

Abschlußbericht

CARIBFLUX

- SO 154 -



Hydrothermale Prozesse und Massenflüsse im Bereich des vulkanischen Inselbogens der Kleinen Antillen (Karibik)

Partner:

Freie Universität Berlin, FR Rohstoff- und Umweltgeologie

Universität Hamburg, Institut für Biogeochemie und Meereschemie

Max-Planck-Institut für Marine Mikrobiologie, Bremen

Universität Hamburg, Zoologisches Institut und Museum

Gefördert durch: BMBF / BEO Warnemünde (Projekt Nr. 03 G 0154)

Berlin, Januar 2003

Hydrothermale Prozesse und Massenflüsse im Bereich des vulkanischen Inselbogens der Kleinen Antillen (Karibik)

CARIBFLUX

Abschlußbericht	Seite
1. Zusammenfassung	1
2. Teilprojekt der Freien Universität Berlin, FR Geochemie, Hydrogeologie, Mineralogie (03 G 0154 A)	
Geologie und Geochemie der Feststoffe und Fluide des vulkanischen Inselbogens der Kleinen Antillen	6
2.1 Geologische und tektonische Kartierung der Arbeitsgebiete	7
2.1.1 Gebiet I: Kahouanne Becken und Montserrat Ridge	7
2.1.2 Gebiet IV: Grenada	12
2.2 Eisen-Mangan-Präzipitate	18
2.2.1 Aufgabenstellung	18
2.2.2 Arbeitsprogramm und Durchführung	18
2.2.3 Erzielte Ergebnisse	18
2.3 Vulkanite	36
2.3.1 Aufgabenstellung	36
2.3.2 Arbeitsprogramm und Durchführung	36
2.3.3 Erzielte Ergebnisse	37
2.4 Fluidgeochemie	45
2.4.1 Aufgabenstellung	45
2.4.2 Arbeitsprogramm und Durchführung	45
2.4.3 Erzielte Ergebnisse	46
2.5 Zitierte Literatur	56
2.6 Öffentlichkeitsarbeit und Publikationen zum Vorhaben	58
3. Teilprojekt der Universität Hamburg, Institut für Biogeochemie und Meereschemie (03 G 0154 B)	
Biogeochemie der C-Komponenten in Fluiden des vulkanischen Inselbogens der Kleinen Antillen	59
3.1 Durchgeführte Arbeiten	58
3.1.1 CTD-Daten	59
3.1.2 Methan	65
3.1.3 pH	70
3.1.4 DIC	71
3.1.5 Gelöster organischer Kohlenstoff (DOC)	72
3.1.6 Edelgase	
3.2 Zitierte Literatur	75

3.3	Öffentlichkeitsarbeit und Publikationen zum Vorhaben	75
-----	--	----

4. Teilprojekt des Max-Planck-Instituts für Marine Mikrobiologie, Bremen (03 G 0154 C)

Mikrobiologie der Hydrothermalsysteme des vulkanischen Inselbogens der Kleinen Antillen		77
4.1.	Wichtigste wissenschaftlich-technische Ergebnisse	77
4.1.1.	Kultivierung und Quantifizierung von verschiedenen physiologischen Bakteriengruppen über MPN Reihen	78
4.1.2.	Phylogenetische Einordnung und Physiologie der Isolate	79
4.1.3.	DGGE Analysen von Umweltproben, MPN-Reichen und Anreicherungs- bzw. Reinkulturen	80
4.1.3.1.	Bakterien	80
4.1.3.2.	Archaea	83
4.1.3.3.	Analyse der mikrobiellen Lebensgemeinschaft eines Tiefseeschwammes	83
4.1.3.5.	Phylogenetische Einordnung des Schwammes	85
4.2	Zitierte Literatur	
4.3	Öffentlichkeitsarbeit und Publikationen zum Vorhaben	

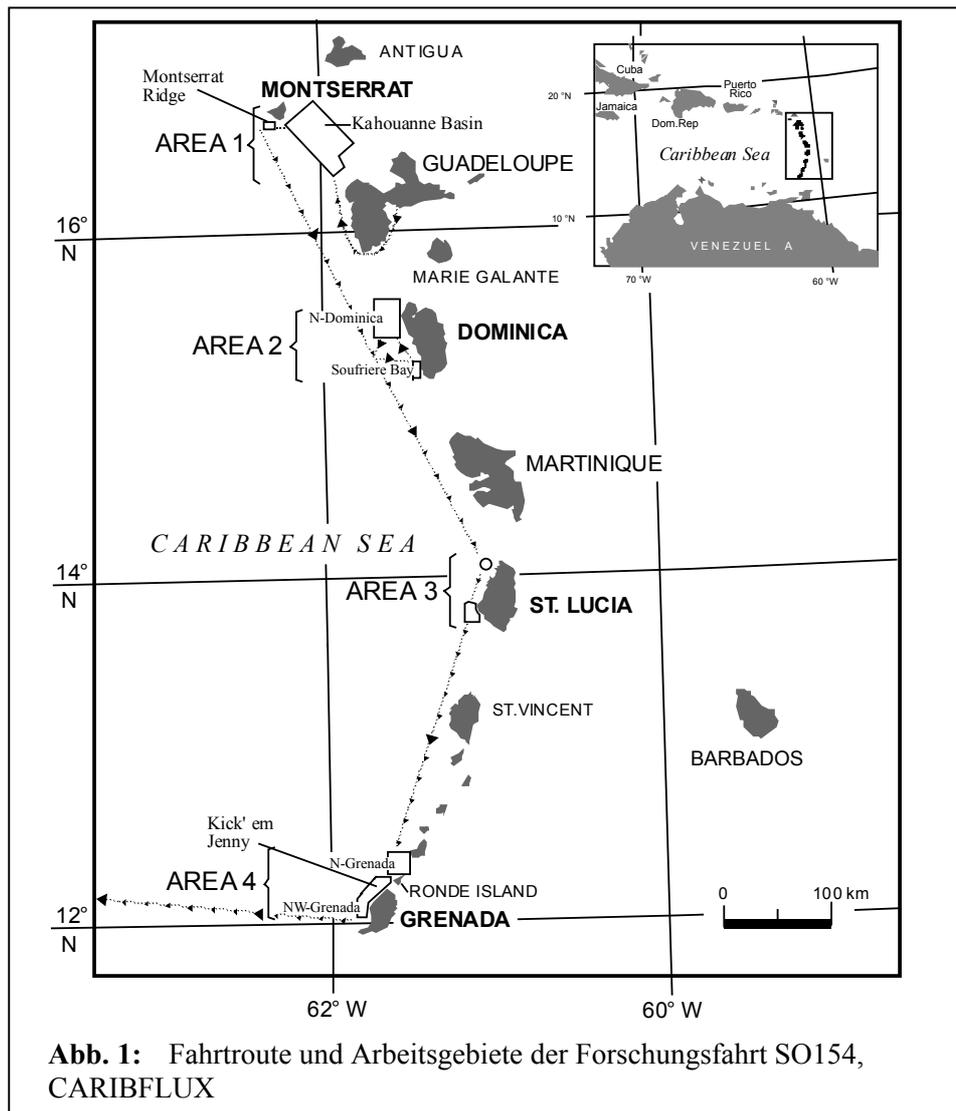
5. Teilprojekt der Universität Hamburg, Zoologisches Institut und Museum (03 G 0154 B)

Bakterien und Tier-Symbiosen als Charakteristika hydrothermaler Ökosysteme an submarinen Vulkanen bei den Kleinen Antillen (Verteilung benthischer Megafauna an den Flanken submariner Vulkanstrukturen) bei den kleinen Antillen		87
5.1	Aufgabenstellung	87
5.2	Arbeitsprogramm und Durchführung	87
5.3	Erzielte Ergebnisse	88
5.3.1	Kahouanne Basin (KB)	88
5.3.2	Montserrat Ridge (MR)	91
5.3.3	Souffrière Bay (SB)	94
5.3.4	North of Dominica (ND)	96
5.3.5	Kick'em Jenny	100
5.3.6	Zusammenfassende Betrachtungen	103
5.4	Zitierte Literatur	103
5.5	Öffentlichkeitsarbeit und Publikationen zum Vorhaben	103

Anhang: Datensammlung

1. Zusammenfassung:

Im Rahmen des Vorhabens CARIBFLUX (Forschungsfahrt SO 154) wurde im Januar 2001 der Bereich der Kleinen Antillen zwischen Montserrat und Grenada auf Anzeichen für rezenten und subrezenten Hydrothermalismus untersucht (Halbach et al., 2002). Die Arbeiten konzentrierten sich auf vier Areale (Abb. 1), in denen umfassende geologische, geochemische und biologische Untersuchungen erfolgten.



1.1 Geologie der Arbeitsgebiete und Geochemie der Mangankrusten und Vulkanite

Kahouanne Becken und Montserrat Ridge:

Das Kartiergebiet I wurde nach zwei Schwerpunkten bearbeitet. Einerseits wurden die Daten des Sedimentecholotes ausgearbeitet um die Tektonik des Beckens weiter zu klären. Andererseits wurden die Vulkanite mineralogisch und geochemisch bearbeitet. Das gesamte Gebiet ist geprägt von feinkörnigen vulkanosedimentären Ascheablagerungen mit einem hohen Anteil an biogenem Material, das sowohl von den umgebenden Inseln, wie auch durch die Guadeloupe-Passage im SO des Kartiergebiets eingetragen wird. Dies wird auf dem großen Sedimenthang im SO deutlich. Im zentralen Becken wurde eine weitere Störungszone festgestellt. Auf der Basis von Messungen aus dem Jahre 1986/87 (Polyak et al.) wurde im kartierten Gebiet ein Bereich (CSRS) genauer untersucht und ein subrezentes Hydrothermalsystem entlang einer Abschiebungsbahn entdeckt und beprobt. Es handelt sich dabei um ein mit Manganoxiden verkittetes Sediment. Auf den Flanken eines submarinen Vulkans entlang dieser Störungszone wurden Vulkanite beprobt. Diese zeigen ein typisches Muster für Inselbogenvulkanite und sind sich untereinander sehr ähnlich. Im Areal 1 (Montserrat Ridge) wurde ebenfalls eine durchgehende vulkanosedimentäre Bedeckung festgestellt. Einzig die Outcrops der Mangankrusten (1.2) überragen das Sediment. Die Anwesenheit einiger Korallen und Schwämme, könnte auf einen festen Untergrund schließen lassen. Eine Untersuchung mit dem Sedimentecholot erwies sich aufgrund von Hangneigungen von über 4° als erfolglos. Die beprobten Mangankrusten des Montserrat Ridge sind von ihrer Mächtigkeit außergewöhnlich und vermutlich entlang einer Transversalstörung entstanden, die mit der Störungszone des Kahouanne Beckens in Zusammenhang steht.

Grenada:

Im Kartiergebiet IV wurden zwei Schwerpunktthemen bearbeitet. Der aktive, submarine Vulkan Kick'em Jenny befindet sich 9 km NNW der Insel Grenada. Der südliche und südwestliche Flankenbereich wird geprägt durch vulkanische Ablagerungen (grober Hangschutt, Tephra und feinkörnige Asche), die teilweise von einer dünnen Sedimentschicht bedeckt sind. Lokale Störungen mit einem maximalen Versatz von 10 m sind typisch. Die porphyrischen, meist basaltischen Eruptionsprodukte sind pyroklastisch und hydroklastisch fragmentiert (abwechselnd effusive und explosive Eruptionen) und zeichnen sich durch relativ hohe Gehalte an Mg und Ca und eine leichte Untersättigung an SiO₂ aus. Die Spurenelement-Zusammensetzung zeigt eine Anreicherung an LIL- und teilweise HFS-Elementen, resultierend aus der Mantelmetasomatose durch den Eintrag von Elementen aus der subduzierten ozeanischen Kruste (über Fluide oder Teilschmelzen).

Der westliche Schelfrand des Inselbogens im Bereich von Grenada ist gekennzeichnet durch ein hohes Relief. Gedredgte vulkanogene Sedimentgesteine werden der auf Grenada anstehenden Tufton Hall Formation (THF) zugeordnet. Diese paläogenen Sedimentgesteine bilden das Basement der südlichen kleinen Antillen und wurden in einem tiefen Becken vor der Entwicklung des modernen Inselbogens abgelagert. Unter der Annahme, dass die gedredgten Gesteine anstehend sind, beweisen die Ablagerungen die weitere Ausdehnung der THF nach W und somit eine gleichartige Entwicklung der Grenadinen und des Grenada-Beckens. Ihre heutige Position resultiert dann aus dem uplift der Grenadinen im Miozän durch

die großräumige Plattenrekonfiguration und der Bildung der modernen Subduktionszone der Kleinen Antillen.

1.2 Manganpräzipitate

Im Back-Arc-Bereich der Kleinen Antillen wurden verschiedene Typen von Eisen-Mangan-Erzen beprobt. Neben vorwiegend hydrogenetischen – aus der Wassersäule präzipitierten – Manganoxidüberzügen auf Vulkaniten und Sedimenten, sowie schichtgebundenen Lagen von Manganoxiden im Sediment wurden auch massive Krusten gefördert. Den mineralogischen und geochemischen Untersuchungsergebnissen zufolge wurden letztere aus einem hydrothermalen Fluid präzipitiert. Diese lagig aufgebauten, bis zu 27 cm mächtigen Krusten zeigen in ihren Manganoxidlagen massive und gelförmige Ausbildungen der Manganminerale Todorokit und Birnessit. Die Mangangehalte erreichen bis zu 45 Gew.%, während die Eisengehalte bei meist <1 % liegen. Auch die Gehalte der Spurenelemente wie Co, Pb, Zn und Cu erreichen in den hydrothermal gebildeten Lagen meist nur einige Zehner ppm. Darüber hinaus zeigen die Anreicherungsmuster der Seltenerd-Elemente (REE's) in den massiven Krusten deutliche Merkmale einer hydrothermalen Bildung. Hier weisen vor allem die deutlich negativen Ce-Anomalien auf eine schnelle Präzipitation hin. Auch die ausgebildete Fraktionierung zwischen den leichten und den schweren REE's ist ein Hinweis auf eine hydrothermale Bildung. Die markantesten Nachweise einer Präzipitation aus einer hydrothermalen Wolke liefern die Daten der Isotopenzusammensetzungen der Elemente Blei, Strontium, Neodymium und Hafnium. Hier wird die Herkunft der jeweiligen Elemente definiert. Besonders die angereicherten Elemente Strontium und Neodymium in den Manganoxidlagen der massiven Krusten zeigen in ihrer Isotopenzusammensetzung, dass sie zum großen Teil aus hydrothermalen Quellen stammen und dass der Anteil aus dem Meerwasser wesentlich geringer ist, als dies bislang für derartige Präzipitate aus vergleichbaren geotektonischen Milieus angenommen wurde. Somit nehmen die Mangan-Eisen-Präzipitate eine zentrale Rolle in der Erforschung der hydrothermalen Aktivität im Bereich der Kleinen Antillen ein. Nach den geochemischen Befunden handelt es sich bei diesen Erzen allerdings um subrezente Bildungen, d.h. die Präzipitation und somit die hydrothermale Aktivität (im Bereich der Probenahmestellen) liegen schon etwa 0,3 – 0,5 Mio. Jahre zurück.

1.3 Fluidgeochemie

Die Analysen von Haupt-, Neben- und Spurenelementen in Proben aus der Wassersäule zeigten für die nördlichen Arbeitsgebiete zwischen Montserrat und St. Lucia keine oder nur untergeordnete Signale rezenter hydrothermalen Einträge in die Wassersäule. Es wurden bei Dominica einzelne Zn- und Cr(III)-Maxima beobachtet. Damit kann der Austritt hydrothermalen Lösungen vor der Insel nicht ausgeschlossen werden, zumal aktive heiße Quellen vom westlichen Küstenbereich Dominicas berichtet sind (Johnson and Cronan, 2001). Im Areal III bei St. Lucia kann aufgrund leicht erhöhter Zn- und Cr(III)-Gehalte ein hydrothermalen Eintrag in die Wassersäule vermutet werden, da auf und vor St. Lucia vulkanische Aktivität und warme Quellen bekannt sind. Dagegen bestehen im Arbeitsgebiet IV am untermeerischen Vulkan Kick'em Jenny bei Grenada eindeutige Anzeichen für das

Einströmen hydrothermalen Lösungen in die ozeanische Wassersäule. Im Wassertiefenbereich um 600 m wurde hier eine Vielzahl chemischer Signale identifiziert, die das getrennte Austreten von phasenseparierten hydrothermalen Fluiden nahelegen. Detaillierte Analysen der Spurenmetallgehalte in verschiedenen Wassersäulenprofilen korrelieren mit den Methandaten (s.u.) und deuten bei 613m Tiefe auf eine metallarme kondensierte Dampfphase hin, während zwischen 500 und 550 m Tiefe gefundene erhöhte Spurenmetallgehalte als Hinweis auf den Einfluss einer Brine-Phase gesehen werden. Chemische Analysen und H- und O-Isotopen-Daten bodennah an einer Flanke des Vulkans genommener Proben zeigen Meerwasser vermischt mit hydrothermale kondensiertem Dampfphasenfluid an.

1.4 Biogeochemie der C-Komponenten in den Fluiden

Untersucht wurden die Konzentrationen der gelösten Kohlenwasserstoffe (Methan und C₂–C₅ Kohlenwasserstoffe), des gelösten anorganischen Kohlenstoffs (DIC), des gelösten organischen Kohlenstoffs (DOC), sowie die Signatur stabiler Kohlenstoffisotope ($\delta^{13}\text{C}$) des gelösten Methans an ausgewählten Proben. Als Basisdaten wurden ozeanographische Profile aufgenommen und eingehend auf Anzeichen hydrothermalen Lösungen durchgesehen. Zusätzlich erfolgten Bestimmungen der Edelgasgehalte am Institut für Tracerozeanographie in Bremen (Prof. Dr. Monika Rhein, Dr. Jürgen Sültenfuß) – Heliumgehalte und -isotopie – an Proben aus dem Umfeld des Kick'em Jenny. In diesem Arbeitsgebiet zeigten die Methangehalte sowie die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des Methans in Wassertiefen zwischen 550 und 650m eindeutige Anzeichen für das Einströmen hydrothermalen Lösungen aus mehreren Quellen in die ozeanische Wassersäule. Dabei fallen die erhöhten Methangehalte mit deutlichen Anreicherungen des DOC zusammen; eine Beobachtung die zuvor in anderen hydrothermal aktiven Gebieten nicht gemacht wurde und für die bisher keine eindeutige Erklärung vorliegt. Die Edelgasanalysen ergaben für diese Quellen keinen Hinweis auf eine ³He-Anreicherung, die für von einer Mantelkomponente beeinflusste magmatische Fluide charakteristisch ist. Relative Anreicherungen des ³He zeichneten sich dagegen bei 300m Tiefe ab; sie waren jedoch nicht von Anomalien der Methan und Spurenmetallgehalte begleitet. In allen anderen Arbeitsgebieten wurden keine klaren Anzeichen hydrothermalen Lösungen in der Wassersäule gefunden.

1.5 Mikrobiologie

Während der Forschungsfahrt SO 154 mit dem Forschungsschiff Sonne (Januar 2001) wurden Wasser-, Gesteins und Sedimentproben an verschiedenen Standorten innerhalb des vulkanischen Inselbogens der Kleinen Antillen entnommen. Die Proben dienten als Grundlage für mikrobiologische Untersuchungen, die sich aus kultivierungsabhängigen und molekularbiologischen Methoden zusammensetzten. Verschiedene physiologische Typen wurden über die Verwendung spezifischer Medien quantifiziert, angereichert und isoliert. Vergleichend dazu erfolgte eine Diversitätsanalyse des erhaltenen Probenmaterials durch molekulare Methoden (DGGE, funktionelle Genanalyse). Die 16S rRNA Sequenzen der Anreicherungen und isolierten Stämme wurden mit den Umweltpuben phylogenetisch vergleichend betrachtet. In diese Untersuchungen wurde auch ein aus der Tiefsee geborgener Schwamm einbezogen. Eine Diversitätsanalyse in Bezug auf Archaea und Bakterien erbrachte

interessante Ergebnisse. So wurden zum ersten schwefeloxidierende Symbionten nachgewiesen. Parallel dazu konnte aus Bakterien auf beprobten Mangankrusten DNA erfolgreich isoliert werden und eine Diversitätsanalyse durchgeführt werden. Aus der Mangankruste konnte auch neue schwefeloxidierende Bakterien isoliert werden.

1.6 Benthische Megafauna

Die im Antrag formulierten Forschungsziele zur Untersuchung der hydrothermalen Gemeinschaften, insbesondere der Bakterien-Tier-Symbiosen und des Energieflusses aus der abiotisch-chemischen in die biologische Stufe, ließen sich nicht verfolgen, weil Zonen mit aktivem Hydrothermalismus während der Expedition SO 154 nicht zugänglich waren. Das alternative Forschungsprogramm untersuchte statt dessen mit Hilfe von Foto-Beobachtungen die bisher unbekannt strukturelle und quantitative Zusammensetzung der nicht-hydrothermalen Tiefenwasser-Megafauna an den submarinen Vulkanen des Inselbogen der Kleinen Antillen. Diese Arbeiten haben ergeben, dass sich die benthischen Besiedlungsstrukturen in den fünf verschiedenen Arbeitsgebieten deutlich unterscheiden. Dies gilt sowohl für lokale Betrachtungen innerhalb einzelner Beobachtungsreihen der OFOS-Tranekte, als auch für großräumige Vergleiche zwischen Tranekten und Gebieten. Aufgrund der gewonnenen Daten kann, in gewissen Grenzen, auf die unterschiedlichen Bedingungen der Nahrungszufuhr, und damit auf das (geologisch-) hydrologische Umfeld der jeweiligen Lebensräume geschlossen werden. So ließen die insgesamt homogenen Besiedlungsstrukturen im Kahouanne Basin auf geringe Nahrungszufuhr bei vergleichsweise hohen Sedimentationsraten und wenig horizontalem Strom (geringer Partikelfluß) in großen Teilen des Gebiets schließen (Indikatoren hierfür waren die durchgehend geringen Benthosdichten bei gleichzeitiger Dominanz von carnivoren und detritivoren Formen gegenüber Filtrierern). Demgegenüber zeigten sich am Kick'em Jenny und örtlich auch im Gebiet nördlich von Dominica kleinräumige Unterschiede in der Besiedlungsstruktur selbst innerhalb einzelner OFOS-Tranekte. Speziell das Gebiet nördlich von Dominica präsentierte äußerst heterogene Besiedlungsstrukturen, die mit größter Wahrscheinlichkeit im Zusammenhang mit lokalen Variationen im Wassermassenaustausch zwischen Atlantik und Karibik stehen: An drei Seamounts konnte exemplarisch gezeigt werden, dass die geographische Lage „zwischen den Inseln“ gegenüber der Lage „im Inselschatten“ eine begünstigte Nahrungsversorgung durch vermehrten horizontalen Partikelstrom gewährleistet.

Literatur:

- Halbach, P., Marbler, H., Cronan, D.S., Koschinsky, A., Rahders, E., and Seifert, R. (2002): Submarine hydrothermal mineralisations and fluids off the Lesser Antilles island arc – initial results from the CARIBFLUX cruise SO 154. *InterRidge News*, 11(1): 18-22.
- Johnson, A. and Cronan, D.S. (2001): Hydrothermal metalliferous sediments and waters off the Lesser Antilles. *Marine Georesources and Geotechnology*, 19: 65-83.

Teilprojekt der Freien Universität Berlin, FR Rohstoff- und Umweltgeologie (03 G 0154 A)

Geologie und Geochemie der Feststoffe und Fluide des vulkanischen Inselbogens der Kleinen Antillen

Zuwendungsempfänger: Freie Universität Berlin,
FR Rohstoff- und Umweltgeologie

Förderkennzeichen:
03 G 0154 A

Vorhabenbezeichnung: Hydrothermale Prozesse und Massenflüsse im Bereich des vulkanischen Inselbogens der Kleinen Antillen (Karibik) - CARIBFLUX – SO 154
Teilprojekt der FU Berlin: Geologie und Geochemie der Feststoffe und Fluide

Laufzeit des Vorhabens: 01.09.2000-31.10.2002

Berichtszeitraum: 01.06.2001-28.2.2002

Projektleiter: Prof. Dr. P. Halbach
Projektmitarbeiter: Dr. Andrea Koschinsky
Dipl.-Geol. Herwig Marbler
Christine Arndt, Joachim Schaff (Laborant/in)
Cand. Geol. Christoph Gross
Cand. Geol. Katja Schmidt
Weitere Mitarbeiter: Dr. Erio Rahders

2.1 Geologische und tektonische Kartierung der Arbeitsgebiete

2.1.1 Arbeitsgebiet KB & Montserrat Ridge:

Vom 17.01.2001 bis zum 23.01.2001 wurden die in der folgenden Grafik dargestellten Gebiete mit Hilfe des Hydrosweep-Kartiersystems und des PARASOUND-Sedimentecholot-Systems untersucht. Mit dem ersten Teilgebiet, dem Kahouanne Becken, wurde eine Fläche von annähernd 1000 km² abgedeckt.

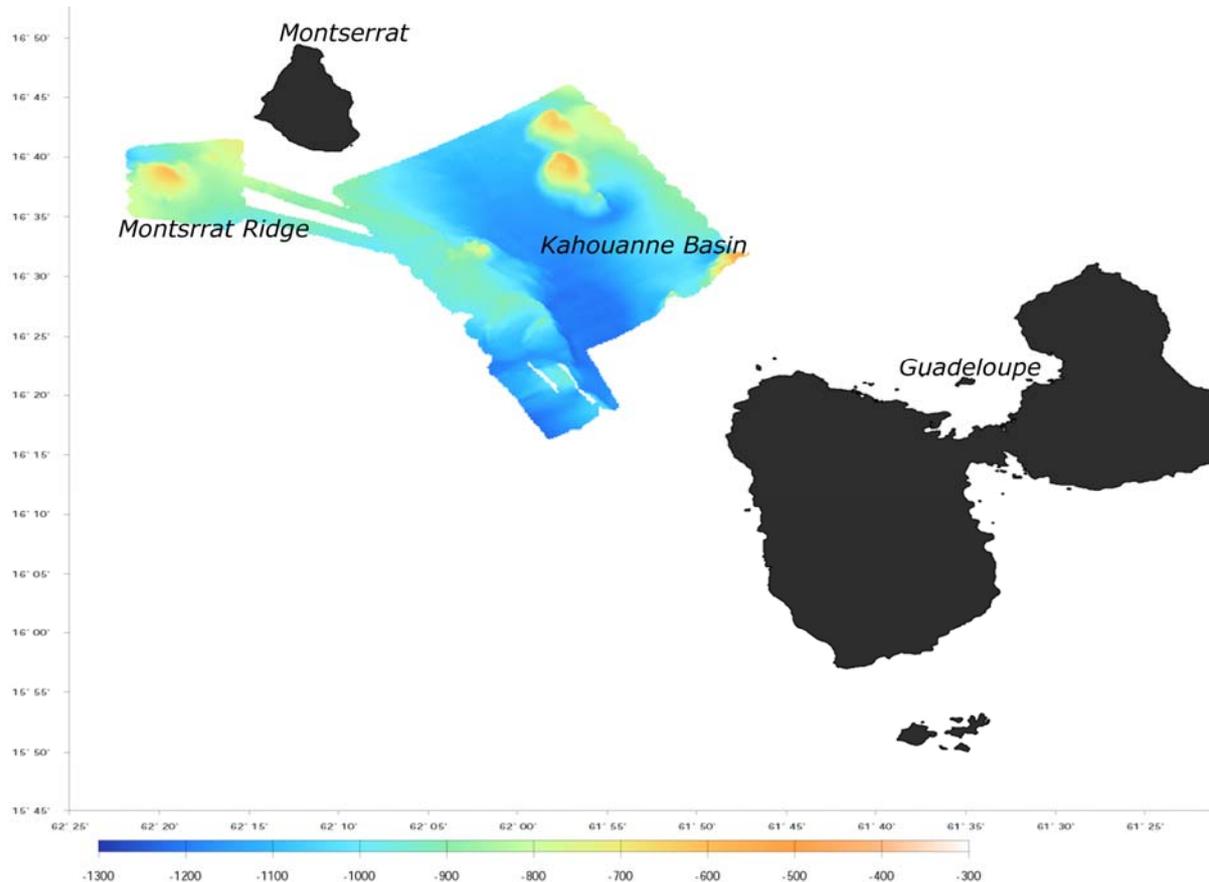


Abb. 2.1.1: Übersichtskarte der kartierten Gebiete Kahouanne Becken und Montserrat -Ridge im Maßstab 1:300 000 mit 15-facher Überhöhung, erstellt mit GMT.

Das Gebiet Kahouanne Basin befindet sich zwischen der Insel Guadeloupe im Süden und der vulkanisch hochaktiven Insel Montserrat im Norden. Das Kahouanne Becken ist der südliche Zweig des nördlich von Montserrat anschließenden Kallinago-Beckens. Die Depressionen stellen ein Intra-Arc-Becken dar und streichen etwa 80 km östlich der Subduktionsfront. Das Kahouanne Becken ist durch einen hohen Sedimenteintrag gekennzeichnet. Vorwiegend handelt es sich um Karbonatschlamm, der mit feinkörniger vulkanischer Asche durchsetzt ist. Die zentralen Teile des Beckens weisen sich durch einen regelmäßig flachen Meeresboden aus, in dem hohe Eindringtiefen des Parasound-Systems (bis 30m) erreicht werden. Die größten Tiefen des Beckens sind im südlichen Teil zu finden und liegen bei -1220 m, etwa bei den Koordinaten 16°27'N/61°54'W. Die Shoe-Rock-Spur Störungszone stellt die westliche Begrenzung des Beckens dar und setzt sich nach Westen hin fort. Die Störungszone kann durch das gesamte Gebiet verfolgt werden. Charakteristisch für diese westliche Begrenzung des Beckens ist eine steile Abschiebung mit einem Versatz von bis zu 200 m. Dieses

Lineament streicht NNW-SSO und entspricht somit etwa der Achse der vulkanischen Front. Dieses Lineament wird von vielen Autoren mit verschiedenen Namensgebungen beschrieben (Bouysse 1988, Sauret 1988, Fink 1972). Auf Basse Terre, dem westlich gelegenen Teil von Guadeloupe, lässt sich diese Störung an Land verfolgen und ist hier unter dem Namen „Zombie Point Fault“ bekannt. Das küstennahe Bouillante Geothermalfeld, westlich von Guadeloupe gelegen, wird ebenfalls mit dieser Störung in Verbindung gebracht (Lamèthe-Parneix 1984). Mit einer Länge von etwa 130 km reicht diese Störungszone von Montserrat bis über Guadeloupe hinweg, nach Marie-Galante, 20 km südlich von Guadeloupe, wo sie die Orientierung nach SO ändert. Südlich von Guadeloupe ändert sich also die Orientierung der Störung von subparallel zum Inselbogen, zu transversal.

Im kartierten Gebiet bilden gestaffelte Abschiebungen Plateaus, die sich bis zu einer Breite von bis zu 3,2 km ausdehnen ($16^{\circ}27'N$ bis $16^{\circ}33'N$). Auf dem größten Plateau erhebt sich das einzige deutlich erkennbare vulkanische Element der Westflanke, ein 300 m hoher Vulkankegel. Mit den Stationen 24 CD und 35 CD wurde von den Flanken des Vulkans basaltisch-andesitisches Gestein gefördert (vgl. Kap2.3). Auf der Südseite dieses Plateaus sind mehrere Staffelbrüche zu erkennen ($16^{\circ}28'N/61^{\circ}50'W$). Entlang dieser Abschiebungsbahnen sind inkrustierte Sedimentlagen aufgeschlossen, welche mit den Stationen 27-30 TVG und 18 CD beprobt wurden. Die Proben zeigen hydrothermale Mineralisationen, die auf einen subrezenten Fluidtransport entlang der Störungszone hinweisen. Diese Zone wurde „CSRS“ für Central Shoe-Rock-Spur benannt und stellt vermutlich ein subrezentes Hydrothermalfeld dar, welches sich entlang der Abschiebungsbahnen gebildet hat. Der hohe Sedimenteintrag verdeckte dann jedoch rasch die Austrittsstellen der hydrothermalen Lösungen. Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen (EDAX ZAF) der Probe 18 CD zeigen eine dreischichtige Mineralisation der Sedimentkörner mit Kieselsäure, Nontronit und Mangan. Die Klasten (ca. 0,25-0,63mm) bestehen aus Quarz, Pyroxen und Feldspatmineralen, Glaskörnern und Gesteinsbruchstücken, sowie biogenem Material verschiedener Größe. Viele ignimbrische Formen sind auszumachen. Auffällig ist, dass alle sichtbaren Körner von einer Nontronithülle umgeben sind, diese wiederum von einem Manganüberzug (Birnessit und untergeordnet Todorokit). Die eingeschlossenen Minerale zeigen kaum Auflösungserscheinungen und sehen relativ frisch aus. Sie sind von einer dünnen SiO_2 Schicht umgeben, woraus sich ein dreischichtiger Überzug ergibt. Zwischen der Kieselsäureschicht und dem Nontronit hat sich aufgrund des Wasserverlustes des Nontronits eine Lücke gebildet. Im EDAX ZAF zeigte der Nontronit häufig eine kugelige, botroidale Ausbildung.

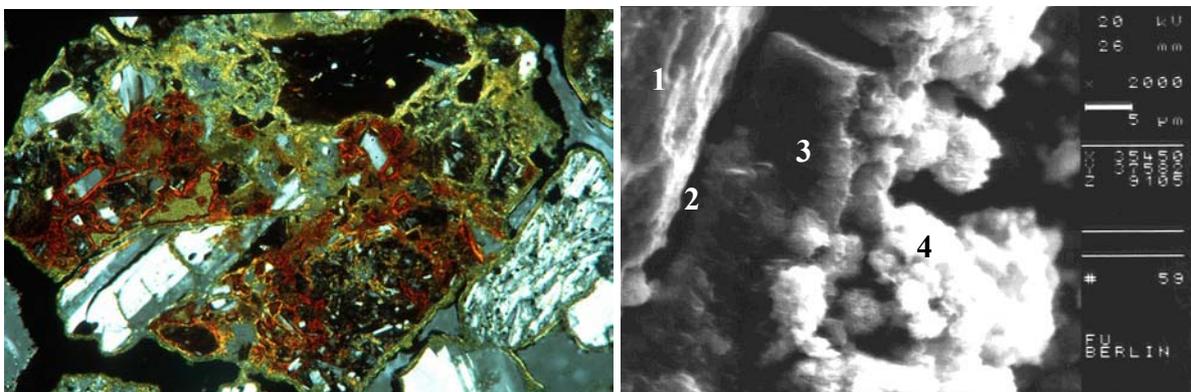


Abb.2.1.2: Links:Feldspatkristall in Glashülle (Auswurfprodukt). Das Mineralkorn ist von sekundärem Hämatit bewachsen. Deutlich ist die grünliche Nontronitausbildung zu erkennen. Rechts: REM-Aufnahme der Probe 18 CD. Dreischichtige Mineralisation an einem Feldspatkristall (Plagioklas). Legende: Plagioklas (1), amorphe Kieselsäure (2), Nontronit (3), Birnessit (4). Im Norden des Gebietes, steigt das Gelände sanft in Richtung Montserrat an. Mehrere großräumige Rutschungskörper wurden mit Hilfe des Sediment-Echolots ausgemacht.

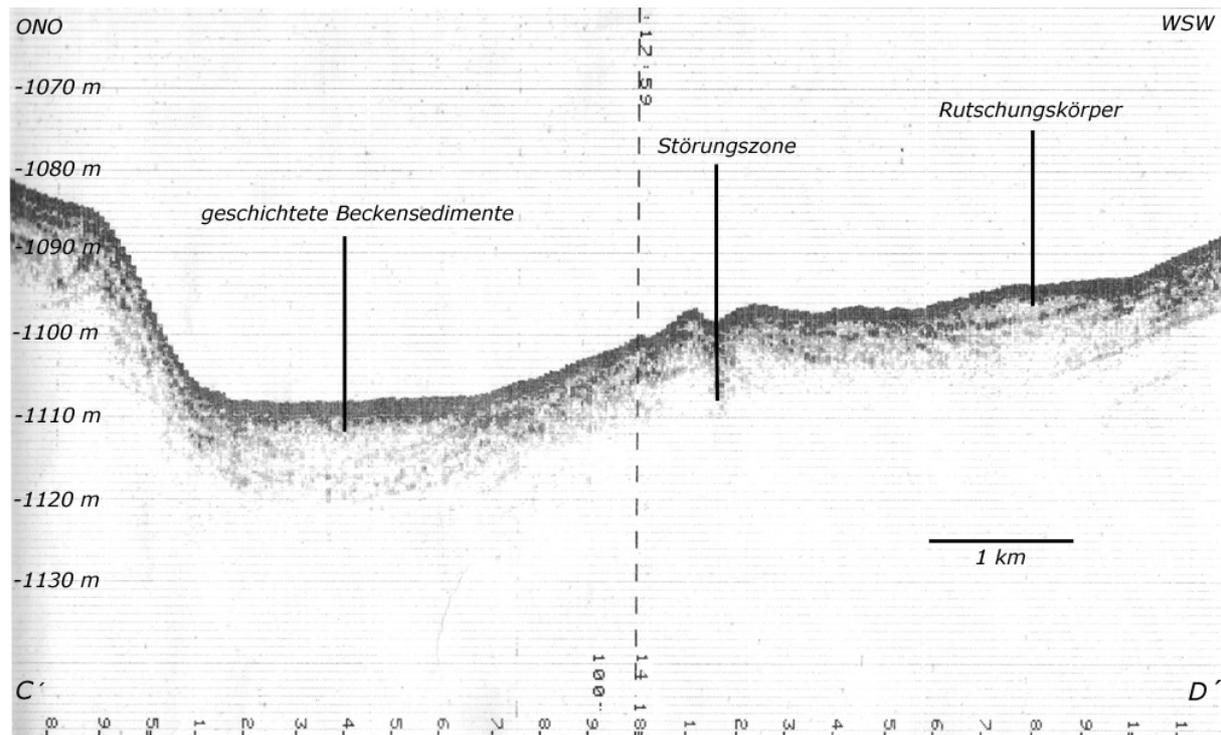


Abb. 2.1.2: PARASOUND-Plot des Profils C'-D'. Startpunkt am Fuß der beiden nordöstlichen Seamounts. Deutlich sind geschichtete Beckensedimente erkennbar, dann ein Anstieg zur Störungszone im zentralen Beckenbereich.

