (Abbildung 1). Hauptziel dieser Untersuchung ist die Erstellung eines bildbasierten Artenkataloges der Tiefsee-Schwammfauna innerhalb der CCFZ. Weitere Ziele sind das DNA-Barcoding vier genetischer Marker (COI, 16S, 18S und 28S), sowie die software-basierte Annotation von Schwämmen mehrerer ROV Video-Transekte. Dieses Poster wird neben Inhalten der Publikation „Porifera from polymetallic nodule fields in the Clarion-Clipperton Fracture Zone (CCFZ), Pacific Ocean (Part I: Amphidiscophora)“, ebenfalls Daten über potenzielle Vorkommen und Verbreitung der Tiefsee-Schwammarten enthalten.

Finanzielle Unterstützung durch das “Bundesministerium für Bildung und Forschung” (BMBF) wird dankend zur Kenntnis genommen.

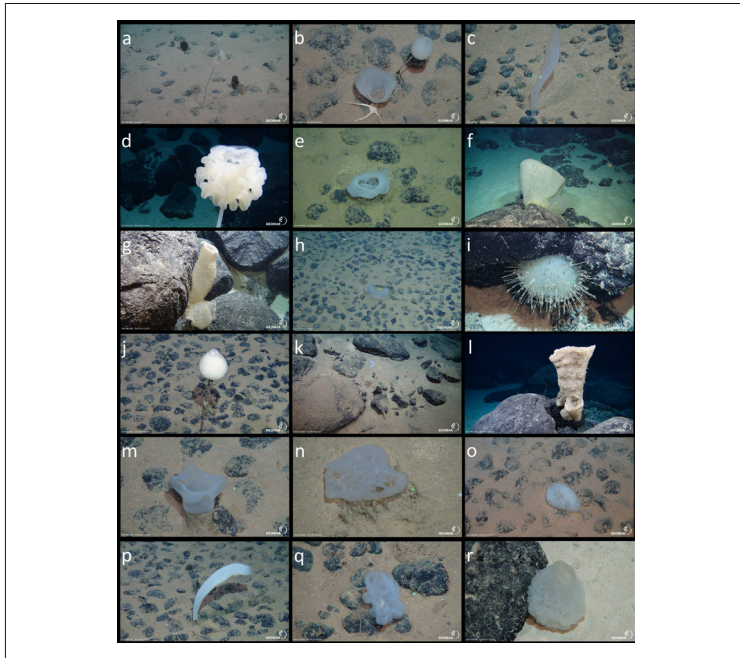


Abb. 1: Schwamm-Morphotypen in der CCFZ

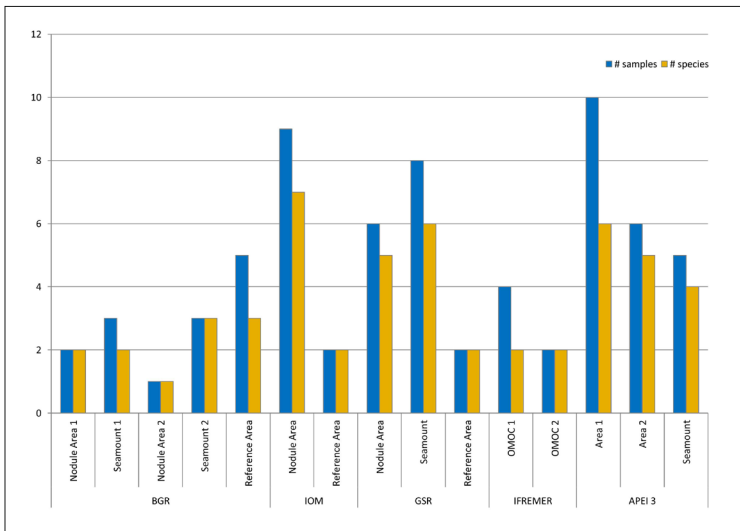


Abb. 2: Anzahl der Proben und Arten von 15 ROV-Stationen während SO239

SO239 – Natural variability of geochemical conditions, biogeochemical processes and element fluxes in sediments of the eastern Clarion-Clipperton Fracture Zone (CCZ) – RV SONNE cruise SO239

J. Volz¹, J. Mogollón², W. Geibert¹, P. Martínez Arbizu³, A. Koschinsky⁴, S. Kasten¹

¹ Alfred Wegener Institute Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Am Handelshafen 12, 27570 Bremerhaven, Germany

² Utrecht University, Department of Earth Sciences – Geochemistry, Utrecht, Netherlands

³ Forschungsinstitut Senckenberg, DZMB, Wilhelmshaven, Germany

⁴ Jacobs University Bremen, Department of Physics and Earth Sciences, Bremen, Germany

With respect to the thriving global interest of deep-sea mineral exploitation, comparative baseline studies in the polymetallic nodules exploration license areas in the area of the CCZ are fundamental. These studies are required for the further development of a reliable environmental management plan (EMP) by the International Seabed Authority (ISA) as well as for the assessment of the impact of potential future mining activities on the sediment geochemistry. As part of the JPI Oceans Pilot Action „Ecological aspects of deep-sea mining“, the RV SONNE SO-239 cruise “EcoResponse” visited four different exploration license areas including the German BGR area, the InterOceanMetal (IOM) area, the Belgian GSR area and the French IFREMER area as well as one of the areas of particular environmental interest (APEI) (Figure 1). The aim was to study the faunal biodiversity as well as the sediment and pore-water geochemistry on sediment cores before and after controlled anthropogenic disturbances. Our first objective is to demonstrate the natural variation of geochemical conditions, biogeochemical processes and element fluxes in sediments of the five different areas located in the eastern equatorial Pacific. Here, we provide a comparative study on (1) the redox zonation of sediments induced by the input flux and reactivity of organic matter as well as sedimentation rate and (2) the main early diagenetic processes and biogeochemical reactions that drive the degradation of organic matter in these carbon-starved deep-sea deposits.

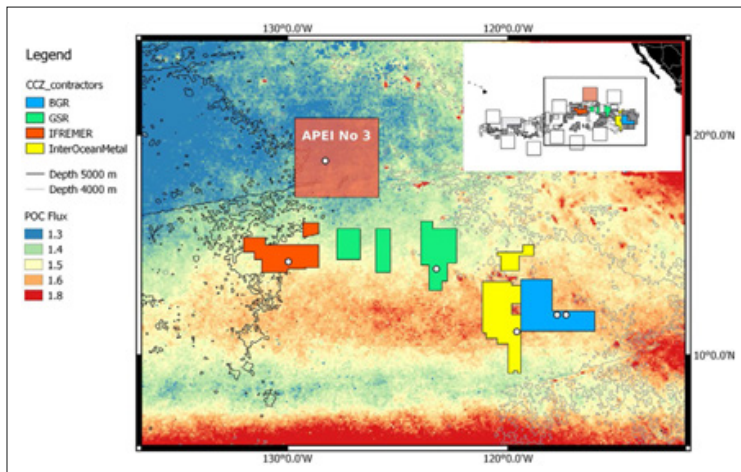


Figure 1: Map of the visited areas in the CCZ during RV SONNE cruise SO-239 with estimated particulate organic carbon (POC) fluxes [mg Corg m⁻² d⁻¹] by Vanreusel et al. (2016).

The APEI No.3 located north of the CCZ shows considerably lower preserved amounts of organic carbon (TOC) and sulfur contents (TS) as well as lower pore-water phosphate (PO_4^{3-}), dissolved inorganic carbon (DIC) and silica (Si) concentrations compared to the investigated license areas. Based on these pore-water profiles the biogeochemical turnover rates of organic matter seem to be highest in the IOM and BGR areas. In the APEI No.3, oxygen penetrates more than 5 meters deep into the sediment and shows overall comparably higher concentrations. These lateral gradients imply that (a) the APEI No.3 as the northernmost study area is influenced by lower surface water primary productivity and flux of organic carbon to theseafloor (Figure 1) and that (b) a decreasing productivity trend along the equator generates distinct geochemical conditions and biogeochemical processes in the CCZ. Besides, lower sedimentation rates have been measured in the APEI No.3 compared to published rates of 0.35-0.6 cm kyr⁻¹ for the German BGR area (Mewes et al., 2014).

Oxygen depletion— i.e. oxygen penetration depth (OPD) — in the sediments of the CCZ is reached at various depths. Where oxygen is depleted at depth, pore-water manganese occurs in detectable quantities. In the CCZ, Mn²⁺ profiles vary from concave up profiles at the IOM site and the IFREMER site without nodule coverage and a maximum at depth in the BGR area with a subsequent concentration decrease with depth. Thus, the redox zonation in the sediments of the CCZ is characterized by an oxic zone extending down to e.g. 100 cm (BGR) and below 500 cm (GSR, APEI No.3) and — where dissolved manganese has been detected in the absence of oxygen and sulfide — a suboxic zone below. As suggested by Mogollón et al. (2016) decreasing nitrate (NO₃⁻) concentrations in the suboxic zone indicate the coupling of the biogeochemical cycles of nitrogen and manganese by Mn²⁺-mediated denitrification and Mn-annamox. These different redox zonations may have had substantial impact on manganese nodule growth and recent nodule coverage as it has been described by Mewes et al. (2014).

References

- K. Mewes, J. M. Mogollón, A. Picard, C. Rühlemann, T. Kuhn, K. Nöthen, S. Kasten, (2014). Impact of depositional and biogeochemical processes on small scale variations in nodule abundance in the Clarion-Clipperton Fracture Zone. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 91, 125–141. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.06.001>
- J. M., Mogollón, K. Mewes, S. Kasten, (2016). Quantifying manganese and nitrogen cycle coupling in manganese-rich, organic carbon-starved marine sediments: Examples from the Clarion-Clipperton fracture zone. *Geophysical Research Letters*, 43(13), 2016GL069117. <https://doi.org/10.1002/2016GL069117>
- A. Vanreusel, A. Hilario, P. A. Ribeiro, L. Menot, P. M. Arbizu (2016). Threatened by mining, polymetallic nodules are required to preserve abyssal epifauna. *Scientific Reports*, 6, 26808. <https://doi.org/10.1038/srep26808>

SO239, SO242 – Spurenmetall-Geochemie in gestörten und ungestörten Sedimenten in den Manganknollen-Arealen der CCZ und des DISCOL-Gebietes

S. Paul¹, M. Bau¹, J. Volz², S. Kasten², A. Koschinsky¹

¹ Jacobs University Bremen, Department of Physics and Earth Sciences, Campus Ring 1, D-28759 Bremen

² Alfred-Wegener-Institut, Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, Am Handelshafen 12, D-27570 Bremerhaven

Auf den TFS Sonne-Fahrten SO239 (Clarion-Clipperton-Zone CCZ) sowie SO242/1 und SO242/2 (DISCOL-Gebiet, Peru-Becken) wurden im Rahmen des JPI-Oceans-Projekts Sediment- und Porenwasserproben (67 Kerne) genommen, um den Einfluss von Tiefseebergbau auf das Tiefseeökosystem zu erforschen. In beiden Untersuchungsgebieten wurden zu unterschiedlichen Zeiten (36 Jahre bis 1 Monat) Störexperimente durchgeführt, die es uns ermöglichen, Kurz- und Langzeiteinflüsse von Störungen am Meeresboden z.B. durch Tiefseebergbau auf (bio)geochemische Prozesse und den Zeitrahmen zur Etablierung eines neuen geochemischen Gleichgewichts zu analysieren. Unsere Arbeiten fokussieren sich auf den Vergleich von gestörten und ungestörten Gebieten entlang eines Störungsgradienten im DISCOL-Gebiet des Peru-Beckens. Die CCZ dient hier als Vergleichsgebiet.

Der Vergleich zwischen gestörten und ungestörten Gebieten im Peru-Becken zeigt, dass sich im Porenwasser kaum Unterschiede zwischen vor 26 Jahren gestörten Sedimenten und ungestörten Gebieten ergeben. Kurzzeiteinflüsse in Kernen mit Störungen, die einen Monat alt sind, zeigen, dass z.B. Mangan in geringen Konzentrationen schon ab 8 cm Tiefe im Porenwasser messbar ist. In ungestörten und vor 26 Jahren gestörten Gebieten ist Mangan erst ab ca. 20 cm Tiefe im Porenwasser nachweisbar (Nachweisgrenze 0,9 $\mu\text{mol/L}$). Diese Ergebnisse bestätigen, dass sich durch Diffusion relativ schnell ein neues Gleichgewicht im Porenwasser einstellt und nach 26 Jahren außer natürlichen Unterschieden keine Störung mehr messbar ist.

Im Sediment dagegen lassen sich in den oberen 20 cm auch nach 26 Jahren noch leichte Unterschiede zwischen gestörten und ungestörten Sedimenten erkennen. In gestörten Gebieten scheint die Manganoxid-Phase, die

oberste Sedimentschicht im Peru-Becken, durchmischt oder abgetragen worden zu sein. Der Verlust der Manganoxid-Schicht ist vor allem bei der einmonatigen Störung noch deutlich zu erkennen. Der Mangangehalt liegt unter 0,5 wt.% an der Oberfläche, während er in ungestörten Gebieten und in Gebieten, die vor 26 Jahren gestört wurden, bei ca. 1,5 wt.% an der Oberfläche liegt. Allerdings sind in den beprobten Kernen aus den 26 Jahre alten Pflugspuren stärkere Schwankungen im Manganprofil zu sehen und die Gehalte sind etwas geringer als in den ungestörten Gebieten. Insgesamt präsentiert sich die nur ca. 11 km² große DISCOL-Fläche heterogener als vor diesen TFS Sonne-Expeditionen erwartet, wodurch konkrete Aussagen über Auswirkungen von Störungen erschwert werden.

Ein Vergleich der Seltenen Erden und Yttrium (SEY) in den Sedimenten der CCZ und im Peru-Becken liefert auf Basis der speziellen Eigenschaften der SEY viele Informationen über die Herkunft der Sedimente und über die Umweltbedingungen während der Ablagerung. Die Konzentrationen der SEY in der Festphase der Oberflächenproben und in den langen Sedimentkernen sind in der CCZ höher als im Peru-Becken, wobei in beiden Gebieten die Konzentration mit der Tiefe zunimmt. Im Peru-Becken zeigen die auf PAAS (Post Archean Australian Shale) normalisierten (SN) SEY-Muster negative Ce_{SN}-Anomalien, positive Y_{SN}-Anomalien und insgesamt eine Anreicherung der schweren im Vergleich zu den leichten Seltenen Erden, wie sie charakteristisch für Meerwasser sind. In diesen Sedimenten des Peru-Beckens kommen verschiedene Trägerphasen für die SEY in Frage: manche Sedimentkerne zeigen eine Korrelation der SEY mit Eisen, was auf eine Bindung an Eisenoxyhydroxide schließen lässt; andere zeigen eine sehr gute Korrelation der SEY mit Aluminium, Kalium, Rubidium, und Thorium, was eine Bindung an detritale Aluminosilikate wahrscheinlich macht. In der CCZ gibt es große Unterschiede in den PAAS-normalisierten Ce_{SN}-Anomalien und auch unterschiedliche Y_{SN}-Anomalien. Gesamtheitlich sind die mittleren Seltenen Erden gegenüber den leichten und schweren Seltenen Erden angereichert. Da es eine sehr gute Korrelation von Kalzium und Phosphor in Kernen der CCZ gibt, sowie eine sehr gute Korrelation zwischen den SEY und Phosphor, scheinen die SEY dort an Kalziumphosphate gebunden zu sein.

Die SEY-Daten haben die Verschiedenheit der Sedimente in der CCZ und im Peru-Becken aufgezeigt, ebenso wie kleinskalige Unterschiede innerhalb der beiden Gebiete. Die Störungen im Peru-Becken, gut messbar nach 1 Monat in Sediment und Porenwasser, scheinen nach 26 Jahren im Porenwasser ein neues Gleichgewicht gefunden zu haben, während die Sedimente noch Zeichen der Störung aufweisen.

SO240 – Wärmestromdichtekartierungen in Verbindung mit seismischen Messungen im Arbeitsgebiet

H. Villinger¹, J. Bösel¹, B. Heesemann¹, N. Kaul¹, P. Müller¹, A. Schwab¹, R. Singh¹, T. Kuhn²

¹ Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, Postfach 330440, 28334 Bremen

² Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, 30655 Hannover

Das Arbeitsgebiet von SO240 befindet sich ca. 900 Seemeilen vor der Westküste Mexikos im äquatorialen Pazifik. Im Mittelpunkt dieser Forschungsfahrt stand die Untersuchung der Meerwasserzirkulation innerhalb der 18 – 22 Millionen Jahre alten ozeanischen Kruste im deutschen Lizenzgebiet für Manganknollen. Diese Fragestellung sollte unter anderem mit Hilfe von Wärmestromdichtemessungen untersucht werden.

Die akustischen Kartierungen (Bathymetrie, Parasound und Seismik) in allen Arbeitsgebieten ergaben, dass die Sedimentmächtigkeit (0m bis ca. 100m; im Mittel ca. 40m) lateral sehr stark variiert. Mächtigkeiten von unter 10m waren bei einer Wassertiefe von über 4000m an der Grenze der Auflösung mit seismischen Methoden. Beide Phänomene sind mit großer Wahrscheinlichkeit Ausdruck von Sedimentumlagerungen, die auf ein komplexes Muster der Bodenwasserströmungen zurückzuführen sind. Dieses Muster wird im Wesentlichen durch die zahlreichen Seamounts in allen Arbeitsgebieten geprägt.

Das Prozessing der seismischen Daten war mit erheblichem Aufwand verbunden, da nur mit zusätzlichen und zeitaufwendigen Prozessingschritten die Auflösung der geringmächtigen Sedimente befriedigend gestaltet werden konnte. Auf den meisten Profilen konnte die Oberkante der basaltischen Kruste befriedigend abgebildet werden. Interne sedimentäre Strukturen waren nur vereinzelt auflösbar. In einem Arbeitsgebiet lässt sich ein starker interner Reflektor in der sedimentäre Sequenz mit dem Ende der stark karbonathaltigen Sedimentation assoziieren. Das akustische Basement ist stellenweise stark durch die kleinräumige Tektonik geprägt, wobei interne Krustenstrukturen, vor allem in Layer 2A nicht auflösbar sind.

Die Messung des Wärmestromes auf mit Seismik vermessenen Profilen zeigt den großen Einfluss der Seamounts auf die thermische Struktur der Sedimentbedeckung und der oberen Kruste. An alle Seamounts, in deren Umfeld Wärmestromdichtemessungen gemacht worden sind, fließt Meerwasser in die obere Kruste hinein und verursacht eine großräumige Reduktion des Wärmestroms auf Werte bis ca. 10mW/m^2 . Dieser niedrige Wärmestrom entspricht etwa einem Zehntel des Erwartungswertes aufgrund des Krustenalters ($\sim 108\text{ mW/m}^2$). Wärmestromdichteanomalien auf einigen Profilen scheinen mit Verwerfungen im Basement in Verbindung zu stehen. Dies kann als Hinweis darauf interpretiert werden, dass entlang dieser Verwerfungen warmes Wasser aus der oberen Kruste aufsteigt oder aber auch kaltes Meerwasser in der oberen Kruste infiltriert wird. An manchen Stellen ist die Sedimentbedeckung so gering, dass advektiver Fluidfluss durch die Sedimentbedeckung hindurch möglich ist, da die Sedimente (,siliceous ooze') im Arbeitsgebiet, wie durch Messungen nachgewiesen, eine vergleichsweise hohe Permeabilität von $\sim 10\text{-}14\text{ m}^2$ haben. Dieser advektive Fluidfluss ist jedoch wegen der geringen Fließraten weder in den Temperaturprofilen noch in der Porenwassergeochemie direkt nachweisbar.

SO240 – Der Einfluss von vergrabenen Manganknollen auf die Mobilität von Metallen in Tiefseesedimenten der Clarion-Clipperton-Zone: Ergebnisse der Expedition - FLUM

A.V. Wegorzewski, C. Heller, T. Kuhn

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2,
30655 Hannover

Polymetallische Manganknollen sind am Meeresboden der Clarion-Clipperton-Zone (CCZ) im äquatorialen Nordpazifik weit verbreitet. Im Sediment vergrabene Manganknollen treten hingegen nur vereinzelt auf und wurden bisher systematisch nur im Peru Becken im Südostpazifik untersucht (von Stackelberg, 1997). Während der Expedition SO240/FLUM wurden in mehreren langen Sedimentkernen Manganknollen in bis zu 10 Metern Sedimenttiefe gefunden. Hochauflösende Seitensichtsonaraufnahmen deuten darauf hin, dass die vergrabenen Manganknollen zusammenhängende Lagen in den Sedimenten des Arbeitsgebietes der SO240 bilden könnten (unveröffentlichte BGR-Daten) und somit deutlich weiter verbreitet sind als bisher angenommen.

Die vergrabenen Manganknollen wurden auf deren Metallgehalte mittels Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA), auf die Verteilung der Metalle und Spurenelemente in den Einzellagen der Knollen mittels Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMPA) und Laser-Ablation ICP-MS sowie auf den mineralogischen und kristallographischen Aufbau mittels Röntgendiffraktometrie und Synchrotron untersucht. Die Ergebnisse der Arbeiten wurden mit den typischen Oberflächenknollen aus der CCZ verglichen. Darüber hinaus wurde untersucht, ob die in der basaltischen Kruste unterhalb der Sedimente zirkulierenden, niedrigthermalen Fluide einen Einfluss auf das Vorkommen und die Metallgehalte der Manganknollen besitzen (siehe Kuhn et al., diese Ausgabe).