Im Nordosten des Gebietes erheben sich zwei recht regelmäßig geformte Seamounts bis ca. 400-500 m über den Grund des Beckens. Auf dem südlichen Seamount scheint sich noch ein kleiner parasitärer Krater gebildet zu haben, dessen südliche Flanke bei den Koordinaten $16^{\circ}35'N/61^{\circ}55'W$ sehr steil in eine nierenförmige Vertiefung abfällt. Anhand dieser Erosionsschulter kann die bevorzugte Richtung der Wasserströme im tiefen Becken rekonstruiert werden. Der sich südlich anschließende, sanft ansteigende Sedimenthang überdeckt die östliche Grenzstörung des Beckens, an der auch die zuvor erwähnten Seamounts empordrangen. Am südöstlichen Rand des kartierten Gebietes wurde auch der nördliche Teil zweier Seamounts aufgezeichnet. Diese scheinen aufgrund ihrer Gestalt ein jüngerer Alter zu haben als die nördlich gelegenen Seamounts. Im Südwesten des Arbeitsgebietes $16^{\circ}21'N/61^{\circ}58'W$ liegt der Kahouanne Dome, der eine Horst-Struktur darstellt (Boyusse, 1985).

Bei einer Gesamtbetrachtung des Gebietes fällt auf, dass das Gebiet im Osten von vulkanischen Strukturen dominiert wird, im westlichen Teil allerdings nur ein Vulkankegel deutlich wird ($16^{\circ}31'N/62^{\circ}02'W$). Stattdessen dominieren hier gestaffelte Abschiebungen und im südlichen Teil Horst-Strukturen wie der Kahouanne Dome. In den zentralen Teilen des Beckens wurde eine weitere großräumige Störung entdeckt. Sie verläuft parallel zur großen Abschiebung und wird auf dem nachfolgenden Parasoundprofil deutlich. Die Tektonik des Kahouanne Beckens stellt sich also als komplizierter heraus, als bisher bekannt. Die in der Mitte des Beckens verlaufende Störungszone belegt den extensiven Charakter des Kahouanne Beckens.

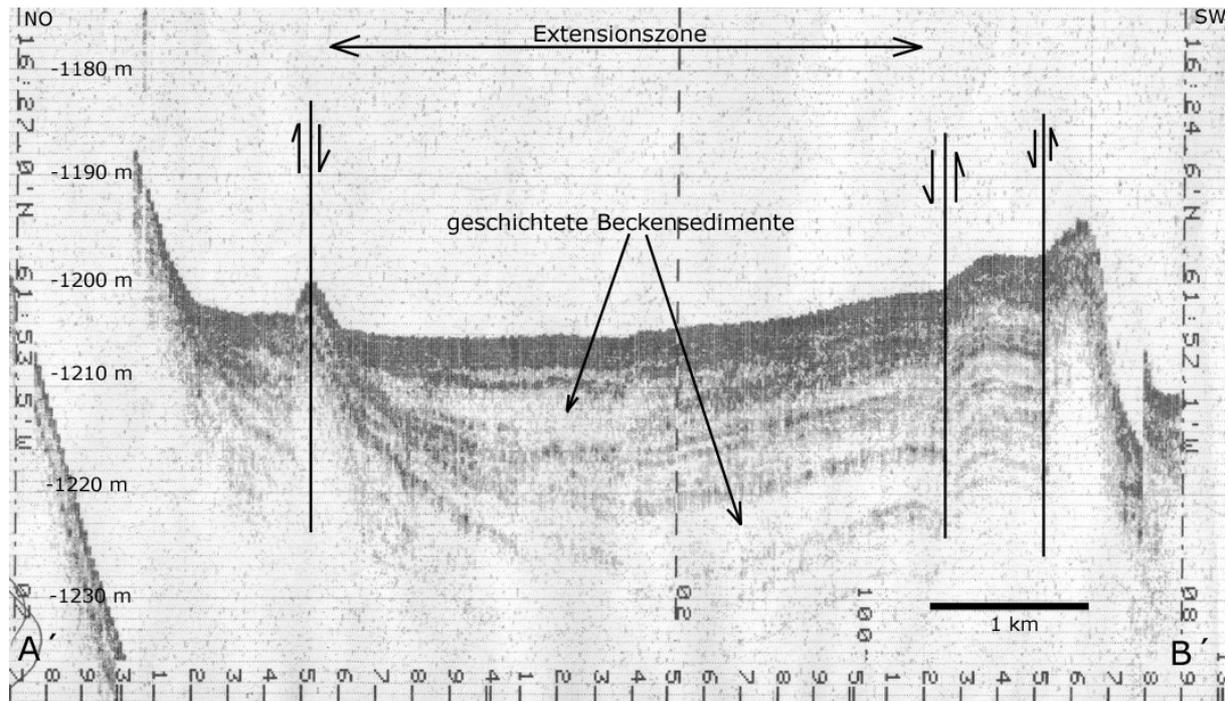


Abb.2.1.2: PARASOUND-Profil A'-B' Schnitt durch das südliche Kahouanne Becken zeigt deutlich den extensiven Charakter der Depression.

Aufgrund der starken Neigung von mehr als 4° konnte nur wenig Datenmaterial der Hänge produziert werden. Mit Sicherheit lässt sich feststellen, dass vor allem im Norden und Osten des Gebietes mehrere großräumige Rutschungen vorliegen. Auf dem Sedimenthang im Südosten des Gebietes lassen sich ferner submarine Dünungen erkennen, die sich aufgrund hoher Einstömungsgeschwindigkeiten des in Westrichtung zirkulierenden Meerwassers in das Becken erklären lassen. Die Probennahmen im Gebiet gestalteten sich als schwierig. Zum Großteil wurden Hardgrounds mit der Dredge gefördert, wobei ahermathype, benthische Korallen häufig von einem dünnen Manganüberzug überzogen waren. Die OFOS-Fahrten in diesem Gebiet sind einzig für eine biologische Kartierung geeignet (vgl. Kap. 5), da nur eine einheitliche Sedimentbedeckung festgestellt werden konnte. Ausnahme ist die inkrustierte Sedimentlage am CSRS, die auch erfolgreich beprobt wurde. Die Sedimentkern-Probennahmen mit dem Kolben-/ bzw. Schwereloot wurden durch die außerordentliche Steifheit der Sedimentschichten erschwert, wodurch längere Kerne nicht gezogen werden konnten. Der längste Kern war mit 140 cm ein Kern aus dem zentralen Bereich des Beckens, der turbiditische Sequenzen aufweist.

Das Arbeitsgebiet MR hat eine Ausdehnung von etwa 58 km^2 . Die PARASOUND-Aufzeichnungen sind aufgrund der geringen Gebietsgröße und der Hangneigungen über 4° nur begrenzt auswertbar. Die Karte zeigt zwei Seamounts unbekanntes Alters. Der größere im Westen hat eine Höhe von 310 m über Grund und hat eine rückenartige Gestalt. An seiner Ostseite ist ein kleines, ebenfalls rückenartiges Segment zu erkennen. An der Südseite des großen Seamounts wurde an den Koordinaten $16^\circ 35,4' \text{ N} / 62^\circ 19,4' \text{ W}$ eine Störung lokalisiert. Der kleinere Seamount im Ostteil der Karte besitzt eine ähnliche Form wie auch der große Seamount, erreicht aber nur 130 m über Grund. Zwischen den morphologischen Erhebungen sind deutlich Sedimentschüttungen zu erkennen. Das Gebiet liegt im Einzugsbereich der pyroklastischen Ablagerungsströme des Souffrière-Hill Vulkans auf Montserrat. Dies wurde bei den Sedimentprobenahmen mit dem Multicorer und auf den OFOS-Videoaufnahmen deutlich. Mit der Station 52 CD wurden Mangankrusten gefördert, die in Kap. 2.2 näher beschrieben sind. Die Lokation der Aufschlüsse wurde mit Hilfe der OFOS-Videoaufnahmen genau lokalisiert und fotografiert. Es liegt die Vermutung nahe, dass sich die Seamounts auf

einer Störungsbahn aufreihen, die senkrecht zum Streichen der großen Abschiebung des Kahouanne Beckens verläuft. Somit würde eine mögliche transversale Störung vorliegen. Die Eindringtiefen des Sedimentecholots sind jedoch weitaus zu gering für eine gesicherte Aussage darüber. Die Präsenz der in Kap. 2.2 beschriebenen Mangankrusten belegt die Anwesenheit einer tiefgreifenden Störung, an der ein Fluidtransport stattgefunden haben muß.

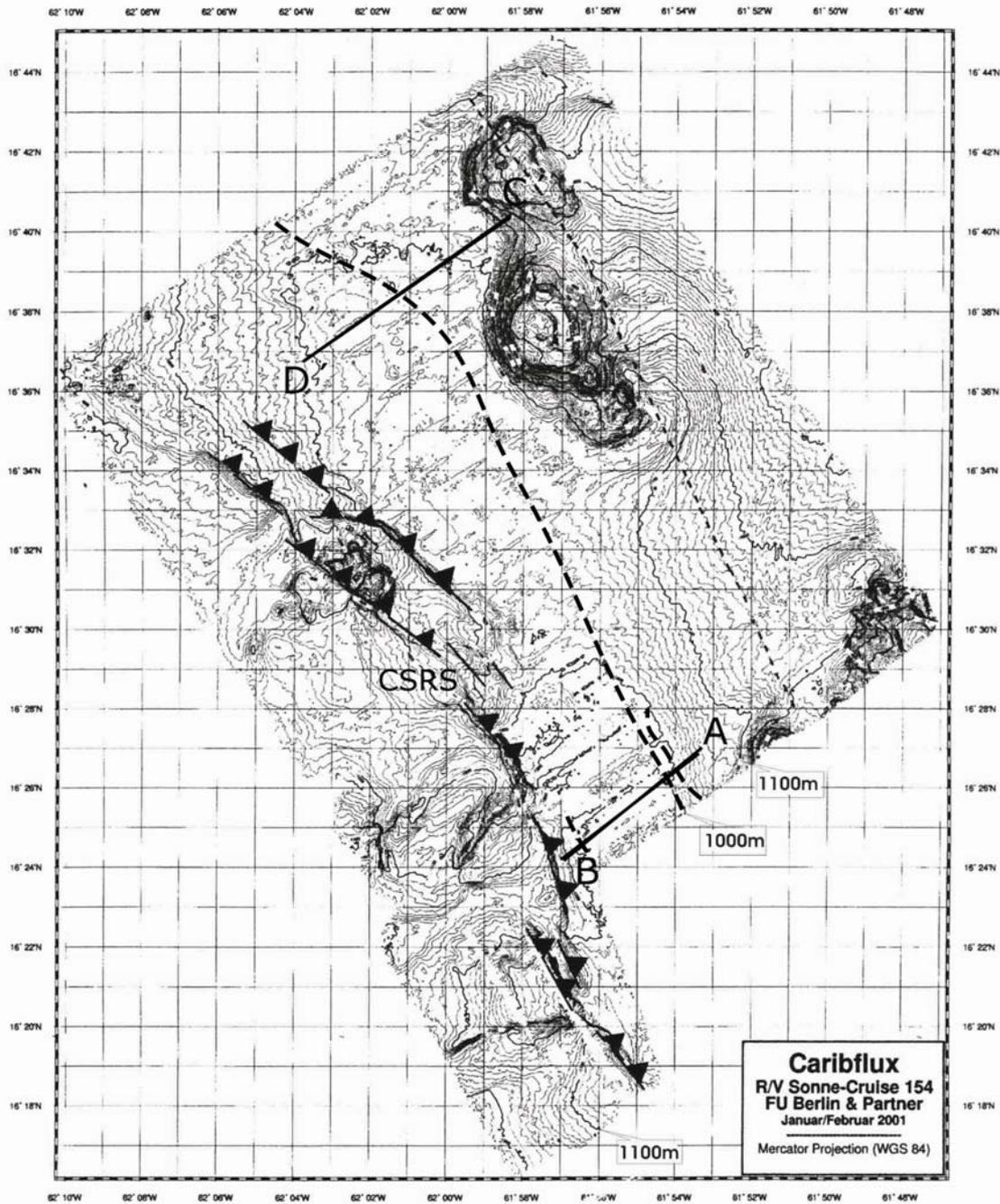


Abb.2.1.3: Bathymetrische Karte des Kahouanne Beckens

2.1.2. Gebiet IV: Grenada

In diesem Arbeitsgebiet wurde die Süd- und Südwestflanke des submarinen Vulkans Kick'em Jenny bathymetrisch vermessen und durch OFOS-Tracks zur weiteren Charakterisierung erfasst. Die beprobten Eruptionsprodukte wurden unter petrogenetischen Gesichtspunkten mineralogisch und geochemisch ausgewertet.

Ein weiterer Arbeitsschwerpunkt lag im Gebiet des westlichen Schelfrandes der Insel Grenada. Die hier gefundenen Gesteine sedimentären Ursprungs wurden im Hinblick auf Ablagerungsbedingungen und mögliche Altersbeziehungen zu vulkano-sedimentären Gesteinseinheiten auf der Insel Grenada untersucht. Das Gebiet wurde ebenfalls bathymetrisch vermessen.

Kick'em Jenny

Der aktive, submarine Vulkan Kick'em Jenny befindet sich ca 9 km NNW der Insel Grenada (12°18,00'N/ 61°38,00'W- Abb.1). Er bildete sich während seiner noch sehr jungen Geschichte (<100 000 Jahre) auf dem westlichen Schelfrand der Grenadinen-Plattform. Die aktuelle Wassertiefe des Kraterrandes beträgt -182 m (letzte Vermessung März 2002- NOAA Research Vessel Ronald H. Brown). Die Basis des Vulkans hat einen Durchmesser von 6 x 4 km. Durch die auferlegten Einschränkungen im Arbeitsgebiet konnte der Kraterbereich des Kick'em Jenny nicht kartiert werden.

Die Flanken des submarinen Vulkans fallen mit 17° bis 22° relativ steil ein und verflachen zur Tiefe. Südlich des Vulkans schließt sich in E-W-Richtung ein markantes Tal an (Vaille de la Caille), im Süden begrenzt durch den steilen Schelfhang der Insel Grenada. Im Arbeitsgebiet wurden mehrere OFOS-Tracks gefahren. Die beobachtete Meeresbodenoberfläche im südlichen und südwestlichen Flankenbereich und im Tal zeigt verschiedene Ablagerungen vulkanischer Eruptionsprodukte, verschiedene kleinräumige Störungen mit einem maximalen Versatz von 10 m (teilweise mit anstehendem Gestein) sowie v.a. im südwestlichen Flankenbereich helle Sedimentoberflächen mit starker Bioturbation. Die vulkanischen Eruptionsprodukte liegen entweder als grober Hangschutt, teilweise in sehr chaotischer Lagerung, vor, gebildet vermutlich durch die Zersprengung eines massiven Lavadoms während der Eruption 1988. Des Weiteren bilden sie grobklastische Tephraablagerungen (v.a. im unteren Flankenbereich und im Tal zu beobachten) bzw. durchsetzen das helle Sediment als feinkörnige Asche. In den diversen Störungen beißen teilweise dikeartige Gesteine aus, die vermutlich in das bestehende Vulkangebäude eingedrungen sind. In einem N-S-Profil (113 OFOS) konnten sowohl nördlich als auch südlich des Caille-Tals helle, anstehende Gesteine beobachtet werden, die deutliche Sedimentstrukturen aufzeigen. Sie sind sowohl in Störungen als auch am nördlichen, steilen Schelfhang Grenadas aufgeschlossen und werden als Basement-Gesteine der Grenadinen interpretiert (siehe unten). Im Hangenden lagern teilweise vulkanoklastische Ablagerungen des Kick'em Jenny (nördlich des Tals). Die vulkanischen Eruptionsprodukte werden in verschiedenem Maße von hellem Sediment bedeckt, je nach Alter und Position der Ablagerung. Einzig der sehr chaotisch gelagerte Hangschutt zeigt keine Sedimentbedeckung, zurückzuführen auf eine sehr junge Ablagerung bzw. instabile Verhältnisse mit mehrmaliger Umlagerung (Abb.2.1; Tafel 1).

Neben den OFOS-Tracks wurden durch Piston Corer, Dredge-Stationen sowie TVG-Einsätze verschiedene Sediment- und Gesteinsproben gewonnen. Bei dem Sediment handelt es sich vorwiegend um Karbonatschlamm, teilweise durchsetzt mit feinkörniger, vulkanischer Asche. Da mit Ausnahme des Kick'em Jenny kein Vulkan der Grenadinen und Grenadas aktiv ist, kann ausgeschlossen werden, dass diese Asche durch einen Eintrag über die Luft erfolgte. Die Gesteinsproben sind meist pyroklastisch oder/ und hydroklastisch fragmentiert und stammen entweder von massiven Lavadomen (⇒ Hangschutt) oder wurden während pyroklastischer

Eruptionen als Lava-Fragmente am Kraterrand abgelagert und durch verschiedene Transportprozesse resedimentiert (Massenstromablagerungen). Die zumeist basaltischen, porphyrischen Gesteinsfragmente weisen eine unterschiedlich hohe Porosität auf und führen zonierte Einsprenglinge von Klinopyroxen und Olivin sowie teilweise bis zu 1 cm große, Ca-reiche Hornblende-Phenokristen. Plagioklas tritt untergeordnet als Einsprengling auf, meist als Mikro-Phenokristen. Die Grundmasse ist glasig und häufig nur schwach rekristallisiert (Palagonit). Eine detaillierte Beschreibung der geochemischen Merkmale der vulkanischen Gesteine des Kick'em Jenny folgt im Kapitel 2.3.2.

Die im Arbeitsgebiet beobachteten kleinräumigen Störungen sind auf tektonische Prozesse zurückzuführen. Sie entstanden entweder im Zuge der großräumigen Einengungsdeformation der südlichen Kleinen Antillen im Miozän (Kollision mit Südamerika) oder bildeten sich durch einen durch die schiefe Subduktion der Atlantischen Platte bedingten Stressabbau in der oberen Kruste. Nicht auszuschließen ist jedoch, dass diese Störungen durch lokale Spannungen, hervorgerufen durch die Entwicklung des submarinen Vulkangebäudes, ausgebildet wurden.

Schelfrand

Westlich von Grenada fällt die Inselbogenflanke der Kleinen Antillen steil zum Grenada-Becken ab. Das Gebiet wurde über eine Länge von 16 km kartiert, zwischen Wassertiefen von 400 m bis 1700 m (Abb.2.1.4). Bei einer generellen Einfallrichtung nach NW bis WNW beträgt der Hangwinkel 17-20°. Die Flanke ist geprägt durch ein relativ starkes Relief, zurückzuführen auf eine Zergliederung in subparallele morphologische Rücken und Täler.

Verschiedene Dredge-Stationen wurden im südlichen Teil des Arbeitsgebietes im Bereich einer markanten Rückenstruktur (12° 07'N/ 61° 48'W- Abb.2.1.4) durchgeführt. Der Großteil der geförderten Gesteine ist lithologisch als Lit-Arenite bzw. lithische Grauwacken zu bezeichnen. Sie sind meist karbonatisch zementiert, teilweise auch silifiziert. Mineralogisch werden sie dominiert durch vergrünte, kantige oder angerundete Fragmente vulkanischer Gesteine sowie durch einzelne Mineralkörner (v.a. Feldspäte, Pyroxene und Quarz). Bei den enthaltenen biogenen Skelettkomponenten handelt es sich v.a. um planktonische Foraminiferen. Die Gesteine zeigen meist eine interne Gradierung und weisen oft eine erosive Basis auf. Auf Grund ihrer mineralogischen und textuellen Merkmale können sie als vulkanogene Turbidite identifiziert werden. Sie sind leicht metamorph überprägt. Des Weiteren wurden vulkanoklastische debris flow- und slurry-flow-Ablagerungen bestimmt. Diese Gesteine bestehen aus einer unsortierten tonig-siltigen bis sandigen Matrix mit darin schwimmenden groben Klasten, gebildet durch lokale Resedimentation tonig-siltiger bis sandiger Turbidite. Feinkörnige Ton- und Siltsteine stellen vermutlich distale Turbidit-Ablagerungen dar. Durch Bentonit verkittete Brekzien relativ frischer vulkanischer Fragmente zeigen einen sehr geringen Transportweg an. Sie entstanden wahrscheinlich im Zuge der pleistozänen vulkanischen Aktivität Grenadas. Die planktonischen Foraminiferen der turbiditischen Gesteine (s.o.) konnten durch ihren schlechten Erhaltungszustand nicht datiert werden. Der relativ frische Charakter der Gesteinsfragmente und Mineralkörner spricht für eine schnelle Resedimentation. Als Quelle dieser Ablagerungen ist ein flachmariner bis subaerischer Inselbogen anzunehmen; die Turbidite könnten sich möglicherweise aus einem pyroklastischen Strom entwickelt haben.

Die gedredgten Gesteine stehen in engem Bezug zu vulkanogenen Turbiditablagerungen und assoziierten pelagischen und hemipelagischen Kalksteinen auf der Insel Grenada. Nach SPEED et al. (1993) bilden diese paläogenen Sedimentgesteine das Basement der Grenadinen einschließlich Grenadas. Die Ablagerungen wurden an Hand planktonischer Foraminiferen

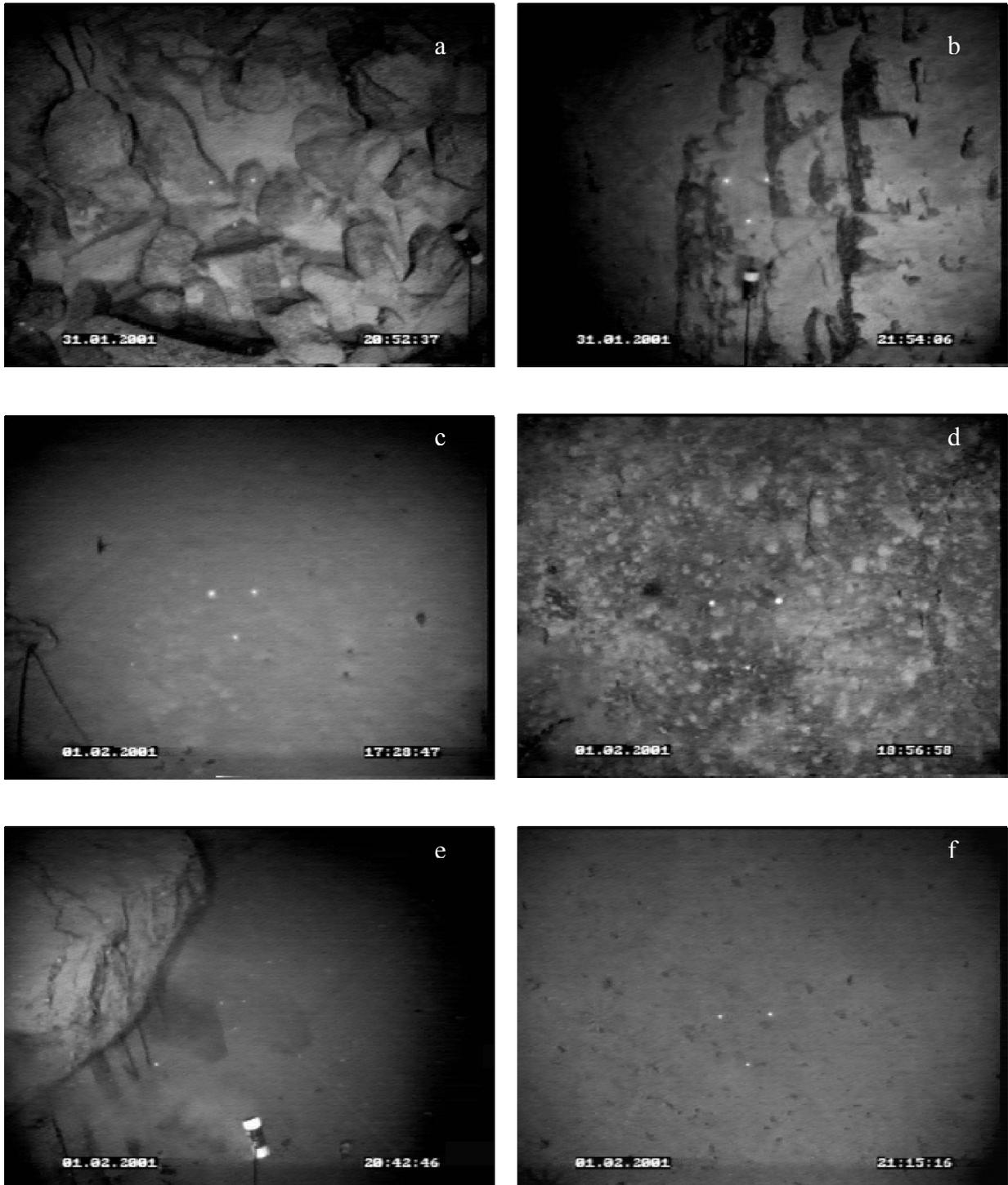
ins Ober-Eozän datiert (SAUNDERS et al., 1985). Die Basis der vulkano-sedimentären Gesteinseinheit (Tufton Hall Formation- THF) ist nicht aufgeschlossen. Die Ablagerungstiefe wird mit 2000-3000m WT angegeben. Die Zusammensetzung zeigt einen nahen und subaerischen Inselbogen zum Zeitpunkt der Ablagerung an. Die Ablagerungen sind deformationsbedingt durchgehend gestört. Nach SPEED et al. (1993) ist folgendes Entwicklungsmodell anzunehmen: In einem tiefen, von ozeanischer Kruste unterlagerten Becken kam es zwischen dem mittleren O'Eozän und dem M'Miozän zur Ablagerung vulkanogener Turbidite und hemipelagischer Sedimente. Als Quelle wird ein magmatischer Bogen in der Nähe dieses Beckens angenommen, entstanden als frontaler Bogen durch die Bildung des Grenada-Beckens (Aufspaltung des Aves Ridge- Bildung ozeanischer Kruste). Die Position dieses ehemaligen Inselbogens ist noch nicht hinreichend geklärt und somit besteht auch Unklarheit über die Richtung und Länge des Transports der sedimentären Ablagerungen. Die Interpretation schließt eine vergleichbare Entwicklung der Grenadinenplattform und dem ozeanischen Teil des Grenada-Beckens ein, die paläogene Stratigraphie des Grenada-Beckens kann mit den Ablagerungen auf Grenada und den Grenadinen korreliert werden. Im Zuge der Plattenrekonfiguration der südöstlichen Karibik kam es im U'Miozän zur uplift der Grenadinenplattform relativ zum Grenada-Becken. Der Versatz wird mit bis zu 12 km angegeben. Durch die Kollision der südlichen Kleinen Antillen mit dem kontinentalen Südamerika kam es während zweier Deformationsphasen (N-S-Kontraktion, N-S-Extension) zur Ausbildung nordvergenger Falten und Normalstörungen vor und nach der Hebung. Die neogene magmatische Tätigkeit des modernen Inselbogens setzte erst vor ca 12 Ma ein.

Die westliche Inselbogenflanke ist gekennzeichnet durch eine Vielzahl an Normalstörungen. WESTERCAMP et al. (1985) beschreiben die während einer Forschungsfahrt (ARCANTE 3) gedredgten Gesteine in einer Wassertiefe von 1600 m bei 12°14'N/ 61° 44'W als vulkanogene Turbidite (Abb.1) und korrelieren diese mit dem paläogenen Basement Grenadas (THF). Sie gehen davon aus, dass die Gesteine anstehend sind. Unter dieser Voraussetzung sind die Ablagerungen ein weiterer Beleg für die gleichartige Entwicklung des Grenada-Beckens und der Grenadinen-Plattform im Paläogen mit der sich anschließenden Hebung der Plattform relativ zum Grenada-Becken.

Die beschriebenen Gesteine im Kartiergebiet werden mit Verweis auf die Literatur als eozäne vulkanogene Ablagerungen eines pelagischen Beckens interpretiert und der THF zugerechnet. Unter der Annahme, dass die Gesteine nicht durch einen Bergsturz von der Küste Grenadas in ihre jetzige Position gelangten sondern anstehend sind, wurden sie im Zuge der Hebung der Grenadinen-Plattform mit hochgeschleppt und heißen nun als Basement-Gesteine an der westlichen Flanke des Inselbogens aus. Die Form der morphologischen Rücken, auf denen die Sedimentgesteine gedredgt wurden, lässt auf deformationsbedingte Faltenstrukturen schließen- ein weiterer Hinweis auf die anstehende Natur der Gesteine.

Die schon im ersten Kapitel beschriebenen vermutlichen Sedimentgesteine am nördlichen Schelfhang Grenadas (südlich des Vaille de la Caille (113 OFOS) werden im regionalgeologischen Kontext ebenfalls der THF zugeordnet.

TAFEL 1



Tafel 1: ⇒ OFOS-Bilder: a) grober Schutt→ Bruchstücke eines massiven Lavagesteins (113 OFOS), b) gebankte Sedimentgesteine am nördlichen Schelfrand Grenadas (113 OFOS), c) helle, leicht marmorierte Sedimentoberfläche, Bioturbation (123 OFOS), d) Tephra-Ablagerung (123 OFOS), e) intrudierter Dike (links unten) in massivem Gestein (124 OFOS), f) kuppige Sedimentoberfläche→ Tephra im Untergrund (124 OFOS), *Maßstab:* Abstand zwischen zwei Infrarot-Punkten = 15 cm

Abb.:2.1.4

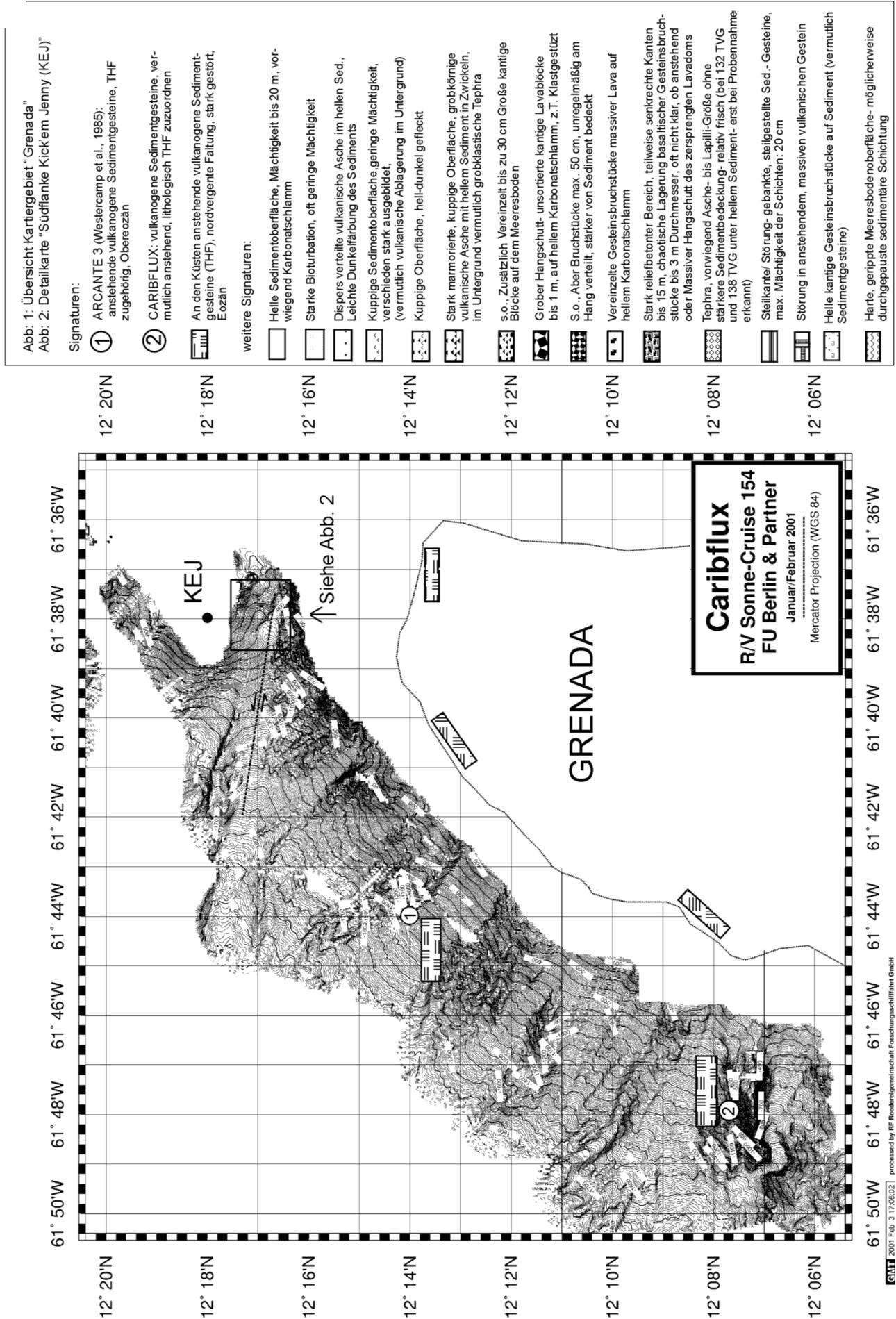
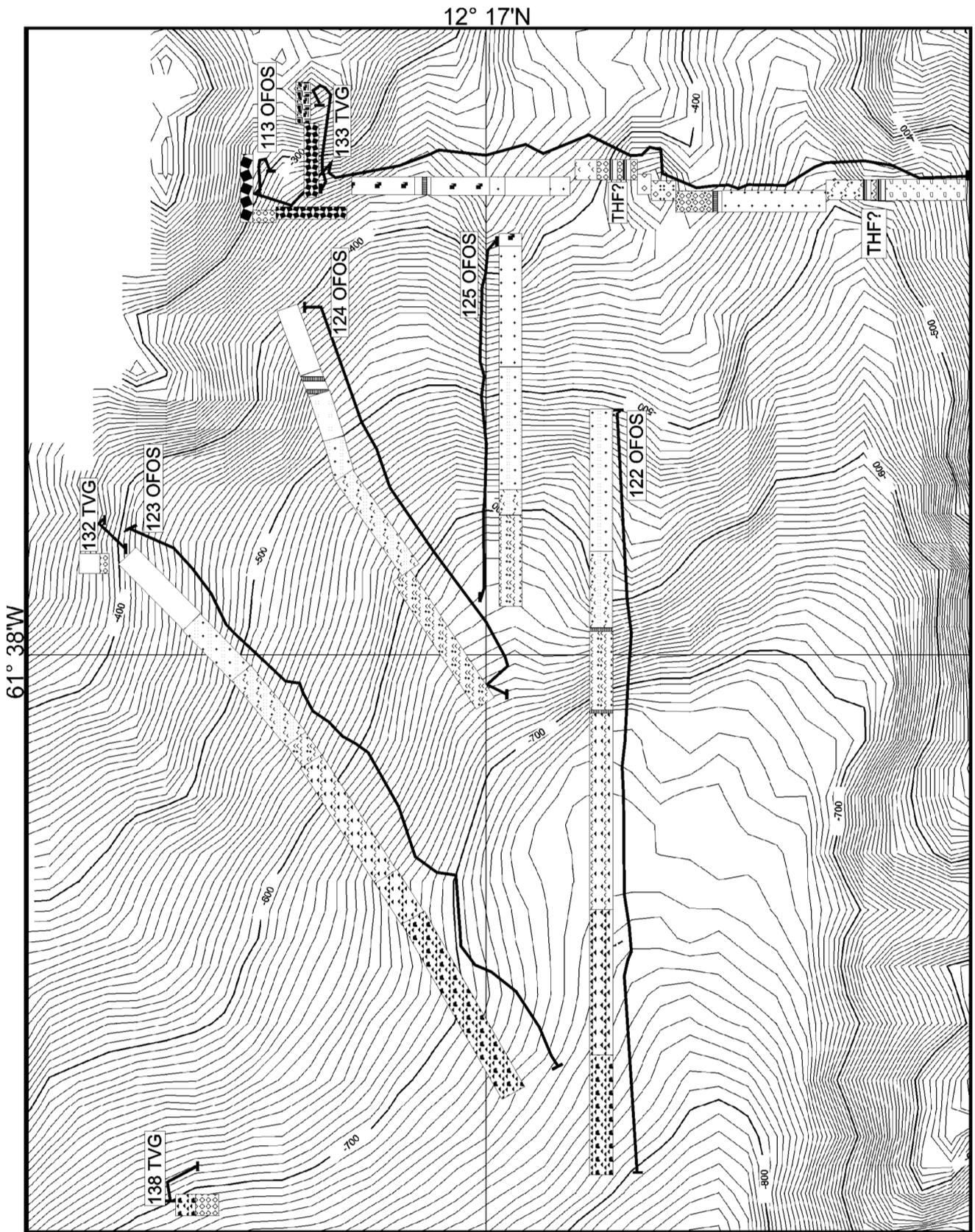


Abb.2.1.5 (Legende siehe Abb.2.1.4)



2.2 Eisen-Mangan-Präzipitate

2.2.1 Aufgabenstellung

Bei der Erforschung der Feststoffproben stehen die Untersuchungen der Eisen-Mangan-Präzipitate im Mittelpunkt. Diese Mineralisationen bilden, aufgrund ihrer eingelagerten Elemente und einem oft kontinuierlichen Wachstum über lange Zeitperioden, ein sehr hilfreiches Archiv zur Ermittlung der hydrothermalen Aktivität des Back-Arc-Beckens (Intra-Arc-Bereich) der Kleinen Antillen.

2.2.2 Arbeitsprogramm und Durchführung

Neben Manganoxid-Inkrustierungen auf Sedimenten und Vulkaniten, schichtgebundenen Lagen von Manganoxiden im und auf dem Sediment wurden massive Manganerz-Krusten beprobt.