In der CCZ werden die Manganknollen bis in Wassertiefen von über 4200 m gebildet und bestehen aus nm- bis μm -dicken, genetisch unterschiedlichen Einzellagen, die um einen Nukleus konzentrisch wachsen. Die einzelnen Lagen bilden sich durch Metallausfällungen aus oxischem (hydrogenetisch) und/oder suboxischem (diagenetisch) Meerwasser und/oder Porenwasser

des Sediments (Wegorzewski & Kuhn, 2014). Aufgrund der unterschiedlichen Geneseprozesse beinhalten die einzelnen Wachstumslagen unterschiedlich hohe Gehalte an Spurenmetallen (z.B. Ni, Cu, Co, Mo und REE).

Die Gesamtknollenanalysen zeigen, dass die Oberflächenknollen untereinander nicht stark variieren, jedoch signifikante chemische Unterschiede zu den vergrabenen Knollen bestehen. So ist der Nickelgehalt in den vergrabenen Knollen deutlich geringer als der Kupfergehalt, während es bei den Oberflächenknollen umgekehrt ist.

Die vergrabenen Knollen weisen zudem, im Vergleich zu den Oberflächenknollen, bis zu 3 Mal höhere Co- und W-Konzentrationen auf, wobei die Gehalte systematisch mit zunehmender Sedimenttiefe ansteigen. Des Weiteren sind sie an Mo, Li und Zn angereichert. Auch die Einzellagenanalysen mittels EMPA und LA-ICP-MS zeigen diese Ergebnisse (Abb.1). Auffällig ist zudem, dass bei den Analysen der einzelnen Wachstumslagen ein zusätzlicher Lagentyp in den vergrabenen Knollen erkennbar ist. Diese Wachstumslage besteht aus Fe, Si sowie Alkali- und Erdalkalielementen, ist jedoch angereichert an Metallen wie Ni, Cu und Co („Lagentyp 0“ Abb.2).

Mineralogisch bestehen die Oberflächenknollen hauptsächlich aus turbostratischen Phylломanganaten (7/10Å-Vernadit sowie Fe-Vernadit), während die vergrabenen Knollen (>530 cm) vorwiegend aus Todorokit aufgebaut sind (Abb. 3). Beide Hauptmanganphasen bestehen aus einzelnen $[\text{MnO}_6]$ -Oktaederlagen, die in einem bestimmten Abstand (7-10 Å) vertikal geschichtet sind. Zusätzlich bildet Todorokit senkrechte Wände aus $[\text{MnO}_6]$ -Oktaedern, so dass eine sogenannte Tunnelstruktur entsteht, die idealerweise aus 3x3 Oktaedern aufgebaut ist und eine höhere kristallographische Stabilität aufweist (Bodeř et al., 2007).

Die Lokation der Manganknollen in den Sedimenten korreliert mit erhöhten Gehalten an Mangan, Kobalt und anderen Elementen im suboxischen Porenwasser. Dabei scheinen sich in erster Linie die hydrogenetischen Phasen aufzulösen und umzukristallisieren. Es entsteht dabei der o.g. neue, Fe-reiche Lagentyp, während Mn in das Porenwasser freigesetzt oder zum Aufbau von Todorokit genutzt wird. Kobalt (als Co^{3+}) substituiert Mn^{4+} in den Oktaederlagen und Kupfer (als Cu^{2+}) stabilisiert die Todorokitstruktur (Atkins et al., 2014; 2016). Dadurch werden beide Metalle in den sich auflösenden Knollen sekundär angereichert. Nickel passt aufgrund seines Ionenradius weniger in die Oktaederlagen und wird daher in das Porenwasser abgegeben.

Eine Beeinflussung des Vorkommens und der Metallgehalte der Manganknollen durch zirkulierende Fluide kann bisher nicht festgestellt werden.

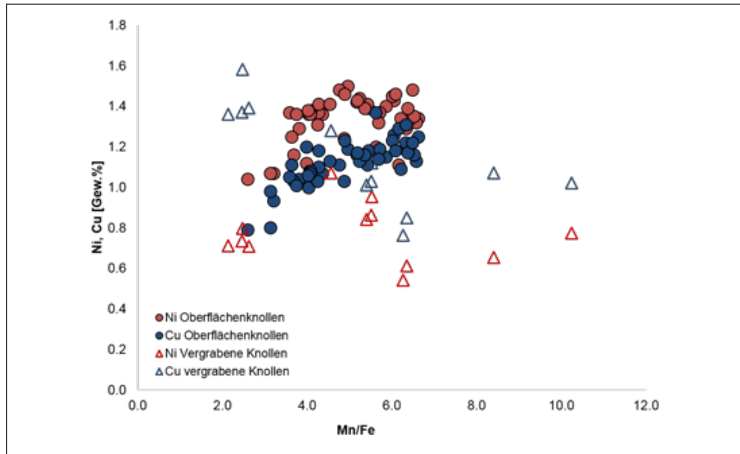


Abb. 1: Mn/Fe-Verhältnis gegen Ni (Rot) - und Cu (Blau) –Gehalte in den Oberflächenknollen (Kreise) und den vergrabenen Knollen (Dreiecke) aus der Gesamtknollenanalyse mittels ICP-OES/MS. In den Oberflächenknollen ist Ni>Cu, in den vergrabenen Knollen ist Cu>Ni.

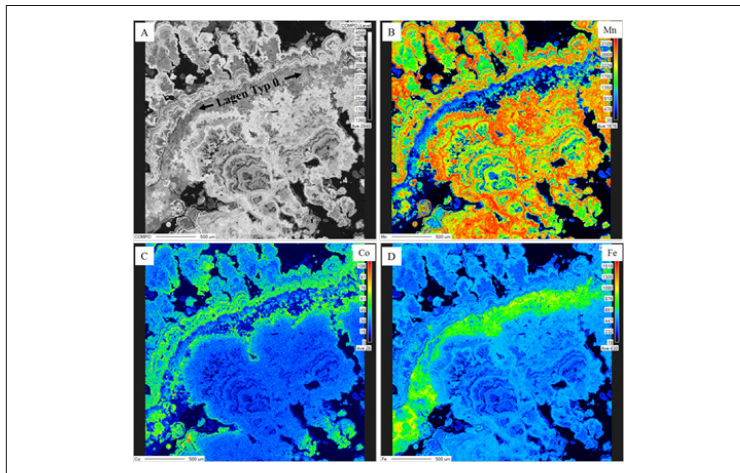


Abb. 2: Elementmapping mittels Elektronenstrahlmikrosonde. (A) Rückstreuungsbild einer vergrabenen Knolle (SO240-22KL-801cm). (B), (C) Dendritische Wachstumsstrukturen (Mn-Co-reich) umgeben den Fe-reichen Lagen-Typ (D).

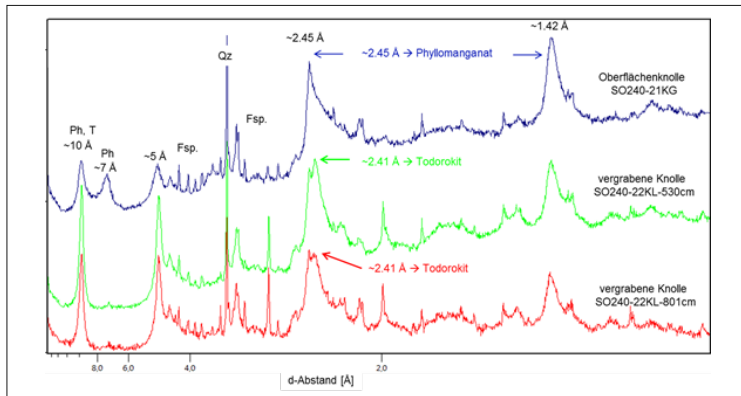


Abb. 3: Röntgendiffraktogramme einer Oberflächenknolle (blau), Hauptmineralphasen sind 7/10 Å-Phyllomanganate sowie von zwei vergrabenen Knollen (grün, rot), Hauptmineralphase ist Todorokit, untergeordnet treten auch Phyllomanganate auf (7/10 Å-Phyllomanganate). Quarz (Qz) und Feldspäte (Fsp.) treten in allen Knollen als Detritus auf.

Referenzen

- A.L. Atkins, S. Shaw, C. Peacock (2014). Nucleation and growth of todorokite from birnessite: implications for trace metal cycling in marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 144, 109-125.
- A.L. Atkins, S. Shaw, C. Peacock (2016). Release of Ni from birnessite during transformation of birnessite to todorokite: Implications for Ni cycling in marine sediments, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 189, 158 – 183.
- S. Bodei, A. Manceau, N. Geoffroy, A. Baronnet, M. Buatier (2007). Formation of todorokite from vernadite in Ni-rich hemipelagic sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 71: 5698-5716.
- T. Kuhn, C. Heller, S. Kasten, A. Koschinsky, G. Versteegh, H. Villinger (2017). Niedrig-thermale Fluidzirkulation an Seamounts und Störungszonen in 20 Mio. Jahre alter ozeanischer Kruste: Ergebnisse der Expedition SO240 – FLUM. Sonne Statusseminar 2017, Oldenburg, diese Ausgabe.
- U. von Stackelberg (1997). Growth history of manganese nodules and crusts from the Peru Basin. In K. Nicholson, J.R. Hein, B. Bühn, S. Dasgupta (eds.): *Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 119: 153-176.

A. Wegorzewski, T. Kuhn (2014). The influence of suboxic diagenesis on the formation of manganese nodules in the Clarion-Clipperton nodule belt of the Pacific Ocean, Mar. Geol. 357, 123-138.

SO241 – The gas hydrate system of the Guaymas Basin, Gulf of California: Implications for the thermal state of the basin and hydrocarbon generation

S. Sarkar¹, M. Moser¹, C. Berndt¹, S. Muff¹, C. Böttner¹, W.-C. Chi², R. Behrendt¹

¹ GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Wischhofstrasse 1-3, 24148 Kiel, Germany

² Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, 128 Academia Rd, Sec. 2, Nangang, Taipei, Taiwan

Marine methane hydrates naturally occur down to a few hundred meters below the sea floor, where appropriate high-pressure and low-temperature conditions and a sufficient supply of methane and water ensure their generation and stability. New geophysical data from the Guaymas Basin, Gulf of California, show a clear and widespread but unusually shallow bottom simulating reflector (BSR) in connection with recent rift-related igneous intrusions into organic rich marine sediments. Using a large number of high-resolution multichannel seismic data, we identify the BSR and determine the thermal state of the Guaymas Basin. The subbottom BSR depth ranges between 22 and 138 m, which indicates a high thermal variability (91-605 °C/km) within the basin and matches well with available field-based measurements. The most likely processes that may control this variability are the intrusion of magmatic sills and small-scale convection of pore fluids possibly related to the sill intrusions. A comparison of BSR derived geothermal gradients with the subbottom depths of the sill intrusions show a general trend of a decreasing geothermal gradient with an increasing subbottom sill depth. However, there are several deviations, such as a concave alignment of the top of the sills probably causing a boiler effect and, therefore, extremely high geothermal gradients. The presented results show the dependence of the observed thermal variability on the recently intruding sills. The BSR is not present in areas affected by submarine landslides, indicating that the absence of a sufficient amount of gas in the shallow sediments limits gas hydrate formation, probably, due to poor permeability of the slide materials. The results suggest a prevalence of temperature sensitive gas hydrates and shallow gas. If new large-scale intrusions take place, this may provide an efficient mechanism to release light carbon via gas hydrate

dissociation. The release of hydrate-bound light hydrocarbons could potentially explain the light $\delta^{13}\text{C}$ carbon isotope anomaly during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum, but currently, there is no evidence for any gas hydrate destabilization in this basin.

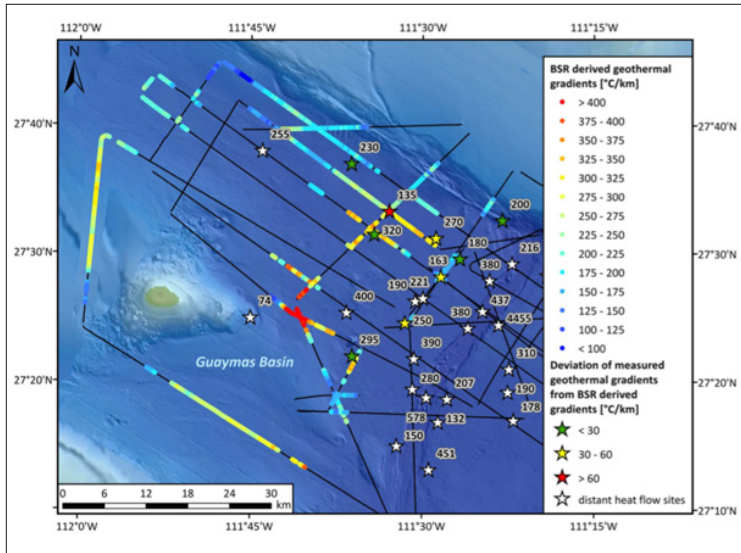


Figure 1: Overview over BSR-derived geothermal gradients compared to heat flow measurements at the sea floor both suggesting an exceedingly hot sedimentary basin heavily influenced by sill intrusions (from Moser, 2016).

SO241 – 2D seismic characterization of recent sill intrusions and associated hydrothermal activity in the Guaymas Basin, Mexico

S. Muff, R. Behrendt, C. Berndt, S. Sarkar, M. Moser

GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Wischhofstrasse 1-3, 24148 Kiel, Germany

Sill intrusions have recently received increasing attention as a possible trigger for the Palaeocene-Eocene Thermal Maximum. During magma emplacement, hydrocarbons and pore fluids are liberated from the surrounding sediments due to contact metamorphic reactions and are thought to migrate to the seafloor in hydrothermal vent complexes. Hundreds of these vent structures have been detected at the Norwegian Margin, but the amount of carbon released through the vents is still debated. In this thesis, a seismic dataset of recently emplaced intrusions in the Guaymas Basin reveals sill morphology and types of fluid migration. Both vary significantly throughout the basin and seem to depend mainly on the depth of sill emplacement. Sills intruded in the deeper parts of the sedimentary column usually display classical sheet- or saucer-like shapes and are mostly accompanied by pipe structures. Intrusions emplaced in the upper 300 m often feature complex morphologies suggesting strong interactions and mingling between magma and the weakly consolidated sediments. In some cases, the magma propagation seems to be flow-like due to extensive liquidization of the host rock. In the shallow parts, the fluid migration is dominated by extensive sediment remobilisation and distributed fluid flow. The differences in fluid escape features can be explained by consolidation-related changes in strength, pore water content and permeability which favour focused fluid flow in the deeper parts and sediment remobilisation in the very shallow parts. Furthermore, the results highlight the impact of the rheological behaviour of the host rock for the morphological evolution of the sills and show that sill emplacement is closely related to fluid migration in the shallow subsurface.

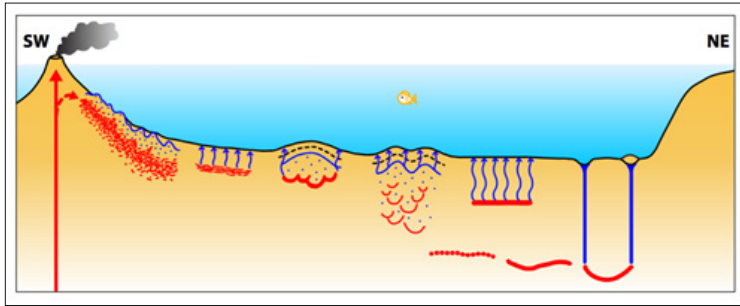


Figure 1: Conceptual model showing the dependence of sediment deformation on the sill emplacement depth. While shallow sills overprint the overburden to a large extent, deep sills are characterized by a metamorphic aureole and focused fluid migration (from Behrendt, 2016).

SO242 – The Macrofauna and Isopod Diversity of the Discol Experimental Area 26 years after the disturbance.

SO242 – Video and Photo Seafloor Observation during JPIO/Discol SO242-1

Results of the Sonne 242-1 Expedition

N. Brenke

Senckenberg am Meer, German Centre for Marine Biodiversity Research,
Wilhelmshaven, Germany

Abstract

Im Januar 1989 startete mit dem Projekt "Disturbance and re-Colonization experiment in the South Pacific" (Discol) eine Untersuchung zur Auswirkung von Meeresbergbau in der Tiefsee. Um den Effekt von Bergbaumaßnahmen im Ozean auf die Umwelt, das Ökosystem und die Faunengemeinschaft zu simulieren wurde die Sedimentoberfläche in der „Discol Experimental Area (DEA)“ großflächig und tief umgegraben (Discol 1) (Thiel & Schriever 1989).

Das DEA Areal liegt im Peru Tiefsee Becken bei 7° 4'40" S und 88° 27'60" W im östlichen Pazifik, weist einen Durchmesser von 3.7 km und eine Tiefe von 4080 bis 4257 m auf (Thiel & Schriever 1989).

Parallel zum untersuchten Areal wurden die drei ungestörten Referenzareale „Ost“, „Süd“ und „West“ in Entfernungen zwischen fünf und zehn Kilometern festgelegt, um Gebiete für vergleichende Untersuchungen zur Verfügung zu haben.

Zwischen September 1989 und Februar 1996 wurden drei Expeditionen durchgeführt, um die Wiederbesiedlung des Systems zu dokumentieren: Discol 2 (Schriever 1990), Discol 3 (Schriever & Thiel 1992) und ATESEPP/ ECOBENT (Schriever et al. 1996).

Die Ergebnisse zeigten eine deutliche Reduktion der Makrofauna Organismen und der Isopoden (Park 2000a) im Vergleich zwischen den gestörten und den Vergleichsarealen. Bis 1996 war der Prozess der Wiederbesiedlung nicht abgeschlossen und eine laterale Einwanderung aus den umliegenden ungestörten Bereichen war erkennbar (Borowski & Thiel 1998).

Im August 2015, 26 Jahre nach der Störung des Meeresbodens, wurde die Expedition JPIO/Discol, SO242-1 durchgeführt um den Langzeiteffekt auf die benthische Macrofauna Gemeinschaft zu analysieren und den Status der Wiederbesiedlung zu dokumentieren.

Sowohl für die Invertebraten Fauna im allgemeinen als auch für die Isopoden Fauna im speziellen lässt sich noch immer ein deutlicher Unterschied zwischen dem gestörten Bereich der DEA und den umliegenden Bereichen erkennen. Speziell bei den Isopoden, die zu Beginn des Experiments stark von den Familien Desmosomatidae und Nannoniscidae dominiert waren (zusammen 30-45%), hat es eine Verschiebung in der Dominanz hin zu den Munnopsidae gegeben. Die Daten der JPIO/Discol Expedition zeigen nun einen Anteil von 34% Munnopsidae, die aufgrund der Tatsache, dass sie voll schwimmfähig sind, leicht über laterale Einwanderungsprozesse das Areal besiedeln konnten.

Bisher konnten 22 Arten Isopoden nachgewiesen werden (exklusive die Familien Desmosomatidae und Munnopsidae, die noch bearbeitet werden). Sechs Arten sind bekannt von früheren Expeditionen (comp. Park 2000a): *Abysaranea rupis* (Haplomunnidae), *Haploniscus robinsoni*, *Mastigoniscus grantissimus*, *Mastigoniscus elegans* (Haploniscidae), *Ischnomesus simplex* (Ischnomesidae), *Mesosignum multidens* (Mesosignidae). Drei weitere Arten sind bekannt von der Küste Perus und Chiles aus dem Atacama-Trench (Menzies & George 1972): *M. grantissimus*, *M. elegans* and *M. multidens*.

Die mittlere Dichte der Isopoden betrug zu Beginn des Experimentes in der DEA während Discol 1 und Discol 2 33 Ind. / 1000 m² und während der Expeditionen Discol 3 und ECOBENT sogar 120 Ind. / 1000 m² (Park 2000a).

Aktuell konnten für die DEA Stationen nur eine Isopoden Dichte von 21 Ind. / 1000 m² für Station #81-3 und nur 14 Ind./ 1000 m² für Station #85-4 nachgewiesen werden.

Die aktuellen Daten lassen den Schluss zu, dass die bisher verstrichene Zeit für Makrofauna Organismen zu kurz ist um die Sedimente oder die Oberfläche von Manganknollen in gleicher Dichte wieder zu besiedeln.

SO243 – Beeinflusst ENSO die Emission von marinen Spurengasen im tropischen Ostpazifik?

H. Hepach, B. Quack*, E. Atlas, A. Fiehn, C. Marandino, S. Fuhlbrügge, S. Tegtmeier, A. Bracher, K. Krüger

*GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel, Wischhofstr.1-3, 24148 Kiel

Die natürlichen Emissionen mariner halogener Verbindungen sind von großem Interesse, da sie die Oxidationskapazität der Troposphäre stark beeinflussen und an der Bildung von Aerosolen und ultrafeinen Partikeln beteiligt sind. In Regionen mit tropischer Konvektion können sie sogar bis in die Stratosphäre transportiert werden, wo die freigesetzten Halogene an der Ozonzerstörung teilnehmen. Neuere Untersuchungen konnten ozeanische Auftriebsgebiete (Upwelling), bei denen kaltes, nährstoffreiches Tiefenwasser eine erhöhte biologische Aktivität in der Oberfläche fördert, als wichtige Quellenregionen für bromierte Verbindungen wie Bromoform (CHBr_3) und Dibrommethan (CH_2Br_2) sowie jodiertes Methyljodid (CH_3I), Chloriodmethan (CH_2ClI) und Diiodmethan (CH_2I_2) identifizieren. Das Phytoplankton spielt bei der Bildung und Freisetzung der Halogenkohlenwasserstoffe eine wichtige Rolle, die jedoch noch nicht ausreichend verstanden ist.

Der tropische Ostpazifik unterliegt starken Wetterveränderungen und ozeanographischen Bedingungen, die als El Niño - Southern Oscillation (ENSO) bekannt sind. Unter regulären Bedingungen kann an der Westküste Südamerikas, besonders in der Nähe von Peru, ein starkes Upwelling beobachtet werden. Im Gegensatz dazu führt die Erwärmung während der anomalen warmen Phase namens El Niño zu einer Abschwächung des Upwelling mit schweren Folgen für die biogeochemischen Zyklen im tropischen Ostpazifik. Während der Seereise M91 - RV Meteor, Lima - Lima (Peru) vom 1. bis 26. Dezember 2012 bei regulären klimatischen Bedingungen (ENSO-neutral) haben wir das peruanische Auftriebsgebiet als starke Quelle für jodierte und nur mäßige Quelle für bromierte Halogenkohlenwasserstoffe identifiziert. Wir berechneten einen bedeutenden Beitrag der organischen Iodverbindungen zum troposphärischen Iod während dieser Jahreszeit. Während des Beginns der ENSO-Warmphase (Entwicklung eines El Niño), die während der ASTRA-OMZ Seereise - RV Sonne (SO243),

Guayaquil (Ecuador) - Antofagasta (Chile) vom 3. bis 23. Oktober 2015 untersucht wurde, stiegen die Konzentrationen und Emissionen der bromierten Verbindungen (z.B. 3 fache Konzentrationen und 12 fache Emissionen von CHBr_3) stark an. Während des beginnenden El Niño waren die iodierten Konzentrationen und Emissionen generell niedriger (z.B. 4 mal für CH_3I). Der Chlorophyllgehalt war während der Sonne Seereise 2015 nur wenig geringer, als während der Meteorreise 2012. Die atmosphärischen Gehalte der Spurengase zeigten beim CHBr_3 und CH_3I nur geringe Unterschiede, was vermutlich durch die unterschiedlichen Eigenschaften der atmosphärischen Grenzschicht verursacht wurde: stabiler und abgeschlossener während der neutralen Bedingungen in 2012, höher und permeabler während El Niño in 2015. Es bleiben noch viel Fragen zu klären, darunter unter anderem, wodurch die Unterschiede in den ozeanischen Halogenkohlenwasserstoffkonzentrationen verursacht werden und ob dieses ein wiederkehrendes Phänomen ist? Zu klären bleibt auch, ob die Änderungen der atmosphärischen Stabilität und Emissionen während El Niño einen Einfluss auf die troposphärische und stratosphärische Ozonchemie haben.

SO243 – ASTRA-OMZ: Beeinflusst ENSO den Transport von halogenhaltigen sehr kurzlebigen Substanzen im tropischen Ostpazifik?

A. Fiehn^{1,2}, S. Gjerme¹, S. Fuhlbrügge², B. Quack², C. Marandino², E. Atlas³, K. Krüger¹

¹ Universität Oslo, Oslo, Norwegen

² GEOMAR, Kiel, Germany

³ RSMAS, University of Miami, USA

Während SO243 wurden natürliche halogenhaltigen kurzlebige Substanzen aus dem Peruanischen Auftriebsgebiet und ihr Transport in der Atmosphäre untersucht. Ozeanische Auftriebsgebiete sind eine starke Quelle halogener sehr kurzlebiger Substanzen (Englisch: very short lived substances, VSLS) für die Atmosphäre (Fuhlbrügge et al., 2013; 2016; Hepach et al., 2015; 2016). Gelangen die VSLS über schnellen vertikalen Transport durch Konvektion in die Stratosphäre, führen sie zu einem verstärkten Abbau von stratosphärischem Ozon und beeinflussen so das Klima. Während der Fahrten SO243 ASTRA-OMZ auf RV Sonne (05.10. bis 22.10.2015) von Guayaquil, Ecuador, nach Antofagasta, Chile, und M91 auf RV Meteor (01.12. bis 26.12.2012) von und bis Callao, Peru, wurde der Zustand der Atmosphäre untersucht um den Transport mariner VSLS in die Stratosphäre zu bestimmen (Abb. 1). Diese beiden Fahrten fanden in der gleichen Region statt, aber während M91 herrschte ein neutraler El Niño – Southern Oscillation (ENSO) Zustand und während ASTRA-OMZ positiver ENSO (El Niño). Das erlaubt uns den Einfluss von verschiedenen atmosphärischen Bedingungen auf den atmosphärischen VSLS Transport zu untersuchen.

Um im peruanischen Auftriebsgebiet den Gasaustausch zwischen Wasser und Luft zu berechnen, wurde auf beiden Fahrten die Konzentrationen von verschiedenen Spurengasen im Ozean und in der Atmosphäre bestimmt und zusätzlich meteorologische Parameter wie Windrichtung und Windgeschwindigkeit, Niederschlagsmenge und -intensität und Strahlung gemessen. Weiterhin wurden mithilfe von Radio- und Ozonsonden vertikale Profile von Wind, Feuchte, Temperatur und Ozongehalt aufgenommen und direkt danach zum Global Telecommunication System (GTS) der World Meteorological

Organization (WMO) gesendet um die Dichte der meteorologischen Daten über dem tropischen Ostpazifik zu erhöhen. Diese Messungen werden später für die Validierung der Transportmodellierung genutzt.

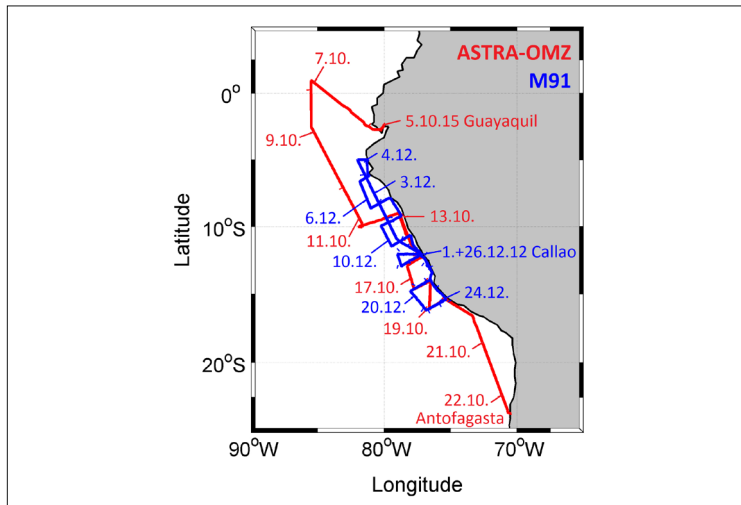


Abb. 1: ASTRA-OMZ und M91 Fahrtrouten mit Start- und Zielhäfen.

Die vertikalen Profile der relativen Feuchte beider Fahrten weisen einen starken Gradienten in 1 km Höhe auf (Abb. 2). Die hohe relative Feuchte resultiert aus turbulenter Durchmischung mit oberflächennahen Luftschichten innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht. Die Grenzschicht war bei El Niño Verhältnissen höher und sie war nicht so abgeschlossen wie bei neutralen ENSO Bedingungen. Die obere Troposphäre ist während ASTRA-OMZ vom 6. bis 14. Oktober 2015 deutlich trockener als während M91, was aber auch auf den Gebrauch unterschiedlicher Radiosondentypen zurückgeführt werden könnte. Für ASTRA-OMZ wurde die tropische Kältepunkt-Tropopause in einer Höhe von 17 km bestimmt, die Temperaturgradient-Tropopause lag bei 18 km.

Die während ASTRA-OMZ gemessene Meeresoberflächentemperatur lag insgesamt höher als bei M91. Trotz des El Niño Zustandes wurde an der Küste noch Auftrieb beobachtet (Stramma et al., 2016). Die Windgeschwindigkeit war während ASTRA-OMZ höher als während M91. Die atmosphärischen Mischungsverhältnisse von Bromoform (CHBr_3), Dibrommethan (CH_2Br_2) und Methyljodid (CH_3I) sind in Abb. 3 dargestellt. Während ASTRA-OMZ war das atmosphärische Mischungsverhältnis sowie die Emissionen der Bromverbindungen höher und von Methyljodid niedriger als bei M91.

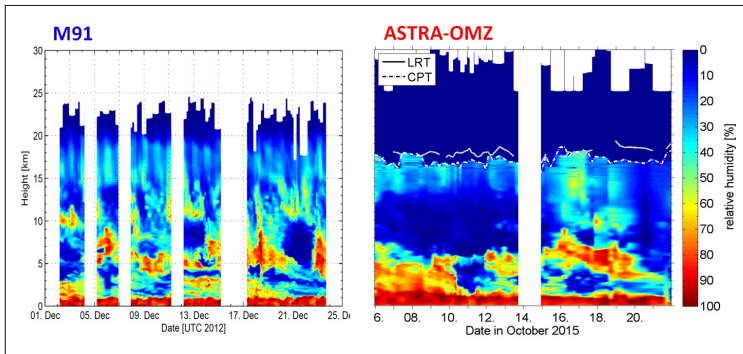


Abb. 2: Zeit-Höhenschnitt der relativen Feuchte (in %) während M91 (Dezember 2012, neutrales ENSO) und ASTRA-OMZ (Oktober 2015, El Niño). Außerdem ist die Höhe der Tropopause (Kältepunkt-Tropopause, CPT, und Temperaturgradient-Tropopause, LRT) gekennzeichnet. Für M91 wurden Vaisala RS92 und für ASTRA-OMZ GRAW DFM-09 Radiosonden verwendet.

Die mit dem Lagrangschen Partikelmodell Flexpart berechnete Rückwärts-trajektorien zeigen, wo die bei M91 und ASTRA-OMZ beprobten Luftmassen ihren Ursprung hatten (Abb. 4). Bei beiden Fahrten wurden hauptsächlich marine Luftmassen aus dem Süden entlang der Südamerikanischen Küste beprobt. Eine Anreicherung mit VSLS ist damit möglich, auch da die Trajektorien lange in der Nähe der Ozeanoberfläche verweilen.

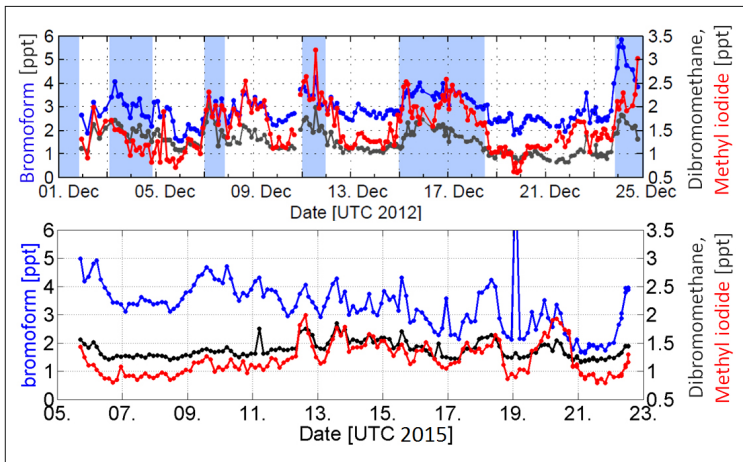


Abb. 3: Atmosphärische Mischungsverhältnisse von Bromoform, Dibromomethan und Methyljodid während M91 (oben) und ASTRA-OMZ (unten).

Der Eintrag der ozeanischen VLS Emissionen in die Stratosphäre wird zurzeit mit Flexpart im Rahmen einer Masterarbeit an der Universität Oslo untersucht. Erste Ergebnisse werden bei dem Sonne Statusseminar präsentiert. Aufgrund der höheren Emissionen der Bromverbindungen und höheren Windgeschwindigkeiten sowie der geringeren Abgeschlossenheit der atmosphärischen Grenzschicht bei ASTRA-OMZ erwarten wir bei El Niño Bedingungen einen stärkeren Eintrag der VLS, vor allem der Bromverbindungen, in die Stratosphäre als bei neutralen ENSO Bedingungen (M91-Fahrt).

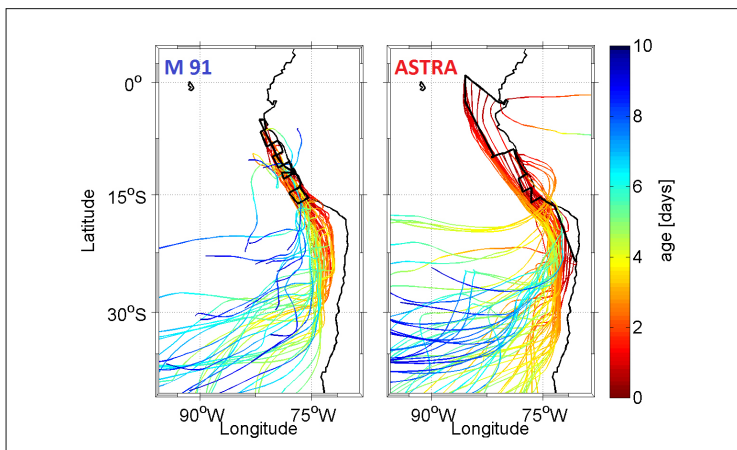


Abb. 4: Mittlere zehntägige Rückwärtstrajektorien für M91 und ASTRA-OMZ. Dargestellt ist das Alter der Luft (Tage).

Referenzen:

S. Fuhlbrügge, K. Krüger, B. Quack, E. Atlas, H. Hepach, F. Ziska, (2013). Impact of the marine atmospheric boundary layer conditions on VLS abundances in the eastern tropical and subtropical North Atlantic Ocean. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(13), 6345-6357. doi: 10.5194/acp-13-6345-2013

S. Fuhlbrügge, B. Quack, E. Atlas, A. Fiehn, H. Hepach, K. Krüger, (2016). Meteorological constraints on oceanic halocarbons above the Peruvian upwelling. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(18), 12205-12217. doi: 10.5194/acp-16-12205-2016

H. Hepach, B. Quack, S. Raimund, T. Fischer, E. Atlas, A. Bracher, (2015). Halocarbon emissions and sources in the equatorial Atlantic Cold Tongue. *Biogeosciences*, 12(21), 6369-6387.

H. Hepach, B. Quack, S. Tegtmeier, A. Engel, A. Bracher, S. Fuhlbrügge, ... K. Krüger, (2016). Biogenic halocarbons from the Peruvian upwelling region as tropospheric halogen source. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(18), 12219-12237. doi: 10.5194/acp-16-12219-2016

L. Stramma, T. Fischer, D. S. Grundle, G. Krahnemann, H. Bange, C. A. Marandino, (2016). Observed El Niño conditions in the eastern tropical Pacific in October 2015. *Ocean Sci.*, 12(4), 861-873. doi: 10.5194/os-12-861-2016

SO243 – Emissionen klimawirksamer Schwefelverbindungen im Peruanischen Auftriebsgebiet: Karbonsulfid and Karbon Disulfid

S. T. Lennartz¹, M. von Hobe², B. Quack¹, T. Steinhoff¹, D. L. Arévalo-Martínez¹, A. Bracher³, R. Röttgers⁴, C. A. Marandino¹

¹ GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel, Marine Biogeochemie

² Forschungszentrum Jülich, IEK-7

³ Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven

⁴ Helmholtz-Zentrum Geesthacht

Das Gas Karbonsulfid (OCS), das häufigste Schwefelgas in der Atmosphäre, sowie sein wichtigster Ausgangsstoff Karbon Disulfid (CS₂) werden im oberflächennahen Ozean produziert. Beide Gase sind Treibhausgase und haben damit einen temperaturerhöhenden Effekt in der Troposphäre. Durch die lange atmosphärische Lebenszeit von mehreren Jahren kann OCS jedoch auch in die Stratosphäre gelangen, wo es als wichtiger Ausgangsstoff für Aerosole dient und dadurch einen kühlenden Effekt bewirkt. Gleichzeitig kann OCS durch seine strukturelle Ähnlichkeit mit CO₂ dazu verwendet werden, Prozesse im Kohlenstoffkreislauf, insbesondere die Brutto-Primärproduktion, besser zu verstehen. Für beide Anwendungen – die Abschätzung der Klimarelevanz und das bessere Verständnis der Brutto-Primärproduktion – ist ein geschlossenes atmosphärisches Budget notwendig. Dazu müssen alle Quellen und Senken von OCS in der Atmosphäre bekannt sein. Besonders die Stärke ozeanischer Emissionen wird momentan diskutiert, weil top-down Berechnungen basierend auf Satellitendaten nicht mit bisherigen Messungen im Ozean übereinstimmen. Die Fahrt ASTRA-OMZ (SO243) in das Peruanische Auftriebsgebiet bot daher eine ideale Möglichkeit, die Produktion dieser beiden Gase in einer biologisch sehr aktiven Region zu untersuchen. Im Vergleich mit einer vorherigen Sonne-Fahrt (SO235) in den oligotrophen offenen Indischen Ozean ergibt sich so die Variabilität der Emissionen dieser klimarelevanten Spurengase.

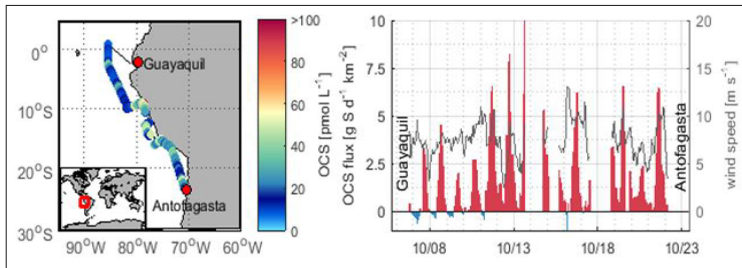


Abb. 1: Konzentrationen im Oberflächenwasser (links) und entsprechende Emissionen (rechts) von OCS während ASTRA-OMZ (SO243).

Mittels eines kontinuierlichen Messsystems (Messfrequenz 1Hz, gemittelt auf 2 Minuten) wurden die OCS Konzentrationen im Oberflächenwasser und in der marinen Grenzschicht gemessen und Emissionen berechnet. Es zeigten sich stark ausgeprägte Tageszyklen mit stärkeren Emissionen im küstennahen Wasser. Der Konzentrationsbereich von 28.25 (6.4-133.8) pmol L^{-1} und die daraus resultierenden Flüsse von -1.5 bis $19.9 \text{ g S km}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Abb. 1) sind jedoch geringer als notwendig, um das globale Budget zu schließen. Mit Hilfe der Messungen von ASTRA-OMZ (SO243) und OASIS (SO235) konnte ein Boxmodell zur Vorhersage der globalen Oberflächenkonzentrationen für OCS verbessert und validiert werden (Abb. 2).

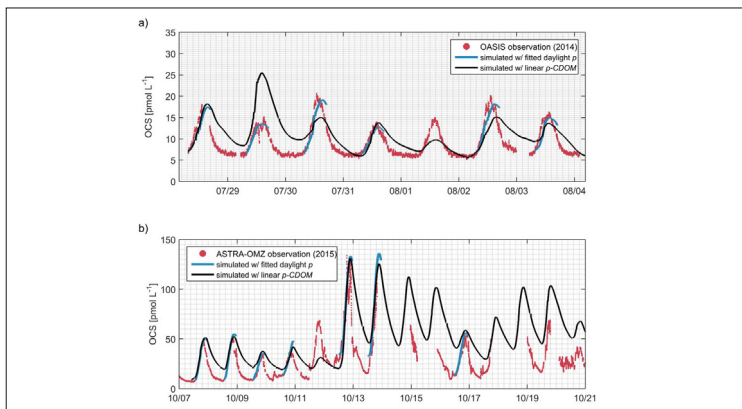


Abb. 2: Boxmodell zur Simulation von OCS Konzentrationen im Oberflächenwasser basierend auf Temperatur, dem Gehalt an gelöster organischer Substanz, Windgeschwindigkeiten, Mischungsschichttiefe und Globalstrahlung. Rot sind die gemessenen Konzentrationen, blau die inverse Simulation, um die Reaktionskonstante der Photoproduktion zu optimieren, und schwarz die Simulation basierend auf der Modellverbesserung.

Karbon Disulfid Konzentrationen wurde anhand diskreter Proben entlang des Fahrtverlaufs mittels Gaschromatographie/Massenspektrometer bestimmt (Abb. 3). Hier zeigte sich ein umgekehrtes räumliches Muster, mit erhöhten Konzentrationen im offenen Ozean und niedrigeren Konzentrationen im küstennahen Bereich. Tiefenprofilmessungen ergaben erhöhte Konzentrationen von CS₂ in der Oxykline, was weitere Fragen über den Einfluss von Sauerstoff auf die Produktion des Gases hervorruft. Dies soll mit Hilfe eines 1D Modells in einer weiteren Studie untersucht werden. Ein solcher Einfluss hat potentielle Folgen auf die Emissionen dieses klimarelevanten Gases, da eine Ausbreitung von sauerstoffarmen Zonen im Ozean für die Zukunft im Zusammenhang mit globaler Erwärmung vorhergesagt wird.