Die Manganerz-Präzipitate wurden hauptsächlich in drei Arbeitsgebieten, im Kahouanne Basin und Montserrate Ridge (Areal 1), westlich von Dominica (Areal 2), sowie westlich von St. Lucia (Areal 3), bei Wassertiefen zwischen 620 bis 1250 m mit Hilfe der Kettensack-Dredge und dem TV-Greifer gewonnen (vergl. Abb...). Massive Krusten wurden im Arbeitsgebiet 1 gefördert, wobei die mächtigsten vom Montserrat Ridge stammen (Wassertiefe 620 bis 950 m). In den Gebieten 2 und 3 wurden ausschließlich Inkrustierungen auf Vulkaniten und Sedimenten beprobt. Bei Grenada (Areal 4) wurden lediglich sehr dünne Überzüge (<1 mm) von Manganoxiden auf Vulkaniten gewonnen.

Nach einer einführenden Untersuchungen und Einteilungen der Proben an Bord der FS SONNE wurden ausgewählte Proben verschiedenen mineralogischen und geochemischen Analysen unterzogen. Die mineralogischen Untersuchungen bestanden aus optischen Bestimmungen am Polarisationsmikroskop sowie aus röntgendiffraktometrischen Analysen. Diese Verfahren wurden an der FU-Berlin durchgeführt. Die geochemischen Untersuchungen wurden mit den folgenden Methoden an diversen Instituten durchgeführt: Bestimmung der Haupt- Neben- und bestimmter Spurenelemente mit der RFA (TU-Berlin, unter der Leitung von Herrn Dr. Mattheis), mit der ICP-OES und der AAS an der FU-Berlin, unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. Halbach. Die Bestimmungen der Seltenerd-Elemente (REE's) und einiger anderer niedrig konzentrierter Elemente wurden an der ICP-MS am "Southampton Oceanographic Centre" (SOC) in Southampton, England, unter der Leitung von Mr. Dr. Milton ausgeführt. Die Isotopenanalysen übernahm Herr Dr. Frank von der ETH-Zürich, Schweiz.

2.2.2 Erzielte Ergebnisse

Im Folgenden werden repräsentative Beispiele der beprobten Manganerz-Präzipitate miteinander verglichen und die mineralogischen und geochemischen Merkmale, unter Berücksichtigung hydrothermalen Einflüsse, dargestellt.

Mineralogie und Morphologie

Die massiven Mangankrusten wurden im unmittelbaren Bereich von aktiven Störungszonen (am Montserrat Ridge und an der Shoe Rock Spur im Kahouanne Basin) beprobt. Ihre Mächtigkeiten variieren von wenigen Zentimetern bis zu 27 cm bei einer Probe vom Montserrat Ridge (Abb. 2.2.1).

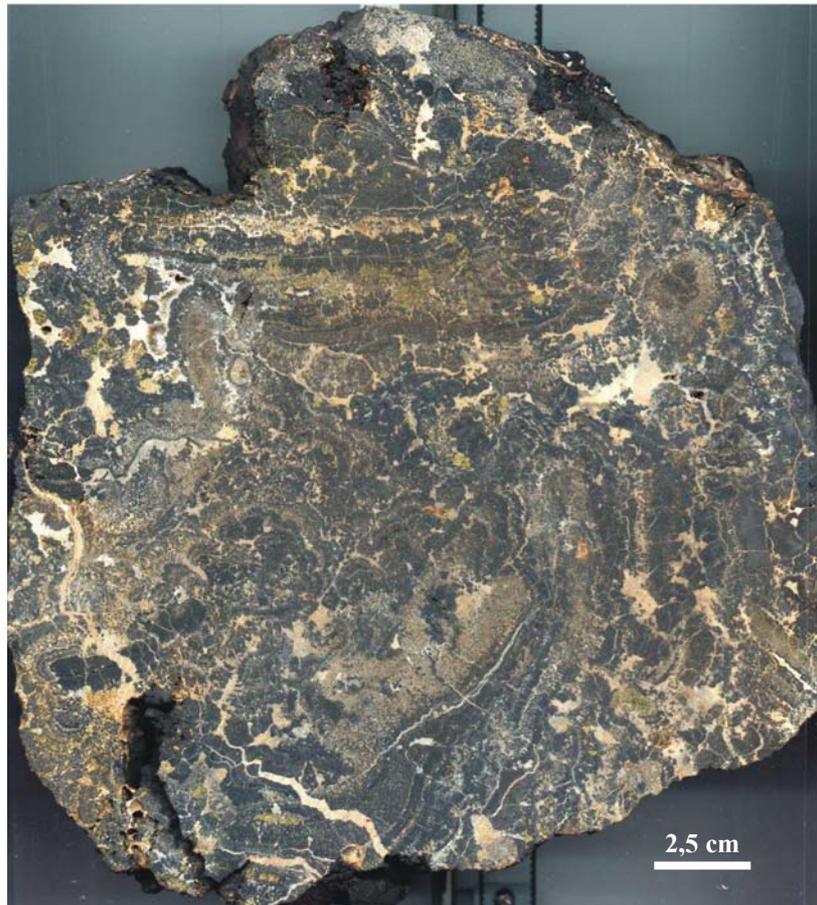


Abb. 2.2.1b: Querschnitt durch die massive Kruste 52CD-1. Das Bild zeigt den heterogenen Aufbau der mächtigsten beprobten Kruste (27 cm im Durchschnitt). In der unteren Bildhälfte ist ein Kern zu erkennen mit konzentrisch nach außen verlaufenden Manganoxidlagen, während in der oberen Bildhälfte die Manganoxide mehr oder weniger waagrecht als Bänder ausgebildet sind. Nach außen (besonders im oberen Bereich) treten zunehmend Manganoxidlagen mit eingeschalteten Sedimenten auf. Zwischen den Lagen wurde hauptsächlich biogenes Karbonat abgelagert (helle Bänder). Nontroniteinschlüsse (grüne punktförmige Einsprenglinge) sind in der gesamten Kruste zu beobachten, treten allerdings in den äußeren Bereichen häufiger auf.

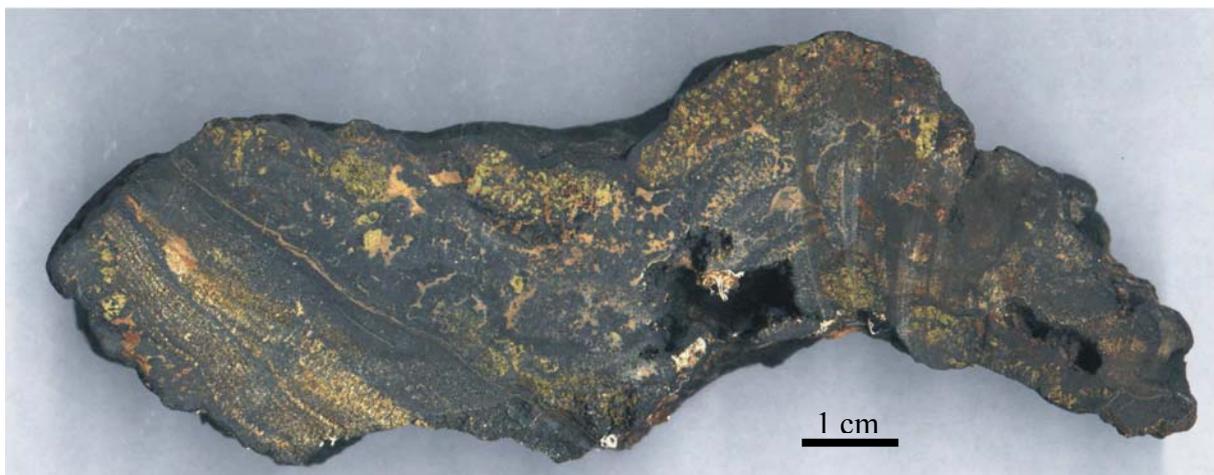


Abb.2.2.1a: Querschnitt durch die massive Kruste 52CD-x. In der linken Seite des Handstücks verlaufen Lagen von Manganoxiden meist gerade, während sie in der Mitte und im rechten Teil bogenförmig ausgebildet sind (gut zu sehen an den assoziierten Kalzitgängen). Besonders im linken und im oberen Bereich sind Sedimentpartikel in die Kruste eingeschaltet. Bei den gelbgrünen punktförmigen Einsprenglingen (meist im oberen Bereich) handelt es sich um Nontronite.

In ihrem Mineralbestand und in ihrer Ausbildung sind sie sehr heterogen aufgebaut: Manganoxidlagen wechseln mit Lagen kalkigen Materials sowie punktförmigen Einschaltungen von Nontroniten. Nach außen sind meist zunehmend Sedimente in den Manganoxid-Lagen eingelagert. Die inneren Lagen bestehen überwiegend aus gut kristallisiertem Todorokit und gelförmig gefälltem Birnessit, von Kalzitgängen durchzogen (Abb.2). Die äußersten Lagen der massiven Krusten bestehen aus meist gleichförmig gewachsene Lagen von δ -MnO₂ (Vernadit; Abb.2.2.3).

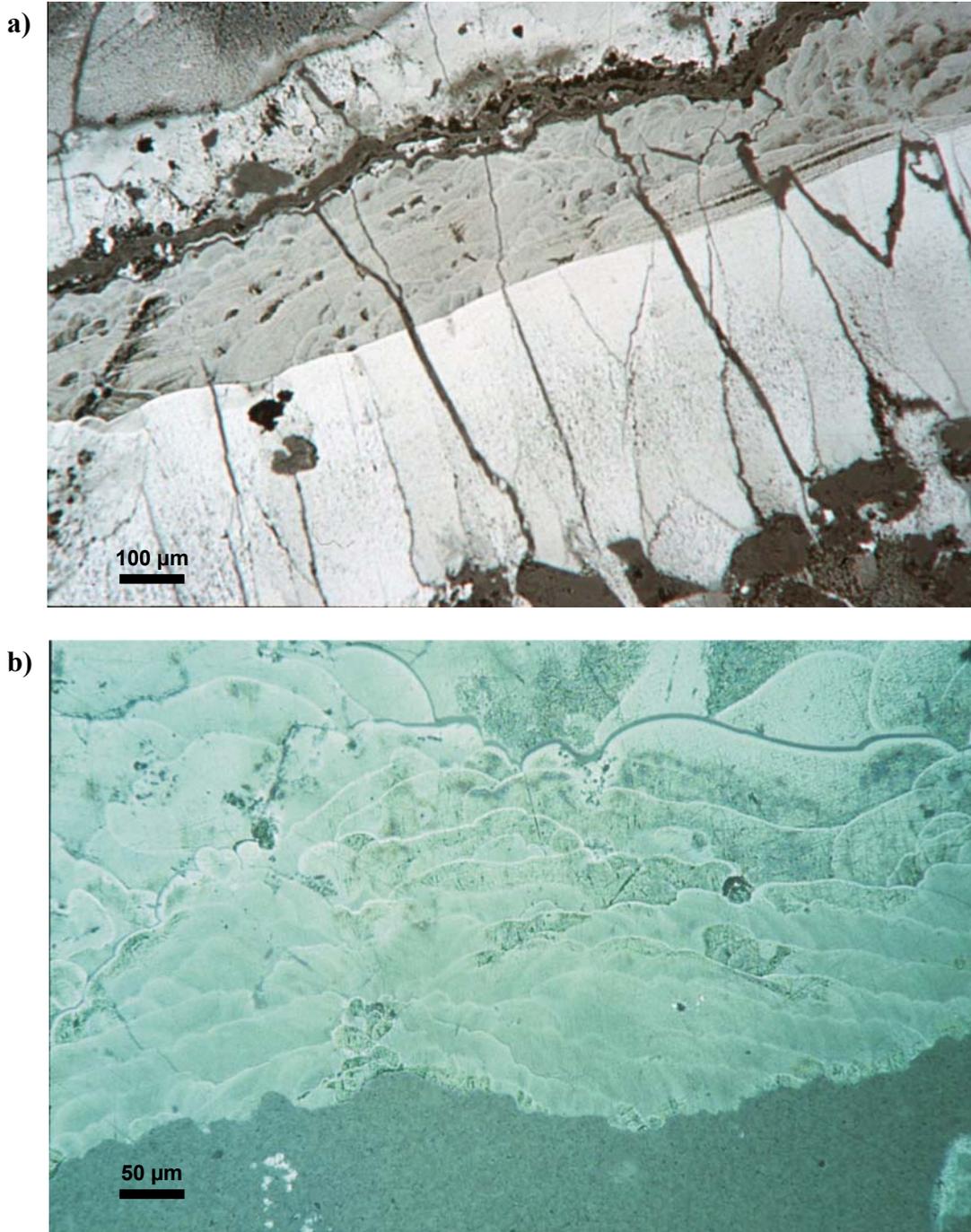


Abb. 2.2.2 a: Fotos eines Anschliffes aus dem Inneren der massiven Kruste 52CD-x1. **a):** gesamter Bereich einer Manganoxid-Lage. **b):** Gelförmige Mineralisationen oberhalb einer Kalzitader.

Abbildung 2.2.2 a zeigt ein Auflichtfoto einer inneren Lage der massiven Kruste 52CD-1. Die kompakten hellen Bereiche stellen Todorokit-Ausfällungen dar, in denen im unteren Bildbereich kalkige Sedimentpartikel eingelagert sind. Nach oben ist eine scharfe Grenze zu

einem gelförmig präzipitierten Manganoxid (Abb. 2.2.2 b) zu erkennen (Wachstumsrichtung von unten nach oben). Es folgt ein Gang (dunkle Ader) kalzitischen Materials, bei dem es sich um hydrothermal remobilisiertes Kalziumkarbonat aus den eingelagerten Sedimenten handelt. Dünne Gängchen durchziehen die gesamte untere Zone der Manganoxide als Verbindungen zwischen den eingelagerten Kalksedimenten und dem Kalzitgang. Hier wurde CaCO_3 hydrothermal aus den Sedimenten gelöst und lagerte sich in Form einer Kalzitader ab. Über dem Kalzitgang folgen wiederum Mineralisationen von Todorokit und Birnessit. Die radialstrahlig gewachsenen Todorokitminerale, die gelförmigen Ausfällungen von Birnessit, zusammen mit Todorokit, sowie die, in einigen Bereichen eingeschalteten Nontronite (siehe Abb. 2.2.1) sind typische Kennzeichen einer hydrothermalen Bildung. Die weniger gut kristallisierten Manganoxide der gelförmig mineralisierten Bereiche (Abb. 2.2.2 b; vermutlich hauptsächlich Birnessit) sind ein Hinweis auf eine geringere Temperatur des mineralisierenden Fluids bei der Birnessitbildung, als bei der Präzipitation des radialstrahligen Todorokits. Das in Klüften remobilisierte Kalziumkarbonat aus den Sedimenten deutet darauf hin, dass der pH-Wert des Fluids nicht niedrig genug war um das karbonatische Material vollständig in Lösung zu bringen und abzuführen.

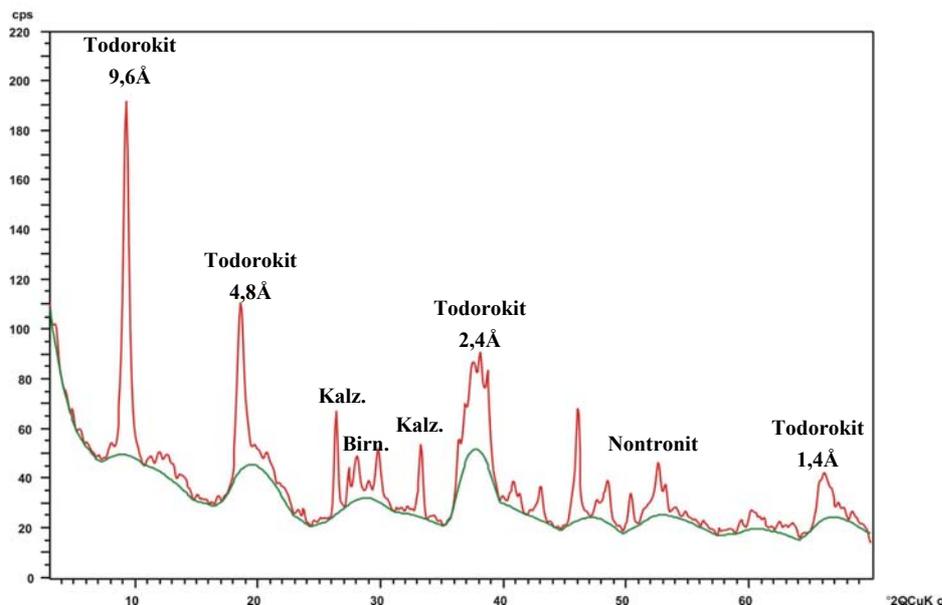


Abb. 2.2.3: Diffraktogramm einer Manganoxidlage (52CD-x1) im Inneren einer massiven Kruste vom Montserrat Ridge. Neben Kalzit-, Birnessit- und Nontronit-Peaks sind vier der Todorokit-Peaks (bei 1,4, 2,4, 4,8 und 9,6Å) deutlich ausgebildet.

Die deutlich ausgebildeten Todorokit-Peaks (mit vier Reflexionen) im Diffraktogramm (Abb.2.2.2) einer inneren Lage der Kruste 52CD-1 belegen den guten Kristallisierungsgrad dieser Minerale. Im Gegensatz dazu sind Birnessit-Peaks nur untergeordnet zu sehen. Es wurde vornehmlich der Bereich einer inneren Lage beprobt. Aufgrund der Schwierigkeiten bei der Probenahme durch die geringen Mächtigkeiten der Manganoxidlagen sind auch die angrenzenden Bereiche mitbestimmt worden.

Die äußersten Lagen der massiven Krusten sind mineralogisch meist ähnlich aufgebaut wie die Manganoxid-Inkrustierungen, die oft auf den beprobten kalkigen Sedimenten, Basalten und Andesiten zu sehen sind: Die Mächtigkeiten der Inkrustierungen belaufen sich von <1 mm auf Vulkaniten bis zu 8 mm auf Sedimenten. Schichtgebundene Lagen im Sediment sind

bis zu 5 cm mächtig und bestehen aus vulkanoklastischen und kalkigen Sedimentpartikeln und vulkanischen Aschen in einer Matrix aus Manganoxiden (meist Birnessit und Vernadit).

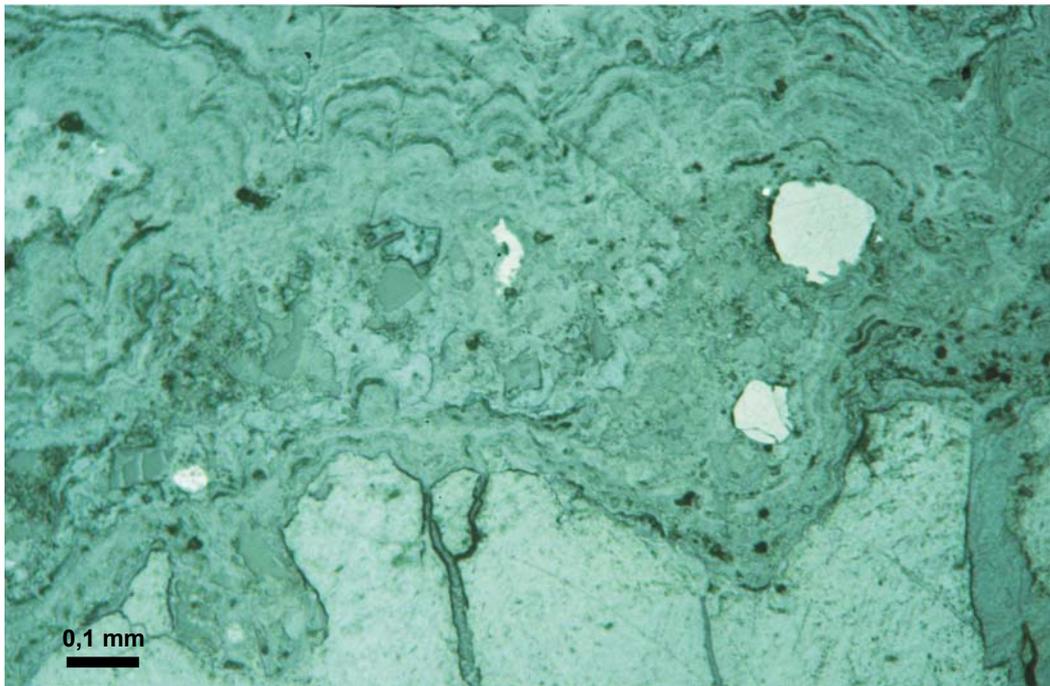


Abb. 2.2.4: Foto eines Anschliffes vom äußeren Bereich der Kruste 52CD-x. Das Bild zeigt den Übergangsbereich von einer massiven inneren Lage (unten) zum äußeren Rand.

Auf dem Bild in Abbildung 2.2.3 ist der Übergang einer massiven Todorokit-Lage (heller Bereich), die sich ins Innere der Kruste zieht, und dem äußeren Rand zu sehen. Der Rand besteht aus meist gleichförmig gewachsenen Lagen von δ -MnO₂ und ist im Durchschnitt ca. 2 mm mächtig. δ -Manganate, hier hauptsächlich durch Vernadit vertreten, sind typisch hydrogenetische Präzipitate. Mit Hilfe der chemischen Daten (Anreicherungen bestimmter Elemente in dieser Lage) konnten Wachstumsraten von durchschnittlich etwa 4 mm pro Mio. Jahre bestimmt werden, was einem maximalen Alter von etwa 300 000 – 400 000 Jahren für diese äußere Lage entspricht.

Geochemie

Die geochemische Zusammensetzung der Manganerz-Präzipitate ist sehr variabel: Die Mangan-Gehalte erreichen in den inneren Lagen der massiven Krusten (52CD) Werte bis über 45 Gew.%, während die Fe-Gehalte dort oft <1 Gew.% liegen (Abb.2). Diese hohen Mn/Fe-Verhältnisse sind typische Merkmale einer hydrothermalen Bildung. Nach außen steigen die Fe-Gehalte bis 17 Gew.% an, bei abnehmenden Mn-Anreicherungen (auf etwa 22 Gew.%). Die äußersten Lagen (52CD-z) der massiven Kruste zeigt ein ausgeglichenes Mn/Fe-Verhältnis (Abb. 2.2.5). Dies deutet auf eine Präzipitation aus dem Meerwasser hin (hydrogenetisch). In den anderen Präzipitaten (Inkrustierungen auf Vulkaniten und Sedimenten) sprechen die Anreicherungen von Fe und Mn für eine hydrogenetische bis gemischt hydrogenetisch/hydrothermale Bildung.

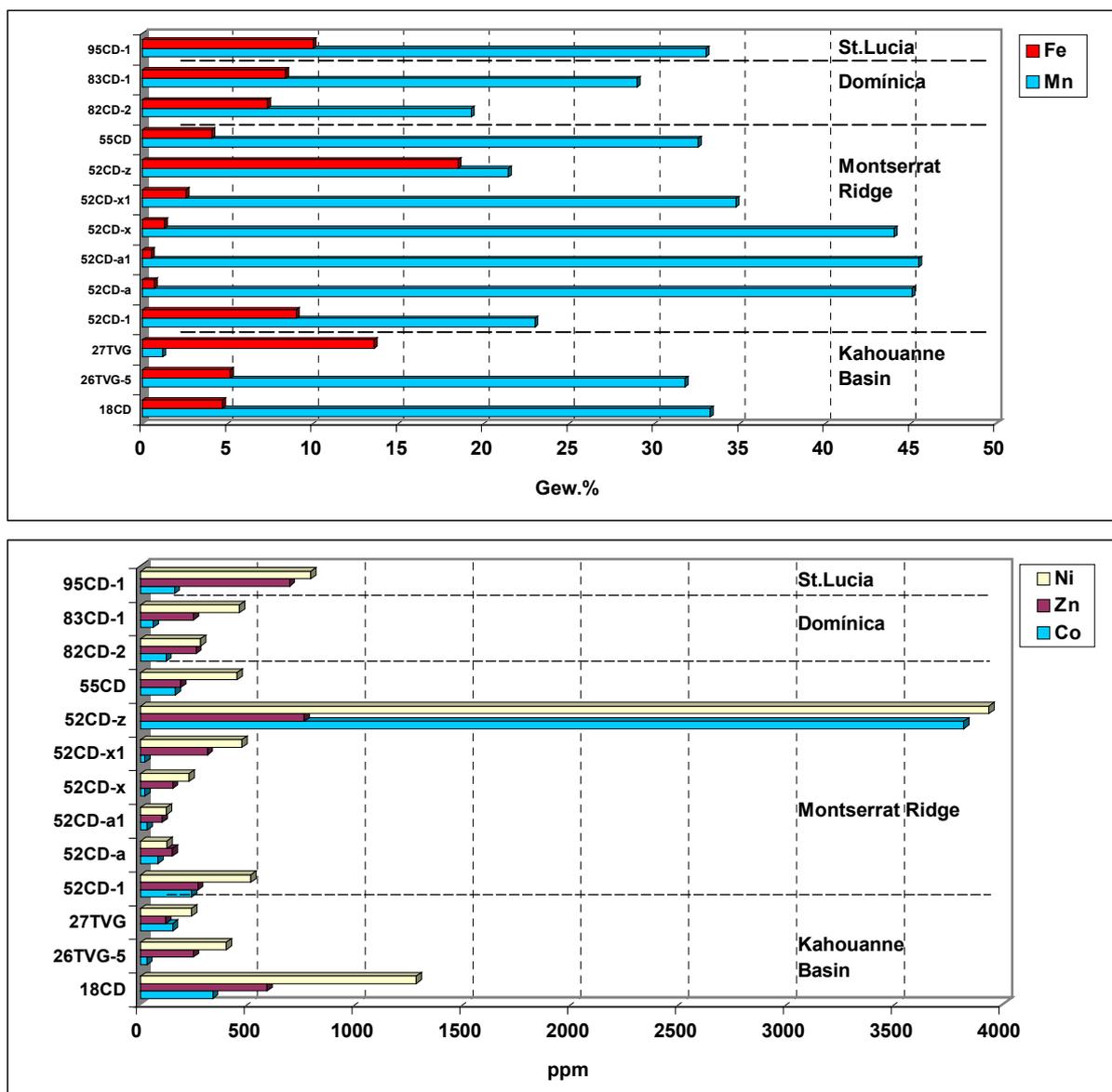


Abb. 2.2.5: Gehalte von Fe und Mn, sowie der Spurenelemente Ni, Zn und Co in einigen ausgewählten Manganerz-Präzipitaten.

Legende: 95CD, 83CD, 82 CD und 27CD: Inkrustierungen; 52CD-a und -x: innere Lagen der massiven Krusten; 52CD-1 und -z: äußere Lagen der massiven Krusten; 18CD: schichtgebundene Manganoxid-Lagen.

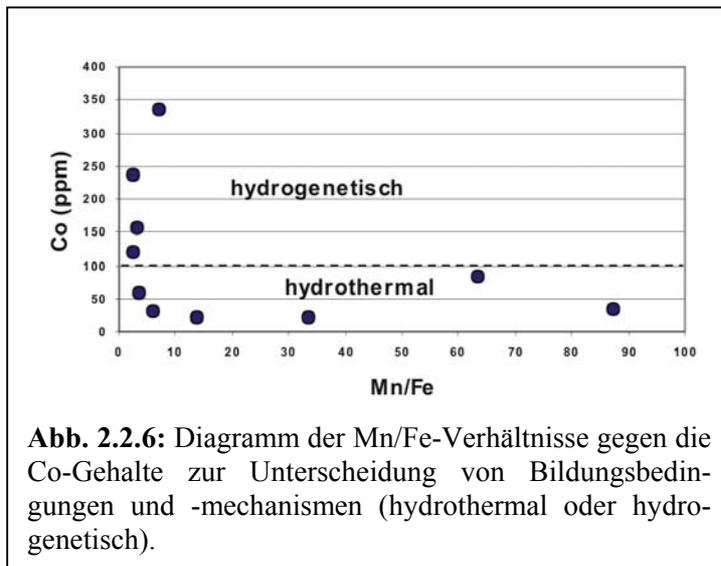


Abb. 2.2.6: Diagramm der Mn/Fe-Verhältnisse gegen die Co-Gehalte zur Unterscheidung von Bildungsbedingungen und -mechanismen (hydrothermal oder hydrogenetisch).

Mit den Co-Anreicherungen in Mangan-Präzipitaten kann man auf Wachstumsmechanismen und -bedingungen schließen. Co wird fast ausschließlich aus der Wassersäule an die Manganoxidoberflächen adsorbiert und ist bei geringen Anreicherungen in den Mangan-krusten immer ein Hinweis auf eine schnelle Präzipitation (z.B. aus einem hydrothermalen Fluid). In Abb. 2.2.6 wird deutlich, dass Präzipitate mit hohen Mn/Fe-Verhältnissen sehr geringe Konzentrationen an Co aufweisen (der äußere Rand 52CD-z der massiven Kruste wurde mit seinen hohen Co-Gehalte

von bis zu 3800 ppm im Diagramm nicht berücksichtigt). Dies sind deutliche Merkmale einer hydrothermale Bildung, insbesondere der inneren Lagen der massiven Krusten vom Montserrat Ridge. Überdies ist es möglich, mit Hilfe der Co-Anreicherungen in den Präzipitaten die Wachstumsraten zu bestimmen. Mit den Co-Gehalten und den Mächtigkeiten wurde für den äußeren Rand der massiven Krusten ein Alter von 300 000 bis 400 000 Jahren ermittelt. Dies wird als Mindestalter der hydrothermalen Aktivität am Montserrat Ridge - an der Probenahmestelle - angesehen.

Geochemie der Seltenerd-Elemente (REE's)

Manganerz-Präzipitate im Umfeld von Hydrothermalfeldern spielen eine bedeutende Rolle bei der Adsorption von Spurenelementen. Hier werden partikelreaktive Elemente wie Y, Th und insbesondere die Seltenerd-Elemente (REE's – "rare earth elements") kontinuierlich adsorptiv an die Mn-Oxidpartikel (δ -MnO₂; auch an Fe-Oxyhydroxiden - FeOOH) angelagert (engl. "scavenging"; German et al., 1990). Im Meerwasser sind die Gehalte der REE's sehr niedrig und liegen bei 0,01 bis 3 ng l⁻¹. In hydrothermalen Lösungen sind sie mit bis zu 16 nMol l⁻¹ angereichert (Klinkhammer et al., 1994).

So haben die Verteilungen der Seltenerd-Elemente (REE's – "rare earth elements") zur weiteren Ermittlung der Bildungsbedingungen der Manganerz-Präzipitate eine besondere Bedeutung, da ihre Gehalte sowie ihre relativen Anreicherungen je nach Bildungsbedingungen stark variieren. Es entstehen spezifische Anreicherungsmuster für hydrothermal und für hydrogenetisch gebildete Mn-Präzipitate.

Es wurden folgende Manganerz-Proben untersucht: Einerseits diverse Manganoxid-Lagen innerhalb der massiven Krusten und andererseits Manganoxid-Anreicherungen auf kalkigen und tonigen Sedimenten. Es wurden aber auch Manganoxid-haltige Sedimente und Bindemittel in Konglomeraten und Brekzien sowie Mangan- und Nontronit-haltige Sedimente untersucht. Im Folgenden werden Merkmale der REE-Verteilungen in den Manganerz-Präzipitaten bzw. den Sedimenten dargestellt und anschließend mit weiteren geochemischen Untersuchungsergebnissen verglichen und diskutiert.

In Tabelle ...(Anhang) werden die absoluten REE-Gehalte in den untersuchten Manganerz-Präzipitaten aufgeführt. Die Gehalte sind in den Proben sehr unterschiedlich und schwanken in einem großen Bereich (2,7 bis 1343,8 ppm Ce, 1,7 bis 332,6 ppm Nd, 1,8 bis 354,7 ppm

La, etc.). Dies korreliert allerdings mit der Anreicherung bestimmter Spurenelemente wie Co, Ni, Pb und Zn relativ gut. Um die REE-Verteilungen, bzw. -Muster darzustellen (relative Gehalte und relative Anreicherungen bestimmter Elemente, sowie Fraktionierungen innerhalb der REE), werden die Werte nach Chondrit (C1) (Daten von Anders & Crevesse, 1989) oder nach PAAS ("Post Archean Australian Shale"; nach Lipin & McKay, 1989) normiert und in sogenannten Spiderdiagrammen präsentiert.

Bei vorwiegend hydrothermalen Bildung werden die REE-Muster auf C1 normiert, da die angereicherten Elemente hauptsächlich aus den (gelaugten) vulkanischen Gesteinen stammen. Bei einem größeren hydrogenetischen Anteil wurde eine PAAS-Normierung gewählt, da die REE's, die aus dem Meerwasser präzipitieren, von der kontinentalen Oberkruste stammen.

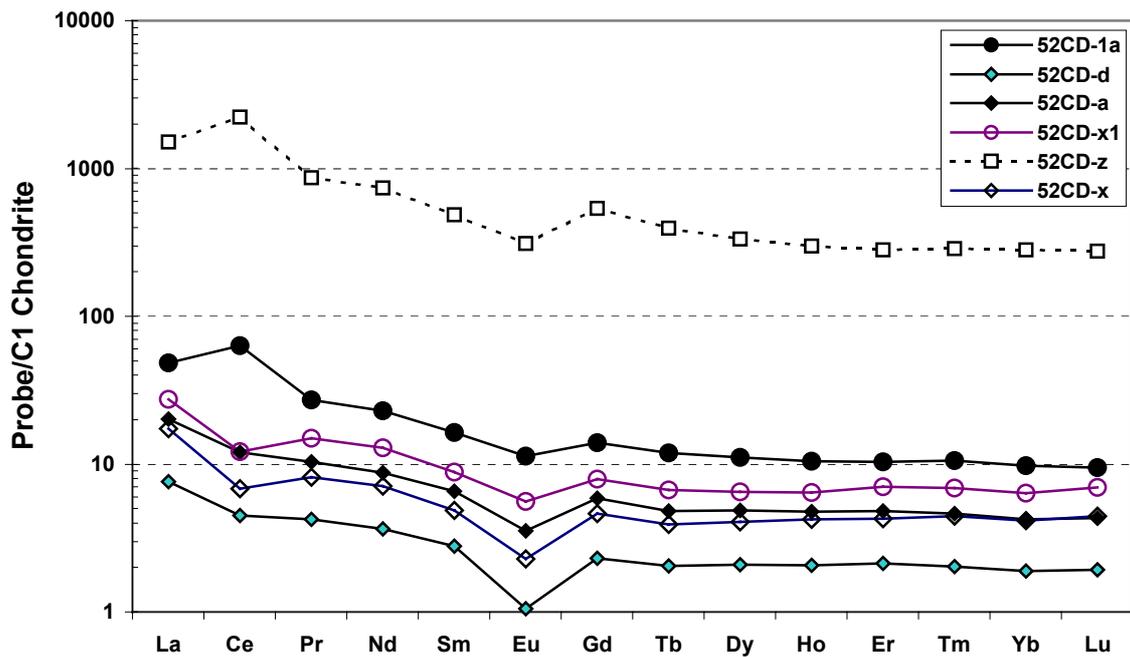


Abb. 2.2.7: Spiderdiagramm zur Darstellung der REE-Verteilung (Chondrit-normiert) der massiven Krusten vom Montserrat Ridge

Im Spiderdiagramm (Abb. 2.2.7) sind die Verteilungen der Seltenerd-Elemente einiger Manganoxid-Lagen innerhalb der massiven Krusten vom Montserrat Ridge und deren individuelle Anreicherungen bestimmter Elemente der Gruppe dargestellt. Es ist zu erkennen, dass Proben mit relativ hohen REE-Gehalten positive Ce-Anomalien aufweisen und dass in allen Proben die LREE's gegenüber den HREE's leicht angereichert sind.

In Abb. 2.2.7 wird die Verteilung der REE's der inneren Mn-Oxidlagen der massiven Krusten 52CD-a,-d, -x, -x1, sowie der äußeren Lagen 52CD-1a und 52CD-z dargestellt.

Besonders die Lagen 52CD-x und -x1 weisen deutlich negative Ce-Anomalien auf, die auf eine schnelle Präzipitation hinweisen. In den Lagen 52CD-a und -a1 ist keine ausgeprägte Ce-Anomalie zu erkennen. Da hier offensichtlich der Prozess des oxidativen Scavenging nur für kurze Zeit aktiv war (dieser führte lediglich zum Ausgleich der negativen Ce-Anomalie) ist dies ebenfalls ein Hinweis auf eine relativ rasche Präzipitation dieser Mangan-Oxidlagen. Vermutlich wurden sie relativ nahe an einer hydrothermalen Quelle gebildet.

Die REE's weisen in diesen Lagen in etwa vergleichbar Gehalte auf, während sie in den äußeren Lagen 52CD-1a und insbesondere 52CD-z wesentlich höher konzentriert sind. Hier sind auch deutlich positive Ce-Anomalien zu erkennen, was, zusammen mit den hohen REE-Konzentrationen, einen klaren Beweis für eine langsame, hydrogenetische Akkumulation dieser Manganoxidlagen darstellt (mit Wachstumsraten von $<10 \text{ mm Ma}^{-1}$). Aufgrund der

unterschiedlichen Genesen der einzelnen Manganoxidlagen innerhalb einzelner massiver Krusten wird hier von gemischt hydrothermal-hydrogenetischen Krusten gesprochen.

In allen Manganoxid-Anreicherungen innerhalb der massiven Krusten ist eine negative Eu-Anomalie ausgebildet, die in den schnell präzipitierten (hydrothermalen) Lagen am deutlichsten zu sehen ist.