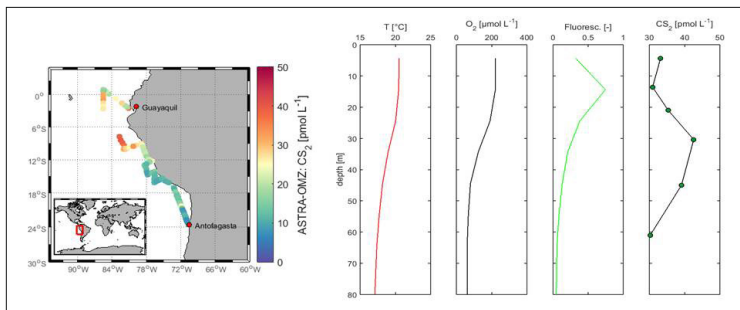


Abb.3: Konzentrationen von Karbon Disulfid im oberflächennahen Ozean entlang des Fahrtverlaufs von ASTRA-OMZ (SO243) (links) und repräsentatives CS₂-Profil zusammen mit Temperatur (T), Sauerstoff und Fluoreszenz (rechts).

SO243 – Gasaustauschflüsse von CO₂ und N₂O während der Sonne Expeditionen 243

T. Steinhoff, D.L. Arévalo-Martínez, H. Bange, A. Körtzinger, A. Zavarsky,
C. Marandino

GEOMAR Helmholtz Zentrum für Ozeanforschung Kiel, Deutschland

Im Zeitalter des globalen Klimawandels wird es immer wichtiger die Emissionen und Stoffkreisläufe von klimarelevanten Treibhausgasen wie CO₂ und N₂O besser zu verstehen, welche Effekte diese auf die darüber liegende Atmosphäre haben und wie diese Kreisläufe auf sich ändernde Umweltbedingungen wie Erwärmung und Sauerstoffabnahme im Ozean reagieren. Während der Sonne Reise SO243 (Guayaquil/Ecuador – Antofagasta/Chile), die auch in die Sauerstoffminimumzone vor Peru führte, wurden daher sowohl die Konzentrationen dieser Gase in der Atmosphäre und dem Oberflächenwasser im Fahrtengebiet gemessen, also auch deren Flüsse direkt bestimmt. Letzteres geschah über die Eddy-Kovarianz-Methode, die hier erstmals für N₂O-Flüsse angewandt wurde.

Für die kontinuierlichen Messungen des Oberflächenwassers wurde eine Tauchpumpe und eine Thermosalinograph im Lotschacht der Sonne in etwa 6 m Tiefe installiert. Die Pumpe versorgte diverse Geräte kontinuierlich mit Wasser. Unter anderem ein pCO₂-System (General Oceanics, Miami, USA), das auf der Wasser-Gas-Äquilibrierung basiert und das CO₂ in der Gasphase mittels NDIR misst. Außerdem wurde ein DLT-100 N₂O/CO-Analyzer (Los Gatos Research Inc.), der auf der „off-axis integrated cavity output spectroscopy“-Technik basiert an das System gekoppelt. In regelmäßigen Abständen wurde atmosphärische Luft gemessen, die vom Peildeck über einen langen Schlauch zu den Geräten geführt wurde. Zusätzlich zu den eben genannten Treibhausgasen wurde noch die Sauerstoffkonzentration im Oberflächenwasser mittels einer Sauerstoffoptode (Aanderaa, Norwegen) gemessen.

Für die Direktflussmessungen wurde am Bug der Sonne ein kleiner Mast angebracht (s. Abb. 1), an dem neben zwei Anemometern auch die Lufteinlässe und ein hochgenauer Bewegungssensor nebst GPS angebracht war. Die Luft wurde mit einem Durchfluss von etwa 40 L min⁻¹ zum Messcontainer auf dem Helideck gepumpt und dort bei einer Messfrequenz von 10 Hz (CO₂) bzw. 5 Hz (N₂O) gemessen.



Abb. 1: Mast mit Anemometern und Lufteinlässen am Bug der Sonne.

Abb. 2 zeigt die Verteilung des Ungleichgewichts des Partialdrucks von CO_2 im Ozean und der Atmosphäre. Positive Werte zeigen an, dass der Ozean hier als eine Quelle für dieses Treibhausgas fungiert, es wird also ein Fluss aus dem Ozean in die Atmosphäre beobachtet. Negative Werte zeigen das Gegenteil an. Außerdem kann man in Abb. 2 die Temperatur des Oberflächenwassers sehen. In beiden Abbildungen kann man gut die einzelnen Auftriebszellen vor der Küste Peru's beobachten, die durch starke Übersättigung im CO_2 und kältere Temperaturen gekennzeichnet sind. Des Weiteren sind diese Auftriebsgebiete auch durch stark erhöhte N_2O -Konzentrationen gekennzeichnet (Abb. 3). Die aufgetriebenen Wassermassen enthalten durch Respiration in der Tiefe erhöhte CO_2 -Konzentrationen, die zu dem beobachteten starken Konzentrationsgradienten zwischen Ozean und Atmosphäre führen. Allerdings wird diese hohe Konzentration innerhalb weniger Tage bis Wochen durch Gasaustausch und biologische Produktion wieder abgebaut. Auch für N_2O zeigt es sich, dass Auftriebsgebiete eine starke Quelle für dieses Treibhausgas ist. Da N_2O Konzentrationen unter niedrige Sauerstoff Bedingungen steigen, diese Ergebnisse hinweisen auf eine erhöhte N_2O Produktion durch Nitrifizierung oder/und Denitrifizierung, insbesondere in die Küstennah Gebiete wo die Sauerstoffminimumzone sehr nah an die Oberfläche liegt. Die Gasflüsse dieser beiden Gase in die Atmosphäre lassen sich mittels der gemessenen Gradienten und der an Bord gemessenen Windgeschwindigkeiten bestimmen und quantifizieren (sog. Bulk-Methode).

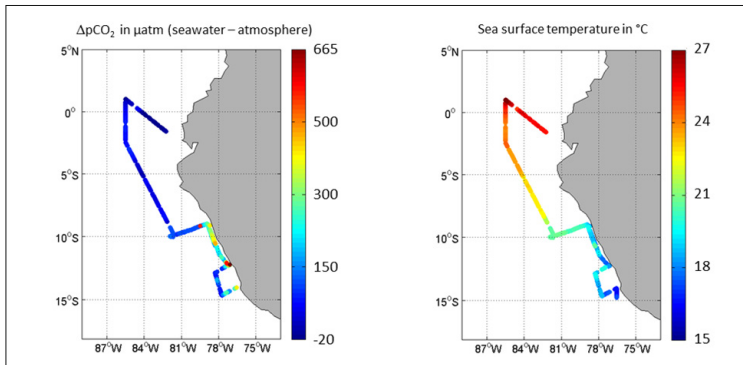


Abb. 2: Links: Differenz der Partialdrücke von CO_2 im Ozean und der Atmosphäre. Positive Werte zeigen, dass der Ozean eine Quelle für CO_2 ist und negative Werte deuten auf eine Senke hin. Rechts: Temperatur des Oberflächenwassers entlang der Fahrtroute.

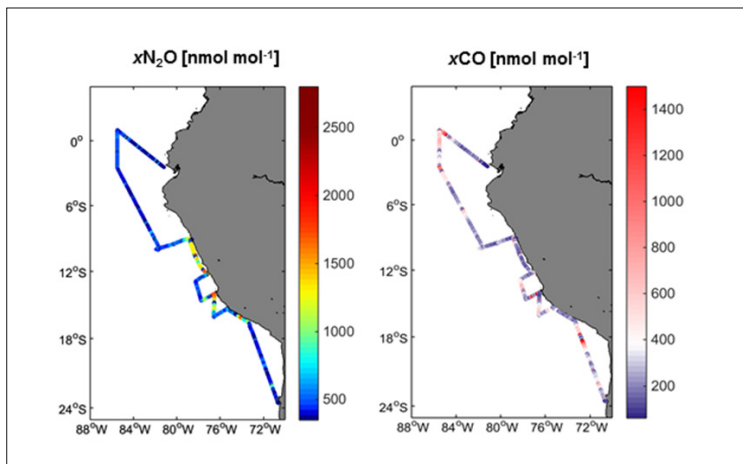


Abb. 3: Links: Gemessene N_2O Verteilung im Oberflächenwasser entlang der Fahrtroute. Rechts: CO -Werte des Oberflächenwassers entlang der Fahrtroute.

Im Gegensatz zur oben beschriebenen Bulk-Methode kann der Gasfluss zwischen Ozean und Atmosphäre auch direkt über die sog. Eddy-Kovarianz-Methode bestimmt werden. Dabei wird der Gasfluss über die turbulente Bewegung in der Atmosphäre gemessen. Man misst gleichzeitig mit hoher zeitlicher Auflösung die Konzentration der Gase und die Windgeschwindigkeiten in allen Raumrichtungen.

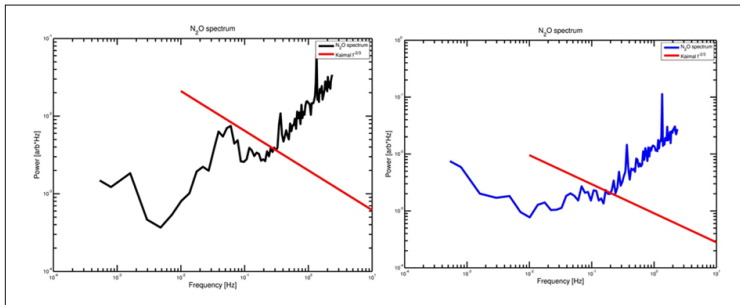


Abb. 4: N_2O -Powerspektren. Links: Daten einer Periode mit starkem Konzentrationsgradienten zwischen Ozean und Atmosphäre. Rechts: Daten einer Periode mit schwachem Gradienten. In beiden Abbildungen zeigt die rote Linie die sog. Kaimal-Steigung im „inertial subrange“ an.

Die so gemessenen Gasflüsse werden mit denen aus der Bulk-Methode verglichen. Wenn diese Daten nicht übereinstimmen, lassen sich daraus auch Rückschlüsse auf verschiedene oberflächennahe Prozesse ziehen. So können z.B. oberflächenaktive Substanzen, wie man sie häufig in hochproduktiven Gebieten (wie Auftriebsgebiete) findet, den Gasaustausch bestimmter Gase vermindern oder aber auch erhöhen.

SO244 – Monitoring offshore northern Chile using a seafloor geodetic network (GeoSEA)

K. Hannemann¹, H. Kopp¹, D. Lange¹, F. Petersen¹, E. Contreras-Reyes²

¹ GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel

² Universidad de Chile, Santiago, Chile

This poster focuses on methods and data processing of offshore geodetic data by using data of a small aperture network (Fig. 1) designed to measure deformation on the seafloor offshore northern Chile. Here, we present the steps used for baseline estimation and quality control of the raw data (Fig. 2). For details concerning the overall project please see abstract “SO244 GeoSEA: Geodetic Earthquake Observatory on the Seafloor” by Hannemann et al. in this issue. The seafloor stores crucial information on sub-seafloor processes, including stress, elastic strain, and earthquake and tsunami generation. This information may be extracted through the emerging scientific field of seafloor geodesy (Bürgmann and Chadwell, 2014). The target of the GeoSEA array (Geodetic Earthquake Observatory on the SEAfloor) is to measure seafloor deformation in mm-scale between instruments located in three target areas on the marine forearc and outer rise of the North Chilean subduction zone around 21°S. This segment of the Nazca-South American plate boundary has last ruptured in an earthquake in 1877 and was identified as a seismic gap prior to the 2014 Iquique/Pisagua earthquake (Mw=8.1 e.g. Lay et al., 2014).

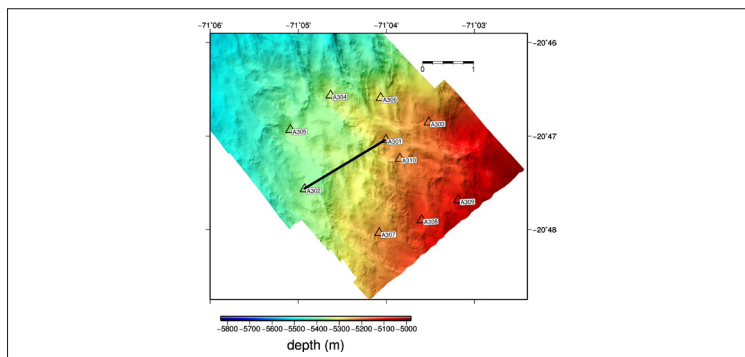


Figure 1: AUV map of working area 3 with positions of acoustic transponders. The black line indicates the acoustic baseline connecting two transponders. The data and estimated baseline for this transponder pair is shown in Fig. 2.

This segment of the Nazca-South American plate boundary has last ruptured in an earthquake in 1877 and was identified as a seismic gap prior to the 2014 Iquique/Pisagua earthquake ($M_w=8.1$ e.g. Lay et al., 2014). The southern portion of this segment is still unbroken. The GeoSEA network consists of autonomous seafloor transponders installed on 4 m high tripods. In December 2015, they were lowered to the seabed on the deep-sea cable of RV SONNE. The transponders measure acoustic distance, tilt, temperature and pressure for a planned period of 3.5 years. As additional component of the network, GeoSURF, a self-steering autonomous vehicle (wave glider), monitors system health and is able to upload data from the seafloor stations and to transfer it via satellite. We set up 3 subarrays with interstation distances of up to 2500 m. On the middle continental slope in 2300 m water depth, an array consisting of 8 transponders measures across crustal faults seen in AUV mapping. A second array of 5 stations located on the outer rise monitors extension across normal plate-bending faults. The deepest deployment in ~5000 m water depth located on the lower continental slope with 10 stations (Fig. 1) is designed to measure diffuse strain build-up. We expect a precision of ± 4 mm for each station pair. The data of 11 months was successfully downloaded in November 2016 during a cruise of RV Langseth and it will be used to reveal the deformation between the transponders located on the seafloor.

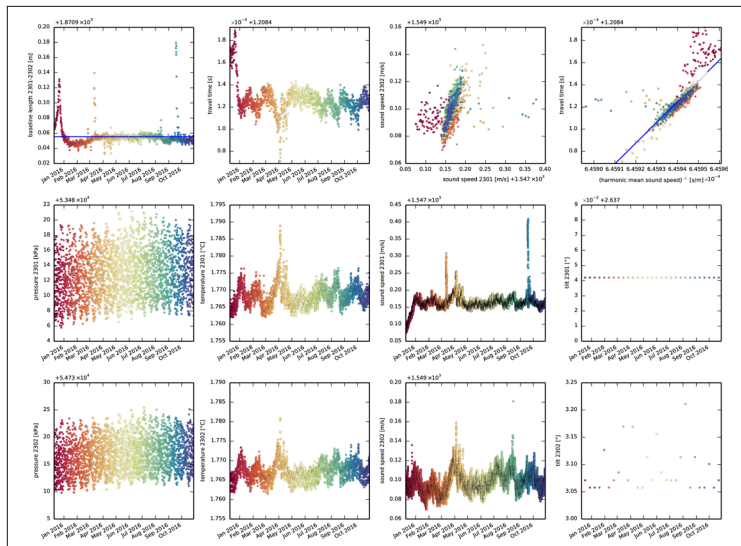


Figure 2: Example for collected baseline, sound speed, pressure, temperature and tilt data for the baseline between sensor A301 (2301) and A302 (2302) in area 3 (Fig. 1). The colours indicate the time of measurement.

References:

R. Bürgmann, D. Chadwell, 2014. Seafloor Geodesy. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 42(1), 509–534, doi: 10.1146/annurev-earth-060313-054953

T. Lay, H. Yue, E. E. Brodsky, C. An, 2014, The 1 April 2014 Iquique, Chile, Mw 8.1 earthquake rupture sequence, *Geophysical Research Letters*, 41, 3818–3825, doi:10.1002/2014GL060238.

SO245 – Hyperspectral light measurements from Chile to New Zealand with a special focus on the South Pacific Gyre system

D. Voss¹, T. G. Ferdelman², R. H. Henkel¹, V. J. Mascarenhas¹, W. L. Miller³, L. C. Powers^{3,4}, A. Stubbins⁴, O. Zielinski¹

¹ Institute for Chemistry and Biology of the Marine Environment, University of Oldenburg, 26111 Oldenburg, Germany

² Max Planck Institute for Marine Microbiology, 28359 Bremen, Germany

³ University of Georgia, Athens, GA 30602-3636, USA

⁴ Skidaway Institute of Oceanography, University of Georgia, Savannah, GA 31411, USA

Light is crucial for most marine organisms, especially for primary producers that serve as the base of the ecological food chain. For characterization of underwater light, in-situ observations are essential to develop remote sensing algorithms. Nowadays, in-situ light field measurements are commonly utilized to validate satellite data, covering vast areas of the northern and southern hemispheres. However, less data exists for the South Pacific Subtropical Gyre (SPG). Here, surface waters are known to be the most oligotrophic in the global ocean, characterized by the clearest waters and lowest sea surface chlorophyll a concentrations. We present results from R/V Sonne expedition SO245, on which we measured the underwater light field using hyperspectral and multispectral free-falling optical profilers covering ultraviolet and visible wavelengths. We sampled waters from Antofagasta (Chile), through the SPG with deep chlorophyll maxima up to 220 m, towards Wellington (New Zealand). Data confirm ultra-clear waters in the SPG with penetration depths of UV light far exceeding 50 m. This was further supported by Secchi Disc depths in the same range as well as Forel-Ule Indices up to 1, representing indigo blue waters with the highest light penetration.

SO245 – N₂ fixation and Primary Production in the South Pacific Gyre

J. Dürschlag, C. Martínez-Pérez, N. Heinzmann, G. Lavik, M. Kuypers, W. Mohr

Max Planck Institute for Marine Microbiology, Bremen, Germany

Marine biological dinitrogen fixation (N₂ fixation) is the major contributor of fixed nitrogen to the open ocean and thus believed to fuel primary production in nitrogen-limited environments. So far most N₂ fixation studies have focused on the tropical and subtropical North Atlantic and North Pacific. The South Pacific Gyre (SPG), though, represents the largest Gyre System on our Earth. It has been hypothesized that the SPG might be an important player in the global N cycle due to its enormous size, even when N₂ fixation rates are low. In order to determine N₂ fixation and its potential impact on productivity, incubation experiments were conducted to measure N₂ fixation and primary production on the SO-245 cruise through the middle of the SPG during austral summer 2015/2016. The area is characterized by one of the lowest sea surface Chlorophyll a (Chl a) concentrations and is therefore described as ultra-oligotrophic but with a concomitant excess of phosphate that could favor N₂ fixation. Two previous studies (Halm et al. 2012; Raimbault and Garcia 2008) in the SPG have identified heterotrophic organisms as the most abundant diazotrophs, in contrast to the North Atlantic which is often dominated by cyanobacterial diazotrophs. Yet, it is not clear how widespread these heterotrophs are and how important the different groups are. In our study, highest N₂ fixation rates have been recorded for the most oligotrophic waters in the center of the SPG, situated above the chlorophyll a maximum. So far there is no evidence that the usual cyanobacterial suspects such as *Trichodesmium* and UCYN-A were present indicating that also in this study N₂ fixation is dominated by heterotrophic organisms; those are likely to benefit from labile organic matter produced/leaked during primary production in oligotrophic waters.

SO247 – Liquefaction of sandy silts as the key failure mechanism for the southern Tuaheni landslide complex (TLC)?

J. Kuhlmann¹, K. Huhn¹, N. Kukowski², T. Freudenthal¹, G. Crutchley³, A. Goepel², S. Henrys³, S. Kasten⁴, N. Kaul⁵, J. Mountjoy⁶, A. Orpin⁶, T. Pape⁵, C. Schwarze², K.-U. Totsche², M. Torres⁷, H. Villinger⁵

¹ MARUM; Zentrum für marine Umweltwissenschaften; Universität Bremen; Leobener Strasse; D-28359 Bremen, Germany

² Universität Jena; Friedrich-Schiller University Jena; Burgweg 11; D-07749 Jena, Germany

³ GNS Science; 1 Fairway Drive, Avalon 5010; PO Box 30-368, Lower Hutt 5040; New Zealand

⁴ AWI Bremerhaven; Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung; Am Handelshafen 1; D-27570 Bremerhaven, Germany

⁵ Universität Bremen; Fachbereich Geowissenschaften; Klagenfurter Strasse; D-28359 Bremen, Germany

⁶ NIWA Wellington; 301 Evans Bay Parade; Hataitai, Wellington 6021, New Zealand

⁷ Oregon State University; Corvallis OR; 97331 USA

The southern part of the Tuaheni landslide complex (TLC) is an actively deforming creeping slide system on the Hikurangi subduction margin of New Zealand. Previous analyses of multichannel seismic reflection data propose a prominent basal décollement at depth, along which terrestrial-style creeping occurs, and suggest a combination of earthquake ground shaking and gas release as the most likely triggering mechanism (Mountjoy et al., 2009). A potential link to gas hydrates and stability-related pore pressure variability is considered to be a major controlling agent of this creeping landslide complex.