Hydrothermale Fluide zeigen in der Regel stark positive Eu-Anomalien (gemessen an den mittelozeanischen Rücken – Klinkhammer et al., 1994). Dieser Überschuss an Eu in den Fluiden ist darauf zurückzuführen, dass im reduzierenden hochtemperierten Milieu (wie in den MOR-Fluiden) das Eu im zweiwertigen Zustand vorliegt, und bei Alterationsprozessen in den Gesteinen das Eu^{2+} durch Ca^{2+} und insbesondere durch Sr^{2+} substituiert wird. Deshalb ist in den Fluiden Eu höher konzentriert als die restlichen REE's (Klinkhammer et al., 1994). Eine mögliche Erklärung für die negative Eu-Anomalie in den untersuchten hydrothermalen Manganoxid-Lagen wäre, dass einerseits aufgrund der relativ niedrigen Temperatur der hydrothermalen Fluide ($<200^\circ$ vor dem Austritt, innerhalb der „Laugungszone“ im Gestein) eine Reduktion des Eu im Fluid kinetisch gehemmt wird. Andererseits ist eine Fraktionierung der REE's innerhalb der mineralisierenden Fluide schon vor dem Aufdringen auf den Meeresboden und der Präzipitation der Manganoxide nicht ausgeschlossen. So könnten bereits in der Tiefe (einige zehner Meter unterhalb der Meeresbodenoberfläche), hervorgerufen durch einsetzende Oxidationsprozesse, ein Teil der REE's und vor allem das Eu in früh präzipitierte Phasen (wie Sulfide, Silikate oder Fe-Oxyhydroxide) eingebaut werden (Hein et al. 1992).

Der naheliegenste Grund für die offensichtliche Verarmung an Eu in einigen der untersuchten Manganerz-Präzipitaten (vor allem in den hydrothermalen) ist jedoch folgender: Wenn eine niedrig-thermale Lösung ($<200^\circ\text{C}$) Basalte oder Andesite "laugt", dann werden die Feldspäte von der hydrothermalen Alteration nicht betroffen und bleiben erhalten (bei Fluidtemperaturen $>200^\circ\text{C}$ sollte in den Präzipitaten eine positive Eu-Anomalie zu erkennen sein; Zierenberg et al., 1995). Da die Feldspäte eine positive Eu-Anomalie aufweisen, der Gesamtbasalt jedoch keine, oder nur eine geringe Eu-Anomalie, hat infolgedessen die "Laugungslösung" eine negative Eu-Anomalie. Werden aus diesem Fluid Fe-Mn-Oxyhydroxyde präzipitiert, dann können diese auch nur eine negative Eu-Anomalie aufweisen (Bau et al., 1998).

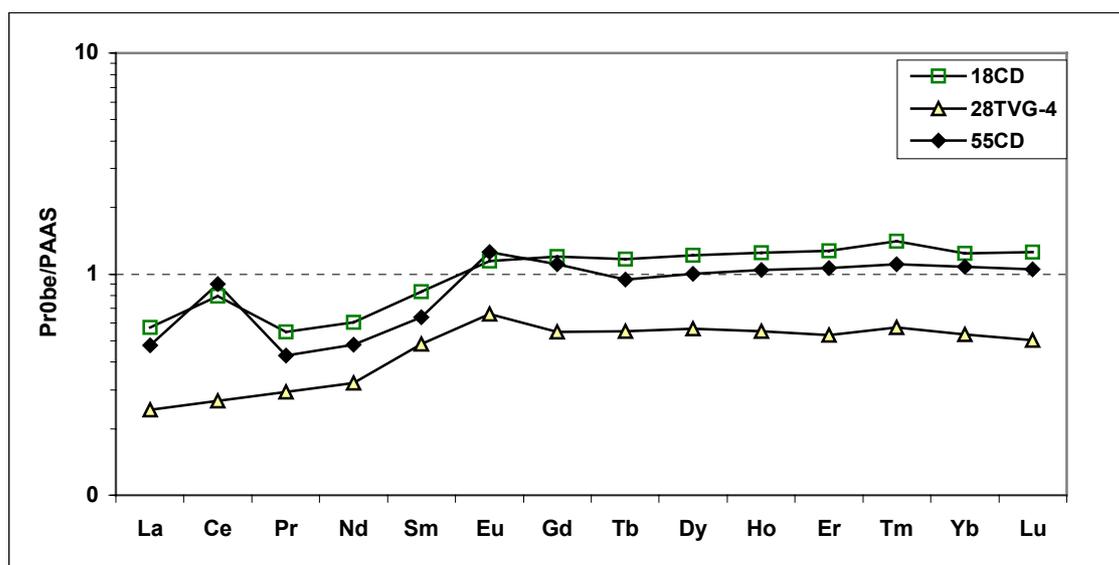


Abb. 2.2.8: REE-Verteilung (PAAS-normiert) der Manganoxid-Inkrustierungen auf Sedimenten und konkordanter Lagen von Manganoxiden im Sediment aus dem Kahouanne Basin (28TVG-4 bzw. 18CD), sowie einer weiteren Manganoxid-Inkrustierungen auf kalkigem Sediment (55CD) vom Montserrat Ridge.

In der Abbildung 2.2.8 werden die REE-Verteilungen in Manganoxid-haltigen Sedimentlagen und Inkrustierungen dargestellt. Die Manganoxid-Inkrustierungen auf Sedimenten (bis zu 1 cm mächtig) sowie die konkordanten Lagen innerhalb der Sedimente (Sedimentlagen mit einem hohen Anteil manganoxidischer Matrix mit einer Mächtigkeit von 6-7 cm, die in den ersten 20-25 cm Sedimenttiefe auftreten) weisen ähnliche REE-Gehalte auf. In ihren Verteilungen bzw. relativen Anreicherungen von Ce und Eu sind Unterschiede zu erkennen. So sind in den Sedimentlagen (18CD) und in den Inkrustierungen (55CD) mit ihren etwas höheren REE-Gehalten deutlich positive Ce-Anomalien ausgebildet. Dies spricht für niedrige Wachstumsraten, bzw. für eine langsame Akkumulation der REE's in diesen Einheiten. Die Inkrustierung 28TVG weist im Gegensatz dazu keine Ce-Anomalie auf. Diese 5-10 mm mächtige Lage sitzt auf einem nontronithaltigem Sediment auf und wurde aufgrund der relativ hohen berechneten Wachstumsraten (von etwa 150 mm Mio Jahre⁻¹) höchstwahrscheinlich hydrothermal beeinflusst.

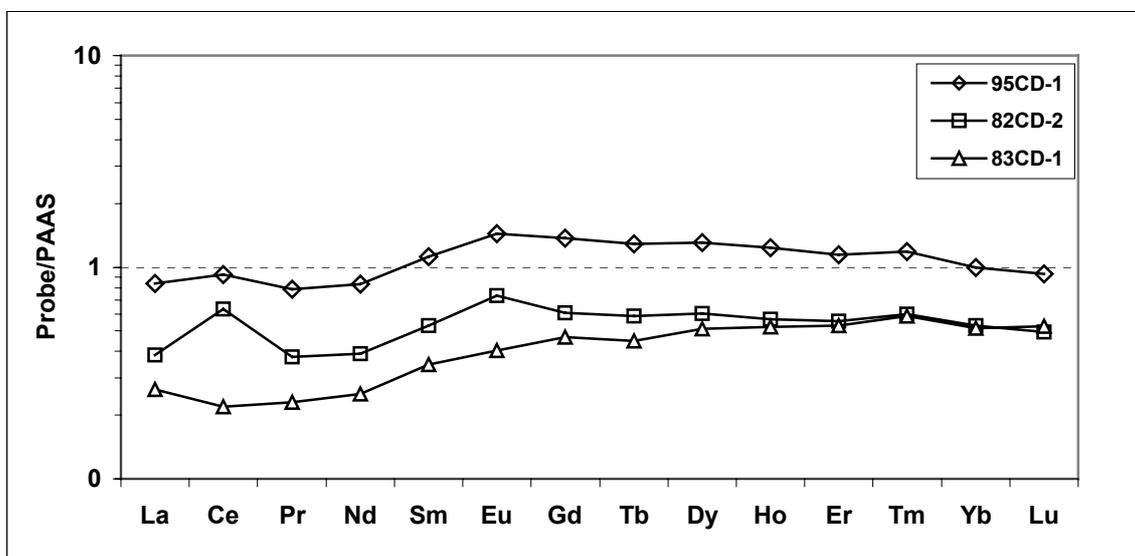


Abb. 2.2.9: REE-Verteilung (PAAS-normiert) der Manganoxid-Inkrustierungen auf Sedimenten westlich von Dominica (Areal 2, 82CD-2 und 83CD-1), sowie in der Matrix eines Konglomerats westlich von St. Lucia (Areal3, 95CD-1).

Im Diagramm (Abb. 2.2.9) sind die REE-Verteilungen in den in Manganoxid-Krusten und -Inkrustierungen auf tonigen und kalkreichen Sedimenten aus dem Bereich westlich von Dominica dargestellt. Zu erkennen ist eine deutlich positiv ausgebildete Ce-Anomalie in der Probe 82CD-2. In der Probe 95CD-1 ist eine positive Ce-Anomalie nur angedeutet und in Probe 83CD-1 ist keine Ce-Anomalie ausgebildet. Dennoch wird bei den drei dargestellten Proben eine relative Anreicherung der HREE's zu den LREE's deutlich. Diese Fraktionierung, gemeinsam mit positiven Ce-Anomalien auftretend, ist ein deutliches Merkmal einer hydrogenetischen Bildung. Bei den Inkrustierungen 83CD und 95CD haben vermutlich Mischeinflüsse (hydrothermal/hydrogenetisch) bei der Bildung eine Rolle gespielt.

Die Anreicherungen bestimmter Elemente wie Ce und Eu sind in den Proben individuell verschieden und spiegeln deren Genese (Ablagerungsmechanismen, -zeitraum und -milieu, etc.) wider. Die Ce-Anomalie wird definiert als $Ce/Ce^* = Ce_n / ((La_n + Pr_n) / 2)$. Ähnlich verhält es sich mit der Eu-Anomalie, die als $Eu/Eu^* = Eu_n / ((Sm_n + Gd_n) / 2)$ definiert wird. Die Fraktionierung zwischen den LREE's und den HREE's wird durch das Verhältnis Nd_n/Yb_n ausgedrückt. Zur Kalkulation dieser Parameter werden die Chondrit-normierten Werte herangezogen.

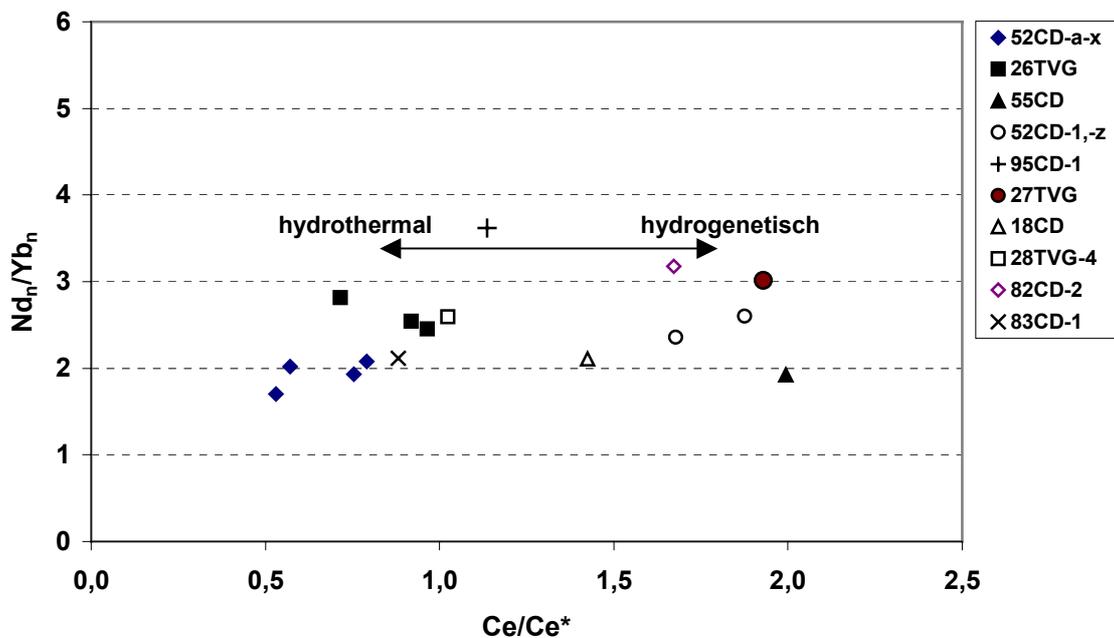


Abb. 2.2.10: Diagramm zur Darstellung der Parameter Nd_n/Yb_n (normiert nach C1 Chondrite) gegen Ce/Ce^* (verändert nach Mills et al., 2001).

In Abbildung 2.2.10 wird der Fraktionierungsgrad (Nd_n/Yb_n) gegen die Ce-Anreicherungen (Ce/Ce^*) aufgetragen. Im Diagramm sind auch nontronithaltige Sedimente (26TVG und 27TVG), sowie Manganoxid-Krusten mit hohem Nontronit-Anteil (bis zu 25 Gew.% Fe in Probe 28TVG-4) enthalten.

In den hydrothermalen Präzipitaten wird das Verhältnis Nd/Yb durch die Temperatur des mineralisierenden Fluids gesteuert. Da im Hydrothermalbereich das Nd_n/Yb_n -Verhältnis nur in einer Probe 3 leicht übersteigt und der Rest der Proben des hydrothermalen Bereiches ein ähnliches Verhältnis wie die Proben des hydrogenetischen Bereiches aufweisen, wird von einem größtenteils niedrigtemperierten Fluid ($< 50^\circ C$) ausgegangen (Mills et al. 2001).

Proben mit einer positiven Ce-Anomalie ($Ce/Ce^* > 1$) deuten mit zunehmendem Ce-Überschuss auf eine extensive Aufnahme der Seltenerd-Elemente sowie anderer Spurenelemente aus dem Meerwasser hin (Bau et al., 1996; Kuhn et al., 1998). Zum Vergleich eignet sich das Element Co besonders gut, da dies zu einem großen Teil aus der Wassersäule an die Manganoxide adsorbiert wird (Halbach et al. 1988; Hein, 1990; Usui et al., 1997).

Es wurden an 20 Manganoxid-Proben an der ICP-MS Blei-Isotopen gemessen. Untersucht wurden Mn-Oxid-Überzüge auf Vulkaniten und Inkrustierungen auf Sedimenten, sowie verschiedene Mn-Oxidlagen teilweise aus einer einzelnen massiven Kruste. Alle Pb-Isotopenverhältnisse wurden normalisiert auf NBS 981 Standard.

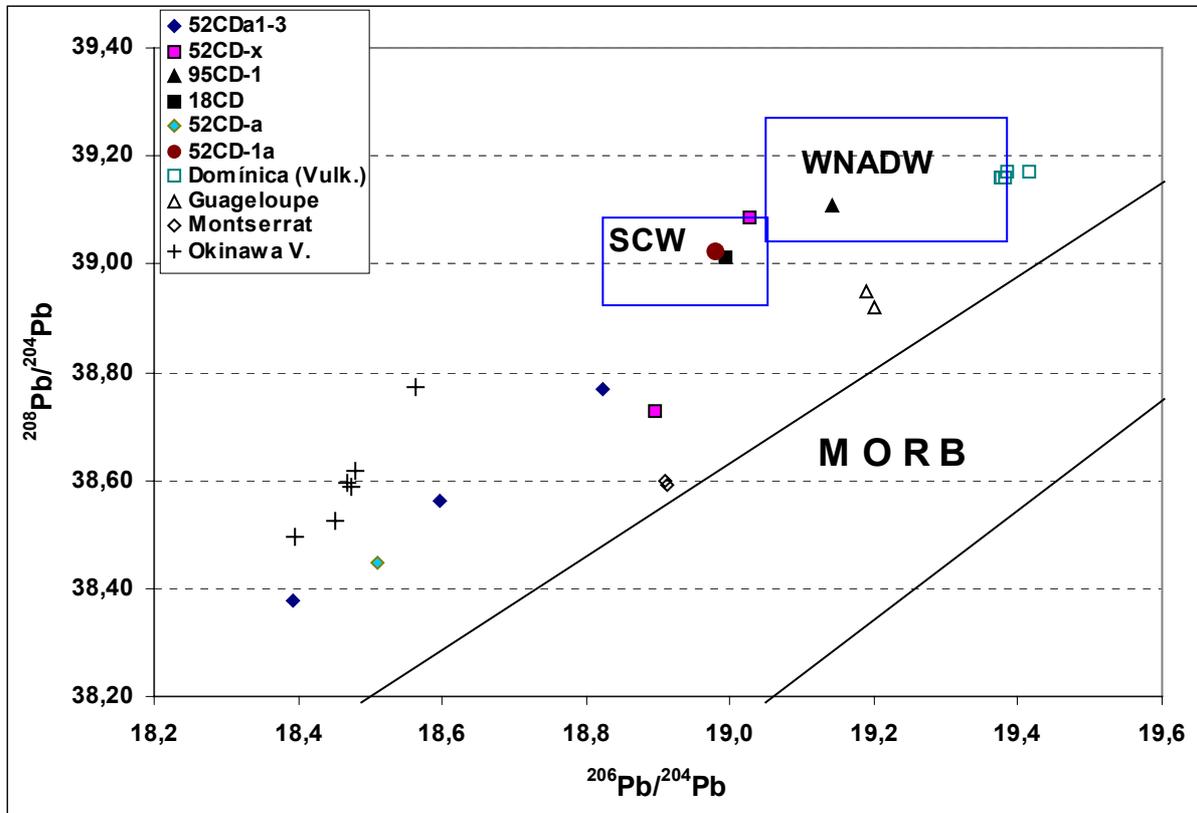


Abb. 2.2.12: Diagramm der Isotopenverhältnisse $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ gegen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ der Fe-Mn-Krusten sowie einiger Vulkanite. Die Pb-Isotopenverhältnisse wurden auf NBS 981 Standard normalisiert.

Legende: Mn-Präzipitate: **18CD:** Sediment mit Mn-Oxid-Matrix aus dem Kahouanne Basin; **52CD-a, 1-3** und **-x:** innere (hydrothermale) Mn-Oxid-Lagen massiver Krusten und **52CD-1a:** äußere Lagen (mit detritalem Eintrag) auf massiver Kruste vom Montserrat Ridge; **95CD-1:** hydrogenetischer Überzug auf Sediment westlich von Dominica;

Vulkanite: Basalta, Andesite und Dazite von den Inseln der Kleinen Antillen (Werte aus: White et al., 1986); Rhyolithe, Dazite und Basalte aus dem Okinawa Trog (Halbach et al., 1997).

WNADW: Western North Atlantic Deep Water; **SCW:** South Component Water (Werte aus: Abouchami et al. 1998).

In der Abbildung 2.2.12 werden die Blei-Isotopenzusammensetzungen der vulkanischen Gesteine der Kleinen Antillen (Basalte und Andesite), der Fe-Mn-Krusten und -Inkrustierungen, der Tiefenwässer des westlichen Nordatlantiks und Südatlantiks, sowie der Mittelozeanischen Rückenbasalte dargestellt.

Dem Diagramm ist zu entnehmen, dass die Werte der Pb-Isotopenverhältnisse der Vulkanite höher liegen als die MORB-Werte. Dies ist vermutlich auf eine Kontamination von Sedimenten auf der subduzierten bzw. aufgeschmolzenen ozeanischen Kruste zurückzuführen (Sedimenteintrag durch die subduzierte ozeanische Kruste des Baracuda-Basins, Davidson, 1983). Die Verhältnisse der Pb-Isotopen in den untersuchten Krusten zeigen erhebliche Variationen: Sie variieren bei $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ von 38,4458 bis 39,1093 und bei $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 18,5104 bis 19,1404.

Die gemessenen Fe-Mn-Krusten aus dem westlichen Bereich der Kleinen Antillen zeigen folgende Merkmale: Die Pb-Isotopenverhältnisse der untersuchten hydrogenetischen Inkrustierungen der Sedimente und Überzüge auf den vulkanischen Gesteinen spiegeln deutlich die Meerwasserzusammensetzungen wider. Da in den Krusten die Pb-Isotopenzusammensetzungen von WNDAW und SCW bestimmt wurden, wird von einer binären Mischung dieser Tiefenwässer im Bereich der Kleinen Antillen ausgegangen (d.h. Eintrag von O₂-haltigem Atlantikwasser innerhalb der Sauerstoff-Regenerierungszone unterhalb von ca. 900 m Wassertiefe)

Die inneren beprobten Manganoxid-Lagen der massiven Kruste 52CD-a plotten - vor allem mit ihrem ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-Wert - deutlich unterhalb der Meerwasserzusammensetzung. Dies deutet auf eine Zusammensetzung der mineralisierenden Fluide hin, die unterhalb der untersuchten vulkanischen Gesteine, aber noch über der MORB-Zusammensetzung liegt.

Die geringen (niedrig-radiogenen) ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb- und ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-Verhältnisse in den Krusten deuten auf eine Mantelherkunft des Bleis hin. Allerdings zeigen die Vulkanite des Inselbogens der Kleinen Antillen, aus denen die Fluide ihr Blei herauslaugen höhere ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb- und ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-Verhältnisse (Davidson, 1983; Macdonald, 2000).

Eine mögliche Erklärung für diese niedrigen Pb-Isotopenverhältnisse in den hydrothermalen Lagen der Kruste wäre die Annahme, dass sich zumindest im Gebiet von Montserrat die Magmenzusammensetzung während der letzten 700.000 Jahre (als geschätztes maximales Alter, errechnet durch die Kobalt-Gehalte der inneren Manganoxid-Lagen der massiven Krusten), aufgrund zunehmender Sedimentkontamination der aufgeschmolzenen subduzierten Kruste allmählich geändert hat. Dadurch würde sich im Laufe der Zeit auch die Zusammensetzung der mineralisierenden hydrothermalen Fluide ändern.

Strontium

Die Sr-Isotopengeochemie basiert auf dem Zerfall des radioaktiven ⁸⁷Rb zum stabilen ⁸⁷Sr durch Emission eines β⁻-Teilchens mit einer Halbwertszeit von 4,88*10¹⁰ Jahren. Das Isotop ⁸⁷Sr bildet mit dem ebenfalls stabilen Isotop ⁸⁶Sr ein, für das jeweilige Medium, charakteristisches Verhältnis. Das Ziel der Sr-Isotopenuntersuchungen ist die Variationen der ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse im Ozean in Bezug auf den Eintrag von Land (hauptsächlich durch Flüsse) mit hohen (radiogenen) ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnissen (durchschnittlich 0,7119) und den hydrothermalen Eintrag mit niedrigen (nichtradiogenen) ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnissen (durchschnittlich 0,7035) zu identifizieren.

Die Zusammensetzung der Sr-Isotope in den massiven Mn-Krusten dient somit zur Erforschung der Herkunft des Sr und zur Ermittlung des hydrothermalen Anteils in den mineralisierenden Lösungen (Palmer et al. 1989; Mills et al. 1998).

Sr liegt im Meerwasser im zweiwertigen Zustand als Sr²⁺-Ionen, vor und verhält sich sehr konservativ (Sr gilt als die sich am konservativst verhaltende Komponente des Meerwassers), d.h. die Verweilzeit beträgt mehrere Millionen Jahre. Somit ist das Sr innerhalb der Ozeane recht gut vermischt. Deshalb besitzt Sr heute in allen Weltmeeren das gleiche ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis von 0,70918 (Palmer et al. 1989, Frank 2002). Die Konzentration des Sr im Meerwasser ist ebenfalls in allen Weltmeeren homogen verteilt und beträgt 7,6 µg g⁻¹ (entspricht ca. 87 µM l⁻¹).

Wie oben erwähnt deuten niedrige Verhältnisse der Sr-Isotope (niedriger als der homogene Meerwasserwert) auf einen hydrothermalen Eintrag des Sr hin. Mit Hilfe der Werte der ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse des Meerwassers, der Manganerz-Präzipitate und eines hydrothermalen Fluids (ermittelt durch die Zusammensetzung der durchdrungenen vulkanischen Gesteine),

sowie der Sr-Konzentrationen in diesen Medien kann man den hydrothermalen Anteil in den mineralisierenden Lösungen errechnen:

% hydrothermale Komponente = 100 x

$$\frac{[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{MW}} \times (\text{Sr})_{\text{MW}}] - [^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{M}} \times (\text{Sr})_{\text{M}}]}{[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{MW}} \times (\text{Sr})_{\text{MW}}] - [^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{HT}} \times (\text{Sr})_{\text{HT}}] + [^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{M}} \times [(\text{Sr})_{\text{HT}} - (\text{Sr})_{\text{MW}}]}}$$

(Formel nach Mills et al. 1998)

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse und Sr-Konzentrationen: MW: Meerwasser, HT: hydrothermales Fluid und M: gemessener Wert im Präzipitat.

Da keine Messungen der hydrothermalen Fluide im Bereich der Kleinen Antillen (und überhaupt in Back-Arc-Bereichen) zur Verfügung stehen, wurden für die Berechnungen die Werte der untersuchten Basalte und Andesite der Kleinen Antillen (White et al. 1986) herangezogen. Bezüglich der Sr-Konzentration in den hydrothermalen Fluiden wurden Daten von Messungen in diversen vergleichbaren geologischen Milieus (Palmer et al. 1989) übernommen.

Tabelle 1: der Isotopenverhältnisse $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sowie dem kalkulierten Anteil der hydrothermalen Komponente

52CD-x (mass. Kr.)	Krustentiefe (mm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	HT-Komp. (Gew.%)	andere Krusten	Bemerkung	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	HT-Komp. (Gew.%)
Fk722	0-1	0,709163063	0,21	52CD- a	Innere Lage	0,709094164	1,08
Fk722 (WM)	0-1	0,709168465	0,144	52CD-1a	äußere Lage der mass.Kruste	0,709060163	1,51
Fk723	0-2	0,709164665	0,192				
Fk724	6-8	0,708765461	5,30	52CD-a1	Innere Lage	0,709008163	2,17
Fk725	17-19	0,706911648	32,29	52CD-a2	Innere Lage	0,709062563	1,48
Fk726	23-24	0,709173365	0,083	52CD-a3	Innere Lage	0,709091264	1,11
Fk750	23-24	0,709137064	0,538	95CD-1	Inkr.auf Sedim. Sed. mit Mn- Matrix	0,709091264	1,11
Fk727	35-36	0,709134664	0,568	18CD		0,709083764	1,21
Fk728	44-47	0,708896762	3,59	83CD	Inkr.auf Sedim.	0,709128064	0,65
Fk729	61-67	0,709063663	1,46				
Fk730	19-21 (v.u.)	0,708862662	4,03				

HT-Komp.: hydrothermale Komponente; **v.u.:** von unten (Seite der mass. Kruste mit Bewuchs); **WM:** Wiederholungsmessung

In der Tabelle 1 werden die Isotopenverhältnisse $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sowie die kalkulierten Anteile der hydrothermalen Komponente im Meerwasser (in Gew.%) bei der Präzipitation der untersuchten Manganerz-Proben dargestellt. Es wurden ausschließlich die reinen Manganoxide gemessen, da die Proben durch eine Laugung von der Karbonatfraktion befreit wurden. Es wird deutlich, dass im Zentrum der massiven Kruste 52CD-x ein erheblicher Anteil einer

hydrothermalen Lösung an der Mineralisation der Manganoxid-Lagen beteiligt war. Dieser Anteil der hydrothermalen Komponente nimmt nach außen hin drastisch ab. Die Kombination der Pb-Isotopengeochemie und der Sr-Isotopenmethode bietet eine weitere Möglichkeit zur Identifizierung der mineralisierenden Fluide

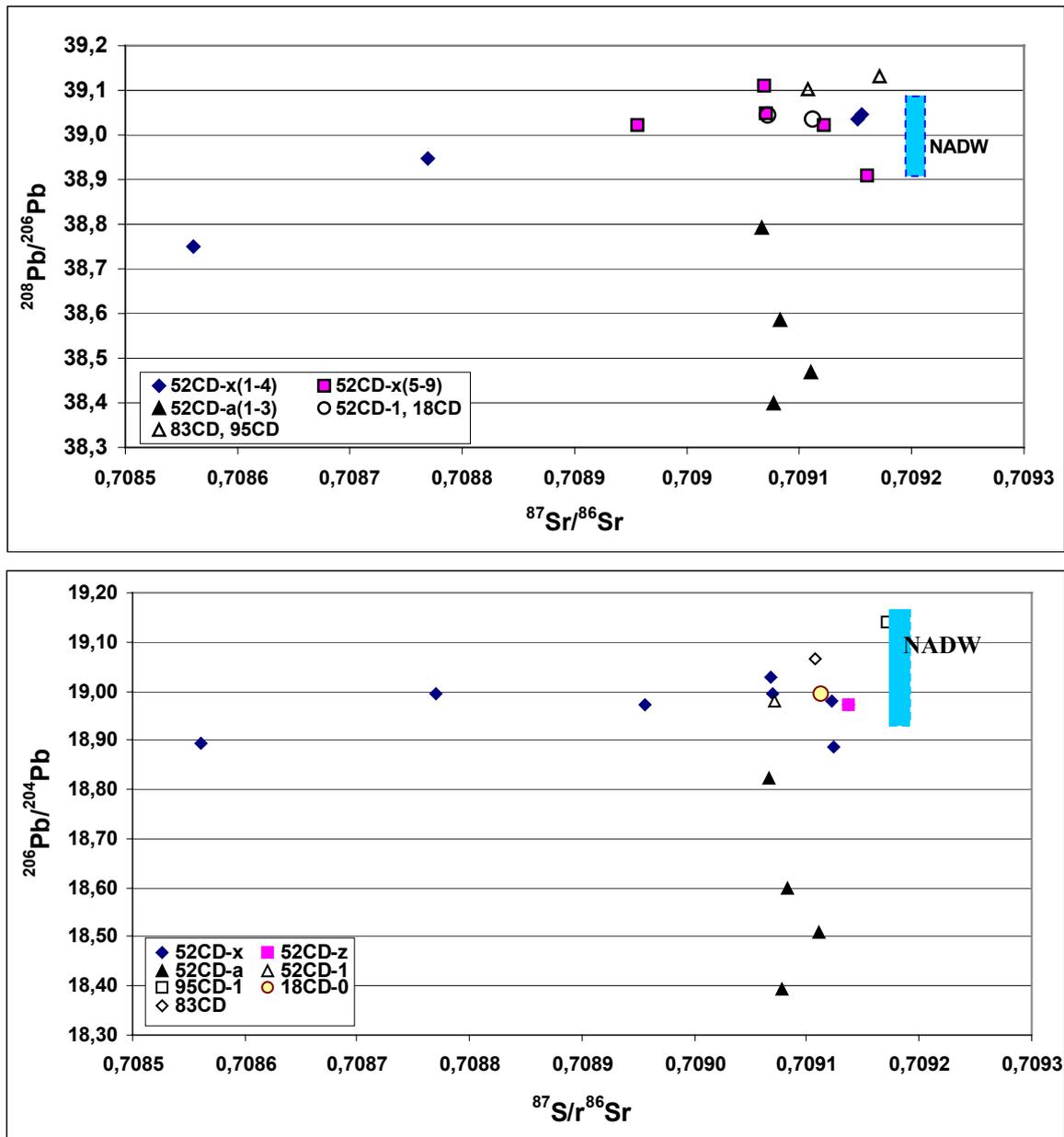


Abb. 2.2.13: Diagramme der Blei-Isotopenverhältnisse $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ und $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ gegen die Strontium-Isotopenverhältnisse $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ der Manganerz-Präzipitate.

In den Diagrammen der Abbildung 2.2.13 werden die Blei-Isotopenverhältnisse ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ und $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) den Strontium-Isotopenverhältnissen ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) in ausgewählten Manganerz-Präzipitaten gegenübergestellt. Die Sr-Messungen wurden ausschließlich an den reinen, karbonatfreien Manganoxiden vorgenommen. In beiden Diagrammen ist zu erkennen, dass die Inkrustierungen im Bereich der Meerwasserzusammensetzung (NADW) liegen, die inneren Manganoxid-Lagen der massiven Krusten jedoch relativ große Unterschiede zeigen. Die zwei mächtigsten der geförderten Mangankrusten (52CD-x und 52CD-a) zeigen unterschiedliches Verhalten in ihrer Pb- bzw. Sr-Isotopenzusammensetzung: In Probe 52CD-a liegen die Isotopenverhältnisse des Sr nahe des Meerwasserbereichs während erhebliche

Schwankungen in den Isotopenverhältnissen des Pb zu sehen sind. Bei Probe 52CD-x ist die Isotopenzusammensetzung genau umgekehrt.

Neodymium

Neodymium und Samarium gehören zu den leichten Seltenerd-Elementen (LREE). Das radioaktive ^{147}Sm zerfällt durch α -Emission zum stabilen ^{143}Nd mit einer Halbwertszeit ($T_{1/2}$) von $1,06 \times 10^{11}$ Jahren. Demnach variiert die Menge an ^{143}Nd im Gestein, in Relation zu anderen stabilen Isotopen des Nd, wie ^{144}Nd , je nach Alter des Gesteins und nach dem Verhältnis Sm/Nd.

Wegen der sehr geringen Unterschiede im Verhältnis $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, die sich meist lediglich in der vierten oder fünften Dezimalstelle ausdrücken, wird dieses Verhältnis als ϵ_{Nd} angegeben:

$$\epsilon_{\text{Nd}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{Probe}}}{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}} - 1 \right) \times 10.000$$

wobei CHUR das $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis des "chondritic uniform reservoir" darstellt (entspricht rezent 0,512638).

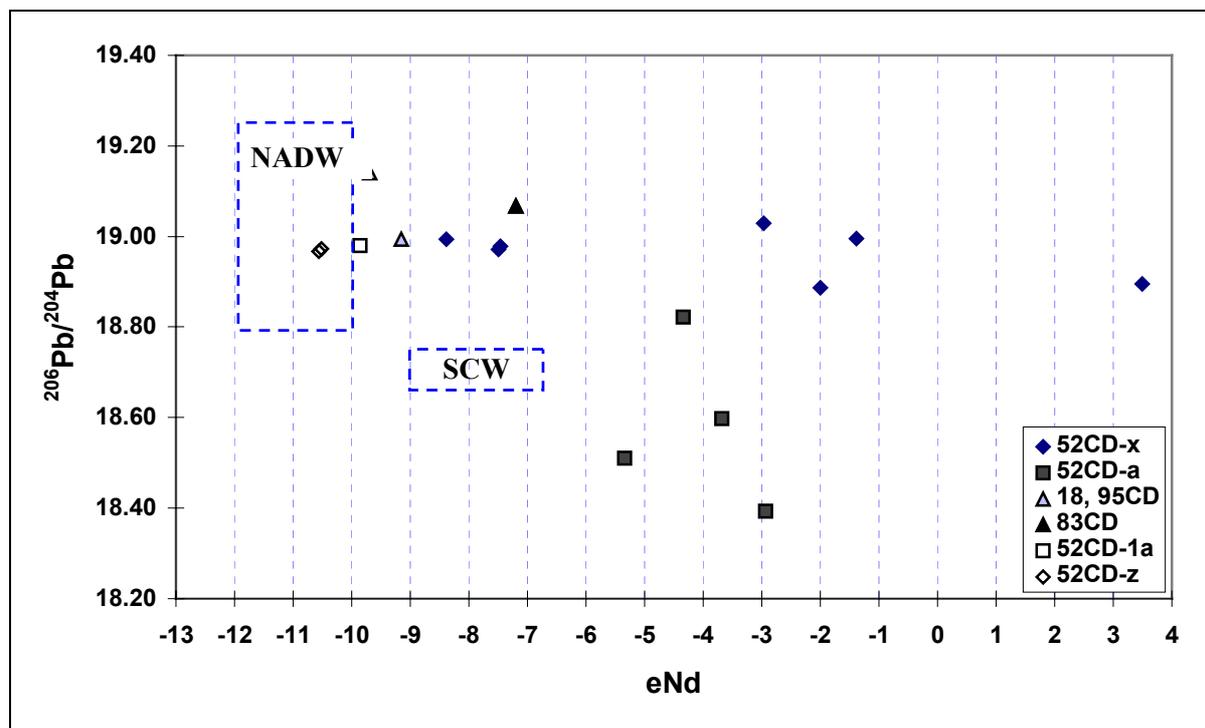


Abb.2.2.14: Diagramm ϵ_{Nd} ($e\text{Nd}$) gegen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ der massiven Mangankrusten vom Montserrat Ridge (52CD), den Manganoxid-Inkrustierungen im Sediment aus dem Kahouanne Basin (18CD) und westlich von Dominica (83CD), sowie Manganoxid-Inkrustierungen auf Vulkaniten westlich von St. Lucia (95CD). Die Bereiche für die Tiefenwässer des Nordatlantik (NADW) und der vom Süden zuströmenden Tiefenwässer (SCW), als Komponente der Cirkumpolaren Tiefenwässer sind ebenfalls eingetragen (Werte aus: Frank, 2002; bzw. Abouchami et al., 1995). Die ϵ_{Nd} -Werte (Messungen der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältniss) wurden durch Vergleichsmessungen der Verhältnisse $^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ bestätigt .

Die Werte des ϵ_{Nd} und der $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisse zeigen besonders in den massiven Krusten erhebliche Streuungen. Die inneren Lagen der Probe 52CD-x weisen außergewöhnlich hohe ϵ_{Nd} -Werte auf (bis +3,5, bei einer Krustentiefe von 6-8 mm), während der äußere Rand der selben Kruste (52CD-z) die Meerwasserzusammensetzung (NADW) widerspiegelt. Ähnlich

verhält es sich in der Kruste 52CD-a. Hier zeigen ebenfalls die inneren Lagen außergewöhnlich hohe ϵ_{Nd} -Werte von bis zu 2,9 auf, während die ϵ_{Nd} -Werte der äußersten Lage (52CD-1a) sehr nahe am Meerwasserbereich liegt. Die Variationen in den $^{206}Pb/^{204}Pb$ -Verhältnissen in dieser Probe wurden bereits weiter oben diskutiert. Die Werte in den Manganoxid-Inkrustierungen (18CD und 95CD) deuten gleichfalls darauf hin, dass das präzipitierte Nd aus dem Meerwasser stammt, indes der ϵ_{Nd} -Wert der Probe 83CD zumindest für eine partielle hydrothermale Bildung spricht.