First evidence from long MeBo cores GeoB20831-2 and GeoB20831-3, recovered from the southern TLC during cruise SO247, cannot fully support this hypothesis. Though there is no direct evidence of gas hydrates within the recovered core material, gas fracturing frequently occurs in deeper sedimentary units and provides indirect evidence for its presence as suggested by the acoustic record. However, poor recovery in the depth window of the basal décollement impedes speculation on the role of gas hydrates as a potential trigger for creeping landslide behaviour.

At the same time, the poor recovery can be directly linked to a dominant sandy lithology in this depth window, which forms a strong contrast to the surrounding background sediment (predominantly composed of clay and silt). These sands of yet unknown origin appear to occur in large quantities (tens of meters) either in thick layers or as thin intercalated bands and are supposed to constitute the basal décollement. This previously unknown sedimentological anomaly suggests a novel approach in explaining the sliding mechanisms of the southern TLC: irrespective of the potential influence of gas hydrates and their stability/instability, a key failure mechanism in the study area is likely to relate to liquefaction processes in the basal décollement, supposedly in consequence of seismic shaking.

References:

J.J. Mountjoy, J. McKean, P.M. Barnes, J.R. Pettinga, 2009. Terrestrial-style slow-moving earthflow kinematics in a submarine landslide complex. *Marine Geology*, 267, 114-127, doi: 10.2016/j.margeo.2009.09.007

SO247 – Erste Ergebnisse des wissenschaftlichen Bohrens am frontalen Akkretionsrücken „Rock Garden“, der Hikurangi Subduktionszone vor der Ostküste der Neuseeländischen Nordinsel

C. Schwarze¹, N. Kukowski¹, T. Freudenthal², A. Goepel¹, K.-U. Totsche¹, G. Crutchley³, S. Henrys³, S. Kasten⁴, N. Kaul⁵, J. Kuhlmann², J. Mountjoy⁶, A. Orpin⁶, T. Pape⁵, M. Torres⁷, H. Villinger⁵, K. Huhn²

¹ Friedrich-Schiller-Universität Jena; Burgweg 11; D-07749 Jena, Germany

² MARUM; Zentrum für marine Umweltwissenschaften; Universität Bremen; Leobener Strasse; D-28359 Bremen, Germany

³ GNS Science; 1 Fairway Drive, Avalon 5010; PO Box 30-368, Lower Hutt 5040; New Zealand

⁴ AWI Bremerhaven; Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung; Am Handelshafen 1; D-27570 Bremerhaven, Germany

⁵ Universität Bremen; Fachbereich Geowissenschaften; Klagenfurter Strasse; D-28359 Bremen, Germany

⁶ NIWA Wellington; 301 Evans Bay Parade; Hataitai, Wellington 6021, New Zealand

⁷ Oregon State University; Corvallis OR; 97331 USA

Die Folgen von Rutschungen an Kontinentalhängen, wie zum Beispiel, Tsunamis stellen Gefahren für die Bevölkerung und Infrastruktur in Küstenbereichen dar. Bei der (De)stabilisierung von Hangsedimenten spielen Gashydrate eine wichtige Rolle. Insbesondere das Zusammenspiel von tektonischer Übersteilung durch die Subduktion von Seamounts und der Gashydratfreisetzung ist als Kontrollfaktor für die Stabilität eines Kontinentalhanges noch nicht vollständig verstanden. Um diese Zusammenhänge genauer zu untersuchen, wurde im Rahmen des multidisziplinären Forschungsvorhabens SlamZ („Slide activity on the Hikurangi margin, New Zealand“ - FS Sonne Expedition SO-247) am frontalen Akkretionsrücken vor Neuseeland im Untersuchungsgebiet „Rock Garden“ wissenschaftlich gebohrt (Abb. 1).

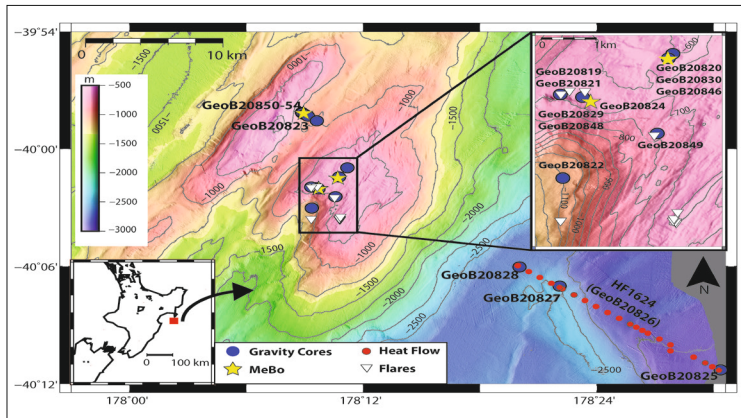


Abb. 1: Überblickkarte mit der Stationsliste im Arbeitsgebiet Rock Garden. Markiert sind Schwerelote, MeBo200, Gasfontänen und Wärmefluss-Messungen.

Dabei kamen das Meeresbodenbohrgerät MeBo200 des MARUMs in Bremen sowie Schwerelote zum Einsatz. Neben bohrlochgeophysikalischen (Spektral-Gamma-Ray-Log) und sediment-physikalischen Untersuchungen wurden die Kerne lithologisch beschrieben. Des Weiteren wurde zur Erzeugung von Bohrloch-Widerstandsprofilen während der Expedition ein „Dual Introduction Instrument“ genutzt. An dem durch MeBo200 und Schwerelote gewonnenen Kernmaterial wurden Kenngrößen wie magnetische Suszeptibilität, thermische Leitfähigkeit und Scherfestigkeit bestimmt, Feuchtigkeits- und Dichtemessungen durchgeführt sowie hochauflösende Kern-Scans angefertigt (Abb. 2).

Die in Rock Garden erbohrten Sedimente sind außergewöhnlich fest und konsolidiert, weshalb Schwerelote nur geringe Eindringtiefen erreichten, während wir mit MeBo200 einen sehr guten Kerngewinn erzielen konnten.

Basierend auf der ersten Fazies-Ansprache wurden einige Proben mit Hilfe der Röntgenpulverdiffraktometrie (PXRD) untersucht. Mit zur Hilfenahme der FT-IR-Spektroskopie und der optischen Mikroskopie wurden zehn unterschiedliche sedimentäre Fazies identifiziert. Dabei handelt es sich um tephra-dominierte Sedimente (2), Turbidite (3), tonreiche Sedimente (3) und foraminiferen-reiche Sedimente (2). Als Hauptmineralkomponenten wurden mit detaillierter FT-IR Spektralanalyse (im Transmission und ATR Modus) und den Daten aus der PXRD Messung Kalzit, Dolomit, Albit, Illit und andere Tonminerale sowie Halit ausgemacht.

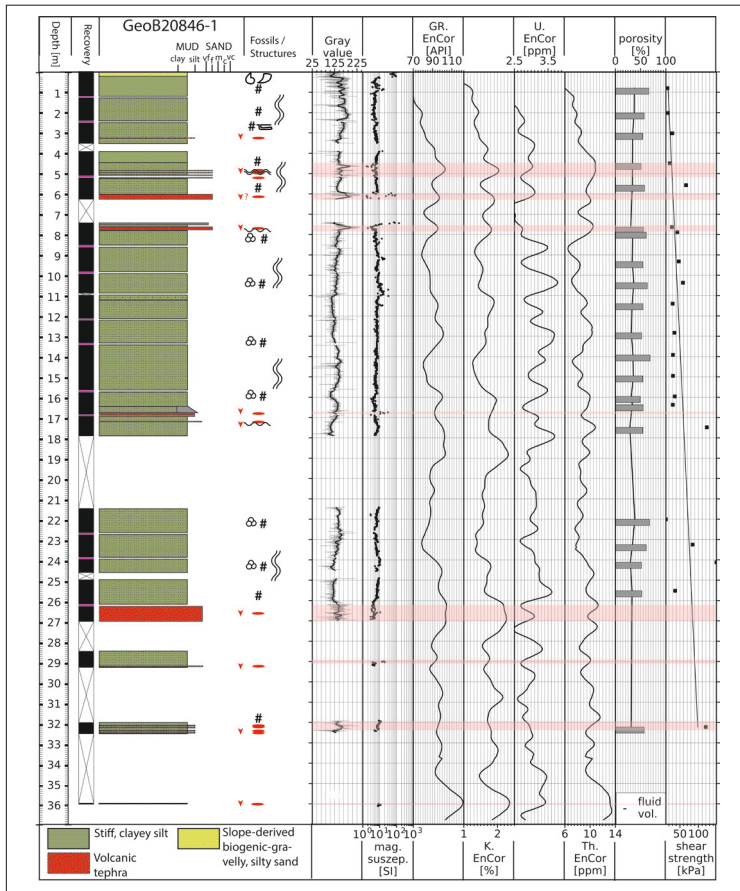


Abb. 2: Erste Messergebnisse der MeBo200 Bohrung GeoB20846-1. Mit Grauwerte, magnetische Suszeptibilität, Porosität und gemessener Scherfestigkeit.

Die ersten Analysen der MeBo200-Kerne zeigen, dass es nicht nur sehr deutliche Unterschiede zwischen Rock Garde und dem nächsten landwärts gelegenen Paoanui-Rücken gibt, sondern auch zwischen den nur zwei km voneinander entfernten Kernen vom Top von Rock Garden. Damit soll durch weitere Analysen untersucht werden, wie groß Bewegungsraten an Störungen sind, die Rock Garden durchziehen. Die weitere Untersuchung der in beiden Kernen sehr unterschiedlichen Tephralagen kann Hinweise auf die Ablagerungsgeschichte und eine mögliche Variabilität der Meeresbodenerosion geben.

SO248 – Bakteriengemeinschaften im Oberflächen-sediment des Pazifiks zwischen 30°S und 59°N

B. Engelen, J. Niggemann, M. Pohlner, J. Degenhardt, D. Tebbe, M. Simon

Institut für Chemie und Biologie des Meeres, Universität Oldenburg,
26111 Oldenburg

Während der Forschungsexpedition SO248 BacGeoPac wurden neben der intensiven Untersuchung der verschiedenen Wassermassen des Pazifischen Ozeans zwischen den subpolaren Regionen der südlichen und nördlichen Hemisphäre auch Oberflächensedimente untersucht. Dazu wurden mit Hilfe eines neu angeschafften Multicorer (MUC) an insgesamt zehn Stationen Sedimentproben gewonnen (Abb. 1).

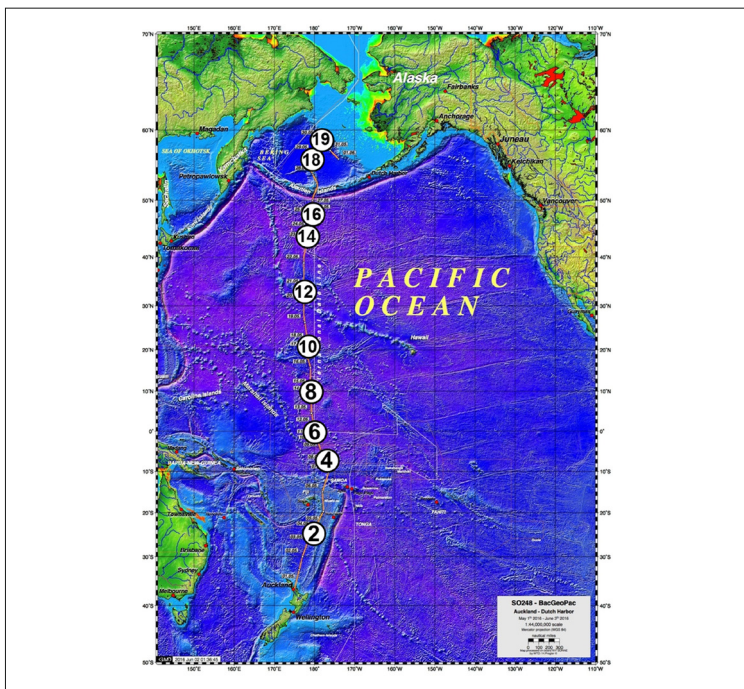


Abb. 1: Verteilung der Stationen an denen während der Forschungs-expedition SO248 BacGeoPac Sedimentproben gewonnen wurden.

Ziel der Untersuchungen war zu ermitteln, ob es regionale Unterschiede in der Verteilung, Zusammensetzung und Aktivität der Bakteriengemeinschaften im Meeresboden gibt. Um zu verstehen, worauf diese Unterschiede zurückzuführen sind, wurden parallel zu den mikrobiologischen Untersuchungen geochemische Sedimenteigenschaften erfasst. Da an den selben Stationen auch die Wassersäule beprobt wurde, kann ein Vergleich der Bakteriengemeinschaften von der Meeresoberfläche bis in die Sedimente erfolgen. An Bord der Sonne wurden zunächst die Sedimentproben mikroskopisch gemustert (Abb. 2), Zellzahlen an der Sedimentoberfläche der einzelnen Stationen bestimmt und mit denen in 20 cm Sedimenttiefe verglichen (Abb. 3). Die Zahlen lagen zwischen 108 und 109 Zellen cm^{-3} und waren bereits 20 cm unter dem Meeresboden um ein bis zwei Größenordnungen niedriger. Nördlich des Äquators nahmen die Zellzahlen in beiden Tiefenstufen kontinuierlich zu.

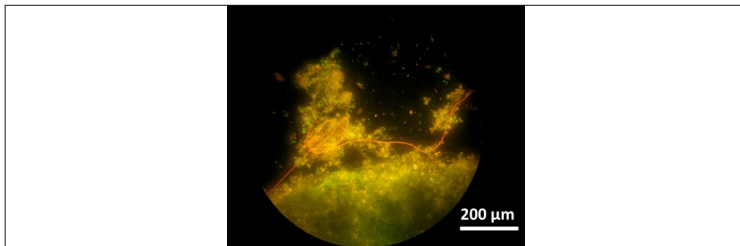


Abb. 2: Mikroskopisches Bild der Sediment-oberfläche von Station 6 (Äquator) von der Forschungsexpedition SO248 BacGeoPac. Die DNA der Zellen (grüne Punkte) wurde mit dem Fluoreszenzfarbstoff SybrGreen spezifisch angefärbt. Die Sedimentproben an dieser Station waren mit Filamenten durchzogen, die bei UV-Anregung rötlich leuchteten.

Eine detaillierte Analyse der Zusammensetzung der Bakteriengemeinschaften erfolgt molekularbiologisch. Die Ergebnisse werden mit der Zusammensetzung des gelösten organischen Materials (DOM) im Porenwasser in Beziehung gesetzt. Die molekularbiologische Analyse der Umwelt-RNA im Vergleich zur DNA ermöglicht eine Bestimmung der aktiven Mitglieder der Bakteriengemeinschaften. Besonderer Fokus liegt hierbei auf der Roseobacter Gruppe, die im DFG Sonderforschungsbereich TRR51 intensiv untersucht wird. Als generelles Maß für die mikrobielle Aktivität im Sediment wurden zusätzliche Experimente an Bord durchgeführt, bei denen die Aktivitäten ausgewählter Exoenzyme gemessen wurden. Diese Enzyme werden von Bakterien ausgeschieden, um Substrate in ihre Bestandteile zu zerlegen, die anschließend von den Zellen aufgenommen werden. Die gemessenen Aktivitäten waren an der Sedimentoberfläche deutlich höher als in 20 cm Sedimenttiefe und nahmen ähnlich wie die Zellzahlen an den Stationen nördlich des Äquators zu.

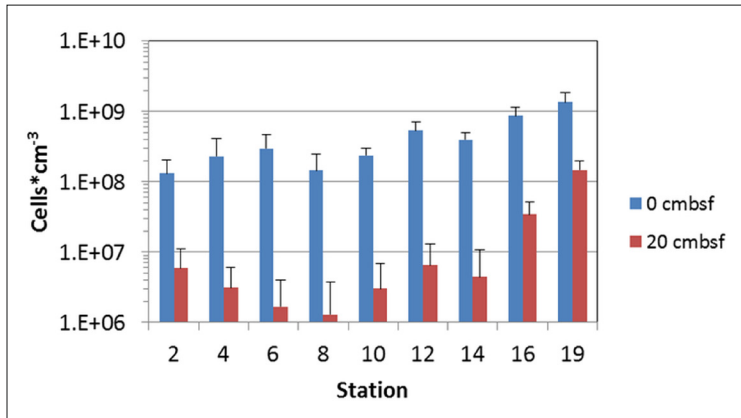


Abb. 3: Gesamtzellzahlen in Oberflächensedimenten des Pazifik- Transekts der Forschungs Expedition SO248 BacGeoPac. Die Zellen in den Sedimentproben wurden an Bord der Sonne mit SybrGreen angefärbt und bei UV-Anregung mikroskopisch ausgezählt.

Ein weiteres Experiment, das an Bord der Sonne durchgeführt wurde, soll die besondere Rolle der Viren im marinen Nahrungsnetz aufzeigen. Sogenannte Bakteriophagen sind ein erheblicher Faktor für die Mortalität von Bakterien im Habitat. Infizierte Zellen werden durch Ausschlüpfen dieser Viren aufgelöst und die Zellbestandteile in die Umgebung abgegeben. Dieses Material ergänzt den Pool an gelöstem organischen Material und dient im sogenannten „Viral shunt“ anderen Mitgliedern der Bakteriengemeinschaften als leicht verfügbares Substrat. Experimentell kann durch bestimmte Antibiotika die Produktion von Phagen und somit die Zellauflösung (Lyse) induziert werden. An Bord der Sonne und anschließend auch in unseren Laboren in Oldenburg wurden an drei Stationen (Station 6, 10 und 19) Induktionsexperimente durchgeführt (Abb. 4). Dazu wurden jeweils Oberflächensedimente und Material aus 20 cm Tiefe mit dem Antibiotikum Mitomycin C versetzt und kontinuierlich über einen Zeitraum von zwei Wochen beprobt. Die Bestimmung von Zell- und Virenzahlen zeigte den Effekt der Induktion im Vergleich zu entsprechenden Kontrollansätzen ohne Antibiotikum an. Zudem wurden die Schlüsselzeitpunkte: Beginn des Experiments (Ausgangswert), drei Tage nach Induktion (Lyse der Zellen), vierzehn Tage nach Induktion (Viral shunt) und sieben Wochen nach Induktion (Endpunkt) ausführlicher beprobt. Die erste Auswertung des Induktionsexperiments von Station 19 hat gezeigt, dass besonders in dem Ansatz aus 20 cm Sedimenttiefe der Gehalt an gelösten Zuckern und Aminosäuren im Vergleich zur Kontrolle deutlich ansteigt.

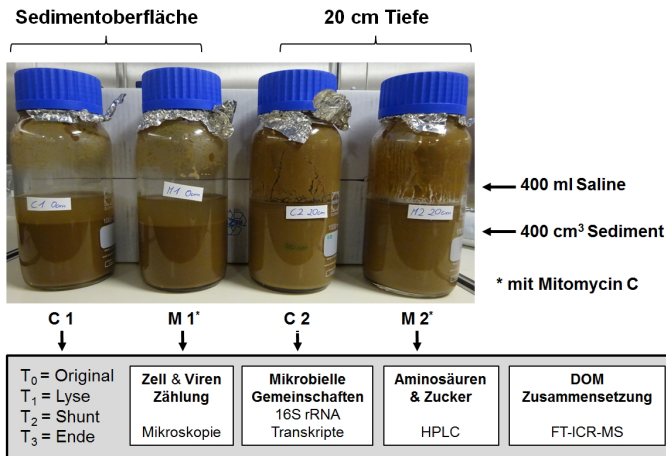


Abb. 4: Experimenteller Aufbau der Vireninduktions-Experimente während der Forschungsexpedition SO248 BacGeoPac. Jeweils 400 cm³ Sediment wurden mit 400 ml künstlichem Meerwasser versetzt und pro Tiefenstufe ein Ansatz mit dem Antibiotikum Mitomycin C behandelt. Die Analyse während des Verlaufs des Experiments (T₀-T₃) erfolgte über die Bestimmung der Zell- und Virenzahlen an Bord. Weiterhin wird die Zusammensetzung der Bakteriengemeinschaften, die Konzentration und Zusammensetzung von Zuckern und Aminosäuren, sowie die molekulare Zusammensetzung des DOM bestimmt.

Dies geht mit einem Anstieg der Virenzahlen einher und ist somit auf die virale Lyse der Zellen zurückzuführen. Die molekularbiologische Analyse der Zusammensetzung der Bakteriengemeinschaften zu den entsprechenden Zeitpunkten wird zeigen, welche Bakterienarten durch die Viren negativ oder positiv beeinflusst werden. Die Veränderung des DOM-Pools wird bereits durch den Anstieg der Zucker und Aminosäuren angezeigt, soll aber detailliert durch hochauflösende DOM-Analytik mittels Fouriertransformation-lonenzyklotronresonanz-Massenspektrometrie (FT-ICR-MS) erfasst werden.

SO248 – Konstruktion und Einsatz einer neuen CTD-Rosette im Pazifik zwischen 30°S und 59°N.