Der hydrothermale Eintrag von Nd liefert für den chemischen Meerwasserhaushalt lediglich einen sehr geringen Beitrag. Das liegt daran, dass das Nd beim Austritt aus der hydrothermalen Quelle, bei dem sich schnell ändernden Druck und der Temperatur, aber insbesondere einer abrupten Änderung der chemischen Bedingungen (Sauerstoffverfügbarkeit, Eh- und pH-Wert, etc.), durch Oxidationsprozesse sofort immobilisiert (präzipitiert) wird.

Die außergewöhnlich hohen ϵ_{Nd} -Werte, wie sie in den inneren Lagen der massiven Mn-Krusten gemessen wurden, sprechen demnach für eine rein hydrothermale Bildung dieser Lagen in den Mangankrusten direkt an der Austrittsstelle des hydrothermalen Fluids.

Hafnium

Durch β -Emission zerfällt das Isotop ^{176}Lu in ^{176}Hf , mit einer Halbwertszeit ($T_{1/2}$) von $3,57 \times 10^{10}$ Jahren, so dass im Laufe der Zeit im Mantel Lu relativ zu Hf angereichert wird. Infolge dessen besitzt der Mantel (und die ozeanische Kruste) ein höheres $^{176}Hf/^{177}Hf$ -Verhältnis (^{177}Hf entspricht dem Mutterisotop) als die kontinentale Kruste (Mantel: $\epsilon_{Hf} > 0$; kontinentale Kruste: $\epsilon_{Hf} < 0$; – Godfrey et al., 1997). Ähnlich wie bei Nd, sind die Variationen in den $^{176}Hf/^{177}Hf$ -Verhältnissen sehr gering, so dass auch hier die Einheit ϵ_{Hf} eingeführt wurde:

$$\epsilon_{Hf} = \left(\left(\frac{^{176}Hf}{^{177}Hf}_{Probe} \right) - \left(\frac{^{176}Hf}{^{177}Hf}_{CHUR} \right) / \left(\frac{^{176}Hf}{^{177}Hf}_{CHUR} \right) \right) \times 10.000$$

Das ermittelte $^{176}Hf/^{177}Hf$ -Verhältniss des CHUR-Standard beträgt rezent 0,282769 (Nowell et al., 1998).

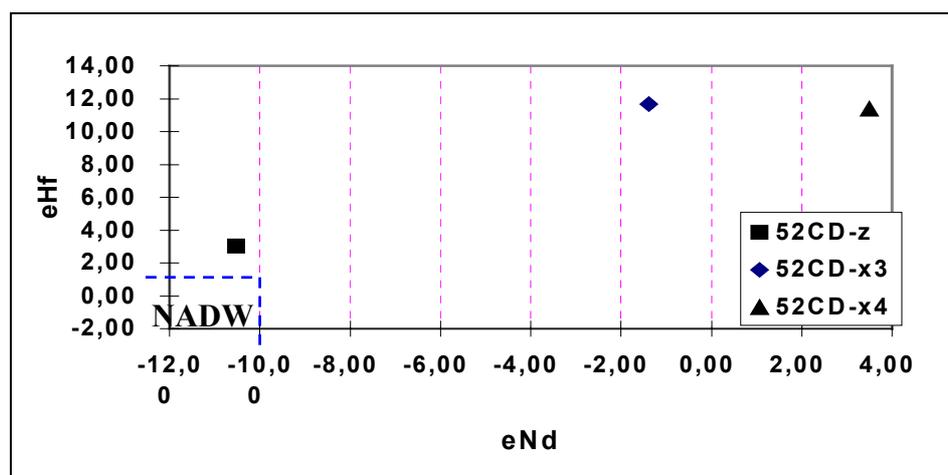


Abb. 2.2.15: Diagramm ϵ_{Nd} (eNd) gegen ϵ_{Hf} (eHf) verschiedener Manganoxid-Lagen einer massiven Mangankruste vom Montserrat Ridge: 52CD-x3 bei 7 mm Krustentiefe, 52CD-x4 bei 18 mm, 52CD-z: äußerer Rand. Die Werte des MORB liegen bei $\epsilon_{Nd} = +8$ bis 10 und $\epsilon_{Hf} = +14$ bis 16 (MORB und NADW-Werte aus White et al., 1986 und Godfrey et al., 1997 - die Hf-Werte des NADW stammen von einer Vielzahl von untersuchten Mangankrusten und Knollen aus diesem Bereich).

Im Diagramm (Abb. 2.2.15) wird – zumindest in zwei der gemessenen Probepunkten im Zentrum der massiven Kruste – die große Varianz der ϵ_{Nd} -Werte in Korrelation mit den ϵ_{Hf} -Werten deutlich. In diesen beiden Messpunkten liegen die Verhältnisse $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ weit von der Meerwasserzusammensetzung. Dies bedeutet, dass auch das gemessene Hf – wie das Nd in dieser Lage – in jedem Fall einen hydrothermalen Ursprung hat. Diese Tatsache deutet darauf hin, dass die Präzipitation zumindest eines Teiles der untersuchten Kruste direkt an der Austrittsstelle des hydrothermalen Fluides (bei erstem Kontakt Fluid-Meerwasser) erfolgte.

Aufgrund des großen Aufwandes bei der Messung der Hf-Isotopenzusammensetzung wurden nur drei ausgewählte Proben(punkte), einer am äußeren Rand und zwei in den inneren Lagen der massiven Kruste untersucht. Im Verlauf der weiteren Forschungsarbeiten (innerhalb der nächsten Monate) weitere Hf-Messungen durchgeführt werden.

Das chemische Verhalten von Hf an derartigen Mischungszonen ist bislang noch nicht hinreichend erforscht worden. Im Hinblick auf die äußerst niedrigen ϵ_{Nd} -Werte in den gleichen Proben kann jedoch davon ausgegangen werden, dass sich das Hf bei abrupten Veränderungen der geochemischen Bedingungen ähnlich wie das Nd verhält und sehr schnell immobilisiert wird. Um dieses Problem gänzlich zu verstehen, bedarf es noch umfassender Forschungstätigkeiten auf diesem Teilgebiet.

2.3 Vulkanite

2.3.1 Aufgabenstellung

In den Kartiergebieten I und IV wurden verschiedene Vulkanite beprobt und sowohl mineralogisch als auch geochemisch untersucht. Die erzielten Ergebnisse dienen der Charakterisierung der gewonnenen vulkanischen Gesteine und zum besseren Verständnis der magmatischen Entwicklung des Inselbogens der Kleinen Antillen.

2.3.2 Arbeitsprogramm und Durchführung

Auf der FS Sonne wurden mit der Dredge und dem TV-Greifer verschiedene Gesteine gewonnen. An Bord erfolgte eine erste makroskopische Gesteinsansprache und eine vorläufige Klassifikation. An der Freien Universität Berlin wurden Dünnschliffe und Anschliffe für die mineralogischen Untersuchungen angefertigt. Auch die Probenvorbereitung (brechen, mahlen sowie diverse Aufschlussverfahren) für die chemischen Analysen erfolgten an der Freien Universität Berlin, ebenso die RDA-, ICP- und AAS-Messungen. An der Technischen Universität Berlin wurden die RFA-Messungen vorgenommen. Weiterführende chemische Messungen der niedrig konzentrierten Elemente wurden am GFZ Potsdam (ICP-AES), bei ACTLABS, Kanada (INAA) und bei unseren britischen Projektpartnern am Southampton Oceanography Centre, UK (ICP-MS) durchgeführt. Die Auswertungen der chemischen und mineralogischen Ergebnisse wurden an der Freien Universität Berlin ausgeführt.

2.3.3 Erzielte Ergebnisse

Kahouanne Becken

Die Probennahme von Vulkaniten gelang im Kahouanne Becken nur bei zwei Dredge-Zügen im südlichen Teil des Kahouanne Beckens an den Flanken eines Seamounts, der sich auf der Abschiebungszone der Shoe-Rock-Spur selbst befindet. Er nimmt den nördlichen Teil des größten Plateaus ein. Es liegen ein Andesit (35 CD), sowie ein basaltischer Andesit (24CD) vor. Dies sind porphyrische Gesteine (hauptsächlich Plagioklas in der Matrix) mit dunklen Einsprenglingen (Pyroxen, meist Augit), aber auch helle Einsprenglinge von Plagioklas sind makroskopisch erkennbar. Beide Proben zeigen eine kalk-alkaline Affinität.

24 CD:

Die gewonnenen Proben stammen vom südöstlichen Hang des Vulkans und bestehen aus fünf leicht abgerundeten Handstücken, deren Matrix grünlich-brauner Färbung ist. Augitminerale mit einer Kantenlänge von bis zu 8 mm sind in großer Anzahl homogen im Gestein verteilt. Die Handstücke zeigen deutliche Verwitterungsspuren. Die Grundmasse, besteht aus Plagioklasleisten in einem relativ feinkörnigen bis mikrokristallinen-porphyrischem Gefüge und zeugt von einer recht raschen Erkaltung. Weiter enthalten sind Plagioklasphänokristalle, häufig weisen sie einen Zonarbau auf. Sie entstammen der ersten Kristallisations-Generation, während die Plagioklas-Mikrolithe und das Glas die rasch entstandene zweite Generation darstellen. Ferner ist das Pyroxen Augit enthalten, ebenfalls aus der ersten Kristallisationsphase. Quarz war optisch nur in sehr geringen Mengen feststellbar. Allgegenwärtig ist Magnetit. In den Hohlräumen der Matrix sind Zeolithe zu finden. Hierbei handelt es sich vermutlich um Natrolith. Dieses Mineral entsteht auch unter hydrothermalen Bedingungen durch Umwandlung der Feldspäte. Selten sind auch Hornblende-Minerale anzutreffen. Sie zeigen einen deutlich opacitisierten Saum.

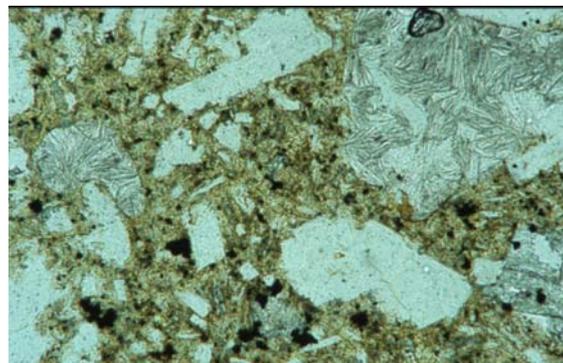
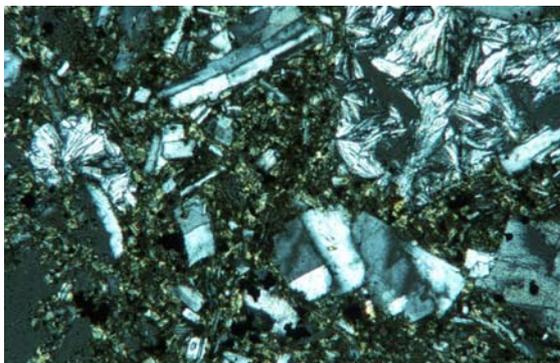


Abb. 2.3.2: Dünnschliffaufnahme der Probe 24 CD links mit, rechts ohne gekreuzten Polarisatoren. Im oberen rechten Eck sind die Zeolithmineralisationen an ihrem büscheligem Wuchs deutlich zu erkennen (100-fache Vergrößerung).

35 CD:

Die Probe stammt von der nordwestlichen Flanke des Vulkans. Sechs Stücke einer Brekzie wurden gefördert, bestehend aus leicht angerundeten Andesitklasten in einem weißlich-gelben, harten Zement aus Aschepartikeln, der wie die Andesite selbst ebenfalls viele Augitminerale enthält. Auch diese Probe ist stark angewittert.



Abb. 2.3.3: Handstück der Probe 35 CD. Auffällig sind die großen, herausgewitterten Augitminerale, sowie der gelblich-weiße Zement der Brekzie.

Im Dünnschliff ähnelt dieses Gestein dem Andesit-Basalt. Die Matrix ist jedoch etwas glasreicher und die Feldspäte sind stärker zoniert. Die Pyroxene sind wie in Probe 24 CD idiomorph ausgebildet. Die Abkühlung muss aufgrund des höheren Glasanteils schneller geschehen sein als der Probe 24 CD, die Bildung der ersten Kristall-Generation, also der Plagioklas-Phänokristalle und der Pyroxene nahm mehr Zeit in Anspruch. In geringeren Mengen ist auch grüne Hornblende zu finden. Sie zeigt einen deutlich opacitisierten Saum. Dies kann ein Hinweis für eine Milieuänderung in Bezug auf Temperatur, Wasserdruck und/oder der Übergang von einem basischen zu einem intermediären Bildungsmilieu bedeuten. Letzteres wäre eine plausible Erklärung, da Änderungen in der Magmenzusammensetzung für diesen Bereich der kleinen Antillen zu erwarten ist.

Die Proben 24 CD und 35 CD ähneln sich auch in ihrer geochemischen Zusammensetzung. Markantester Unterschied der beprobten Gesteine sind die verschiedenen SiO_2 -Gehalte. Die SiO_2 -Untersättigung in Probe 24 CD lässt sich durch geringere Glasanteile in der Gesteinsmatrix erklären, untergeordnet spielen hier aber auch die Zeolithmineralisationen (siehe oben) eine Rolle. Der Einfluß einer marinen Verwitterung, der eine SiO_2 -Abfuhr bedingt, ist hier allerdings ausgeschlossen, da in der Verteilung der mobilsten Haupt- und Spurenelemente keine großen Abweichungen zwischen beiden Proben (vergl. Tabelle 1 u. 2) zu erkennen sind.

Tabelle 1: Verteilung der Hauptelemente der Vulkanite des Kahouanne Beckens; Angaben in Gew. %:

Probe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
24cd	49,09	16,2	5,3	0,14	4,27	7,45	2,87	1	0,61	0,166
35cd	55,99	17,62	6,28	0,12	5,42	8,41	2,72	1,12	0,63	0,177

(Messungen mit RFA und ICP)

Tab. 2: Spurenelemente für Multielement-Diagramm in ppm (K, Ti und P als Oxide in wt%)

Probe	Sr	K	Rb	Ba	Th	Ta	Nb	Ce	P	Zr	Hf	Sm	Ti	Y	Yb
24 CD	870	8300	10	158	1,7	0,2	4	26	724	75	3	2,9	3600	9	1,1
35 CD	892	9960	10	186	2,2	0,34	6	22	685	78	1,9	2,6	3800	11	0,9

(Messungen mit RFA, ICP-MS und INAA)

(Messungen mit RFA)

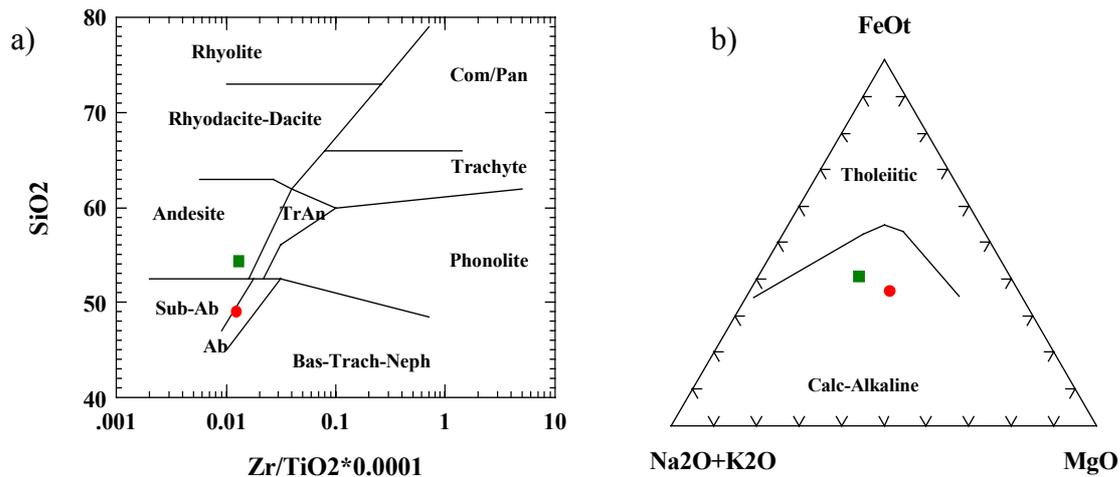


Abb. 2.3.4: Diskriminations- (a) und Dreiecksdiagramm (b) der Proben ● 24 CD und ■ 35 CD. a) nach Whinchester & Floyd (1977); b) Feldeinteilung nach Irvine & Baragar (1971).

Im MORB-normierten Multielement-Diagramm wird die Ähnlichkeit der Proben ebenfalls deutlich. Die LIL-Elemente sind im Verhältnis zum MOR-Basalt angereichert. Dies lässt Rückschlüsse auf die Bildung einer fluiden Phase während der Subduktion und Dehydratation ozeanischer Kruste zu. Des Weiteren ist eine Anreicherung des Elements Ce, sowie eine Verarmung der HFS-Elemente Nb, Ti, Y und Yb im Vergleich zu einem MOR-Basalt festzustellen. Dies deutet auf einen erhöhten Aufschmelzungsgrad hin. Die Elemente Zr, Hf und Sm plotten nahezu auf MORB und geben somit die Gehalte der ozeanischen Kruste wieder. Ein Eintrag über Teilschmelzen von subduzierten Sedimenten könnte stattgefunden haben. Da aber nur Ce angereichert ist, weitere wichtige Indikator-Elemente wie Zr und Hf keine Anreicherungen zeigen, ist dies allerdings eher unwahrscheinlich.

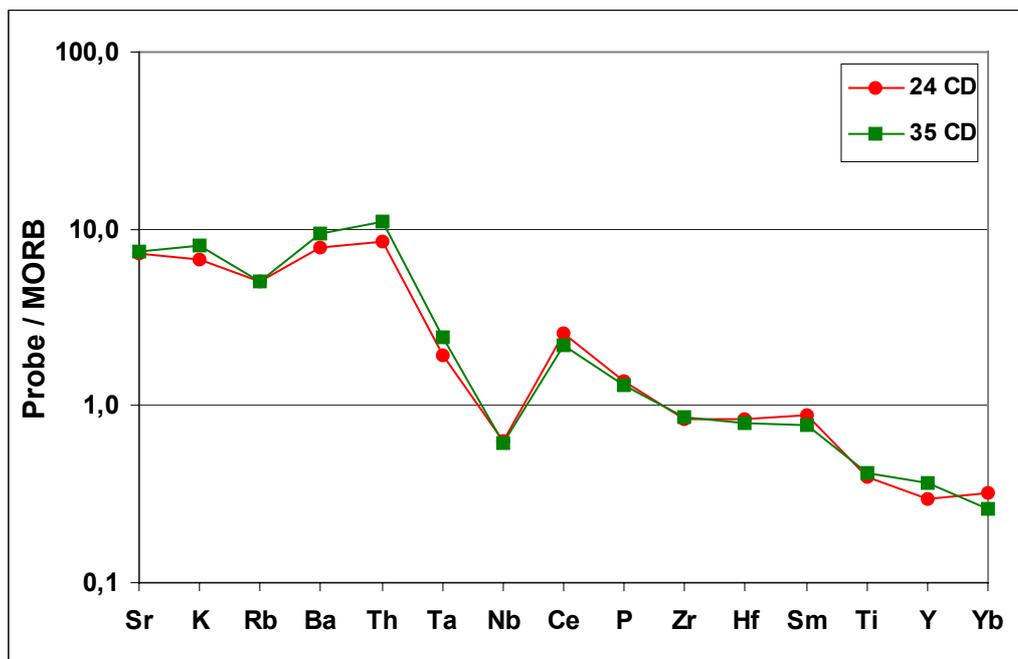


Abb. 2.3.5: MORB-normiertes Multielement-Diagramm der Neben- und Spurenelemente, mit zunehmender Inkompatibilität von links nach rechts auf der X-Achse aufgetragen, Normierungswerte im Anhang. Durch Dehydratation der subduzierten ozeanischen Platte entstandener Anteil an LIL-Elementen (Sr-Ta): Anteil der Teilschmelze an Anreicherung, bzw. Verarmung an HFS-Elementen (Nb-Yb).

Verteilung der Selten-Erdelemente

Im Vergleich zu den Basalten der weiter südlich gelegenen Gebiete zeigen die Vulkanite CD 24 und CD 35 eine etwas stärkere Fraktionierung. An den Vulkaniten des Kahouanne Beckens ist eine leicht positive Eu-Anomalie zu erkennen. Dies ist dadurch zu erklären, dass Eu bevorzugt in Plagioklas eingebaut wird. Eu besitzt einen ähnlich großen Ionenradius wie das Ca. Ein Teil des Ca wurde in der Kristallstruktur des Plagioklases vermutlich durch Eu substituiert. Die Proben sind untereinander wieder annähernd identisch.

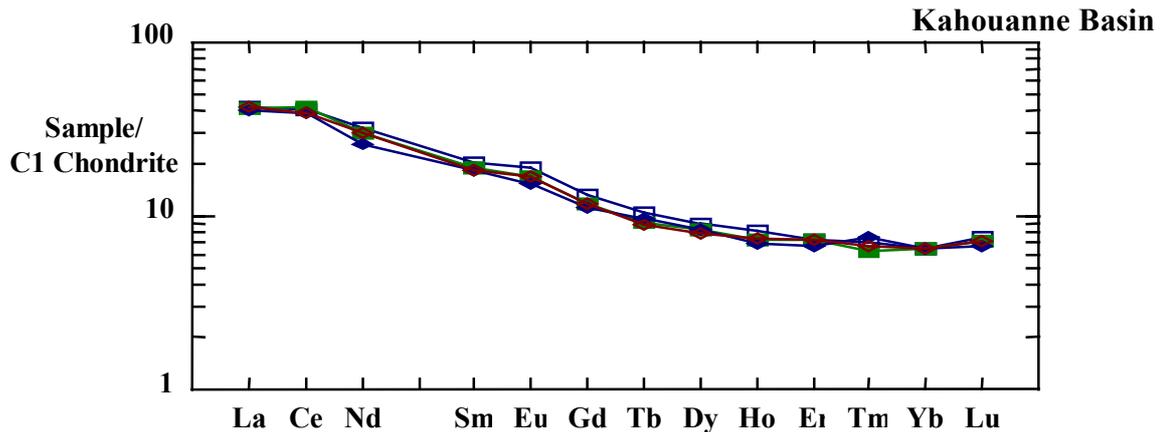


Abb. 2.3.6: Muster der gemessenen SEE- (Selten-Erd-Element oder REE "rare earth elements") Verteilungen (normiert auf C1/Chondrit-Gehalte) der Proben CD 24 und CD 35. Absolutwerte der SEE siehe Tabelle 4.

Tabelle 3: Weitere Spuren- und Nebenelemente, Angaben in ppm:

Probe	Cr	Ni	Cu	Zn	Sc	V	U	Co	Bi	Sn	Sb	W	Cl
24 CD	58	66	54	51	-	169	-	26	-	4,7<	3,9<	133	1356
35 CD	50	51	56	45	21	176	9	36	20	2,7<	10,1	200	1257

Tabelle 4: Absolute Anreicherungen der Selten-Erdelemente (SEE) in den beprobten Vulkaniten

Probe	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
24 CD	9,9	26,0	3,4	14,0	2,9	1,0	2,4	0,3	2,1	0,4	1,2	0,2	1,1	0,2
35 CD	9,2	21,9	2,7	11,3	2,6	0,8	2,0	0,3	1,7	0,3	0,9	0,1	0,9	0,1

(Messungen mit ICP-MS)

Abschließend lässt sich feststellen, dass es sich aufgrund der großen geochemischen und mineralogischen Gemeinsamkeiten der Vulkanitproben aus dem Kahouanne Becken um Produkte ein und derselben Magmenkammen handeln muss. Prozesse der Dehydratation und der subduzierten Kruste waren an der Magmenbildung beteiligt und lassen sich aus den Spurenelementverteilungen der bearbeiteten Proben ableiten.

Kick'em Jenny

Die ausgewerteten vulkanischen Gesteinsproben des Kick'em Jenny zeigen durchweg eine basaltische Zusammensetzung mit relativ hohen Gehalten an Mg und Ca sowie geringen SiO₂-Gehalten (<50 wt%). Die Mg-reichen Gesteine sind leicht untersättigt an SiO₂. Der Kieselsäure-untersättigte Charakter der Basalte ist jedoch eher eine Funktion der relativ hohen

Gehalte an CaO und geringen Gehalte an SiO₂ und weniger eine Funktion hoher Alkali-Gehalte. Sie sind somit nicht als Alkali-Basalte zu bezeichnen (MACDONALD et al., 2000). Die pikritischen Basalte unterscheiden sich in ihrer Haupt-Element-Zusammensetzung nur unwesentlich (siehe Tabelle 5) und zeigen im TAS-Diagramm jeweils eine kalkalkaline Affinität (medium-K). Die Spurenelemente der einzelnen Proben zeigen jedoch charakteristische Muster, die auf Unterschiede in der Mantelquelle hinweisen. So können 3 Komponenten unterschieden werden, die die Spurenelement-Zusammensetzung der Kick'em Jenny-Basalte kontrollieren: der Mantelkeil (entspricht ungefähr der Quelle der MOR-Basalte), eine fluide Phase, gebildet durch die Dehydratation der subduzierten ozeanischen Kruste und eine Teilschmelze der subduzierten Sedimente. Die Komponenten der subduzierten Kruste dringen in den überliegenden Mantelkeil ein und führen zur Mantel-Metasomatose und somit zu veränderten Spurenelement-Mustern (s.u.).

Tabelle 5: Hauptelemente in Gew.% (RFA)

Probe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
137 CD	46,45	16,68	9,44	8,42	0,12	7,3	11,34	2,63	1,02	0,87	0,28
138 TVG	48,83	16,12	9,24	8,24	0,17	9,69	10,19	2,73	0,64	0,92	0,13
138 TVG-a	47,99	18,7	9,06	8,08	0,16	7,35	11,17	2,67	0,79	1,13	0,08

Unterschiede in der Spurenelement-Zusammensetzung zeigen die beiden Proben 137 CD und 138 TVG-a (Tabelle 6) Die beiden Gesteinsproben der Probennahme 138 unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Spurenelemente nur unwesentlich. Die Probe 138 TVG zeigt jedoch deutlich höhere Gehalte an Cr, Ni und Mg (Tabelle 7). Der Grund hierfür liegt in einer stärkeren fraktionierten Kristallisation der Probe 138 TVG-a im Vergleich zur Probe 138 TVG. Die Magmenquelle und somit das primäre Stammagma beider Basalte sollte sich jedoch auf Grund der ähnlichen Gehalte an LILE und HFSE kaum unterscheiden bzw. identisch sein. Die etwas stärkere Verarmung der Probe 138 TVG an Y (Normierung auf MORB) ist vermutlich auf einen etwas höheren Aufschmelzungsgrad zurückzuführen. Der Gehalt an Sc und V sollte sich während der fraktionierten Kristallisation ebenfalls erniedrigen. Dies ist in den vorliegenden Gesteinsproben (138 TVG und 138 TVG-a) nicht der Fall.

Tabelle 6: Spurenelemente für Multielement-Diagramm in ppm (K, Ti und P als Oxide in Gew.%)
1: RFA; 2: INAA; 3: ICP-AES (Nb und Ta nicht gemessen)

Probe	Sr	K	Rb	Ba	Th	Ce	P	Zr	Hf	Sm	Ti	Y	Yb
137 CD	826 ¹	1,02 ¹	31 ¹	300 ²	9,4 ²	42 ²	0,28 ¹	97 ¹	2,1 ²	4,7 ²	0,87 ¹	16 ¹	1,7 ²
138 TVG	290 ¹	0,64 ¹	17 ¹	150 ¹	-	-	0,13 ¹	78 ¹	-	-	0,92 ¹	15 ¹	-
138 TVG-a	279 ³	0,79 ¹	19 ³	120 ²	1,8 ²	12 ²	0,08 ¹	75 ¹	2,1 ²	2,4 ²	1,13 ¹	21 ¹	2,2 ²

Tabelle 7: Weitere Nebenelemente in ppm

Probe	Cr	Ni	Cu	Zn	Sc	V	U	Co	Bi	Sn	Sb	W	Cl
137 CD	220	87	101	148	29	273	7 ²	41	4,5	1,5	2,1	137	736
138 TVG	534	198	88	73	25	247	1,8	79	4,4	4,9	4,2	427	2628
138 TVG-a	119 ³	53 ³	59	52 ³	53 ³	324 ³	1,3 ²	71	4,2	4	3	340	70576

Die Konzentration an LIL-Elementen in Inselbogen-Basalten ist eine Funktion des Verhaltens einer fluiden Phase, während die Konzentration der HFS-Elemente kontrolliert wird durch die

chemische Zusammensetzung der Magmenquelle und durch Kristall/ Schmelze-Prozesse, die während der Bildung und Entwicklung des Gesteins stattfinden. Die Spurenelemente der beiden Gesteinsproben 137 CD und 138 TVG-a zeigen charakteristische Merkmale von Inselbogen-Vulkaniten. Die Anreicherung an LIL-Elementen in beiden Proben im Vergleich zu einem N-MORB ist zurückzuführen auf eine Mantelmetasomatose durch den Eintrag einer fluiden Phase aus der subduzierten Kruste. Die Probe 137 CD zeigt eine zusätzliche Fraktionierung der HFS-Elemente (immobil in wässrigen Lösungen) mit einer Anreicherung an Ce, P und Sm sowie eine etwas stärkere Abreicherung an Y und Yb (Abb.2.3.7). Neben der Komponente des Mantelkeils und der Fluidkomponente ist hier ein Schmelzeintrag der subduzierten Sedimente und ein erhöhter Aufschmelzungsgrad der Probe 137 CD im Vergleich zu 138 TVG-a anzunehmen (s.u.). Theoretisch gibt es auch die Möglichkeit eines an einigen Spurenelementen angereicherten Mantels unter Grenada, dies wird jedoch von Macdonald et al. (2000) ausgeschlossen.

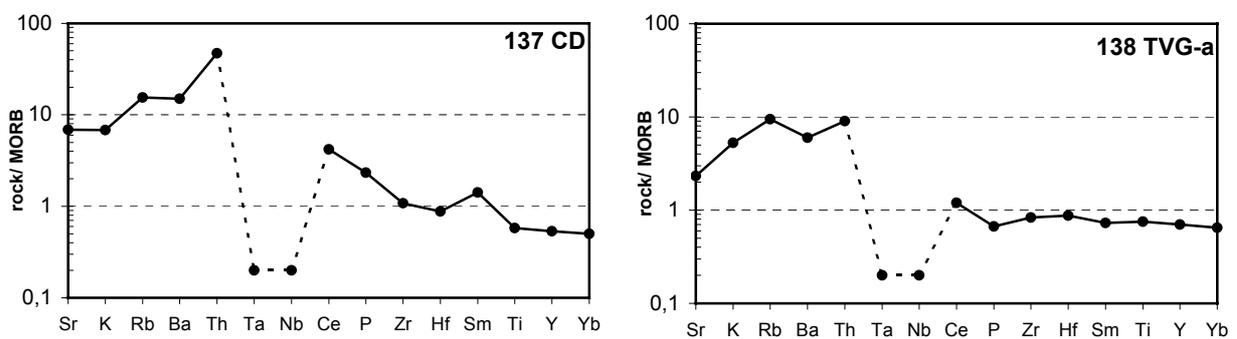


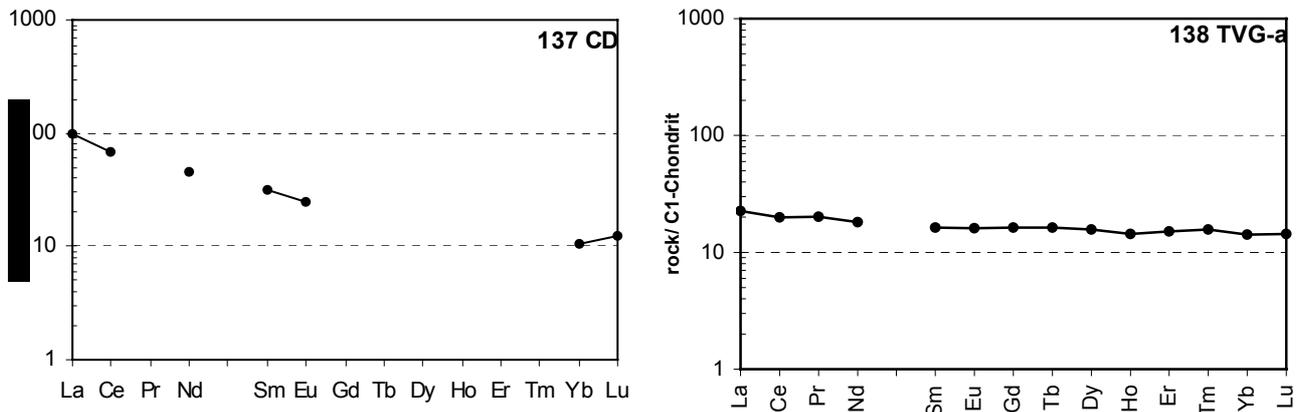
Abb.2.3.7: Multielement-Diagramm, Normierungswerte siehe Anhang.

In Abb.2.3.7 ist die Spurenelement-Zusammensetzung der beiden Gesteinsproben 137 CD und 138 TVG dargestellt. Die Probe 138 TVG-a zeigt eine leichte Verarmung an HFS-Elementen im Vergleich zu einem MOR-Basalt. Dies resultiert aus einem höheren Grad des partiellen Schmelzens der Inselbogengesteine (Mantelmetasomatose durch Fluide aus der subduzierten Kruste). Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass die Abreicherung an einigen HFS-Elementen durch die Stabilität residualer Oxidphasen, Unterschiede in der Fraktionierungsgeschichte oder das Wiederaufschmelzen eines schon verarmten Mantels entsteht (PEARCE, 1982). Ein Eintrag über Teilschmelzen der subduzierten Sedimente kann bei der Probe 138 TVG-a ausgeschlossen werden, da keine signifikante Fraktionierung der HFS-Elemente vorliegt. Die leichte Anreicherung an LREE relativ zu HREE wird durch die Lanthaniden-Kontraktion erklärt (s.u.). Die Anreicherung an LIL-Elementen und Th erfolgte durch die Metasomatose der Mantelquelle durch fluide Phasen aus der subduzierten Kruste (s.o.). Nach verschiedenen geochemischen Klassifizierungen plotten die Gesteine meist im Feld der Inselbogen-Tholeiite (IAT).

Die Probe 137 CD zeichnet sich neben einer relativ starken Fraktionierung der HFS-Elemente auch durch eine größere Anreicherung an LIL-Elementen im Vergleich zur Probe 138 TVG-a aus (höherer Gehalt an K_2O , kleineres Ba/La-Verhältnis durch stärkere Anreicherung an LREE). Dies dokumentiert den steigenden kalkalkalinen Charakter dieser Probe (Ce/Yb als Alkalinitätsindex). Der Gehalt an Th als Übergangselement ist mit Vorsicht zu interpretieren. Seine Mobilität ist abhängig von Druck, Temperatur und der Fluidzusammensetzung und es besteht Unsicherheit über das Verhalten bei Alterationsprozessen.

Tabelle 8: Lanthaniden in ppm

Probe	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
137 CD ²	23	42	-	21	4,7	1,4	-	-	-	-	-	-	1,7	0,3
138 TVG-a ³	5,3	12	1,8	8,2	2,4	0,9	3,2	0,59	3,8	0,8	2,4	0,38	2,3	0,35

**Abb.2.3.8:** Lanthaniden-Diagramm, Normierungswerte siehe Anhang 1

In Abb.2.3.8 ist die Lanthaniden-Verteilung in den Proben 137 CD (unvollständig) und 138 TVG dargestellt. Die Probe 138 TVG zeigt eine sehr flach verlaufende, leicht absteigende Kurve von den LREE zu den HREE. Diese leichte Fraktionierung ist auf die Lanthaniden-Kontraktion zurückzuführen (kleinerer Ionenradius der schweren REE- unterschiedliche Verteilungskoeffizienten). Die Probe 137 CD zeigt hingegen eine stärkere Fraktionierung der Lanthaniden (höheres Ce/Yb-Verhältnis bei geringerem Yb-Gehalt, Abb.2.2.9). Dies resultiert aus einem Eintrag aus der subduzierten Kruste über Teilschmelzen der Sedimente. Möglicherweise ist auch Granat als residuale Mantelphase bei der Magmengenerierung beteiligt, was jedoch auf Grund des nicht gemessenen Gehaltes an Dy (hohe Ce/Yb bei hohen Dy/Yb zeigt Granat in Magmenquelle an) nicht nachgeprüft werden kann. Liegt eine Kombination einer residualen Granat-Phase im Mantel und einem geringeren Aufschmelzungsgrad der Probe 137 CD vor (137 CD und 138 TVG-a sollten eine gleiche Nd-Isotopen-Zusammensetzung zeigen bei variablem Ce/Yb-Verhältnis), sind die Unterschiede beider Spurenelement-Muster nicht nur durch einen sedimentären Eintrag zu erklären. Isotopen wurden jedoch bei der Analytik der Gesteine nicht gemessen. Interessanterweise ist bei der Probe 138 TVG-a keine negative Eu-Anomalie ausgebildet (d.h. keine Entkopplung von den anderen Lanthaniden). Dies weist darauf hin, dass Plagioklas entweder keine große Rolle bei der fraktionierten Kristallisation spielte oder dass die O_2 -Fugazität des Magmas zu hoch war, um Eu effektiv zu reduzieren und somit die Möglichkeit für die Kompatibilität zu Plagioklas zu schaffen.

Abschließend lässt sich zusammenfassen, dass die Mantelquelle der Kick'em Jenny-Basalte an LIL- und teilweise an HFS- und LRE-Elementen angereichert und anschließend mit einem erhöhten Grad als MOR-Basalte aufgeschmolzen wurde. Daneben können auch residuale Phasen im Mantel sowie Unterschiede im Aufschmelzungsgrad zwischen den Proben 137 CD und 138 TVG-a nicht ausgeschlossen werden. Nach MACDONALD et al. (2000) entspricht die Zusammensetzung des Mantels unter den Kleinen Antillen ungefähr der Mantelquelle von MORB's. Wässrige Fluide bildeten sich durch die Dehydratation der subduzierten Kruste (durch hydrothermale Alteration wasserhaltige Sekundärminerale gebildet), Teilschmelzen aus den subduzierten, terrigenen Sedimenten.