T. H. Badewien, H. Winkler, N. Rüssmeier, A. Braun, M. Simon, O. Zielinski

Institut für Chemie und Biologie des Meeres, Universität Oldenburg,
26111 Oldenburg

Ziel der Forschungsreise SO248 BacGeoPac war, prokaryontische Gemeinschaften und ihre Eigenschaften abhängig von den hydrografischen und biogeochemischen Besonderheiten in den verschiedenen Regionen des Pazifiks zu untersuchen. Große Teile dieses Untersuchungsgebietes sind extrem nährstoffarm. Um Bakteriengemeinschaften und Bakterien-nährstoffe auf verschiedenen Wegen überhaupt analysieren zu können, war es notwendig, große Mengen an Wasserproben aus unterschiedlichen Schichten des Ozeans zu erhalten. Darüber hinaus bestand großer Bedarf an Wasser, um Mesokosmosexperimente an Bord durchführen zu können. Handelsübliche CTD-Rosetten haben üblicherweise Wasserschöpfer mit einem Fassungsvermögen von 10 bis 12 Litern. Da jeder CTD-Hol gerade in der Tiefsee mehrere Stunden dauert, können größere Wasservolumina oft nur mit hohem Zeitaufwand gewonnen werden. Um die CTD-Rosette mit den Kranzwasserschöpfern möglichst effizient zu nutzen, entwickelten wir daher im Vorfeld der Reise eine Rosette mit 24 Wasserschöpfern, die je ein Volumen von 20 l haben.

Die technischen und wissenschaftlichen Mitarbeiter der AG Marine Sensorsysteme (ICBM) entwarfen und konstruierten ein Gestell, an welches solche großen Wasserschöpfer und entsprechende Sensorik montiert werden konnten. Die Firma THEILEN MASCHINENBAU GmbH, Varel Anhand fertigte die einzelnen Komponenten anhand der technischen Zeichnungen des ICBM. Die einzelnen Teile wurden im Institut montiert, mit Sensoren bestückt, erprobt und in Betrieb genommen (technische Details siehe Kasten).

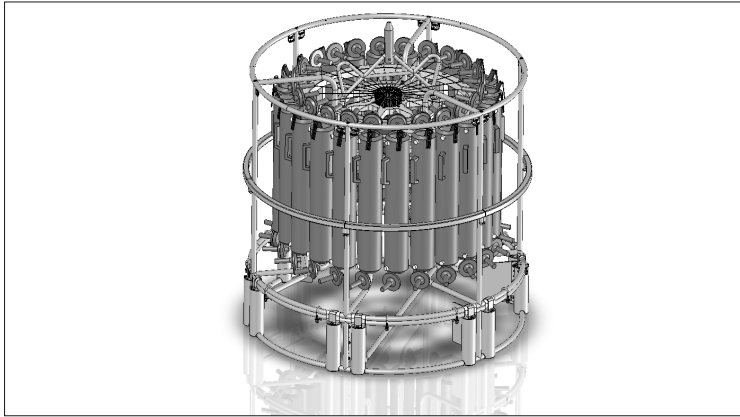


Abb. 1: Technische Zeichnung der neuen ICBM CTD-Rosette

Technische Details:

Größe	:	2.00 x 2.00 x 2.10 m
Gewicht an Deck	:	1,0 t leer; 1.48 t mit Wasserproben
Gewicht in Wasser	:	0,5 t
Wasservolumen	:	480 l
Fiergeschwindigkeit	:	1 m/s an Bord FS Sonne
CTD	:	Sea-Bird Electronics Inc. CTD SBE 911plus
Doppel-Sensorik	:	Sea-Bird Temperatur und Leitfähigkeit
Einfach-Sensorik	:	Sea-Bird Drucksensor Trübung und Fluoreszenz; FluoroWetlab Sauerstoffsensor; Aanderaa Optode Altimeter

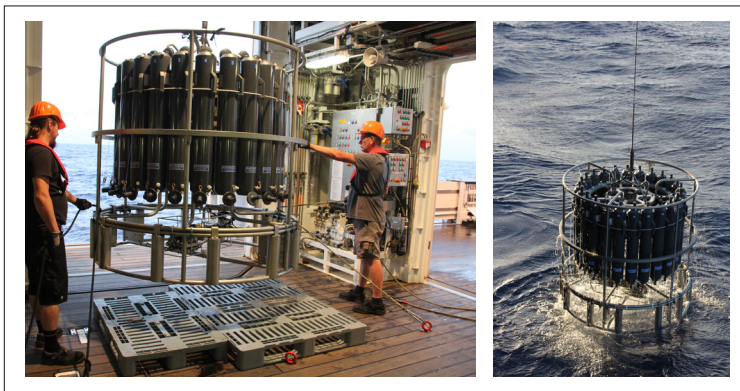


Abb. 2: Die neue ICBM CTD-Rosette im Einsatz an Bord FS Sonne (SO248)

Die neue CTD-Rosette kam auf der Fahrt SO248 zum ersten Mal unter realen Hochseebedingungen zum Einsatz. Trotz ihrer Größe und ihres hohen Gewichts ist die CTD-Rosette sehr gut zu handhaben. Das System funktionierte einwandfrei auch unter extremen Wetterbedingungen und bis zu einer Tiefe von fast 6000 Metern. Insgesamt führten wir an 19 Stationen 59 CTD-Messungen durch und brachten 30.000 l Seewasser für Analysen und Experimente an Bord.

Die CTD-Messungen geben wichtige Auskünfte über die ozeanographischen Bedingungen und die Verteilung der Wassermassen während der Seereise und bilden so das Fundament für die Auswertung und Interpretation der mikrobiologischen und biogeochemischen Untersuchungen.

Die an Bord erhobenen Daten wurden validiert und bereits in der Datenbank Pangaea (doi:10.1594/PANGAEA.864673) publiziert. Die Qualität der Temperatur- und Leitfähigkeitsdaten ist hoch: Die mittlere Differenz der zwei Temperatursensoren betrug 0.0007 °C, die mittlere Differenz der beiden Leitfähigkeitssensoren betrug 0.0071 ms/cm. Um den Aanderaa Sauerstoffsensoren zu kalibrieren, nahmen wir 98 Wasserproben und analysierten diese mit der Standard-Titrationsmethode nach Winkler 1888 und Grasshoff et al. 1999. Abbildung 3 zeigt beispielhaft einen Contour-Plot der Sauerstoffverteilung entlang des meridionalen Transekts. Deutlich erkennbar ist hier z.B. die stark ausgeprägte Sauerstoffminimumzone im Nordpazifik.

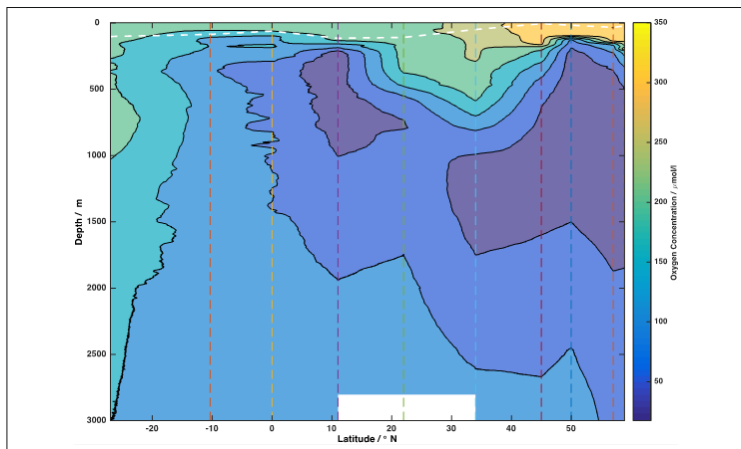


Abb. 3: Contour-Plot der Sauerstoffverteilung entlang des meridionalen Transekts auf der SO248-Reise. Die schwarzen Linien zeigen die Isolinien der Sauerstoffkonzentration; die weiße gestrichelte Linie zeigt die Lage des Chlorophyllmaximums.

SO252 – Geoacoustic investigations of the deposits of the 1888 Ritter Island failure in the Bismark Sea: preliminary results of SO252

I. Klaucke, C. Böttner, C. Berndt, SO252 Scientific Party

GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Wischhofstrasse 1-3, 24148 Kiel,

On March 13, 1888 the major portion of the volcanic Ritter Island collapsed, leaving on a small, crescent-shaped rim of the former island intact and generating a tsunami that caused serious damage and casualties to the surrounding shorelines. The failure involved roughly 5 km³ of material and its deposits are still clearly visible on the seafloor. Two major domains can be distinguished: a proximal deposits composed of the large blocks, distinct regular-shaped cones and a pattern of drainage structures between the blocks (Fig. 1), and a distal deposits showing a pattern of braided flow structures. The proximal domain is limited to the Northwest by a large ridge, extending from Umboi Island, that is half blocking the pathway between Umboi and Sakar islands (Fig. 1). Both areas have been remapped during cruise SO252 in great detail by pushing the available instruments to their respective limits of resolution.

Preliminary results show that the up to 250 m high, cone-shaped features in the proximal deposit have a smooth surface at all scales of investigation combined with low backscatter intensity, while smaller, more irregular cones near the foot of the slide evacuation area have high backscatter intensity. The latter are most likely recent volcanic deposits that post-date the failure event while the former are still enigmatic. They could be recent scoria cones that post-date the failure, but it appears unclear why such scoria cones should be limited to the area of the proximal slide deposit. Alternatively, the cones may be remnants of larger entities of unconsolidated blocks composing the initial slide deposit and being shaped into cones through the influence of gravity and internal friction. The slope of the cones in that scenario corresponds to the angle of repose of the material composing the cone and might be the same as the initial slope angles of Ritter Island. Despite numerous reports and signs of recent volcanic activity in the area and on Ritter Island itself, we find no indications for recent overprinting of the original slide deposit.

Only very small additional failure scars are visible in the bathymetric data, but they could also have formed right in the aftermath of the island collapse. Current-induced reworking is not obvious but some sediment waves are visible in the bathymetry (Fig. 1). Additional constraints on the deposit will become available when 3D-seismic data acquisition has been finished.

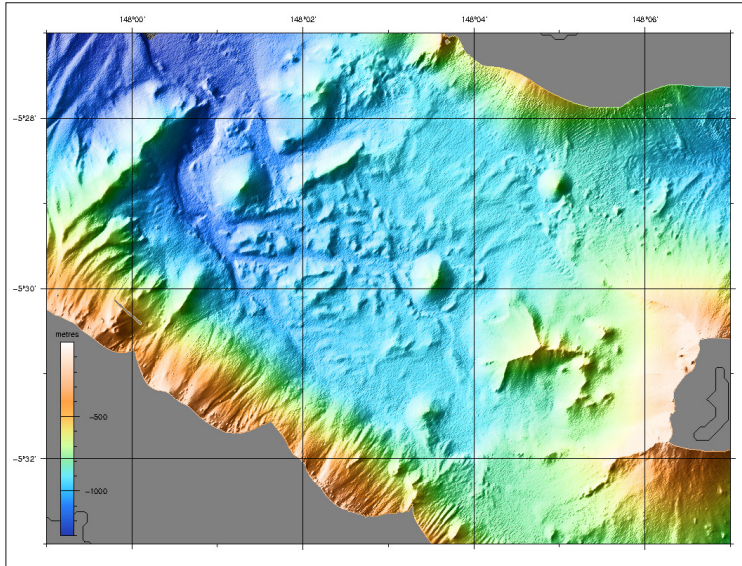


Figure 1: Bathymetric map of the proximal slide deposit of the 1888 Ritter Island collapse. Grid cell size is 15 m. The islands of Ritter, Sakar and Umboi are in the East, the North and the Southwest, respectively.



III. Autorenverzeichnis

Arévalo-Martínez, D.L.	156, 159
Arndt, H.	23, 125, 127
Atlas, E.	149, 151
Badewien, T.H.	177, 80
Bange, H.	159
Baranov B.	87
Barrientos, S.	51
Bau, M.	134
Behrendt, R.	143, 145
Behrmann, J.	51
Berndt, C.	104, 143, 145, 180
Bober, S.	23
Boetius, A.	37
Bösel, J.	136
Böttner, C.	104, 143, 180
Bracher, A.	149, 156
Brandt, A.	23, 91, 124
Braun, A.	177
Brenke, N.	147
Brune, S.	104
Chi, W.-C.	104, 143
Contreras-Reyes, E.	163
Crutchley, G.	75, 168, 170
Davy, B.	67, 71
Degenhardt, J.	173
Devey, C.	23
Doll, M.	47
Dürschlag, J.	167
Engelen, B.	80, 173
Ferdelman, T.G.	59, 166
Fiehn, A.	149, 151

Fischer, M.D.	114, 118
Franke, D.	112
Freudenthal, T.	75, 170
Fuhlbrügge, S.	149, 151
Garbe-Schönberg, D.	87
Geersen, J.	51
Geibert, W.	131
Geilert, S.	47
Gjeramo, S.	151
Goepel, A.	75, 168, 170
Gohl, K.	67, 71
Greinert, J.	37
Haeckel, M.	37
Hamann, K.	37
Hannemann, K.	51, 163
Hauff, F.	87
Heesemann, B.	136
Heinzmann, N.	167
Heitland, N.	23, 91, 124
Heller, C.	30, 138
Henkel, R.H.	166
Henrys, S.	75, 168, 170
Hensen, C.	47
Hepach, H.	149
Heyde, I.	109, 112
Hoernle, K.	87, 71
Homrighausen, S.	71
Huhn, K.	75, 168, 170
Jacques, G.	114
Janussen, D.	129
Jeuck, A.	125

Jokat, W.	109, 112
Karstens, J.	104
Kasten, S.	30, 75, 131, 134, 168, 170
Kaul, N.	75, 136, 168, 170
Kausch, T.	104
Kersken, D.	129
Kipfer, R.	47
Klaucke, I.	51, 104, 180
Kopf, A.	99
Kopp, H.	51, 163
Körtzinger, A.	159
Koschinsky, A.	30, 131, 134
Krüger, K.	149, 151
Kuhlmann, J.	75, 168, 170
Kuhn, T.	30, 136, 138
Kukowski, N.	75, 168, 170
Kuypers, M.	167
Lange, D.	51, 163
Lavik, G.	167
Lennartz, S.T.	156
Liebetau, V.	47
Malyutina, M.	91
Marandino, C.A.	49, 149, 151, 156, 159
Martínez Arbizu, P.	23, 37, 91, 128, 129, 131
Martínez-Pérez, C.	167
Mascarenhas, V.J.	166
Miller, W.L.	166
Mogollón, J.	131
Mohr, W.	167
Moser, M.	143, 145
Mountjoy, J.	75, 168, 170

Muff, S.	104, 143, 145
Müller, P.	136
Müller, C.O.	109
Niggemann, J.	80, 173
Nitsche, F.	125, 127
Orpin, A.	75, 168, 170
Pape, T.	75, 168, 170
Paul, S.	134
Petersen, F.	51, 163
Pohlner, M.	173
Portnyagin, M.	87
Powers, L.C.	166
Prausse, D.	125
Quack, B.	149, 151, 156
Raschka, U.	128
Ray, M.	104
Riefstahl, F.	67
Riehl, T.	23, 91, 124
Roth, T.	104
Röttgers, R.	156
Rüssmeier, N.	177
Sarkar, S.	47, 104, 143, 145
Schmidt, C.	23, 91
Schmidt, M.	47
Schoenle, A.	125, 127
Scholz, F.	47
Schönle, A.	23
Schramm, B.	104
Schreckenberger, B.	109, 112
Schwab, A.	136
Schwarze, C.	75, 168, 170

Silantyeu, S.	87
Simon, M.	80, 173, 177
Singh, R.	136
Steinhoff, T.	49
Strasser, M.	156, 159
Stubbins, A.	99, 166
Tebbe, D.	173
Tegtmeier, S.	149
Torres, M.	75, 168, 170
Totsche, K.-U.	75, 168, 170
Uenzelmann-Neben, G.	114, 118
Urlaub, M.	104
van Haren, H.	104
Venter, P.	125, 127
Versteegh, G.J.M,	30
Villinger, H.	30, 75, 136, 168, 170
Volz, J.	131, 134
von Hobe, M.	156
Vormann, M.	112
Voss, D.	166
Watt, S.	104
Wegorzewski, A.V.	138
Werner, J.	127
Werner, R.	67, 71, 87, 114
Wietz, M.	80
Winkler, H.	177
Yogodzinski, G.	87
Zavarsky, A.	159
Zielinski, O.	166, 177



IV. FS SONNE-Fahrten

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
SO01	25.08.77 10.09.77	Deep-Tow See-Erprobung Testphase I Gestellung Erprobungsschiff	GKSS
SO02	12.09.77 24.01.78	MESEDA I (Erzschlämme C) Rotes Meer	Preussag AG/ Dr. H. Bäcker

II. Umbauphase in Bremerhaven 1978 (25.01. – 10.04.1978)

SO03	11.04.78 01.05.78	Gerätetest – Testphase II Nordsee/Biskaya	BGR/ Dr. U. v. Stackelberg, Dr. St. Kempe
SO04	06.05.78 26.06.78	Meereschem. Untersuchung Atlantik/Pazifik Manganknollen Peru-Becken (TRANSPAC IV, SOPAC I)	AMR/ Dr. Hess, Dr. St. Kempe, Prof. Dr. G. Friedrich
SO05	09.07.78 19.08.78	Manganknollen-Exploration Pazifischer Knollengürtel	AMR/ Dr. Hess
SO06	25.08.78 14.10.78	Hawaii-Tahiti-Fiji Transect	RWTH Aachen/ Prof. Dr. G. Friedrich
SO07	16.10.78	Südost-Asien-Fahrt 78	BGR/
SO08	15.02.79	NW-Australisch. Kontinent	Prof. Dr. K. Hinz, Dr. U. v. Stackelberg
SO09	16.02.79	Manganknollenexploration;	AMR/
SO10	26.09.79	Deep-Tow-Testfahrt	Dr. Steinkamp, H. Richter,
SO11		Manganknollenforschung im Peru-Becken (SOPAC II)	Dr. Hess, Dr. Fellerer

Aufliegezeit 1980 in Callao (27.09. – 04.01.1980)

SO12	05.01.80 05.04.80	GEOMETEP Erzbildung im Ostpazifik	Preussag AG/ Dr. H. Bäcker
------	----------------------	--------------------------------------	-------------------------------

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrleiter
SO13	22.04.80 11.07.80	Deep-Tow-Testfahrt II Tiefwassertest (SOPAC III)	AMR/ H. Klee, H. Richter
SO14	17.07.80 12.09.80	Manganknollenexploration SW-Pazifik	RWTH Aachen/ Dr. W. L. Plüger
SO15	13.09.80 22.11.80	Schwerminerkampagne Ost-Australien-Schelf	BGR/ Dr. U. v. Stackelberg
SO16	23.11.80 06.02.81	Süd-Ost-Asien-Fahrt 80/81 I. – III. Fahrabschnitt	BGR/ Prof. Dr. K. Hinz

Werftzeit 1981 in Singapur (07.02. – 28.03.1981)

SO17	29.03.81 28.05.81	Phosphorit-Exploration auf dem Chatham Rise	BGR/ Dr. U. v. Rad
SO18	05.06.81 15.07.81	MIDPAC I Manganerzkusten	TU Clausthal/ Prof. Dr. P. Halbach
SO19	02.08.81	Sea-Beam Einbau/	AMR/
SO20	20.10.81	HSES-Testprogramm	O. Lettau
SO21	21.10.81 21.12.81	Sea-Beam Testfahrt; Zentralpazifik	BGR/ Dr. Fritsch
SO22	22.12.81 21.02.82	GEOMETEP II, Erzbildung im Ostpazifik	Preussag AG/ Dr. H. Bäcker
SO23	22.02.82 07.06.82	Süd-Ost-Asien-Fahrt 1982 I. Sulu See II./III. Südchin. Meer	BGR/ Prof. Dr. K. Hinz, Dr. H. U. Schlüter

Werftzeit 1982 in Batangas (08.06. – 30.09.1982)

SO24	01.07.82 30.08.82	Seabed Study Malaysia Sunda Shelf	RF/ Dr. Kögler
------	----------------------	--------------------------------------	-------------------

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
Werftzeit 1982 in Singapur (01.09. – 09.09.1982)			
SO25	10.09.82 30.11.82	Geowissensch. Untersuch., Zentralpazifik	BGR/ Dr. U. v. Stackelberg
Werftzeit 1982 in Honolulu (01.12. – 16.12.1982)			
SO26	17.12.82 06.04.83	GEOMETEP III Erzbildung im Ostpazifik	BGR/ Prof. Dr. Gundlach, Frau Dr. V. Marchig
SO27	07.04.83 30.07.83	Geophysikal. Untersuch., Südchin. Meer, Palawan-Trog, Dangerous Grounds	BGR/ Prof. Dr. K. Hinz, Dr. Roeser
Werft- und Auftriegszeit 1983 in Singapur (01.08. – 28.09.1983)			
SO28	29.09.83 13.11.83	GEMINO I Hydrothermale Mineralisa- tionen im Indischen Ozean	RWTH Aachen/ Dr. W. L. Plüger
Hafenzeit 1983 in Port Louis / Mauritius (14.11. – 29.12.1983)			
SO29	30.12.83 09.03.84	Fahrt versch. Disziplinen Rotes Meer/Golf von Aden	TU Karlsruhe/ Dr. Berendsen
SO30	10.03.84 03.04.84	Fahrt zum Funktionstest der wissenschaftl. Geräte	Preussag AG/ Dr. H. Bäcker
SO31	08.04.84 27.04.84	NOAMP II	Preussag AG/ Dr. Bäcker DHI Hamburg/ Heinrich
SO32	28.04.84 09.07.84	GARIMAS I Massivsulfidbildung am Galapagos-Rift (Ostpazifik)	Preussag AG/ Dr. Bäcker