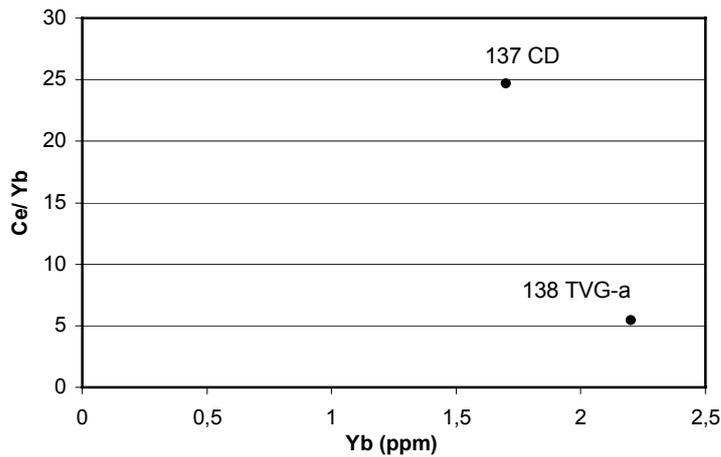


Abb. 2.2.9: Diagramm Yb gegen Ce/Yb der Proben 137 CD und 138 TVG-a von der SW-Flanke des submarinen Vulkan Kick'em Jenny.

2.4 Fluidgeochemie

2.4.1 Aufgabenstellung

Auf der Forschungsfahrt SO 154 wurden mit dem Kranzwasserschöpfer/CTD-Sonde in allen vier Arbeitsgebieten Wasserproben als Tiefenprofile genommen und im Arbeitsgebiet Areal IV auch bodennahe Wasserproben mit der Hydro Bottom Station (HBS) an den Flanken des Kick'em Jenny-Vulkans genommen. Ziel der fluidgeochemischen analytischen Arbeiten war die Suche nach hydrothermalen Signalen in den genommenen Proben und die Interpretation der Daten bezüglich eines rezenten aktiven Hydrothermalismus in den vier Gebieten. Obwohl auf der Forschungsfahrt keine aktiven heißen hydrothermalen Quellen direkt beprobt werden konnten, ergaben die chemischen Analysen Hinweise auf die Existenz unterschiedlicher Einflüsse auf die chemische Zusammensetzung der Wassersäule und der bodennahen Wasserschicht, die offensichtlich hydrothermalen Ursprungs sind. Dies sind z.B. erhöhte Gehalte an reduzierten Chromspezies und Variationen in den Tiefenprofilen der Haupt-, Neben- und Spurenelemente in den Gebieten II-IV, die größtenteils mit erhöhten Gehalten an Methan korrelieren (Teilprojekt der Univ. Hamburg, Biogeochemie und Meereschemie). Warme Quellen im Strand- und Küstenbereich der Inseln sind bekannt. An- und Abreicherungen verschiedener Elemente in den bodennahen Wasserproben und Tiefenprofilen vom Kick'em Jenny weisen insbesondere im Wassertiefenbereich um 600 m auf einen Eintrag hydrothermalen Fluides hin.

2.4.2 Arbeitsprogramm und Durchführung

Nach der Wasserprobenahme an Bord mittels Kranzwasserschöpfer/CTD und HBS wurden direkt nach der Probenahme empfindliche Parameter wie Eh, pH und Redoxspezies von Chrom analysiert. Die HBS-Proben wurden filtriert (0,2 µm). Wasserproben, die zur Spurenmetallanalytik bestimmt waren, wurden angesäuert und nach dem Transport in das Heimatinstitut kühl und dunkel gelagert. Die weitere Analytik der Haupt-, Neben- und Spurenelemente erfolgte nach dem in Tabelle 2.4.1 dargestellten Schema. Insgesamt wurden an 126 Einzelproben detaillierte Analysen zur Identifizierung hydrothermalen Signale durchgeführt (s. Anhang).

Table 2.1: Übersicht über die für die analytische Fluidgeochemie eingesetzten Methoden

	Methode, Ausrüstung	Nachweisgrenze	Std.Abw.
SiO ₄ , Cl, SO ₄	photometrisch, Technicon Auto Analyzer	0,5 mmol/kg	1-2 %
S ²⁻	Inversvoltammetrie	0,003 µmol/kg	5 %
Na, K	Flammenphotometer, Eppendorf ELEX	0,25 mmol/kg	2 %
Li	Flammen-AAS, Perkin Elmer AAS 5000	2 µmol/kg	3 %
Ca, Mg	Flammen-AAS, Perkin Elmer AAS 5000	0,25 mmol/kg	2 %
Fe, Mn	Inversvoltammetrie, Metrohm	10 nmol/kg	≤ 8 %
Zn, Cu, Ni	Inversvoltammetrie, Metrohm	4 nmol/kg	≤ 7 %
Pb, Cd, Co	Inversvoltammetrie, Metrohm	0,5-0,8 nmol/kg	≤ 10 %
V, U, Mo, Cr	Inversvoltammetrie, Metrohm	1-5 nmol/kg	5 %
As, Sb, Se	Inversvoltammetrie, Metrohm	0,3-4 nmol/kg	5-10 %
As, Sb	AAS, Hydridtechnik, Perkin Elmer 2100	15 nmol/kg	10 %

2.4.3 Erzielte Ergebnisse

Die Übersichtsanalysen auf der Forschungsfahrt und in der darauf folgenden Projektphase (s. Fahrtbericht und 1. Zwischenbericht) hatten gezeigt, dass die nördlichen Areale zwischen Montserrat und St. Lucia entweder keine oder nur untergeordnete Signale rezenter hydrothermaler Einträge in die Wassersäule aufweisen. Dagegen waren im Arbeitsgebiet IV am untermeerischen Vulkan Kick'em Jenny eindeutige Anzeichen vorhanden, dass hier Lösungen in die ozeanische Wassersäule einströmen, die sich deutlich von normalem Meerwasser unterscheiden. Deshalb konzentrierten sich die fluidgeochemischen Arbeiten in der fortgeschrittenen Projektphase im wesentlichen auf die Proben aus dem Arbeitsgebiet IV.

Areal I

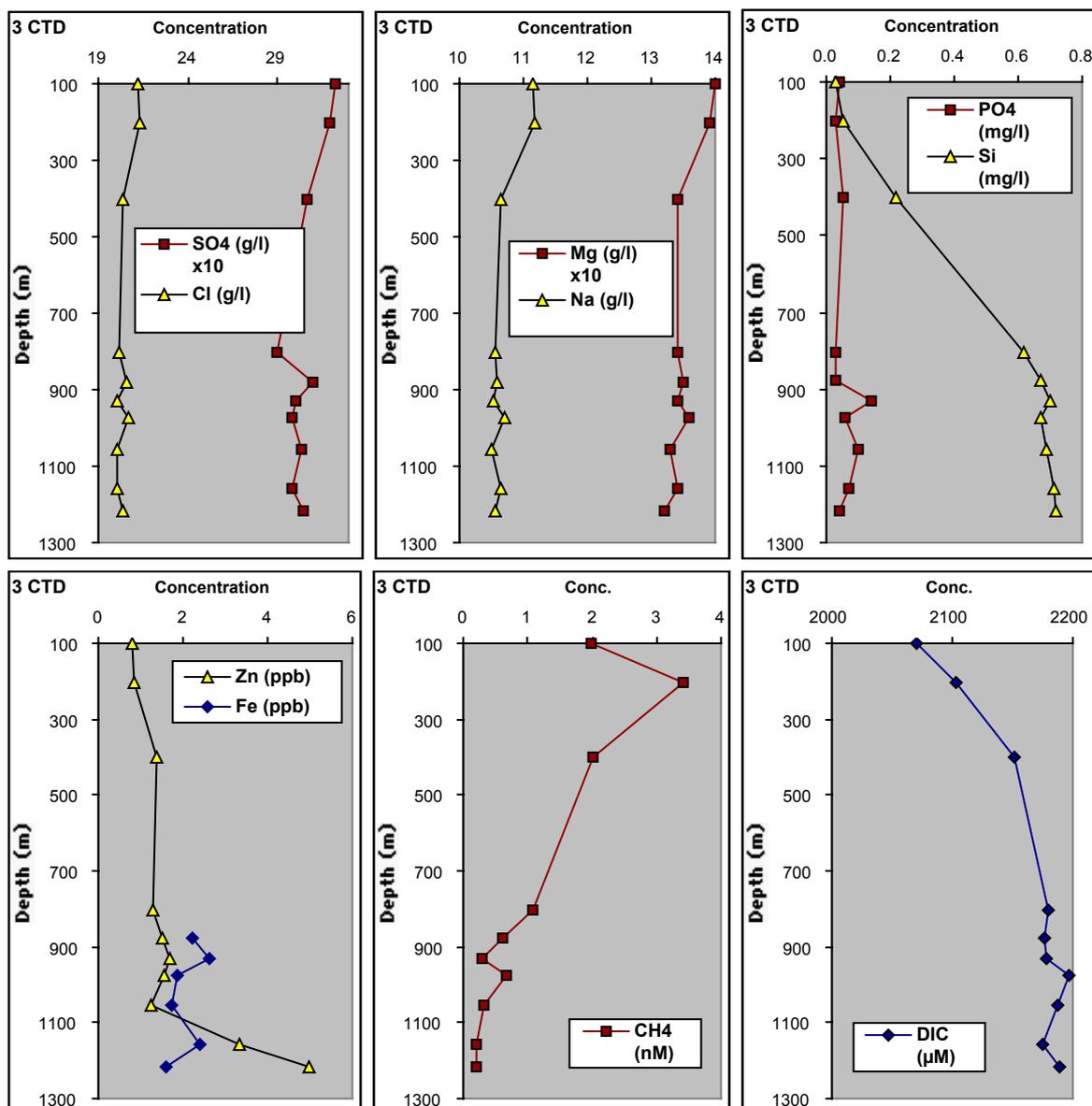


Abb. 2.4.1: Wassersäulenprofil der Station 3 CTD für Chlorid, Sulfat, Mg, Na, Phosphat, Silikat, und die Spuremetalle Fe und Zn; Methan- und DIC-Profile der AG Univ. Hamburg (Dr. Seifert) zum Vergleich

Im Arbeitsgebiet I am Montserrat Ridge und im Kahouanne Basin wurden in den Wassersäulenprofilen keine Signale gefunden, die eindeutig auf hydrothermale Einträge schließen lassen; dies stimmt mit den niedrigen Methanwerten überein (s. Kap. 3). Im Profil der Station 3 CTD (Abb. 2.4.1) fällt bei ca. 900 m Wassertiefe eine gewisse Variabilität der dargestellten Haupt- und Nebenelemente und des Spurenelementes Zn auf. Die geringen Methangehalte sprechen jedoch nicht für ein hydrothermales Signal. Der Anstieg von Zn zum Meeresboden hin kann durch Remobilisation aus dem Sediment bedingt sein.

Areal II

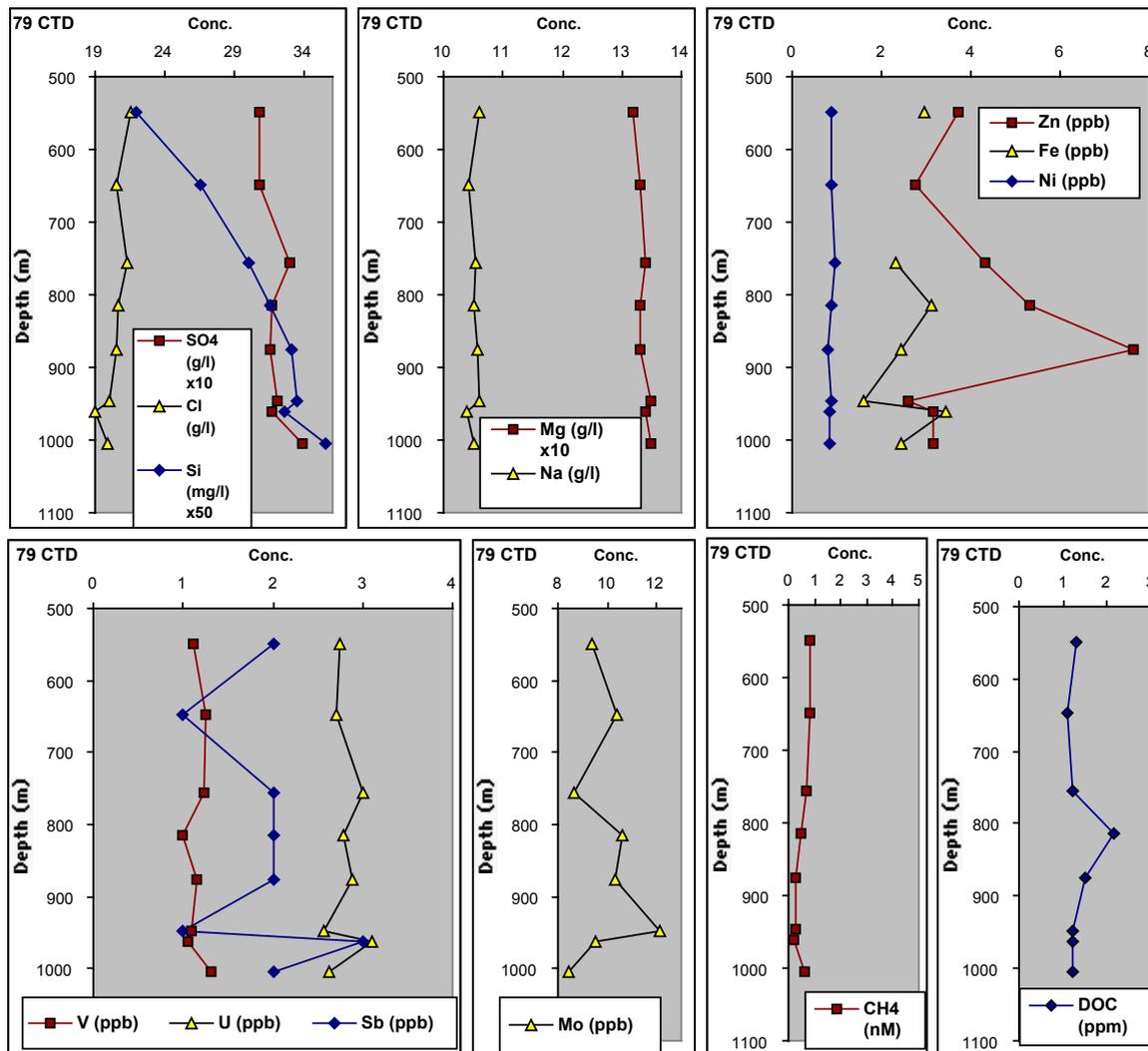


Abb. 2.4.2: Wassersäulenprofil der Station 79 CTD für Chlorid, Sulfat, Silikat, Mg, Na, und die Spuremetalle Fe, Zn, Ni, V, U, Sb und Mo; Methan- und DOC-Profile der AG Univ. Hamburg (Dr. Seifert) zum Vergleich

In diesem Gebiet bei Dominica fällt im Profil der Station 79 CTD (Abb. 2.4.2) ein Zn-Maximum knapp oberhalb von 900 m Tiefe auf, welches mit einem Maximum an Cr(III) bei Station 75 CTD korreliert (Abb. 2.4.3). Bei ca. 950 m zeigen Zn und einige andere Elemente ein leichtes Minimum. Molybdän verhält sich anders als die meisten anderen Spurenmetalle, was sich auch in anderen Profilen (s. Areale III und IV) bestätigte. Allerdings bleiben die Methanwerte generell unterhalb von 1 nM, was lediglich durch eine sehr gasarme hydrothermale Phase (z.B. verursacht durch Phasenseparation) erklärt werden könnte. Da aus dem westlichen Küstenbereich von Dominica diverse heiße Quellen bekannt sind (Johnson and Cronan, 2001), erscheint das Vorkommen ähnlicher Quellen in tieferen Bereichen vor der Insel möglich.

Areal III

Im Areal III bei St. Lucia wurde nur an Station 97 CTD ein komplettes Wassersäulenprofil bei 200 m Tiefe analysiert (Abb. 2.4.4). Deutlich erhöhte Methanwerte von bis zum 14 nM bei 100 m korrelieren mit leicht erhöhten Zn- und Cr(III)-Gehalten (Abb. 2.4.3) in dieser Tiefe. Während dieser Sachverhalt einen hydrothermalen Hintergrund nahelegt, ist das spiegelbildliche Verhalten von Silikat und Antimon (Sb) bezüglich Methan eher ungewöhnlich, da diese Komponenten in hydrothermalen Fluiden in der Regel angereichert sind. Da jedoch ähnlich wie bei Dominica auch auf und vor St. Lucia vulkanische Aktivität und warme Quellen bekannt sind, kann auch hier hydrothermalen Eintrag in tiefere Wässer erwartet werden.

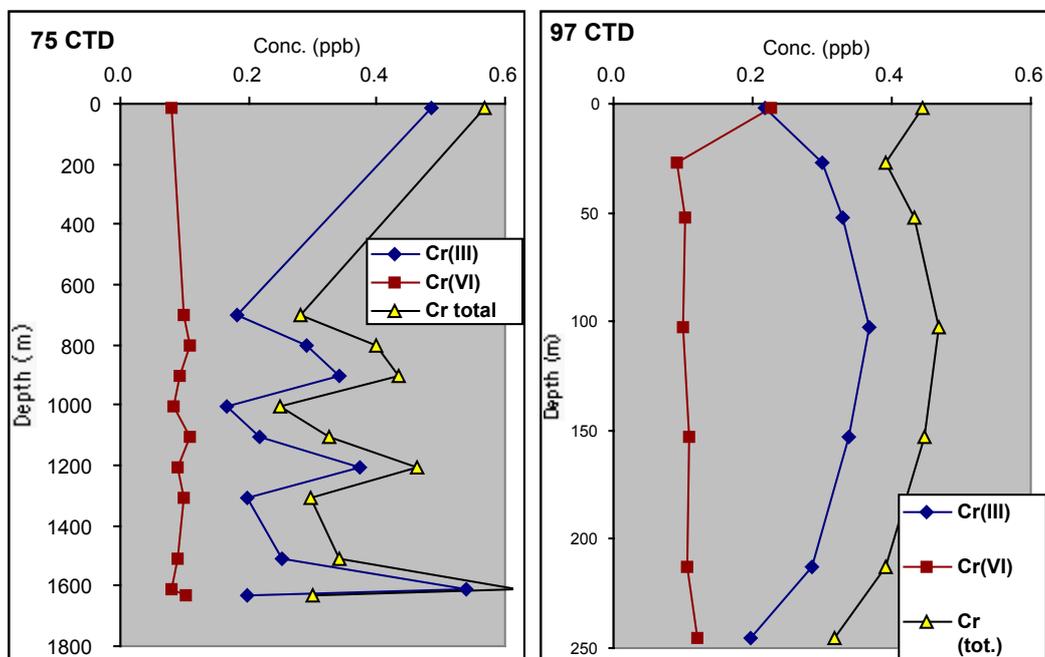


Abb. 2.4.3: Wassersäulenprofil der Stationen 75 CTD (Areal II) und 97 CTD (Areal III) für die verschiedenen Chromspezies

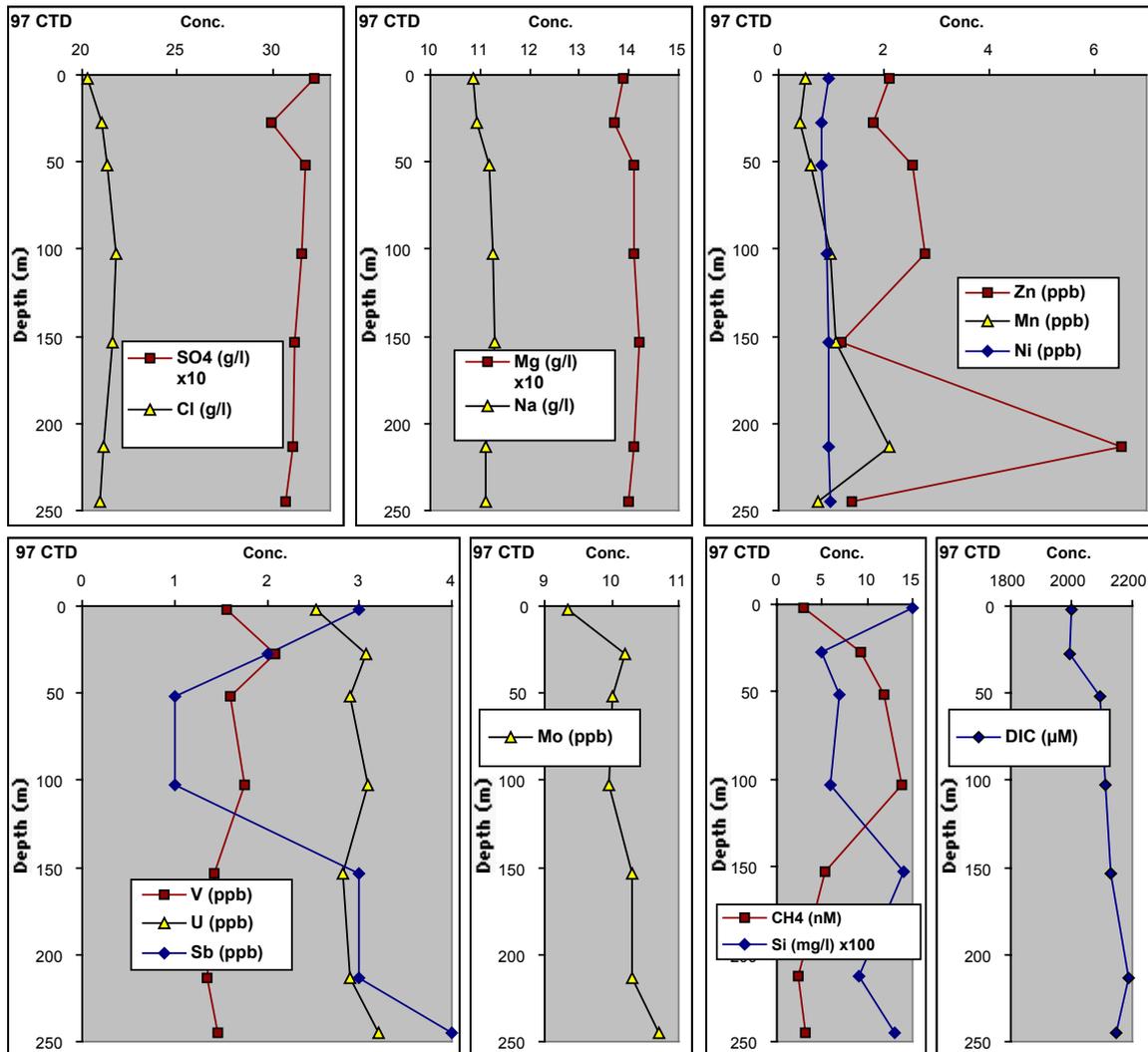


Abb. 2.4.4: Wassersäulenprofil der Station 97 CTD für Chlorid, Sulfat, Silikat, Mg, Na, und die Spuremetalle Mn, Zn, Ni, V, U, Sb und Mo; Methan- und DIC-Profile der AG Univ. Hamburg (Dr. Seifert) zum Vergleich

Gebiet IV (nördlich von Grenada und Kick'em Jenny)

Bei den untersuchten Proben handelt es sich um mehrere Kranzwasserschöpferprofile (Stationen 102, 104, 105, 106, 108, 118, 129 CTD) aus der Wassersäule und um 6 Proben, die mit der Hydro Bottom Station an der Flanke des Kick'em Jenny vom Meeresboden genommen worden waren (Station 134 HBS). Insgesamt ist die Variabilität verschiedener Elemente in den Wassersäulenprofilen hier höher als in den anderen Arealen; insbesondere im Wassertiefenbereich um 600 m wurde eine Vielzahl chemischer Signale identifiziert, die hydrothermalen Eintrag und auch das getrennte Austreten von phasenseparierten Fluiden nahelegen. Eine Auswahl der Profile ist im folgenden graphisch dargestellt.

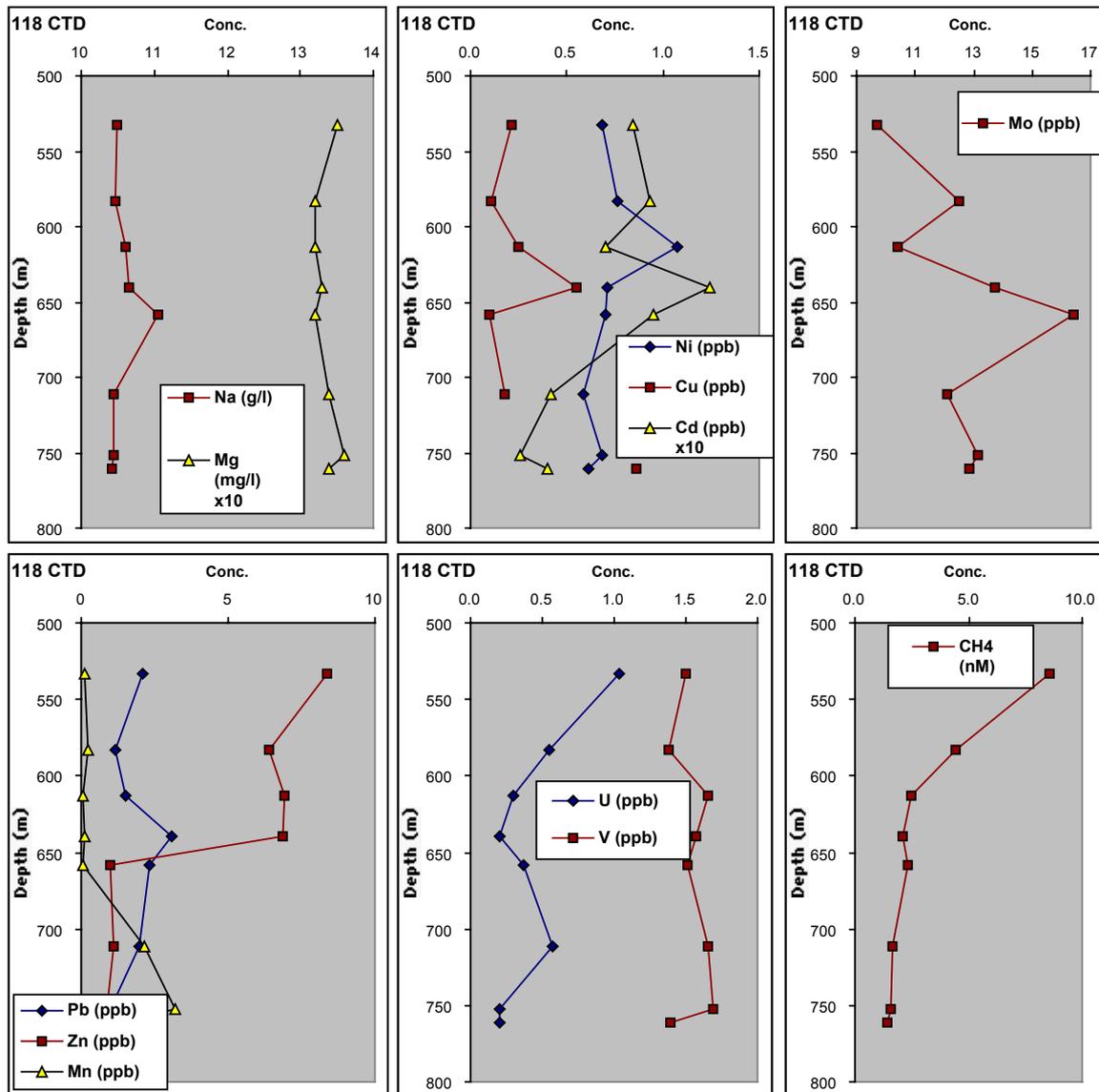


Abb. 2.4.5: Wassersäulenprofil der Station 118 CTD für Mg, Na, und die Spurenelemente Ni, Cu, Cd, Mo, Mn, Zn, Pb, U und V; Methan-Profil der AG Univ. Hamburg (Dr. Seifert) zum Vergleich

Bei Station 118 CTD (Abb. 2.4.5) fallen erhöhte Methanwerte oberhalb von 600 m Tiefe auf, die mit erhöhten Werten z.B. von Zn und U korrelieren, während viele andere Spurenelemente hier eher geringe Konzentrationen aufweisen. Dieses Signal wird als Hinweis auf hydrothermalen Eintrag einer gasreichen und nur bedingt metallreichen Lösung gedeutet. Dagegen treten um 650 m Tiefe erhöhte Konzentrationen z.B. von Cd, Cu und Mo auf, die sich im Methanprofil nur äußerst geringfügig widerspiegeln. Somit weist dieses Signal eher auf eine metallreiche und gasarme Phase hin. Insgesamt deuten diese verschiedenen Charakteristika der Fluide (gasreich – gasarm, metallarm – metallreich) eventuell auf Phasenseparation im Untergrund und räumlich getrenntem Austritt von kondensierter Gasphase und Brine hin.

Die Profile der Station 129 CTD zeigen ähnliche Sachverhalte (Abb. 2.4.7). Der höchste Methanwert bei 614 m wird begleitet von einem auffallenden Minimum der Spurenmetalle Zn, Cu, Mn, Ni, U und V. Auch Chlorid und Sulfat zeigen geringfügig kleinere Werte in diesem Bereich. Hier liegt eine gasreiche und stark metallverarmte Fluidphase vor.

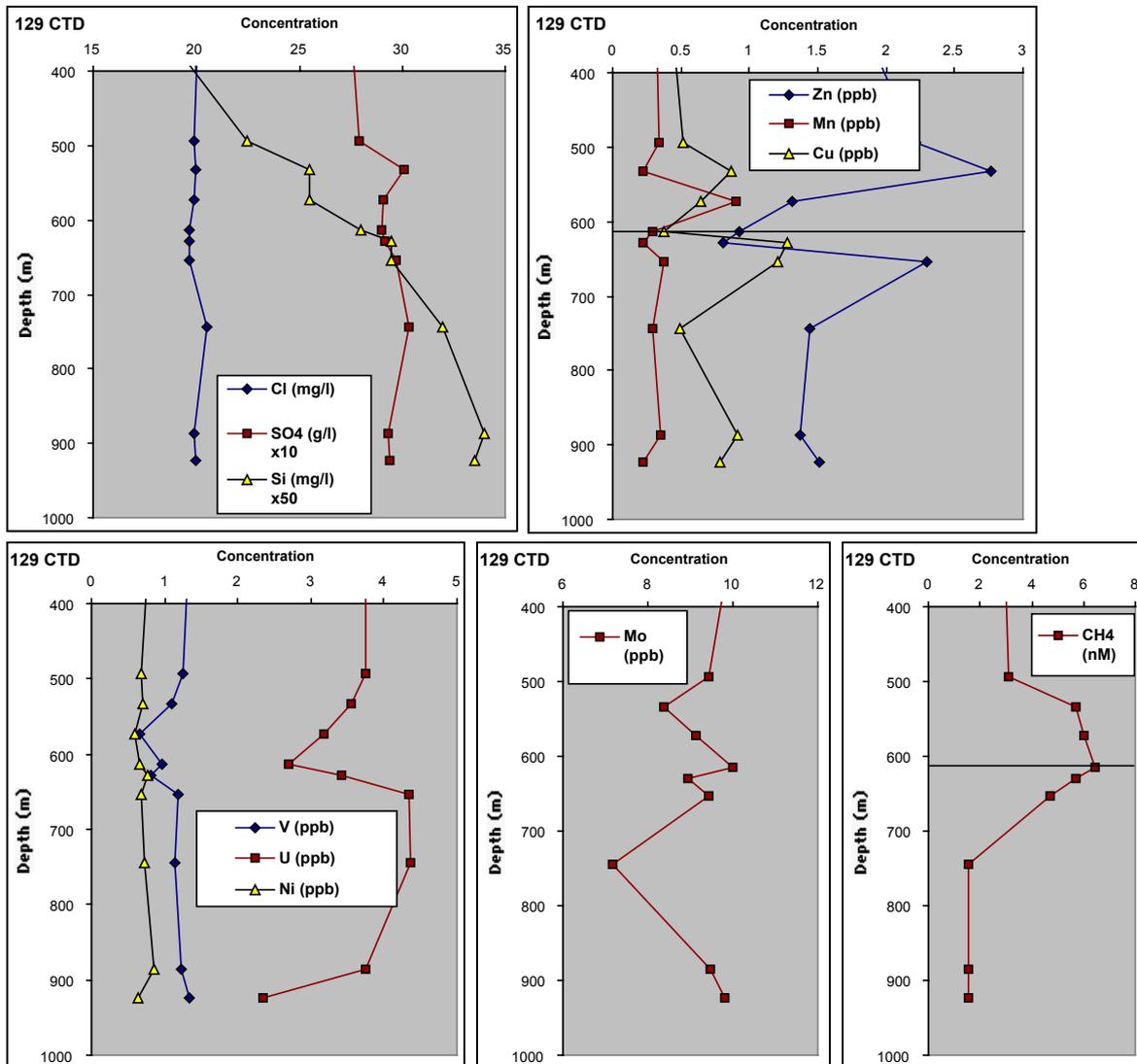


Abb. 2.4.7: Wassersäulenprofil der Station 129 CTD für Chlorid, Sulfat, Silikat, und die Spurenmetalle Mn, Zn, Cu, Ni, V, U und Mo; Methan-Profil der AG Univ. Hamburg (Dr. Seifert) zum Vergleich

Ein weiteres starkes Signal erscheint bei 533 m. Hier treten zusammen mit dem hohen Methanwert Maxima von Zn, Cu, Sulfat und Silikat auf, und auch bei den anderen Metallen sind die Gehalte im Durchschnitt deutlich höher als bei 614 m. Wenn es sich hier um phasenseparierte Fluidaustritte handelt, zeigen die Daten bei 533 m Tiefe hier einen Brine-Austritt an.

Bestätigt werden die Vermutungen für hydrothermale Indikationen in den Wassersäulenprofilen durch die Zusammensetzung der bodennah bei 542-712 m Tiefe am Kick'em Jenny genommenen HBS-Proben. Diese Proben haben deutlich (bis ca. 20%) erniedrigte Chlorid-, Sulfat-, Mg-, Na- und Ca-Gehalte im Vergleich zum Durchschnittsgehalt der Wassersäule, während die Silikatkonzentrationen um bis zu 2/3 erhöht sind (Abb. 2.4.8). Die stärksten Abweichungen vom Durchschnittswert finden sich einheitlich für alle Parametern bei Probe 134 HBS 7 in 600 m, so daß diese als Probe mit dem höchsten Anteil an hydrothermale Fluid angesehen werden kann.

Im Gegensatz zu den Hauptelementen sind die meisten Spurenelemente in den HBS-Proben deutlich angereichert, insbesondere Zn, Ni, As und Cu (Abb. 2.4.9). Dagegen lassen Mo, U, V, Sb und Se leichte Abreicherungen erkennen. Wiederum sind die Abweichungen vom Wassersäulen-Durchschnittswert bei Probe 134 HBS 7 am größten.

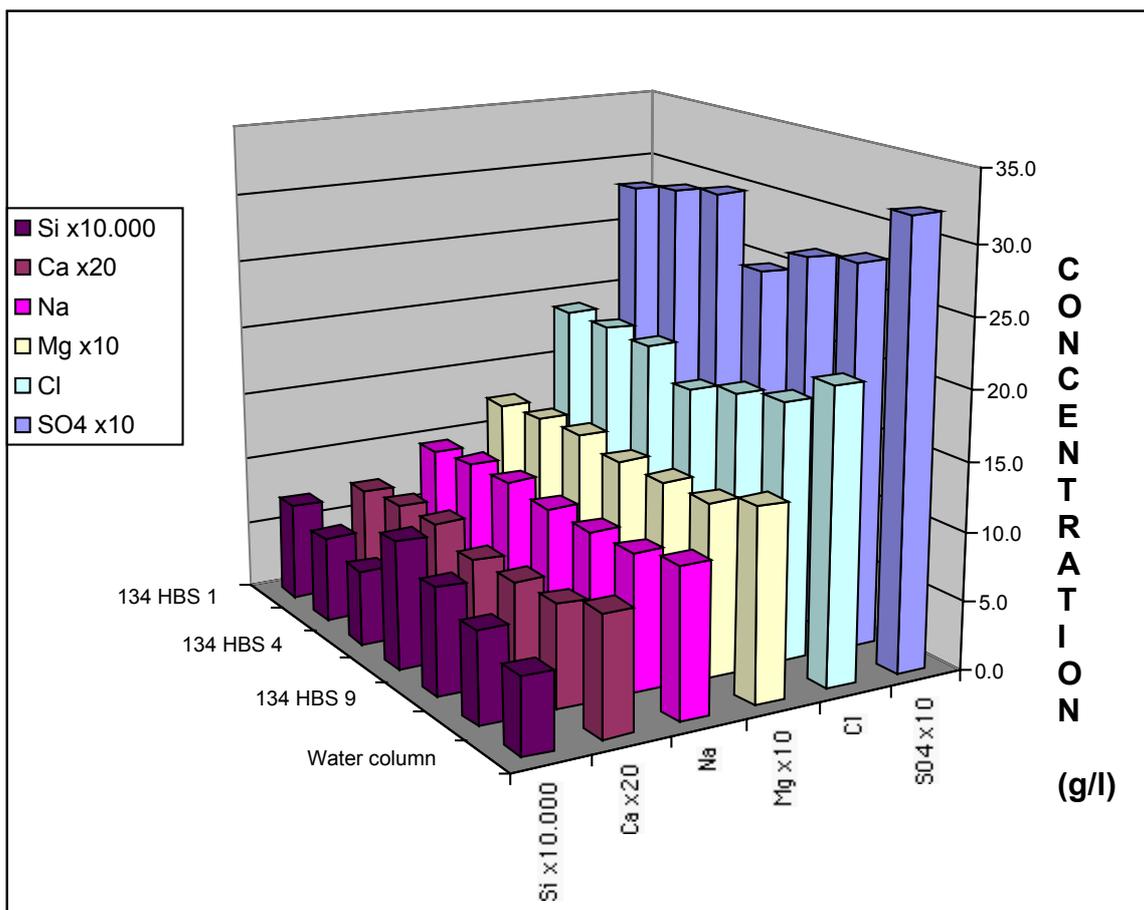


Abb. 2.4.8: Vergleich der Haupt- und Nebenelement-Konzentrationen in den bodennahen Proben der Station 134 HBS mit dem Durchschnittswert in der Wassersäule bei 500-700 m.

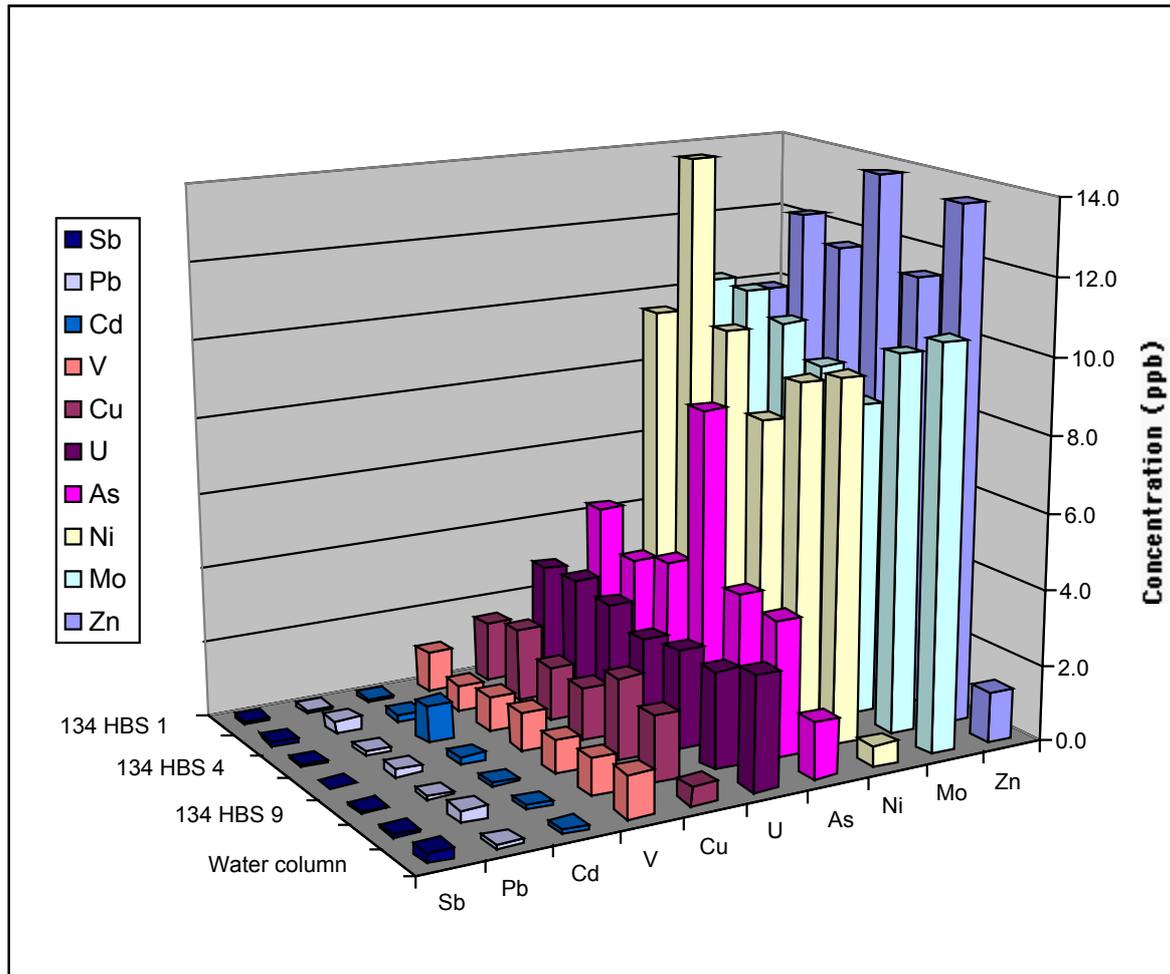


Abb. 2.4.9: Vergleich der Spurenelement-Konzentrationen in den bodennahen Proben der Station 134 HBS mit dem Durchschnittswert in der Wassersäule bei 500-700 m.

Da die beprobten Fluide in jedem Fall keine reinen hydrothermalen Fluide sind, sondern hydrothermales Endmember vermischt mit unterschiedlichen Anteilen an Meerwasser, haben wir eine Berechnung der hypothetischen Endmember durchgeführt. Üblicherweise wird hierzu auf einen Mg-Gehalt = 0 extrapoliert, da hydrothermale Endmember häufig magnesiumfrei sind. Bei der Benutzung von Mg = 0 im Endmember zur Berechnung des Mischungsverhältnisses von Meerwasser und hydrothermale Fluid in unseren HBS-Proben ergeben sich für die Cl-Endmember jedoch negative Werte. Daher wurde auf ein Sulfatendmember = 0 extrapoliert, da hydrothermale Lösungen durch die Ausfällung von Anhydrit auch sulfatfrei sind. Die Berechnung lieferte deutlich erniedrigte Cl-Gehalte des Endmembers und einen hydrothermalen Anteil in den Proben von bis 22 %. Der Mittelwert von 5,11 g/l (= 144 mmol/l) Cl für das hydrothermale Endmember-Fluid entspricht einem Viertel der mittleren Meerwasserchlorinität bei Station 108 CTD mit 20,6 g/l bzw. 581 mmol/l Cl. Die Daten unterstützen eindeutig die Hypothese, dass die mit HBS am Kick'em Jenny gewonnenen Fluide hydrothermalen Ursprungs sind und vermutlich aus untermeerischem Sieden und Phasenseparation hervorgegangen sind, wobei diese Proben von der kondensierten Dampfphase stammen.

Um den Einfluß hydrothermalen Lösungen auf die Fluide am Kick'em Jenny detaillierter zu untersuchen und meteorische Einflüsse von der Insel Grenada auszuschließen, wurden in den 6 Proben der Station 134 HBS und in der Probe 17 der Station 108 CTD $\delta^{18}\text{O}$ - und δD -Analysen durchgeführt (Abb. 2.4.10). Der Wert für meteorisches Wasser der Insel Grenada wurde der Literatur entnommen. Der Wert für Standard Mean Ocean Water (SMOW) liegt definitionsgemäß bei 0 (Taylor Jr., 1997). Alle gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ - und δD -Werte der SO-154-Proben liegen bezüglich SMOW leicht zu positiven δO und δD verschoben. Eine Mischung von Meerwasser und meteorischem Wasser würde dagegen zu negativeren Werten führen. Dagegen haben hydrothermale Lösungen generell positivere δO -Werte und positive oder auch negative δD -Werte, wobei aus Phasenseparation hervorgehende Dampfphasen positive δD -Werte aufweisen (Shanks III et al., 1995). Somit sprechen auch die Isotopen-Daten der 134 HBS-Proben dafür, daß die Proben Meerwasser vermischt mit hydrothermalen kondensierten Dampfphasenfluiden sind. Auch die signifikante Korrelation der Cl- und $\delta^{18}\text{O}$ -Daten ($r^2 = -0,97$) unterstützt dies.

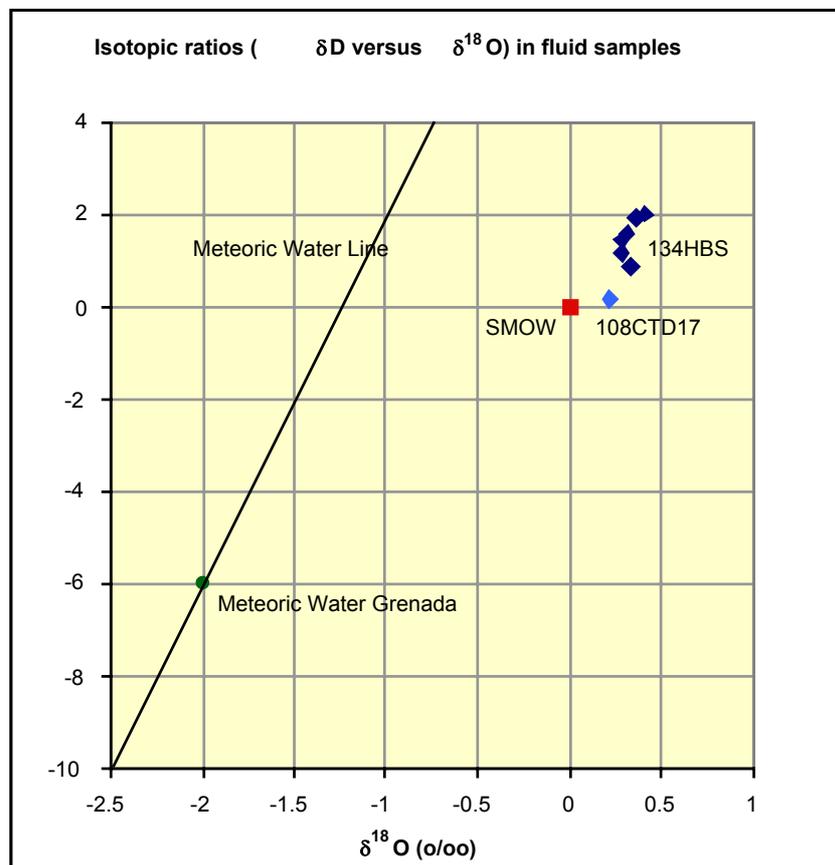


Abb. 2.4.10: Sauerstoff- und Wasserstoff-Isotopendaten für die sechs HBS-Proben und die Hintergrundprobe 108 CTD 17 im Vergleich zum Meteorischen Wasser bei Grenada (SMOW = Standard Mean Ocean Water)

Zusammenfassend kann die Existenz hydrothermalen Fluidaustritte am Kick'em-Jenny-Vulkan aufgrund unserer fluidgeochemischen Arbeiten als gesichert angesehen werden. Es stellt sich jedoch die Frage, warum keine deutlichen Temperaturanomalien und meßbare Schwefelwasserstoffkonzentrationen gefunden wurden. Für die hydrothermalen Endmember im Untergrund kann eine Mindesttemperatur von 275-285°C angenommen werden; dies entspricht den Siedetemperaturen von Meerwasser bei den Tiefen der HBS-Proben (nach Bischoff and Rosenbauer, 1984). Somit müssen die Lösungen vor dem Austreten am Meeresboden stark konduktiv abgekühlt worden sein, und insofern ursprünglich im heißen Fluid H₂S vorhanden war, ist dieses möglicherweise durch Sulfidfällung im Untergrund immobilisiert worden. Dafür spricht auch die starke Abreicherung einiger Elemente wie Mo in den untersuchten Wasserproben, die in der Einbindung in Sulfidminerale begründet sein kann.

2.5 Zitierte Literatur

- Abouchami, W., Galler, S.J.G. and Koschinsky, A. (1998): Pb and Nd isotopes in NE Atlantic Fe-Mn crusts: Proxies for trace metal paleosources and Paleocean circulation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63 (No. 10): 1489-1505.
- Bischoff, J.L. and Rosenbauer, R.J. (1984): The critical point and two-phase boundary of seawater, 200-500°C. *Earth and Planetary Science Letters*, 68: 172-180.
- Bouysse, P., Mascle, A., Mauffret, A., Mercier de Lépinay, B., Jany, I., Leclère-Vanhoeve, A. et Montjaret, M.-C., 1988. Reconnaissance de structures tectoniques et volcaniques sous-marines de l'arc récent des Petites Antilles (Kick'em Jenny, Qualibou, Montagne Pelée, nord-ouest de la Guadeloupe). (Submarine tectonic and volcanic structures of the Lesser Antilles recent arc (Kick'em Jenny, Qualibou, Mount Pelée, northwest Guadeloupe)). *Mar. Geol.*, 81: 261-287.
- Davidson, J. P. (1983): Lesser Antilles isotopic evidence of the role of subducted sediment in island arc magma genesis. *Nature* 306: 253-256.
- Fink Jr., L. K., 1972. Bathymetric and geologic studies of the Guadeloupe region, Lesser Antilles Island Arc. *Mar. Geol.*, 12 (1972): 267-288.
- Frank, M. (2002): Radiogenic isotopes: Tracers of past ocean circulation and erosional input. *The American Geophysical Union; Reviews of Geophysics* 40: 1-38.
- Godfrey, L. V., Lee, D.-C., Sangrey, W. F., Halliday, A. N., Salters, V. J. M., Hein, J. R. and White, W. M. (1997): The Hf isotopic composition of ferromanganese nodules and crusts and hydrothermal manganese deposits: implications for seawater Hf. *Earth and Planetary Science Letters* 151: 91-105.
- Halbach, P., Segl, M., Puteanus, D. and Mangini, A. (1983): Co-fluxes and growth rates in ferromanganese deposits from central Pacific seamount areas. *Nature* 304: 716-7.
- Johnson, A. and Cronan, D.S. (2001): Hydrothermal metalliferous sediments and waters off the Lesser Antilles. *Marine Georesources and Geotechnology*, 19: 65-83.
- Klinkhammer, G., Elderfield, H., Edmond, J. M. and Miltra, A. (1994): Geochemical implications of rare earth element patterns in hydrothermal fluids from mid ocean ridges. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58: 5105-5103.
- Macdonald, R., Hawkesworth, C.J. and Heath, E. (2000): The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. *Earth Science Reviews* 49: 1-76.

- Mills, R. A., Teagle, D. A. H. and Tivey, M. K. (1998): 10. fluid mixing and anhydrite precipitation within the TAG mound. Proceedings of the Ocean Drilling program, Scientific Results 158: 119-127.
- Nowell, G. M., Kempton, P. D., Noble, S. R., Fitton, J. G., Saunders, A. D., Mahoney, J. J. and Taylor, R. N. (1998): High precision Hf isotope ratio measurements of MORB and OIB by thermal ionisation mass spectrometry: Insights into the depleted mantle. *Chemical Geology* 149: 211-233.
- Palmer, M. R. and Edmond, J. M. (1989): The strontium isotope budget of the modern ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 92: 11-26.
- Pearce, J.A., 1982: Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries: in *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, ed. RS Thorpe, pp. 525-48. Chichester : Wiley
- Polyak, B. G., Boyse, Ph., Kononov, V. I., Butuzova, G. Yu., Criaud, A., Dvorov, V. I., hutorskoy, M. D., Matveev, V. G., Paduchikh, V. I., Radionova, E. P., Rot, A. A., Tolstikhin, I. N., Voznesenskiy, A.I. and Zverev, V. P., 1992. Evidence of submarine hydrothermal discharge to the northwest of Guadeloupe Island (Lesser Antilles island arc). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54: 81-105.
- Saunders, J.B., Bernoulli, D., and Martin-Kaye, P.H.A., 1985: Late Eocene Deep Water Clastics in Grenada, West Indies, *Eclogae geol. Helv.*, 78, Nr.3, pp. 469-485
- Shanks III, W.C., Böhlke, J.K. and Seal II, R.R. (1995): Stable isotopes in mid-ocean ridge hydrothermal systems: Interactions between fluids, minerals, and organisms. In Humphris, S.E., Zierenberg, R.A., Mullineaux, L.S., and Thomson, R.E. (Eds): *Seafloor Hydrothermal Systems. Geophysical Monograph 91*, American Geophysical Union, 194-221.
- Speed, R.C., Smith-Horowitz, P.L., Perch-Nielsen, K.v.S., Saunders, J.B., and Sanfilippo, A.B., 1993 : Southern Lesser Antilles Arc Plattform: Pre-Late Miocene Stratigraphy, Structure, and Tectonic Evolution. Geological Society of America, Special paper; 277
- Taylor Jr., H.P. (1997): Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In Barnes, H.L. (Ed.): *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 3rd edition. John Wiley and Sons, New York, 229-302.
- Westercamp, D., 1988. Magma generation in the Lesser Antilles: geological constraints. *Tectonophysics*, 149: 145-163. E.
- Westercamp, D., Andreieff, P., Bouysse, P., Mascle, A. and Baubron, J.C., 1985a. Géologie de l'archipel des Grenadines (Petites Antilles méridionales):étude monographique. *Doc. Bur. Rech. Géol. Min.*, 92: 198 pp
- White, W. M. and Dupré, B. (1986): Sediment Subduction and Magma Genesis in the Lesser Antilles: Isotopic and Trace Element Constrains. *Journal of Geophysical Research* 91: 9527-9541.

www.uwiseismic.com

3. Teilprojekt der Universität Hamburg, Institut für Biogeochemie und Meereschemie (03 G 0154 B)

Biogeochemie der C-Komponenten in Fluiden des vulkanischen Inselbogens der Kleinen Antillen

Zuwendungsempfänger: Universität Hamburg,
Institut für Biogeochemie und Meereschemie

Förderkennzeichen:
03 G 0154 B

Vorhabenbezeichnung: Hydrothermale Prozesse und Massenflüsse im Bereich des vulkanischen Inselbogens der Kleinen Antillen (Karibik) - CARIBFLUX – SO 154
Teilprojekt der Universität Hamburg: Biogeochemie der C-Komponenten in Fluiden des vulkanischen Inselbogens der Kleinen Antillen

Laufzeit des Vorhabens: 01.09.2000-31.10.2002

Berichtszeitraum: 01.01.2001-31.12.2002

Projektleiter: Dr. R. Seifert und Prof. Dr. W. Michaelis

Projektmitarbeiter: Dr. Sabine Brasse
Dr. Oliver Christof
Dipl.-Geol. Martin Blumenberg
Dipl.-Geol. Frank Bönkendorf

3.1 Durchgeführte Arbeiten

Im Verlauf der Forschungsfahrt SO 154 wurden in den vier Arbeitsgebieten an 41 Stationen ozeanographische Profile mit der schiffseigenen CTD aufgenommen, die zusätzlich mit einem Sauerstoff- und einem Trübesensor ausgestattet war. Dabei funktionierte das Gerät während der ganzen Zeit einwandfrei. Auf 35 dieser Stationen wurden über den mit der CTD assoziierten Kranzwasserschöpfer insgesamt 243 Wasserproben gewonnen, an denen die Bestimmung der Konzentrationen der gelösten Kohlenwasserstoffe (Methan und C₂–C₅ Kohlenwasserstoffe) und pH-Werte direkt nach der Probenahme an Bord erfolgte. Die Bestimmungen der weiteren Parameter – gelöster anorganischer Kohlenstoff (DIC), gelöster organischer Kohlenstoff (DOC), ¹³C/¹²C des Methans (δ¹³C), Edelgasgehalte und He-Isotopie – erfolgte an mitgebrachten Proben im Heimatlabor (Tabelle 3.1). Zusätzliche Proben wurden im Arbeitsgebiet IV mit der Hydro-Bottom-Station (HBS) direkt am Ozeanboden gesammelt. Eine detaillierte Beschreibung der verwendeten Methoden ist im Fahrtbericht und im Zwischenbericht 2001 enthalten. Die Edelgasanalysen sind als Auftrag am Institut für Tracerozeanographie in Bremen (Prof. Dr. Monika Rhein, Dr. Jürgen Sültenfuß) erstellt worden. Die Arbeiten der zweiten Phase der Untersuchungen im Vorhaben konzentrierten sich auf das Arbeitsgebiet IV am Kick'em Jenny, für das bereits die auf dem Schiff erhobenen Daten deutliche Hinweise auf einen Einfluss hydrothermalen Lösungen ergaben.

Tabelle 3.1 Zusammenfassung der Untersuchungen in der Wassersäule

Station	CTD	Proben	KW	DIC	pH	$\delta^{13}\text{C}$	DOC	He	Bemerkungen
Kahouanne B.									
01-CTD	X	11	X	X	X				
03-CTD	X	11	X	X					
06-CTD	X	8	X		X				
09-CTD	X	12	X	X	X				
11-CTD	X	5	X						
16-CTD	X	10	X	X	X				
21-CTD	X	3	X						
23-CTD	X								
25-CTD	X	3	X						
32-CTD	X	10	X	X	X				
36-CTD	X	12	X	X	X				
37-CTD	X	5	X	X	X				
40-CTD	X								
42-CTD	X								
44-CTD	X								
46-CTD	X								Windenprobleme
48-CTD	X								
50-CTD	X	8	X						
58-CTD	X	5	X	X	X				
60-CTD	X	4	X	X	X				
Dominica									
65-CTD	X	11	X	X	X		X		
67-CTD	X	1	X						
69-CTD	X	3	X						
75-CTD	X	11	X	X	X				
79-CTD	X	8	X	X	X		X		
80-CTD	X	4	X	X	X				
81-CTD	X	4	X	X	X				
St. Lucia									
97-CTD	X	7	X	X	X		X		
99-CTD	X	1	X						15L filtr. MB
N'Grenada									
102-CTD	X	4	X	X	X				
104-CTD	X	4	X	X	X				
105-CTD	X	2	X						
Kick' em Jenny									
106-CTD	X	12	X	X	X				
108-CTD	X	11	X	X	X	X	X	X	
112-CTD	X	12	X	X	X	X	X	X	
118-CTD	X	8	X	X	X				15L filtr. MB
119-CTD	X	8	X	X	X	X			
126-CTD	X	8	X	X	X				
129-CTD	X	10	X	X	X				
130-CTD	X	7	X	X	X	X		X	
Sum		243							
	X	Probenahme für den entsprechenden Parameter							

3.1.1 CTD-Daten

Arbeitsgebiet I: Kahouanne Becken und Montserrat Ridge

Das erste ozeanographische Profil wurde am 18. Januar mit Station 01CTD im Kahouanne Basin ($16^{\circ}28.81'N$, $61^{\circ}58.60'W$) aufgenommen. Insgesamt wurden 20 CTD-Stationen im Arbeitsgebiet 1 durchgeführt, das das Kahouanne Becken und den Monserrat Rücken umfasst

(Tabelle 3.2). Generell wurden dabei CTD Daten für die gesamte Wassersäule aufgezeichnet und Wasserproben mit dem Kranzwasserschöpfer während des Hievens genommen.

Tabelle 3.2 CTD-Stationen im Arbeitsgebiet 1; Kahouanne Becken und Monserrat Rücken

Station	Datum	Länge	Breite	Wassertiefe [m]*
01 CTD	18.01.2001	16°28,81'	61°58,60'	1133m
03 CTD	18.01.2001	16°28,6'	61°57,07'	1212m
06 CTD	18.01.2001	16°30,01'	62°00,01'	1057m
09 CTD	18.01.2001	16°30,01'	62°00,02'	1060m
11 CTD	18.01.2001	16°28,79'	61°60,00'	1036m
16 CTD	20.01.2001	16°27,00'	61°56,99'	1216m
21 CTD	20.01.2001	16°30,19'	62°00,94'	1040m
23 CTD	21.01.2001	16°31,60'	62°00,91'	1078m
25 CTD	21.01.2001	16°30,05'	62°03,02'	922m
32 CTD	22.01.2001	16°26,78'	61°56,01'	1218m
36 CTD	22.01.2001	16°37,94'	62°17,04'	839m
37 CTD	22.01.2001	16°36,80'	62°19,00'	629m
40 CTD	22.01.2001	16°37,09'	62°19,41'	607m
42 CTD	23.01.2001	16°37,50'	62°19,69'	632m
44 CTD	23.01.2001	16°37,69'	62°20 00'	673m
46 CTD	23.01.2001	16°38,15'	62°20,24'	766m
48 CTD	23.01.2001	16°39,52'	62°20,00'	975m
50 CTD	23.01.2001	16°38,99'	62°17,61'	811m
58 CTD	24.01.2001	16°34,08'	62°18,22'	921m
60 CTD	24.01.2001	16°34,08'	62°16,52'	950m

* Bodenkontakt CTD

Das CTD Profil an der Station 01CTD zeigte eine ausgeprägte Dichtesprungschicht bei 80m Wassertiefe. Die gut durchmischte Deckschicht zeigte eine Temperatur von 26.5°C und eine Salinität um 36 (Abb. 3.1). Unterhalb der Thermokline bestand ein Salinitätsmaximum in 130m Wassertiefe.

Zwischen 600m Wassertiefe und dem Ozeanboden bei 1133m waren die Wassertemperaturen kleiner 7°C. Generell traten in den Profilen der Temperatur und Salinität keine Anomalien auf, die als Hinweis auf den Einfluss hydrothermaler Lösungen gewertet werden können. Entsprechendes gilt auch für die Profile der Sauerstoffge-

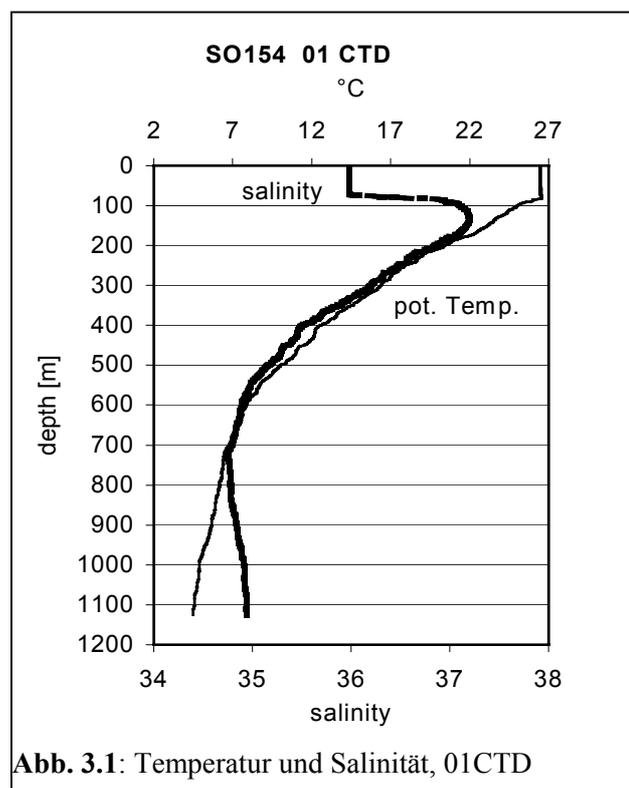


Abb. 3.1: Temperatur und Salinität, 01CTD

halte und Lichtdurchlässigkeit, wobei letztere ein schwaches Minimum bei 1100m Wassertiefe anzeigte (Abb. 3.2).

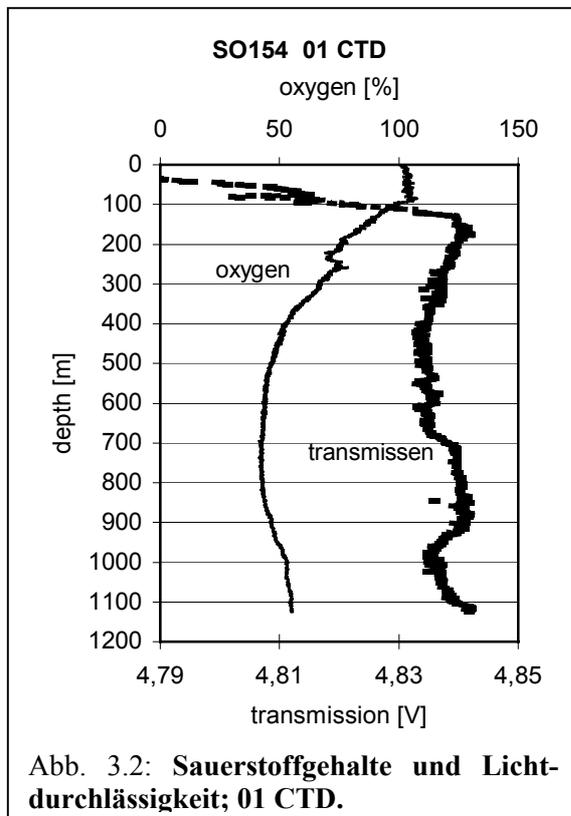


Abb. 3.2: Sauerstoffgehalte und Lichtdurchlässigkeit; 01 CTD.

Auch die zweite CTD Station, 03CTD, wurde im Kahouanne Becken gefahren. Hier wurde ein leichtes Minimum der Lichtdurchlässigkeit bei 500m gemessen, das vermutlich durch Zooplankton verursacht ist. Innerhalb des tieferen Wasserkörpers trat zudem wieder ein Minimum zwischen 920 and 1010m Wassertiefe auf.

Weitere Untersuchungen am nordwestlichen Rand des Kahouanne Beckens, Stationen 06CTD, 09CTD und 11CTD, bestätigten die geringere Lichtdurchlässigkeit im Tiefenbereich bei 1000m, wie auch Station 16CTD etwa 1,7 nm südlich der Station 03CTD. An allen Stationen zeigte sich im tieferen Wasser eine Zunahme der Sauerstoffsättigung und der Salinität bei erniedrigter Temperatur, Anzeichen für das Intra American Sea deep water (IASDW). Das

IASDW dringt aus dem Atlantik an den tieferen Passagen, besonders der Anegada und der Windward Passage in die Karibik ein. Auch weitere Stationen im Bereich des Kahouanne Beckens (21 – 36 CTD) ergaben keinen Hinweis auf rezente hydrothermale Aktivität.

Generell zeigten sich in den hydrographischen Profilen des Arbeitsgebietes I keine signifikanten Indikationen für den Eintrag hydrothermalen Lösungen. Die Verteilungen von Temperatur and Salinität in der Wassersäule waren vielmehr allein Ausdruck der regionalen ozeanographischen Bedingungen. Entsprechend ergibt das Temperatur – Salinität Diagramm der ersten 10 CTD-Stationen ein recht einheitliches Bild (Abb. 3.3).

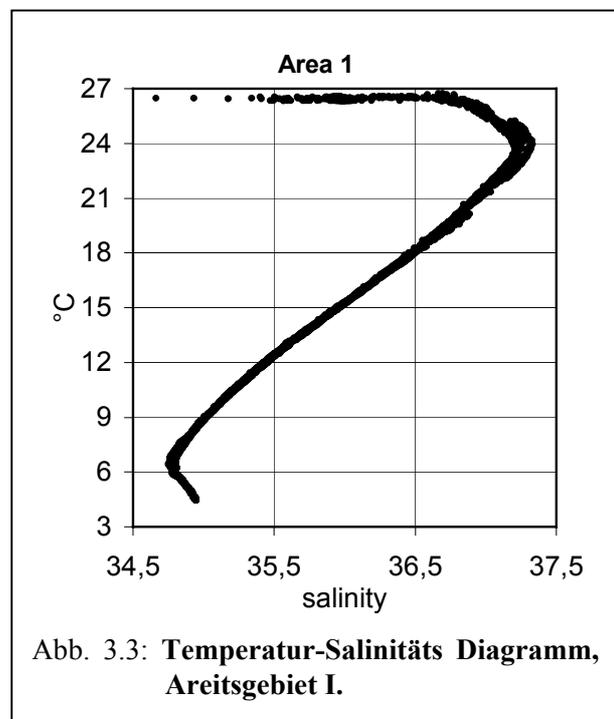


Abb. 3.3: Temperatur-Salinitäts Diagramm, Arbeitsgebiet I.

Lediglich das verbreitete Auftreten von verminderter Lichtdurchlässigkeit um 1000m Tiefe im Arbeitsgebiet I könnte Anzeichen rezenter hydrothermal Aktivität sein, wobei auch

ozeanographische Faktoren Ursache sein können. Jedenfalls scheint es unwahrscheinlich, das eine mögliche hydrothermale Quelle im direkten Umfeld zu dem untersuchten Gebiet (16°30'N, 62°W; 16°26'N, 62°W; 16°26'N, 61°56'W; 16°30'N, 61°56'W) besteht.

Die weiteren 9 CTD Stationen im Arbeitsgebiet I am Monserrat Rücken, (CTD Stationen 37-60), ergaben keinerlei Hinweis auf den rezenten Eintrag hydrothermaler Lösungen in die Wassersäule.

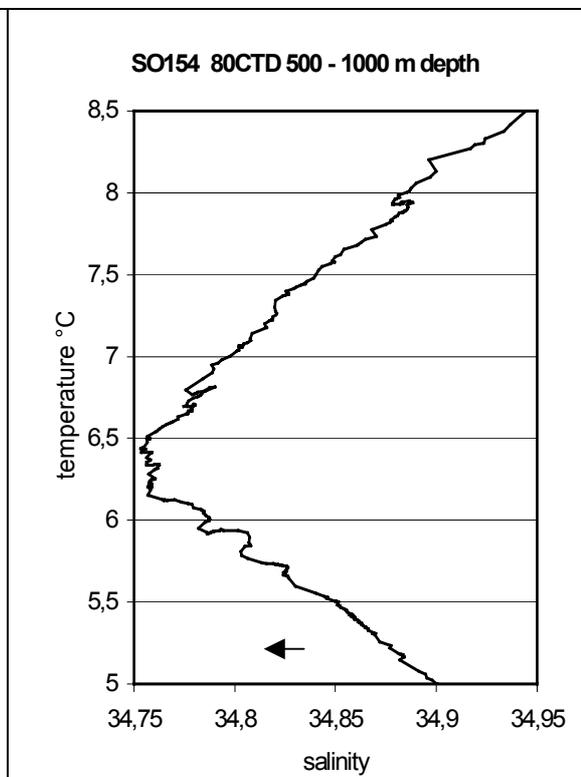
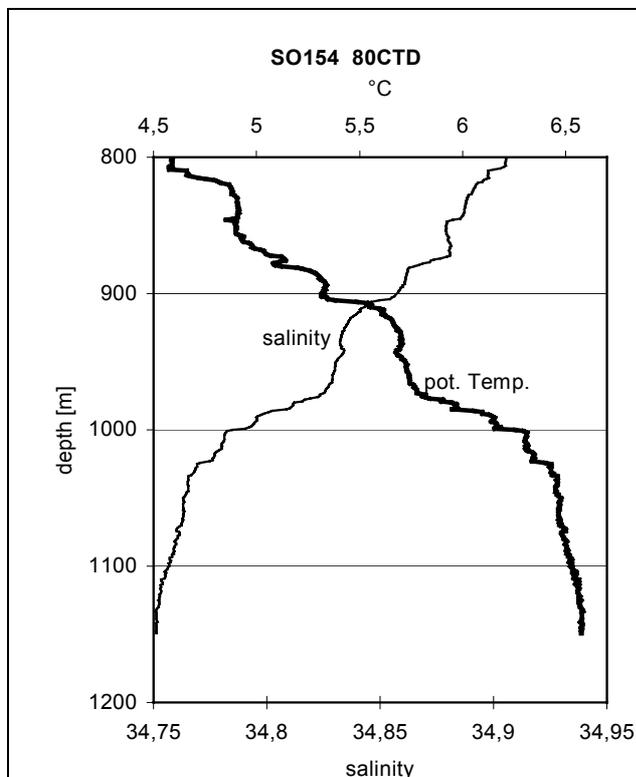
Arbeitsgebiet II: Dominica

Nahe der Insel Dominica wurden 8 CTD-Stationen durchgeführt (Tabelle 3.3).

Tab. 3.3 CTD-Stationen im Arbeitsgebiet II.

Station	Datum	Länge	Breite	Tiefe [m]*
65 CTD	25.01.2001	15°13,21'	61°24,90'	1664m
67 CTD	25.01.2001	15°11,51'	61°24,75'	1419m
69 CTD	25.01.2001	15°13,79'	61°23,16'	872m
70 CTD	25.01.2001	15°13,50'	61°22,88'	777m
75 CTD	26.01.2001	15°35,65'	61°34,24'	1634m
79 CTD	27.01.2001	15°36,00'	61°32,66'	1085m
80 CTD	27.01.2001	15°37,26'	61°32,00'	1152m
81 CTD	27.01.2001	15°38,90'	61°32,00'	1036m

* Bodenkontakt CTD



In den Abbildungen 3.4 und 3.5 sind die Verteilungen der Temperatur und Salinität im tieferen Wasserkörper für das Arbeitsgebiet II anhand der Station 80CTD exemplarisch dargestellt. Beide Parameter zeigen recht steile Gradienten unterhalb von 500m Tiefe. Aufgrund der Nähe der Insel und der Dynamik des Strömungssystems, ist in diesem Bereich vom Einfluss turbulenter Mischung auszugehen, die Zunahmen der Temperatur mit steigender Tiefe, die in einigen Fällen auch mit einer inversen Dichteschichtung einhergehen, verursachen und den Eintrag hydrothermaler Lösungen vortäuschen kann. Die Vermutung, dass die in den CTD-Profilen beobachteten Unregelmäßigkeiten (Pfeil in Abb. 3.4) nicht hydrothermal bedingt sind, wurde durch die Messungen der Kohlenwasserstoffe und Spurenmetalle an den Wasserproben bestätigt.