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
SO33	10.07.84 29.08.84	MIDPAC IIa Manganerzkrusten	TU Clausthal/ Prof. Dr. P. Halbach
SO34	30.08.84 13.10.84	Geophysikalische Unter- suchungen im Ryukyu- Inselbogen	Uni Hamburg/ Prof. Dr. J. Makris, Dr. G. A. Dehghani

Werftzeit 1984 in Sasebo (14.10. – 02.11.1984)

SO35	03.11.84 06.02.85	Geowissensch. Unters., Back-Arc Hydrothermal. Südwest-Pazifik	BGR/ Prof. Dr. H. Beiersdorf, Dr. U. v. Stackelberg
SO36	07.02.85 12.05.85	Geoph., geol., geochem. Untersuchungen, Lord How Rücken und South Tasman Ridge	BGR/ Dr. Roeser, Prof. Dr. K. Hinz
SO37	13.05.85 05.06.85	MIDPAC IIb Manganerzkrusten	TU Clausthal/ Prof. Dr. P. Halbach
SO38	06.06.85 12.06.85	Ausbildungsfahrt, Ost-West-Center	TU Clausthal, CDG/ Prof. Dr. P. Halbach

Werftzeit 1985 in Honolulu (13.06. – 05.07.1985)

SO39	06.07.85 19.10.85	GARIMAS II, Massivsulfidbildung am Galapagos-Rift (Ostpazifik)	Preussag AG/ Dr. Bäcker
SO40	20.10.85 17.01.86	GEOMETEP IV Erzbildung im Ostpazifik	BGR/ Prof. Dr. Gundlach, Frau Dr. Marchig
SO41	18.01.86 28.04.86	HYMAS I Geolog.-geophys. Arbeiten im Mittelmeer	TU Karlsruhe/ Prof. Dr. H. Puchelt, Prof. Dr. J. Makris

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
SO 42	29.04.86 27.05.86	Sedimentationsprozesse im Arabischen Meer	Uni Hamburg/ Dr. V. Ittekkot
SO 43	28.05.86 07.07.86	GEMINO II Hydrothermalismus im Indischen Ozean	RWTH Aachen/ Dr. Plüger
SO 44	08.07.86 26.07.86	ABEX II (ausgefallen)	Uni Hamburg/ Dr. Quadfasel
Wertzeit 1986 in Singapur (27.07. – 26.08.1986)			
SO45a SO45b	27.08.86 15.10.86	Tambora Vulkan	Uni Hamburg/ Prof. Dr. J. Makris, Prof. Dr. E. T. Degens
SO46	16.10.86 19.12.86	MIDPAC III Manganerzkrusten im Zentralpazifischen Gebirge	TU Clausthal/ Prof. Dr. P. Halbach, R. D. Hansen
SO47	20.12.86 02.02.87	MIDPLATE I Vulkanismus	Uni Kiel/ Prof. Dr. P. Stoffers
SO48	03.02.87 03.04.87	Geologische Entwicklung und Hydrothermalismus im Lau-Becken (SW-Pazifik)	BGR/ Dr. U. V. Stackelberg
SO49	04.04.87 19.07.87	Geowissensch. Untersuch. Celebes- und Sulu See	BGR/ Prof. Dr. K. Hinz
SO50	20.07.87 12.09.87	Ost- und südchines. Meer, Deutsch-chines. Zusammenarbeit	Uni Hamburg/ Dr. G. Liebezeit

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
Wertzeit 1987 in Singapur (13.09. – 11.10.1987)			
SO51	12.10.87 02.11.87	Sedimentationsprozesse Golf v. Bengalen	Uni Hamburg/ Prof. Dr. E. T. Degens
SO52	03.11.87 21.01.88	GEMINO III Geochemisch-lagerstätten- kundliche Untersuchungen Rodriguez-Triple-Junct.	RWTH Aachen/ Dr. W. L. Plüger
SO53	22.01.88 05.03.88	Geophysikal. Messungen Rotes Meer	Uni Hamburg/ Prof. Dr. J. Makris
SO54	06.03.88 14.04.88	Sedimentationsprozesse im Golf von Bengalen und Südchinesisches Meer	Uni Hamburg/ Prof. Dr. E. T. Degens
SO55	15.04.88 31.05.88	Geophysikal. Messungen im Okinawa-Trog	Uni Hamburg/ Prof. Dr. J. Makris
SO56	01.06.88 01.07.88	HYDROMIN II Hydrothermale Lagerstätten- bildungen im Okinawa-Trog	TU Clausthal/ Prof. Dr. P. Halbach
SO57	02.07.88 11.08.88	MARIANA I Hydrothermale Untersuch. Marianen Back-arc-Gebiet	Uni Kiel/ Prof. Dr. P. Stoffers
SO58	12.08.88 30.09.88	Kohlenwasserstoffgenese in der Sulu See, vor Sabah und im Zentralchines. Meer	BGR/ Dr. H. Kudraß
SO60	04.12.88 01.02.89	HYMAS II Hydrothermalismus und Erzbildung / Ostpazifik	Uni Karlsruhe/ Prof. Dr. H. Puhelt

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
SO61	02.02.89 03.04.89	DISCOL I Peru-Becken	Uni Hamburg/ Prof. Dr. H. Thiel
SO62	04.04.89 03.07.89	GEOMETEP V Hydrothermalismzs, Struktur- geologie, Petrologie, Geochemie Ostpazifik	BGR/ Frau Dr. Marchig
SO63	04.07.89 01.09.89	OLGA I Lagerstättenkundliche Detailaufnahme hydroth. Metallogenese/Ostpazifik	Uni Marburg/ Prof. Dr. W. Tufar
SO64	02.09.89 02.10.89	DISCOL II Peru-Becken	Uni Hamburg/ Prof. Dr. H. Thiel
SO65	25.10.89 27.12.90	MIDPLATE II Pitcairn Hotspot Südpazifik	Uni Kiel/ Prof. Dr. P. Stoffers
SO66	28.01.90 18.02.90	MIDPAC IV Mn-Erzkrustenlagerstätten; Zentralpazifik	TU Clausthal/ Prof. Dr. P. Halbach
SO67a	19.02.90 16.03.90	Vulkanismus im Manihiki-Plateau	BGR/ Prof. Dr. H. Beiersdorf
SO67b	17.03.90 28.04.90	Hydrothermale Vererzung Lau-Becken / SW-Pazifik	BGR/ Dr. U. v. Stackelberg
SO68	29.04.90 25.06.90	OLGA II Lagerstättenkundliche Detailaufnahme hydro- thermaler Metallogenese; Manus-Becken / Ostpazifik	Uni Marburg/ Prof. Dr. W. Tufar

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrleiter
SO69	26.06.90 08.08.90	MARIANA II Hydrothermale Untersuch. Marianen Back-arc-Gebiet	Uni Kiel/ Prof. Dr. P. Stoffers
SO70	09.08.90 15.09.90	Geophys. u. geologische Unters. Marianen Gebiet	Uni Hamburg/ Prof. Dr. J. Makris
SO71	16.09.90 24.10.90	HYDROMIN II Okinawa-Trog	TU Clausthal/ Prof. Dr. P. Halbach
SO72a	25.10.90 18.11.90	Sedimentationsprozesse im Südchinesischen Meer	Uni Hamburg/ Prof. Dr. H. K. Wong

Wertzeit 1990 in Singapur (19.11. – 22.11.1990)

SO72b	23.11.90 22.12.90	im Arabischen Meer und im Golf von Bengalen	Uni Hamburg/ Prof. Dr. H. K. Wong
SO73	23.12.90 19.01.91	WOCE Monsunzirkulation im Indischen Ozean	Uni Kiel/ Prof. Dr. F. Schott
SO74	20.01.91 10.03.91	Neutrino projekt Atlantik	RWTH Aachen/ Prof. Dr. W. Plüger

Umbauphase in Bremerhaven 1991 (10.03. – 30.09.1991)

SO75	01.10.91 01.12.91	Wissensch. Probefahrt Atlantik	BGR/ Dr. H. Kudraß
SO76a	02.12.91 18.12.91	Überfahrt CO ₂ -Traverse	Uni Hamburg/ Dr. Kempe
SO76b	19.12.91 25.01.92	PAKOMAR I Ostpazifik vor Costa Rica	GEOMAR/ Prof. Dr. R. v. Huene
SO77	26.01.92 27.02.92	DISCOL III Peru-Becken	Uni Hamburg/ Prof. Dr. H. Thiel

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
SO78	28.02.92 17.04.92	PERUVENT Peru-Becken	GEOMAR/ Prof. Dr. E. Suess
SO79	18.04.92 09.06.92	SEDIPERU (TUSCH) Peru-Becken	BGR/ Dr. U. v. Stackelberg
SO80a	10.06.92 27.07.92	HOTLINE Pitcairn-Osterinseln-Line	Uni Kiel/ Prof. Dr. P. Stoffers
SO80b	28.07.92 17.08.92	HYGAPE EPR 10 – 20° Süd	Uni Hamburg/ Dr. W. Michaelis
SO81a	18.08.92 28.09.92	PAKOMAR II Ostpazifik	BGR/ Prof. Dr. K. Hinz
SO81b		Hess-Deep Ostpazifik	Uni Greifswald/ Prof. Dr. Mrazek
SO82	29.09.92 30.10.92	Reykjanes-Rücken Nordatlantik	IOW, Warnemünde/ Dr. R. Endler

Wertzeit 1992 in Bremerhaven (31.10. – 24.11.92)

SO83	25.11.92 31.12.92	MARFLUX Atlantik	FU Berlin/ Prof. Dr. P. Halbach
SO84	01.01.93 20.02.93	St. Helena Hotspot Südatlantik	Uni Kiel/ Prof. Dr. P. Stoffers
SO85	21.02.93 25.04.93	VOKSA Südatlantik	BGR/ Prof. Dr. K. Hinz
SO86	26.04.93 05.06.93	PROBOSWA (ODP-Presite) Südatlantik, vor SW-Afrika	Uni Bremen/ Prof. Dr. U. Bleil
SO87	02.06.93 02.07.93	Reunion Hotspot	Uni Kiel/ Prof. Dr. P. Stoffers

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
SO88	03.07.93 26.07.93	WOCE-IR4 Zentraler Indischer Ozean	Uni Hamburg/ Dr. D. Quadfasel
SO89	27.07.93 25.08.93	WOCE-Vorstudie, Monsunzirkulat. Arabisches Meer	Uni Kiel/ Prof. Dr. F. Schott
SO90	26.08.93 02.10.93	PAKOMIN	BGR/Dr. v. Rad/ Dr. v. Stackelberg
SO91	03.10.93 26.10.93	Partikelfluß Arabisches Meer	Uni Hamburg/ Dr. V. Ittekkot

Werftzeit 1993 in Singapur (02.11. – 26.11.93)

SO92	27.11.93 07.01.94	HYDROTRUNC Südlicher Indischer Ozean	FU Berlin/ Prof. Dr. P. Halbach
SO93	08.01.94 26.02.94	Bengal Fächer Nördlicher Indischer Ozean	BGR/ Dr. H. Kudrass
SO94	27.02.94 11.04.94	EDISON PACIFIC Westpazifik	RWTH Aachen/ Prof. Dr. P. Herzig
SO95	12.04.94 05.06.94	MONITOR MONSUN Südchinesisches Meer	Universität Kiel/ Prof. Dr. M. Sarthein
SO96	06.06.94 25.07.94	KODIAKSEIS Nordpazifik, Aleuten-Graben	GEOMAR/ Prof. Dr. R. v. Huene
SO97	29.07.94 19.09.94	KODIAK-VENT Nordpazifik, Aleuten-Graben	GEOMAR/ Prof. Dr. E. Suess

Werftzeit 1994 in Singapur (20.09. – 13.10.1994)

SO98	14.10.94 23.12.94	GIGICS Celebes-See	BGR/ Prof. Dr. K. Hinz
------	----------------------	-----------------------	---------------------------

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
SO99	24.12.94 28.01.95	HYFIFLUX N Fidji-Becken	TU Berlin/ Prof. Dr. P. Halbach
SO100	29.01.95 22.03.95	FOUNDATION Südpazifik, Foundation Seamount-Kette	Uni Kiel/ Prof. Dr. P. Stoffers
SO101	23.03.95 08.05.95	CONDOR-Ia Südpazifik vor Chile	GEOMAR/ Prof. Dr. R. v. Huene
SO102	09.05.95 01.07.95	CHIPAL Südpazifik vor Chile	Uni Bremen/ Prof. Dr. G. Wefer
SO103	02.07.1995 21.07.1995	CONDOR-Ib Südpazifik vor Chile	GEOMAR/ Prof. Dr. R. v. Huene
SO104	22.07.95 15.10.95	CINCA Subduktionsmechanismen der Nasca-Platte, Chile	BGR/ Prof. Dr. K. Hinz
Wertzeit 1995 in Talcahuano (16.10. – 07.11.1995)			
SO105	08.11.1995 31.12.1995	EXCO Zentraler Südpazifik	Uni Hamburg/ Prof. Dr. W. Weigel
SO106	01.01.1996 09.03.1996	ATESEPP Südpazifik, Peru-Becken	AWI/ Prof. Dr. H. Thiel
SO107	10.03.1996 14.04.1996	PACOMAR III Costa Rica, Nicaragua	Uni Greifswald/ Prof. Dr. J. Mrazek
SO108	15.04.1996 23.05.1996	ORWELL Nordostpazifik, vor Oregon	GEOMAR/ Prof. Dr. R. v. Huene
SO109	24.05.1996 08.07.1996	HYDROTRACE Nordostpazifik, vor Washington	TU Freiberg/ Prof. Dr. P. Herzog

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
SO110	09.07.1996 19.08.1996	SO-RO Nordostpazifik, vor Alaska	GEOMAR/ Prof. Dr. E. Suess
SO111	20.08.1996 16.09.1996	HYDROCELL Nordostpazifik, vor Vancouver Island (Kanada)	Uni Bremen/ Prof. Dr. H. Villinger
SO112	17.09.1996 04.10.1996	HIRESBAT Hawaii, Emperor Sea Mount	GEOMAR/ Prof. Dr. R. v. Huene
SO113	05.10.1996 21.11.1996	TROPAC Westpazifik	Uni Kiel/ Prof. Dr. H. Siedler
SO114	20.11.1996 12.12.1996	SÜDMEER Südchinesisches Meer	Uni Hamburg/ Dr. M. Wiesner
SO115	13.12.1996 16.01.1997	SUNDAFLUT Südchinesisches Meer	Uni Kiel/ Prof. Stattegger, Prof. Kuhnt

Wertzeit 1997 in Singapur (17.01. – 09.02.1997)

SO116	10.02.1997 25.02.1997	GOBENGAL Arabisches Meer	Uni Hamburg/ Prof. Dr. V. Ittekkot
SO117	26.02.1997 30.03.1997	JGOFS-IN-1 Arabisches Meer	Uni Bremen/ Prof. Dr. W. Balzer
SO118	31.03.1997 11.05.1997	BIGSET-1 Indischer Ozean	GEOMAR/ Dr. O. Pfannkuche
SO119	12.05.1997 10.06.1997	JGOFS-IN-2 Arabisches Meer	Uni Hamburg/ Prof. Dr. V. Ittekkot
SO120	11.06.1997 12.07.1997	JGOFS-IN-3 Arabisches Meer	Uni Kiel/ Prof. Dr. B. Zeitzschel

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
SO121	13.07.1997 06.08.1997	ROTES MEER Rotes Meer	Uni Kiel/ Prof. Dr. P. Stoffers
SO122	07.08.1997 06.09.1997	MAKRAN 1 Golf von Oman, Nördliches Arabisches Meer	BGR/ Dr. Reichert
SO123	07.09.1997 03.10.1997	MAMUT Golf von Oman, Nördliches Arabisches Meer	GEOMAR/ Prof. Dr. E. Flüh
SO124	04.10.1997 16.10.1997	SEBOSEIS Indischer Ozean	Uni Bremen/ Prof. Dr. H. Villinger
SO125	17.10.1997 19.11.1997	BENGALSEIS Golf von Bengalen	Uni Bremen/ Prof. Dr. V. Spieß
SO126	20.11.1997 20.12.1997	BENGALSCHELF Golf von Bengalen	BGR/ Dr. Kudraß
SO127	21.12.1997 11.01.1998	BENGALWOCE Golf von Bengalen	Uni Hamburg/ Dr. D. Quadfasel
SO128	12.01.1998 02.02.1998	ARABWOCE Arabisches Meer	Uni Kiel/ Prof. Dr. F. Schott
SO129	03.02.1998 15.03.1998	BIGSET-2/JGOFS-IN-4 Arabisches Meer	GEOMAR/ Dr. O. Pfannkuche
Wertzeit 1998 in Dubai (16.03. – 08.04.1998)			
SO130	09.04.1998 09.05.1998	MAKRAN 2 Golf von Oman, Nördliches Arabisches Meer	BGR/ Dr. U. v. Rad
SO131	04.05.1998 16.06.1998	SINUS Südlicher Indischer Ozean	GEOMAR/ Prof. Dr. E. Flüh

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
SO132	17.06.1998 09.07.1998	SÜDMEER II Südchinesisches Meer	Uni Hamburg/ Dr. M. Wiesner, Prof. Dr. W. Kuhnt
SO133	10.07.1998 10.08.1998	EDISON II Westlicher Pazifik	TU Freiberg/ Prof. Dr. P. Herzig, Dr. Mühe
SO134	11.08.1998 08.09.1998	HYFIFLUX II Westlicher Pazifik	FU Berlin/ Prof. Dr. P. Halbach
SO135	09.09.1998 15.10.1998	HAVRE-TROUGH Südwestlicher Pazifik	Uni Kiel/ Prof. Dr. P. Stoffers
SO136	16.10.1998 20.11.1998	TASQWA Südwestlicher Pazifik	GEOMAR/ Prof. Dr. J. Thiede
SO137	21.11.1998 28.12.1998	GINCO I Nordöstlicher Indik	BGR/ Dr. Chr. Reichert
SO138	29.12.1998 28.01.1999	GINCO II Nordöstlicher Indik	GEOMAR/ Prof. Dr. E. Flüh
SO139	29.01.1999 04.03.1999	GINCO III Nordöstlicher Indik Technogerma Messe Djakarta	BGR/ Prof. Dr. H. Beiersdorf

Wertzeit 1999 in Singapur (05.03. – 28.03.1999)

Ruderschaden und Reparatur des Ruders in Singapur (29.03. – 02.04.1999)

SO140	03.04.1999 04.05.1999	SÜDMEER III Südchinesisches Meer	Uni Hamburg/ Dr. M. Wiesner Prof. Dr. W. Kuhnt
SO141	05.05.1999 30.05.1999	HULA I Pazifik	Uni Kiel/ Prof. Dr. P. Stoffers

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
SO142	31.05.1999 28.06.1999	HULA II Pazifik	GEOMAR/ Prof. Dr. E. Flüh
SO143 Leg. 1	29.06.1999 30.07.1999	Tecflux I Nördlicher Ostpazifik	GEOMAR/ Prof. Dr. E. Suess
SO143 Leg. 2	31.07.1999 21.08.1999	Tecflux I Nördlicher Ostpazifik	GEOMAR/ Dr. O. Pfannkuche
SO143 Leg. 3	22.08.1999 13.09.1999	Tecflux I Nördlicher Ostpazifik	GEOMAR/ Dr. G. Bohrmann
SO144 Leg. 1	14.09.1999 25.10.1999	PAGANINI I Mittlerer Ostpazifik	GEOMAR/ Prof. Dr. E. Flüh
SO144 Leg. 2	26.10.1999 09.11.1999	PAGANINI I Mittlerer Ostpazifik	GEOMAR/ Dr. G. Bohrmann
SO144 Leg. 3	10.11.1999 19.12.1999	PAGANINI I Mittlerer Ostpazifik	Uni Kiel/ Prof. Dr. P. Stoffers
SO145 Leg. 1	20.12.1999 18.01.2000	EXCO II Ostpazifischer Rücken	Uni Bremen/ Prof. Dr. H. Villinger
Transit und Reparatur Ruderschaden in Talcahuano (28.01. – 11.02.2000)			
SO145 Leg. 2	12.02.2000 29.02.2000	EXCO II Ostpazifischer Rücken	Uni Bremen/ Prof. Dr. C. Devey
SO146 Leg. 1	01.03.2000 03.04.2000	GEOPECO Mittlerer Ostpazifik	GEOMAR/ Dr. J. Bialas
SO146 Leg. 2	04.04.2000 04.05.2000	GEOPECO Mittlerer Ostpazifik	GEOMAR/ Dr. N. Kukowski
Wertzeit 2000 in Talcahuano (05.05. – 28.05.2000)			

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
SO147	29.05.2000 03.07.2000	PERU-AUFTRIEB Südlicher Ostpazifik	BGR/ Dr. H. Kudraß
SO148	04.07.2000 15.08.2000	TECFLUX II Nördlicher Ostpazifik	GEOMAR/ Prof. E. Suess
SO149	16.08.2000 16.09.2000	CASCADIA II Nördlicher Ostpazifik	Uni Bremen/ Prof. V. Spieß
SO150	17.09.2000 27.10.2000	HYDGAS Nördlicher Ostpazifik	GEOMAR/ Dr. Kläschen
SO151	28.10.2000 27.11.2000	CLIVAR marin Tropischer Atlantik	IfM Kiel/ Prof. F. Schott
SO152	28.11.2000 27.12.2000	TRACERZIRKEL Tropischer Atlantik	IOW Rostock/ Prof. M. Rhein
SO153	28.12.2000 15.01.2001	THERMOZIRKEL Tropischer Atlantik	IfM Kiel/ Prof. U. Send
SO154	16.01.2001 08.02.2001	CARIBFLUX Karibik	FU Berlin/ Prof. P. Halbach
SO155	09.02.2001 28.03.2001	HYDROARC Bransfield Straße	TU Freiberg/ Prof. P. Herzig
SO156	29.03.2001 14.05.2001	PUCK Ostpazifik vor Chile und Peru	Uni Bremen/ Prof. G. Wefer
Wertzeit 2001 in Talcahuano (15.05. – 14.06.2001)			
SO157	15.06.2001 14.07.2001	FOUNDATION HOT SPOT Südlicher Ostpazifik	Uni Kiel/ Prof. P. Stoffers
SO158	15.07.2001 20.08.2001	MEGAPRINT Galapagos	GEOMAR/ Prof. Hoernle

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
SO159	21.08.2001 17.09.2001	SALIERI Galapagos	GEOMAR / IRD Prof. Flüh / Prof. Charvis
SO160	18.09.2001 08.10.2001	GARIMAG Galapagos	Uni Kiel/ Dr. Haase
SO 161 Leg. 1	09.10.2001 15.10.2001	SPOC Ostpazifik vor Chile	GEOMAR/ Prof. Flüh
SO161 Leg. 2	16.10.2001 01.11.2001	SPOC Ostpazifik vor Chile	BGR/ Prof. Reichert
SO161 Leg. 3	02.11.2001 29.11.2001	SPOC Ostpazifik vor Chile	BGR/ Prof. Reichert
SO161 Leg. 4	30.11.2001 23.12.2001	SPOC Ostpazifik vor Chile	GEOMAR/ Prof. Flüh
SO161 Leg. 5	24.12.2001 27.01.2002	SPOC Ostpazifik vor Chile	BGR/ Dr. Kudraß

Wertzeit 2002 in Talcahuano (28.01. – 20.02.2002)

SO162	21.02.2001 12.03.2002	INGGAS TEST Ostpazifik vor S´Mittelamerika	GEOMAR/ Prof. Reston
SO163 Leg. 1	13.03.2002 20.04.2002	SUBDUCTION I Ostpazifik vor S´Mittelamerika	GEOMAR/ Dr. Weinrebe
SO163 Leg. 2	21.04.2002 21.05.2002	SUBDUCTION I Ostpazifik vor S´Mittelamerika	GEOMAR/ Prof. Flüh
SO164	22.05.2002 27.06.2002	RASTA/GOLDFLOS Karibik	GEOMAR/ Prof. Dullo
SO165 Leg. 1	28.06.2002 29.07.2002	OTEGA I Ostpazifik vor Oregon	GEOMAR/ Prof. Suess

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
SO165 Leg. 2	30.07.2002 21.08.2002	OTEGA I Ostpazifik vor Oregon	GEOMAR/ Dr. Pfannkuche
SO166	22.08.2002 11.10.2002	CONDRILL W´Pazifik vor Papua Neuguinea	TU Freiberg/ Prof. Herzig
SO167	12.10.2002 02.12.2002	LOUISVILLE SW´Pazifik Kermadec Tonga	Uni Kiel/ Prof. Stoffers
SO168	03.12.2002 16.01.2003	ZEALANDIA SW´Pazifik vor Neuseeland	GEOMAR/ Prof. Hoernle
SO169	17.01.2003 24.02.2003	CAMP SW´Pazifik Campbel Plateau	AWI/ Dr. Gohl

Wertzeit 2003 in Auckland (25.01. – 20.03.2003)

SO170	21.03.2003 23.05.2003	TROPENZIRKULATION W´Tropischer Atlantik	IfM Kiel/ Prof. Schott
SO171	24.05.2003 13.06.2003	TRACERZIRKEL II W´Tropischer Atlantik	Uni Bremen/ Prof. Rhein
SO172	14.06.2003 07.07.2003	SONNE-MOVE W´Tropischer Atlantik	IfM Kiel/ Prof. Send
SO173 Leg. 1	08.07.2003 07.08.2003	SUBDUCTION II Ostpazifik vor S´Mittelamerika	GEOMAR/ Prof. Flüh
SO173 Leg. 2	08.08.2003 02.09.2003	SEDUCTION Ostpazifik vor S´Mittelamerika	GEOMAR/ Dr. Weinrebe
SO173 Leg. 3	03.09.2003 16.09.2003	SUBDUCTION II Ostpazifik vor S´Mittelamerika	GEOMAR/ Prof. Suess
SO173 Leg. 4	17.09.2003 30.09.2003	SUBDUCTION II Ostpazifik vor S´Mittelamerika	GEOMAR/ Prof. Suess

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
SO174 Leg.1	01.10.2003 24.10.2003	OTEGA II Golf von Mexiko	GEOMAR/ Dr. Bohrmann
SO174 Leg.2	25.10.2003 12.11.2003	OTEGA II Golf von Mexiko	GEOMAR/ Dr. Bohrmann
SO175	13.11.2003 31.12.2003	GAP Golf von Cadiz	Uni Bremen/ Prof. Kopf
Wertzeit 2004 in Bremerhaven (01.01. – 17.05.2004)			
SO176	18.05.2004 01.06.2004	MERAMEX Indik vor Java	IFM-GEOMAR Prof. Flüh
SO177	02.06.2004 20.07.2004	SIGER Südchinesisches Meer	IFM-GEOMAR Prof. Suess
SO178	21.07.2004 15.09.2004	KOMEX Ochotskisches Meer	IFM-GEOMAR Prof. Dullo
SO179	16.09.2004 07.10.2004	MERAMEX Indik vor Java	IFM-GEOMAR Prof. Flüh
SO180	08.10.2004 05.12.2004	CENTRAL Zentraler Pazifik	BGR Dr. Barckhausen
SO181 Leg. 1	06.12.2004 17.01.2005	TIPTEQ E´Pazifik vor Chile	IFM-GEOMAR Prof. Flüh
SO181 Leg. 2	18.01.2005 26.02.2005	TIPTEQ E´Pazifik vor Chile	IFM-GEOMAR Prof. Flüh
Wertzeit in Talcahuano (27.02. – 12.03.2005)			
SO182	13.03.2005 18.05.2005	AISTEK I W´Indik vor Südafrika	AWI Dr. Uenzelmann- Neben

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
SO183	19.05.2005 07.07.2005	AISTEK II W'Indik vor Ostafrika	AWI Dr. Jokat
SO184	08.07.2005 13.09.2005	PABESIA Indik vor Java	Uni Bremen Dr. Hebbeln
SO185	14.09.2005 07.10.2005	VITAL Timorsee	Uni Kiel Prof. Kuhnt
SO186 Leg. 1	08.10.2005 27.10.2005	SEACAUSE I Indik vor Sumatra	BGR Dr. Barckhausen
SO186 Leg. 2	23.01.2006 25.02.2006	SEACAUSE II Indik vor Sumatra	BGR Dr. Gaedicke
SO186 Leg. 3	26.02.2006 28.03.2006	SEACAUSE II Indik vor Sumatra	IFM-GEOMAR Prof. Flüh
SO187 Leg. 1	31.03.2006 10.04.2006	VIETNAM Südchinesisches Meer	Uni Hamburg Dr. Wiesner
SO187 Leg. 2	11.04.2006 22.04.2006	VIETNAM Südchinesisches Meer	IOW Dr. Voß
SO187 Leg. 2	23.04.2006 13.05.2006	VIETNAM Südchinesisches Meer	Uni Kiel Prof. Stattegger
Wertzeit in Singapur (14.05. – 05.06.2006)			
SO188 Leg. 1	06.06.2006 05.07.2006	BENGAL SEA LEVEL Golf von Bengalen	Uni Bremen Prof. Spieß
SO188 Leg. 2	06.07.2006 31.07.2006	BENGAL SEA LEVEL Golf von Bengalen	BGR Prof. Kudrass
SO189 Leg. 1	01.08.2006 04.09.2006	SUMATRA Indik vor Sumatra	BGR Dr. Neben

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
SO189 Leg. 2	05.09.2006 08.10.2006	SUMATRA Indik vor Sumatra	BGR Dr. Wiedicke
SO190 Leg. 1	09.10.2006 09.11.2006	SINDBAD Indik S´ von Java	BGR Dr. Müller
SO190 Leg. 2	10.11.2006 10.01.2007	SINDBAD Indik S´ von Java	IFM-GEOMAR Prof. Flüh
SO191 Leg. 1	11.01.2007 02.02.2007	NEW VENTS W´Pazifik bei Neuseeland	IFM-GEOMAR Dr. Bialas
SO191 Leg. 2	03.02.2007 26.02.2007	NEW VENTS W´Pazifik bei Neuseeland	IFM-GEOMAR Dr. Linke
SO 191 Leg. 3	27.02.2007 23.03.2007	NEW VENTS W´Pazifik bei Neuseeland	IFM-GEOMAR Dr. Pfannkuche
SO192 Leg. 1	24.03.2007 24.04.2007	MANGO W´Pazifik N´ von Neuseeland	IFM-GEOMAR Prof. Flüh
SO192 Leg. 1	25.04.2007 18.05.2007	MANGO W´Pazifik N´ von Neuseeland	BGR Dr. Schwarz- Schampera
SO193	19.05.2007 30.06.2007	MANIHIKI Pazifik, Manihiki Plateau	IFM-GEOMAR Prof. Hoernle
SO194	01.07.2007 21.07.2007	BIOLUMINISZENZ Pazifik, Kermadec Arc	Uni Tübingen Prof. Wagner
Aufliegezeit (22.07.2007 – 06.01.2008)			
SO195	07.01.2008 16.02.2008	TOTAL Kermadec Arc	IFM-GEOMAR Dr. Grevemeyer
SO196	17.02.2008 27.03.2008	SUMSUN W´Pazifik, S´ von Japan	IOW Prof. Rehder

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
SO197	28.03.2008 02.05.2008	RISE Südchinesisches Meer	BGR Dr. Franke
SO198 Leg. 1	03.05.2008 15.06.2008	OFEG 1 Sunda Bogen	NOC, UK Prof. Henstock
SO198 Leg. 2	16.06.2008 01.08.2008	OFEG 1 Sunda Bogen	NOC, UK Prof. Henstock
SO199	02.08.2008 22.09.2008	CHRISP Nordwestaustralisches Becken	IFM-GEOMAR Prof. Hoernle
Auftriegszeit (23.09.2008 – 21.01.2009)			
SO200	22.01.2009 13.03.2009	OFEG 2 Sundabogen	NOC, UK Prof. Henstock
Auftriegszeit (13.03.2009 – 30.04.2009)			
Transit	01.05.2009 18.05.2009	Brisbane Kushiro	
SO201 Leg. 1	19.05.2009 06.07.2009	KALMAR NW-Pazifik vor Kamtschatka	BGR Dr. Gaedicke
SO202	07.07.2009 29.08.2009	INOPEX N-Pazifik	AWI Dr. Gersonde
SO201 Leg. 2	30.08.2009 08.10.2009	KALMAR NW-Pazifik vor Kamtschatka	IFM-GEOMAR Prof. Dullo
Transit	09.10.2009 25.10.2009	Kushiro Townsville	IFM-GEOMAR Dr. Quack
SO203	26.10.2009 07.12.2009	WOODLARK W-Pazifik, Korallenmeer	IFM-GEOMAR Prof. Devey

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
Transit	20.03.2010 06.04.2010	Auckland Papeete	FLOATS NOAA
SO204	07.04.2010 13.04.2010	OFEG3 Gesellschaftsinseln	CNRS, Fr Dr. Beaufort
SO205	14.04.2010 22.05.2010	MANGAN Zentralpazifik	BGR Dr. Rühlemann
Transit	23.05.2010 29.05.2010	Manzanillo Caldera	
SO206	30.05.2010 19.06.2010	COSTA RICA MOUNDS Schiffstausch (METEOR) E´Pazifik vor Costa Rica	IFM-GEOMAR Dr. Hensen
SO207	20.06.2010 14.07.2010	SEAMOUNTFLUX E´Pazifik vor Costa Rica	Uni Bremen Prof. Villinger
SO208	15.07.2010 29.08.2010	PLUMEFLUX Galapagosarchipel	IFM-GEOMAR Dr. Werner
SO209	30.08.2010 29.09.2010	SINNESSYSTEME II Kontinentalrand Chile	Uni Tübingen Prof. Wagner
SO210	30.09.2010 01.11.2010	CHIFLUX Schiffstausch (METEOR) Kontinentalrand Chile	IFM-GEOMAR Dr. Linke
SO211	02.11.2010 30.11.2010	CHIMEBO Kontinentalrand Chile	Uni Bremen Prof. Hebbeln
Wertzeit in Talcahuano (01.12. – 22.12.2010)			
SO212	22.12.2010 26.12.2010	TACO Kontinentalrand Chile	IFM-GEOMAR Prof. Flüh

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
SO213	27.12.2010 08.03.2011	SOPATRA & FOUNDATION IV Ostpazifischer Rücken	AWI, Uni Erlangen Prof. Tiedemann
SO214	09.03.2011 22.04.2011	NEMESYS Gewässer vor Neuseeland	IFM-GEOMAR Dr. Bialas
SO215	23.04.2011 13.06.2011	OFEG4 Gewässer vor Neuseeland	Durham, UK Dr. Peirce
SO216	14.06.2011 23.07.2011	BAMBUS Korallenmeer	Uni Bremen Prof. Bach
SO217	24.07.2011 17.08.2011	MAJA Indonesischer Archipel	Uni Kiel Prof. Kuhnt

Wertzeit in Singapur (18.08. – 30.09.2011)

Vercharterung des Schiffs durch RF (01.10. – 13.11.2011)

SO218	14.11.2011 30.11.2011	SHIVA-SONNE Malaysischer Archipel	IFM-GEOMAR Dr. Quack
SO219	01.12.2011 14.12.2011	BEIBU – SONNE Golf von Tonkin	IOW Prof. Schulz-Bull

Vercharterung des Schiffs durch RF (15.12. – 13.04.2012)

SO220	14.04.2012 16.05.2012	TONKIN Golf von Tonkin	Uni Hamburg/Kiel Dr. Wiesner, Prof. Stattegger
SO221	17.05.2012 07.06.2012	INVERS Südchinesisches Meer	Uni Bremen Dr. Mohtadi
SO222	08.06.2012 19.07.2012	MEMO Küste vor Japan	Uni Bremen Prof. Kopf

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
SO223	20.07.2012 08.09.2012	KURAMBIO-SONNE Kurilenbogen	Uni Hamburg Prof. Brandt
Transit	09.09.2012 08.10.2012	TransGeoBiOc Pusan Suva	Uni Bremen Dr. Mohtadi
SO224	09.10.2012 18.11.2012	MANIHIKI II Leg I Manihiki Plateau	AWI Dr. Uenzelmann- Neben
SO225	19.11.2012 06.01.2013	MANIHIKI II Leg II Manihiki Plateau	GEOMAR Dr. Werner
SO226	07.01.2013 02.03.2013	CHRIMP Küste vor Neuseeland	GEOMAR Dr. Bialas, Dr. Klaucke
Transit	09.09.2012 08.10.2012	DIPFIP Wellington Kaoshiung	Uni Bremen Dr. Aurahs
SO227	30.03.2013 03.05.2013	TAIFLUX Küste vor Taiwan	GEOMAR Prof. Berndt
SO228	04.05.2013 23.06.2013	EISPAC/WESTWIND Küsten Philippinen & Papua	Uni Bremen Dr. Mohtadi, Prof. Hebbeln
SO229	24.06.2013 27.07.2013	VANUATU Vanuatu Archipel	Uni Erlangen Prof. Haase
Transit	23.12.2013 28.12.2013	Port Luis Durban	
SO230	29.12.2013 19.02.2014	MOCOM Indik vor Mozambique	AWI Prof. Jokat
SO231	20.02.2014 29.03.2014	PAGE FOUR Indik vor Mozambique	BGR Dr. Franke

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
SO232	30.03.2014 13.05.2014	SLIP Indik vor Südafrika	AWI Dr. Uenzelmann- Neben
SO233	14.05.2014 21.06.2014	WALVIS II Atlantik Walfisch Rücken	GEOMAR Prof. Hoernle
SO234	22.06.2014 21.07.2014	SPACES südl. Atlantik/südl. Indik	GEOMAR Dr. Werner/ Prof. Krüger
SO235	22.07.2014 08.08.2014	OASIS südl. Indik	GEOMAR Prof. Krüger
SO236	09.08.2014 30.08.2014	MALSTROM Maledivenarchipel	Uni Hamburg Prof. Betzler

Indienststellung neues FS SONNE am 17.11.2014

SO237	13.12.2014 27.01.2015	VEMA TRANSIT Vema Fracture Zone, Puerto Rico Graben	GEOMAR Prof. Devey
Transit	28.01.2015 05.02.2015	Santo Domingo Balboa	
SO238	06.02.2015 07.03.2015	OFEG 5 Panama-Becken	Durham, UK Dr. Morales-Maqueda
SO239	08.03.2015 01.05.2015	JPI-O: EcoMining-DEU Clarion-Clipperton Zone	JPI Prof. Martinez
SO240	02.05.2015 16.06.2015	FLUM Äquatorialer Ostpazifik	BGR Dr. Kuhn
SO241	17.06.2015 25.07.2015	MAKS Guaymas Becken	GEOMAR Prof. Berndt

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
SO242 Leg 1	26.07.2015 26.08.2015	JPI-O: EcoMining-DEU Peru Becken, DISCOL Areal	JPI Prof. Greinert
SO242 Leg 2	27.08.2015 02.10.2015	JPI-O: EcoMining-DEU Peru Becken, DISCOL Areal	JPI Prof. Boetius
SO243	03.10.2015 23.10.2015	ASTRA-OMZ Transit von Ecuador nach Chile	GEOMAR Prof. Marandino

Wartungsarbeiten Unterwasserschiff in Antofagasta (24.10. – 28.10.2015)

SO244 Leg 1	29.10.2015 25.11.2015	GEOSEA Kontinentalrand Nordchile	GEOMAR Prof. Devey
SO244 Leg 2	26.11.2015 14.12.2015	GEOSEA Kontinentalrand Nordchile	GEOMAR Prof. Kopp
SO245	15.12.2015 29.01.2016	ULTRAPAC Südlicher Pazifik	MPI Bremen Dr. Ferdelman
SO246	30.01.2016 23.03.2016	CHATHAM RISE Chatham Rise	AWI Dr. Gohl
SO247	24.03.2016 29.04.2016	SLAMZ Hikurangi Kontinentalrand	Uni Bremen Prof. Huhn
SO248	30.04.2016 04.06.2016	BACGEOPAC Zentraler u. nördlicher Pazifik	Uni Oldenburg Prof. Simon
SO249 Leg 1	05.06.2016 15.07.2016	BERING Beringsee	GEOMAR Prof. Hoernle
SO249 Leg 2	16.07.2016 14.08.2016	BERING Beringsee	GEOMAR Dr. Werner
SO250	15.08.2016 27.09.2016	KURAMBIO II Kurilen-Kamtschatka-Graben	Uni Hamburg Prof. Brandt

SONNE- Fahrt	Charter- zeit	Forschungsprogramm	Charterer/ Fahrtleiter
SO251	28.09.2016 03.11.2016	EAGER-JAPAN Japangraben u. Nankaitrog	Uni Bremen Prof. Kopf
SO252	04.11.2016 19.12.2016	RITTER ISLAND Bismarck See	GEOMAR Prof. Berndt

1. **Technologie- und Erkenntnistransfer aus der Wissenschaft in die Industrie**
Eine explorative Untersuchung in der deutschen Material- und Werkstoffforschung
hrsg. von A. Pechmann, F. Piller und G. Schumacher (2010), 230 Seiten
ISBN: 978-3-89336-624-8
2. **Statustagung Schifffahrt und Meerestechnik**
Tagungsband der Statustagung 2010 (2010), 173 Seiten
ISBN: 978-3-89336-677-4
3. **Statustagung Schifffahrt und Meerestechnik**
Tagungsband der Statustagung 2011 (2011), 227 Seiten
ISBN: 978-3-89336-745-0
4. **Statustagung Schifffahrt und Meerestechnik**
Tagungsband der Statustagung 2012 (2012), 206 Seiten
ISBN: 978-3-89336-832-7
5. **Statustagung Maritime Technologien**
Tagungsband der Statustagung 2013 (2013), 188 Seiten
ISBN: 978-3-89336-922-5
6. **Statustagung Maritime Technologien**
Tagungsband der Statustagung 2014 (2014), 179 Seiten
ISBN: 978-3-95806-006-7
7. **Statustagung Maritime Technologien**
Tagungsband der Statustagung 2015 (2015), 196 Seiten
ISBN: 978-3-95806-104-0
8. **Statustagung Maritime Technologien**
Tagungsband der Statustagung 2015 (2016), 220 Seiten
ISBN: 978-3-95806-187-3
9. **Statusseminar Meeresforschung mit FS SONNE**
14. – 15. Februar 2017 in Oldenburg – Tagungsband (2017),
221 Seiten
ISBN: 978-3-95806-207-8