Arbeitsgebiet III: St. Lucia Bay

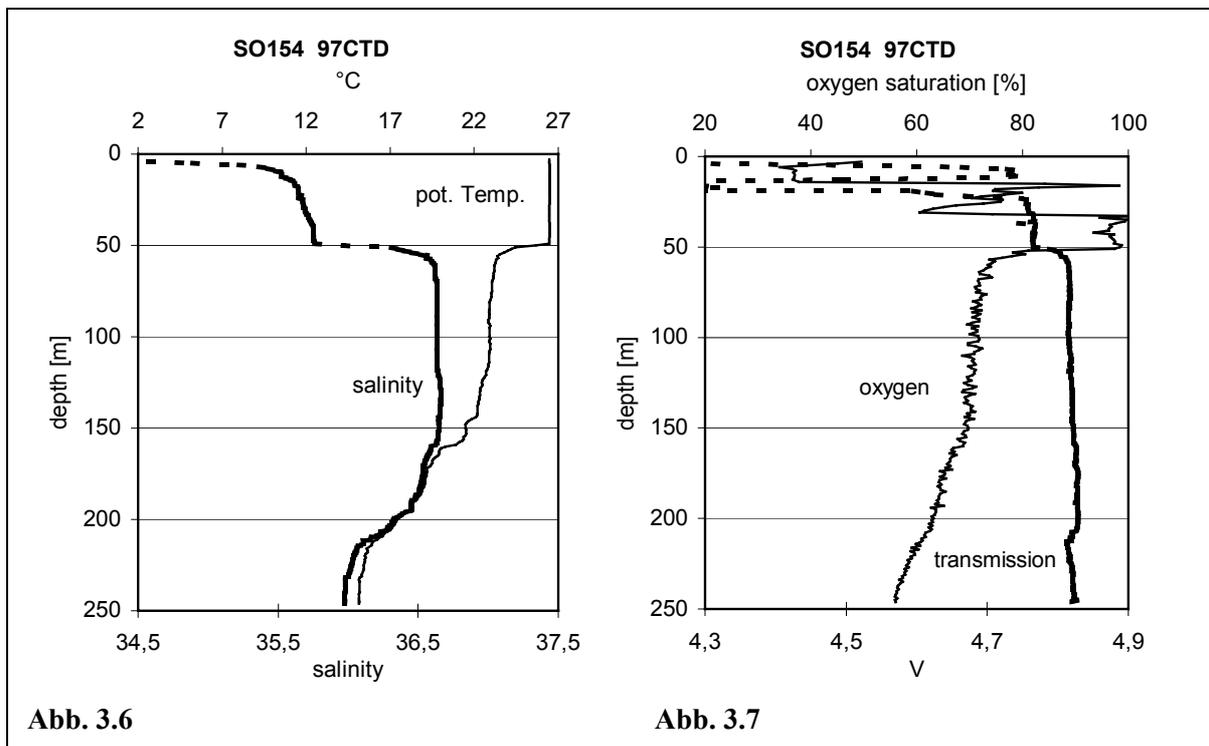
Im Arbeitsgebiet III wurden zwei CTD-Stationen bei relativ geringen Wassertiefen direkt vor der Insel St. Lucia in einer Bucht gefahren (Tabelle 3.4)

Tabelle 3.4 CTD-Stationen Arbeitsgebiet III; St. Lucia Bay

Station	Datum	Länge	Breite	Tiefe [m]*
97 CTD	29.01.2001	13°51,13'	61°04,09'	246m
99 CTD	29.01.2001	13°51,16'	61°04,15'	265m

* Bodenkontakt CTD

Die aufgenommenen CTD Profile waren für beide Stationen sehr ähnlich. Eine wenige Meter mächtige Deckschicht ist von Süßwasser beeinflusst (Abb. 3.6). Darunter ist der obere Wasserkörper bis zur Thermokline bei 50m Tiefe von starken Schwankungen der



Sauerstoffsättigung und der Lichtdurchlässigkeit bestimmt (Abb. 3.7), die Ergebnis biologischer Prozesse in der Küstenzone sind. Obwohl warme Quellen von der St. Lucia Bay bekannt sind, zeigten die ozeanographischen Profile keine klaren Anzeichen für den Einfluss hydrothermaler Lösungen. Vermutlich werden die im Oberflächenwasser zu erwartenden Signale durch die starken Gradienten und die ausgeprägte biologische Aktivität überdeckt.

Arbeitsgebiet IV: Grenada und Kick'em Jenny

Nördlich der Insel Grenada wurden auf drei CTD-Stationen (Tabelle 3.5) keine Indikationen für aktiven Hydrothermalismus entdeckt.

Tabelle 3.5 CTD-Stationen; N' Grenada, Arbeitsgebiet IV

Station	Datum	Länge	Breite	Tiefe [m]*
102 CTD	30.01.2001	12°19,67'	61°31,98'	49m
104 CTD	30.01.2001	12°19,28'	61°31,78'	48m
105 CTD	30.01.2001	12°19,21'	61°32,16'	45m

* Bodenkontakt CTD

Fortgesetzt wurden die Arbeiten mit sieben CTD-Stationen im Umfeld des untermeerischen Vulkans Kick'em Jenny (Tabelle 3.6). Leider war es auf Grund sicherheitstechnischer Bedenken nicht möglich direkt über dem Krater des Vulkans zu arbeiten, vielmehr musste ein Abstand von 500m zum Kraterrand eingehalten werden.

Keines der ozeanographischen Profile zeigt klare Hinweise auf den Eintrag hydrothermaler Lösungen in die Wassersäule. Entsprechend zeigt das die Daten aller Stationen für den Tiefenbereich von 450 bis 1000m zusammenfassende Temperatur – Salinitäts – Diagramm keine Anomalien (Abb. 3.8).

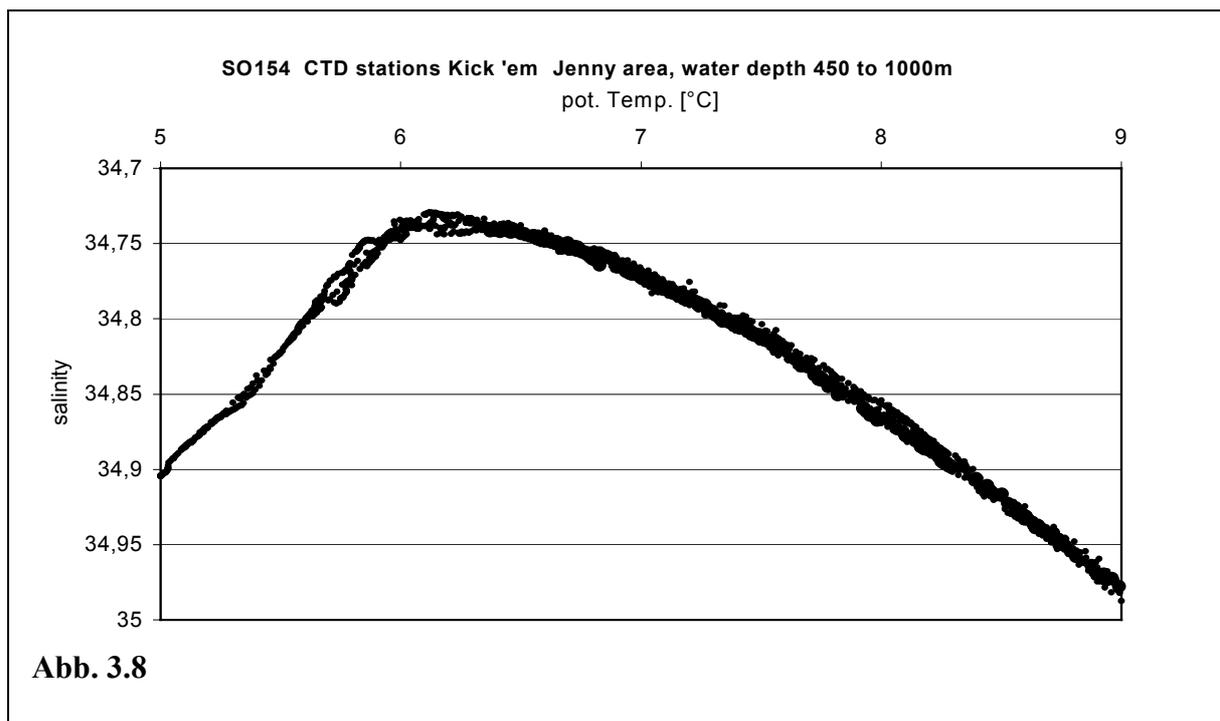
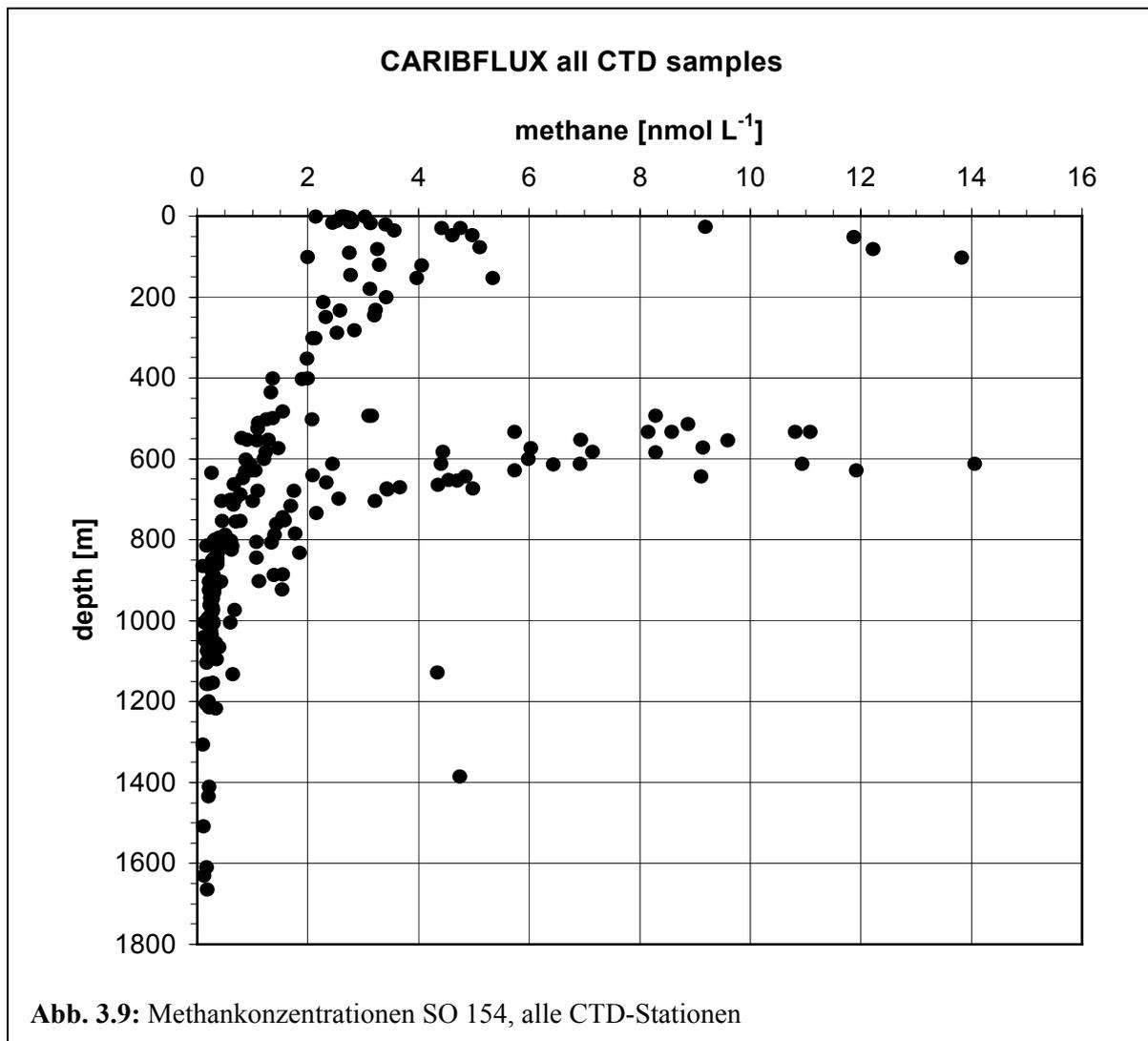


Tabelle 3.6 CTD-Stationen; Kick'em Jenny, Arbeitsgebiet IV

Station	Datum	Länge	Breite	Tiefe [m]*
106 CTD	30.01.2001	12°19,98'	61°39,15'	1381m
108 CTD	30.01.2001	12°18,59'	61°38,97'	905m
112 CTD	30.01.2001	-	-	887m
118 CTD	01.02.2001	12°16,85'	61°38,41'	758m
119 CTD	01.02.2001	12°16,85'	61°38,01'	664m
126 CTD	01.02.2001	12°16,86'	61°38,02'	672m
129 CTD	02.02.2001	12°17,95'	61°39,15'	916m
130 CTD	02.02.2001	12°17,34'	61°38,61'	693m

* Bodenkontakt CTD

3.1.2 Methan

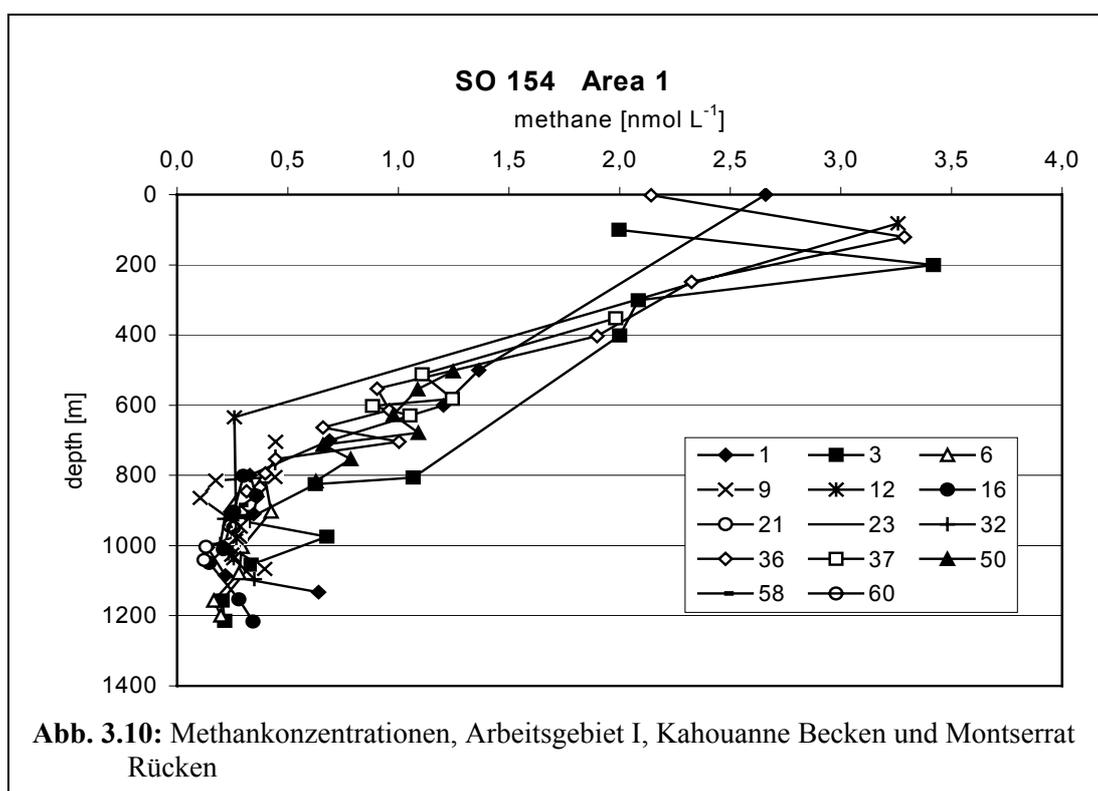


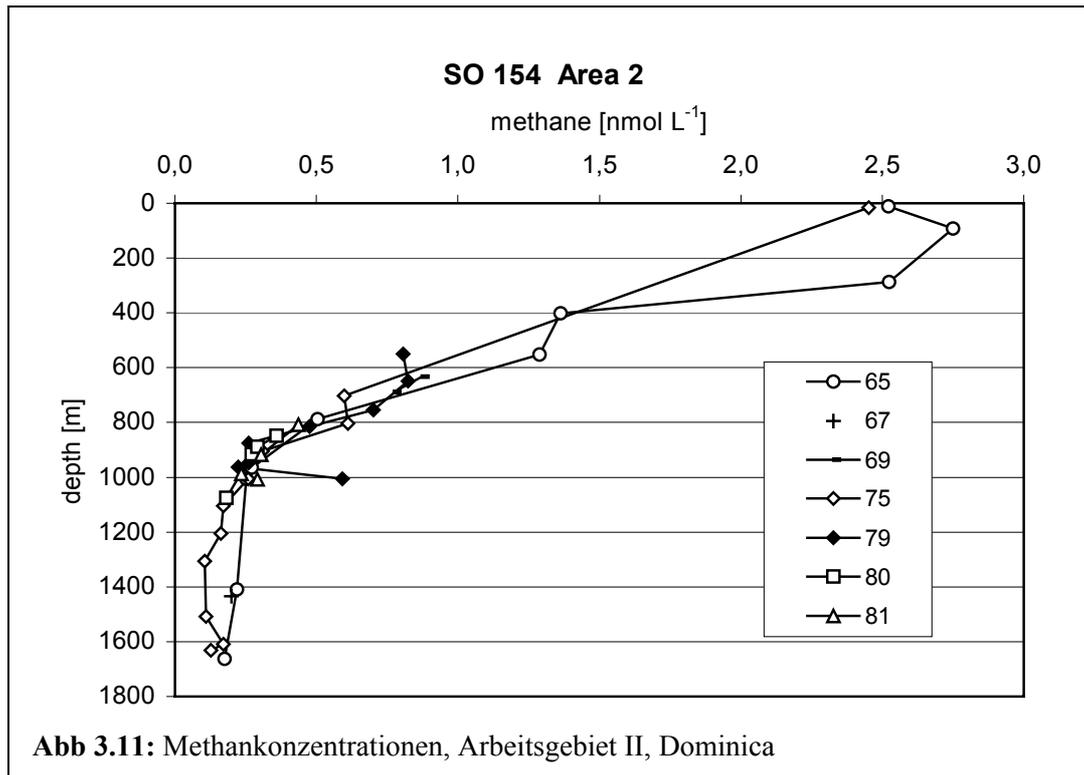
Insgesamt wurden 220 Wasserproben auf ihren Gehalt an gelösten Kohlenwasserstoffen direkt nach der Probenahme auf dem Schiff untersucht. Generell waren C_2 – C_5 Kohlenwasserstoffe nur in Spuren vorhanden. Der Bericht konzentriert sich daher auf die Methankonzentrationen.

Abbildung 3.9 gibt einen Überblick über das gesamte Datenfeld der Ergebnisse der Methanmessungen. Deutlich erhöhte Methankonzentrationen wurden im oberen Bereich der Wassersäule (Arbeitsgebiet St. Lucia) und um 600m Wassertiefe (Arbeitsgebiet Kick'em Jenny) auf.

Arbeitsgebiet I: Kahouanne Becken und Montserrat Rücken

Generell waren die in diesem Gebiet gemessenen Methankonzentrationen kleiner 3.5 nmol l^{-1} wobei Werte über 1.5 nmol l^{-1} ausschließlich in den oberen 400m der Wassersäule gefunden wurden (Abb. 3.10). Die Methanreicherung unterhalb der bei etwa 90m Tiefe gelegenen Thermokline entspricht Beobachtungen, die bei Untersuchungen in unterschiedlichen Ozeangebieten gemacht wurden (z.B. Seifert et al., 1999a; 1999b) und wird durch biologische Aktivität und den Gasaustausch zwischen Ozeanoberfläche und Atmosphäre verursacht. Unterhalb von 900m Wassertiefe wurden lediglich in zwei Proben schwache Methangehalte über 0.5 nmol l^{-1} festgestellt: in der direkt über dem Ozeanboden genommenen Probe der Station 01CTD und bei 975m Tiefe an Station 03CTD. Während im Fall der Station 01CTD aus dem Porenwasser bei der Grundberührung der CTD in die Wassersäule gelangtes Methan Ursache sein kann, ist bei Station 03CTD ein Einfluss methanreicher Lösung nicht auszuschließen. Allerdings konnte im Verlauf der weiteren Arbeiten keine Bestätigung für einen solchen Eintrag gefunden werden. Demnach weisen die Methandaten auf eine wenn überhaupt sehr geringe hydrothermale Aktivität in diesem Arbeitsgebiet hin.



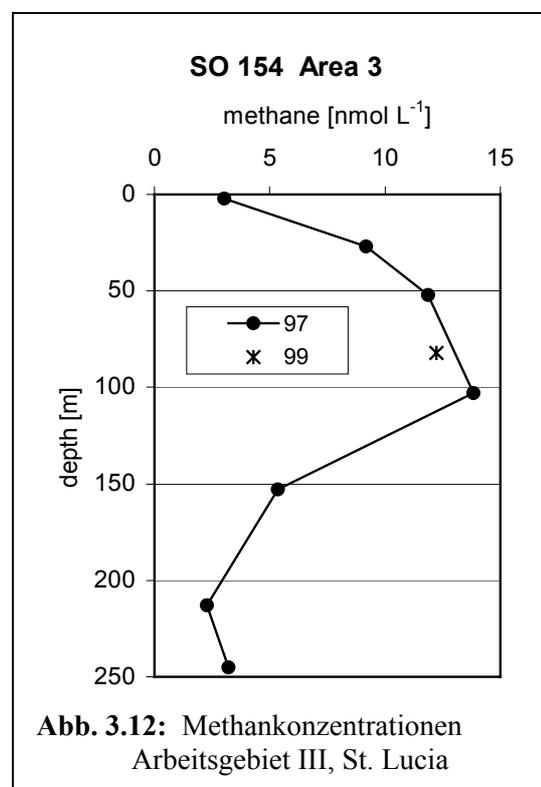


Arbeitsgebiet II: Dominica

Im Umfeld der Insel Dominica wurden Verteilungen der Methankonzentrationen ähnlich den im Arbeitsgebiet I beobachteten gefunden. Die höchsten Werte traten im oberflächennahen, von biologischen Prozessen bestimmten Wasserkörper auf, während im tieferen Wasser die Konzentrationen 1 nmol l⁻¹ nicht überstiegen. Anzeichen für den Einfluss methanreicher Lösungen lagen nicht vor, obwohl von Dominica starker rezenter Vulkanismus bekannt ist und heiße Quellen im Küstenbereich beobachtet wurden.

Arbeitsgebiet III, St. Lucia

Methankonzentrationen wurden in diesem Arbeitsgebiet lediglich an Proben von zwei CTD Stationen gemessen, die beide in der Hafengebucht von St. Lucia Bay nahe der Küste gelegen sind. Hydrothermale Quellen sind von verschiedenen Lokationen an der Küste der Bucht bekannt. Deutlich erhöhte Methangehalte von bis zu 13,8 nmol l⁻¹ wurden in den oberen 150m der Wassersäule gemessen (Abb. 3.12). Diese starke Anreicherung ist ein Hinweis auf



den Eintrag methanreicher Lösungen. Allerdings konnten keine Anomalien der Temperatur oder Salinität in den ozeanographischen Profilen identifiziert werden. Da aus verschiedenen Meeresgebieten hoher Primärproduktivität, z.B. dem Arabischen Meer, ähnlich hohe Methankonzentrationen aus Wassertiefen zwischen 100 und 150m bekannt sind, kann eine biologische Quelle für die hohen Methangehalte nicht ausgeschlossen werden. Der deutliche Abfall der Konzentrationen oberhalb von 100m Tiefe zeigt einen netto Methanfluss in die Atmosphäre an, zumal Methan in der Deckschicht gegenüber der atmosphärischen Ausgleichskonzentration übersättigt ist.

Arbeitsgebiet IV: Grenada und Kick'em Jenny

Drei CTD-Stationen wurden in dem relativ flachen Gebiet nördlich der Insel Grenada durchgeführt. Die Methankonzentrationen lagen zwischen 2.5 und 5 nmol l⁻¹ (Abb. 3.13). Dabei lagen die Gehalte in den oberen 20m der Wassersäule nahe der atmosphärischen Ausgleichskonzentrationen. Darunter stiegen die Methangehalte deutlich an, wobei mit diesem Anstieg keine Anomalien der ozeanographischen Parameter einhergingen. In Anbetracht der geringen Wassertiefe und der starken Strömung von etwa 2 kn ist die beobachtete Verdoppelung der Methankonzentrationen zwischen 15 und 30m Tiefe ein Hinweis auf eine recht starke Quelle. Allerdings können aus den vorliegenden Daten keine Schlüsse auf den Charakter dieser Quelle, seien es Red suspensionsprozesse, hydrothermale Austritte oder biologische Aktivität in der Wassersäule, gezogen werden.

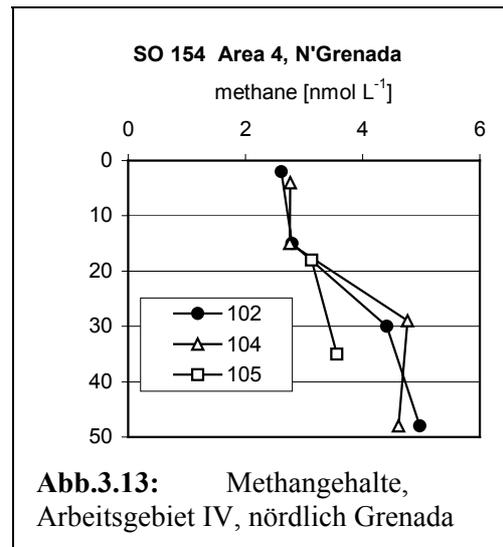


Abb.3.13: Methangehalte, Arbeitsgebiet IV, nördlich Grenada

Kick'em Jenny

Leider war aus sicherheitstechnischen Gründen erforderlich, einen Mindestabstand von 1,5 km zu dem Krater des Vulkans Kick'em Jenny zu halten. Dennoch ergaben die Messungen in diesem Gebiet deutliche Hinweise auf rezente Austritte methanreicher Lösungen. Alle Stationen zeigten ein ausgeprägtes Konzentrationsmaximum zwischen 550

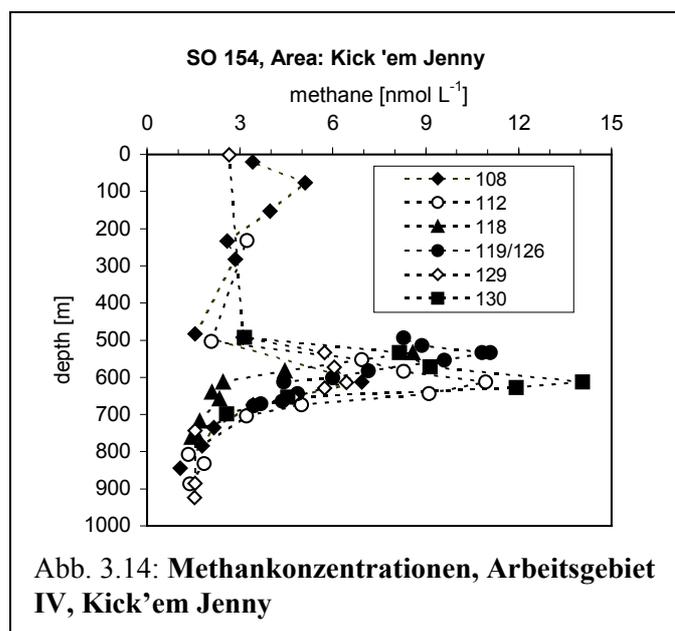


Abb. 3.14: Methankonzentrationen, Arbeitsgebiet IV, Kick'em Jenny

Tabelle 3.7: 134 HBS, Kick 'em Jenny	
Probe	Methan [nmol l ⁻¹]
1	20.31
10	18.36
4	20.23

und 650m Wassertiefe (Abb. 3.14) mit Gehalten an Methan von bis zu 14 nmol l^{-1} an der Station 130CTD. Demnach ist von einem erheblichen Austritt methanreicher Lösungen an der Flanke des Kick'em Jenny bei wassertiefen im Bereich von 600 bis 700m auszugehen. Stark erhöhte Methankonzentrationen wurden auch in den mit der Hydro-Bottom-Station (HBS) gewonnenen Proben gefunden (Tabelle 1).

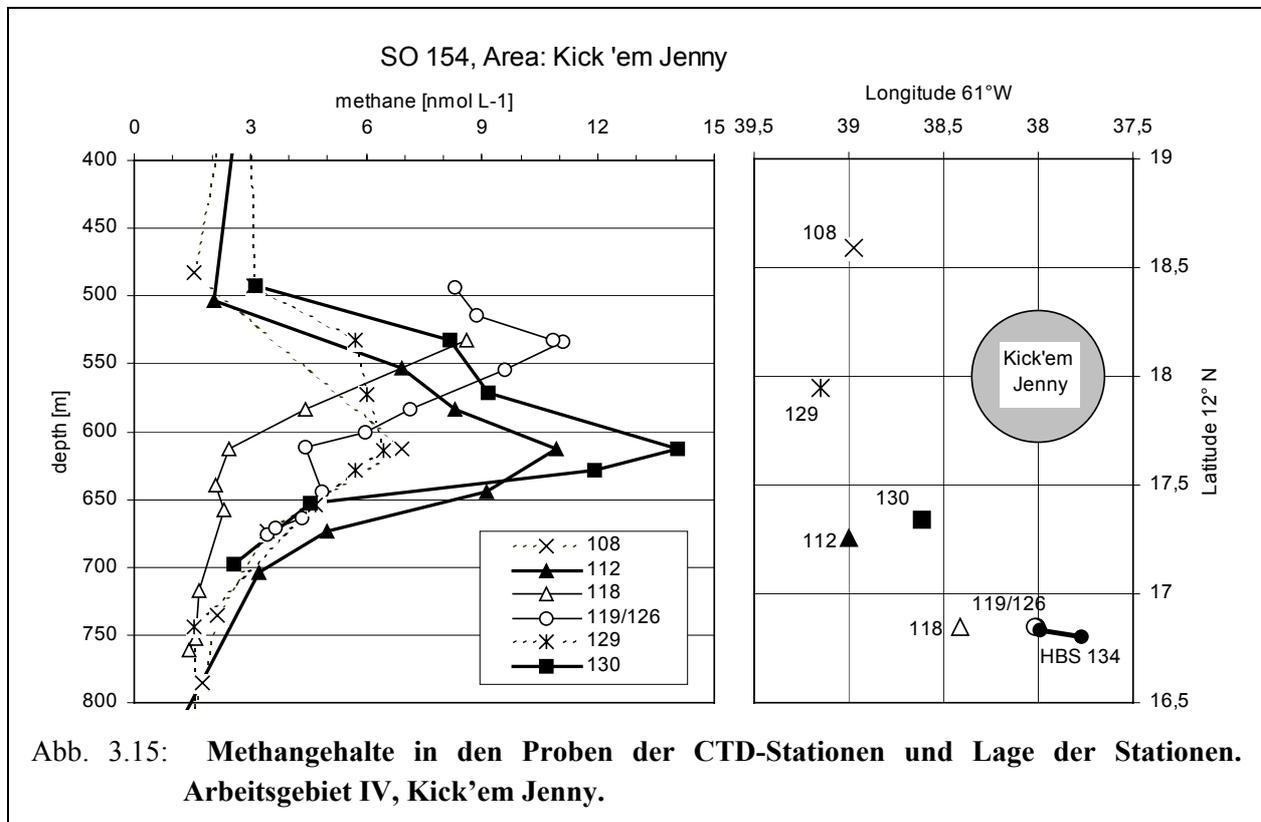
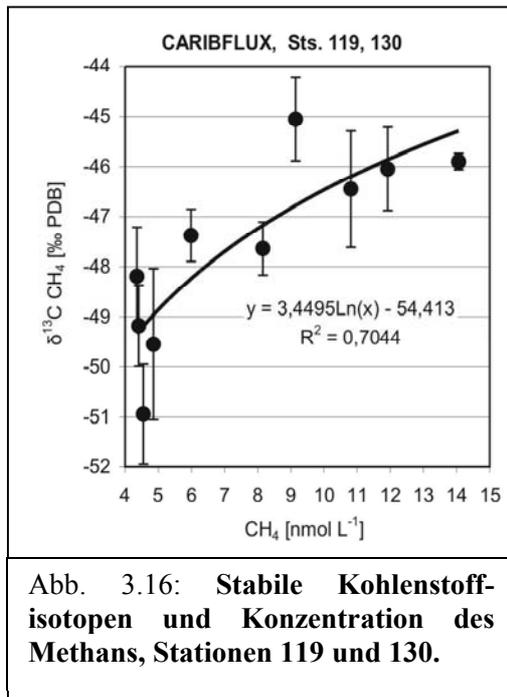


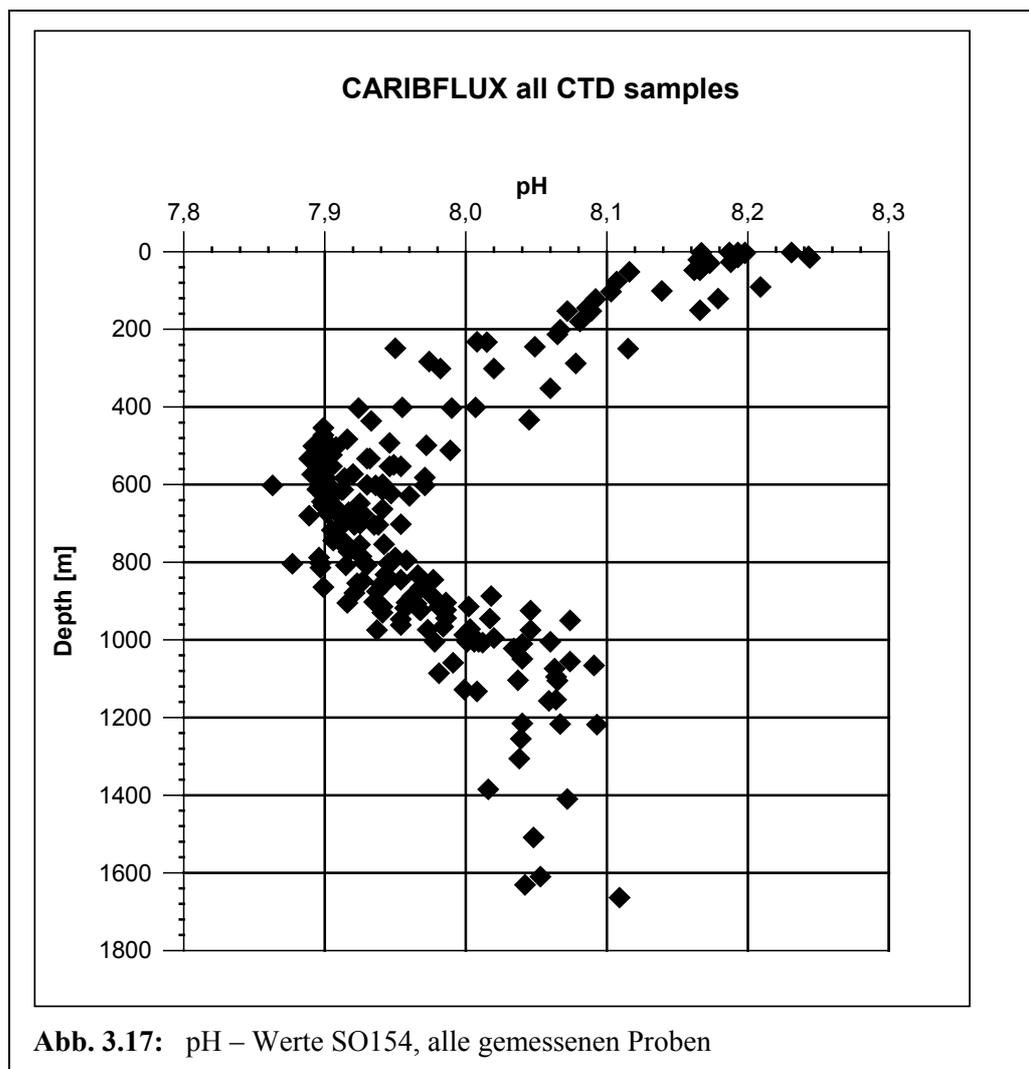
Abb. 3.15: Methangehalte in den Proben der CTD-Stationen und Lage der Stationen. Arbeitsgebiet IV, Kick'em Jenny.

Bei einer genaueren Betrachtung der vorliegenden Daten zeichnen sich zwei Plumes ab (Abb. 3.15). Die höchsten Methankonzentrationen südwestlich des Vulkans wurden in 615m Tiefe gefunden (Stationen 112 und 130), während das Maximum im Süden des Vulkans (Stationen 118 und 119/126) bei 540m Tiefe liegt. Die weiter im Norden gelegenen Stationen (129 und 108) weisen einen ausgedehnteren Bereich mit weniger stark erhöhten Konzentrationen auf; sie liegen vermutlich weiter entfernt von den Austrittsstellen im Einflussbereich beider Plumes. Diese Annahme wird von den detaillierten Analysen der Spurenmetallgehalte für die Proben der Station 129 bestätigt (Halbach et al., 2002; Koschinsky et al., 2002). Während die Spurenmetallgehalte im oberen Bereich des Methanmaximums erhöht sind, zeigen sie deutlich erniedrigte Konzentrationen im unteren Bereich des Maximums (siehe Bericht der FU Berlin). Demnach könnte der bei den Stationen 112 und 130 prominente methanreiche Plume bei 613m Tiefe von einer metallarmen kondensierten Dampfphase gespeist werden. Dagegen können die zwischen 500 und 550m Tiefe gefundenen erhöhten Spurenmetallgehalte bei einem weniger starken Methanmaximum als Hinweis auf den Einfluss einer Brine-Phase gesehen werden.



Um mehr Informationen zur Herkunft des Methans zu erhalten, wurde für ausgewählte Proben die Isotopensignatur des Methankohlenstoffs bestimmt. Die Ergebnisse zeigen eine signifikante Zunahme des ¹³C-Gehaltes mit steigender Konzentration (Abb. 3.16). Dies spricht gegen eine biogene Herkunft des Methans, für das eine gegenteilige Tendenz mit niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ Werten bei hohen Konzentrationen zu erwarten ist. Zudem scheint die Konzentration vorrangig durch die Mischung zwischen methanreicher hydrothermaler Lösung und methanarmem Seewasser und weniger durch den mikrobiellen Abbau des Methans in der Wassersäule bestimmt zu sein.

3.1.3 pH



pH-Messungen wurden auf dem Schiff durchgeführt, um in Verbindung mit den Bestimmungen des gelösten anorganischen Kohlenstoffs (DIC) die Mengen des gelösten CO_2 ($\text{CO}_{2(\text{aq})}$) berechnen zu können. Direkte Anzeichen für den Eintrag hydrothermaler Lösungen in die Wassersäule anhand von pH-Anomalien sind nur in der direkten Umgebung starker Quellen zu erwarten. Insgesamt wurden pH-Wert für 206 Wasserproben gemessen (Abb. 3.17), wobei in keinem Fall besonders niedrige, auf hydrothermale Lösungen hinweisende gefunden wurden.

3.1.4. DIC

DIC Analysen sind an Proben aus allen Arbeitsgebieten erfolgt und ergaben Werte zwischen 1980 und 2366 $\mu\text{mol L}^{-1}$ (Abb. 3.18). Der obere Teil der Abbildung verdeutlicht, dass die

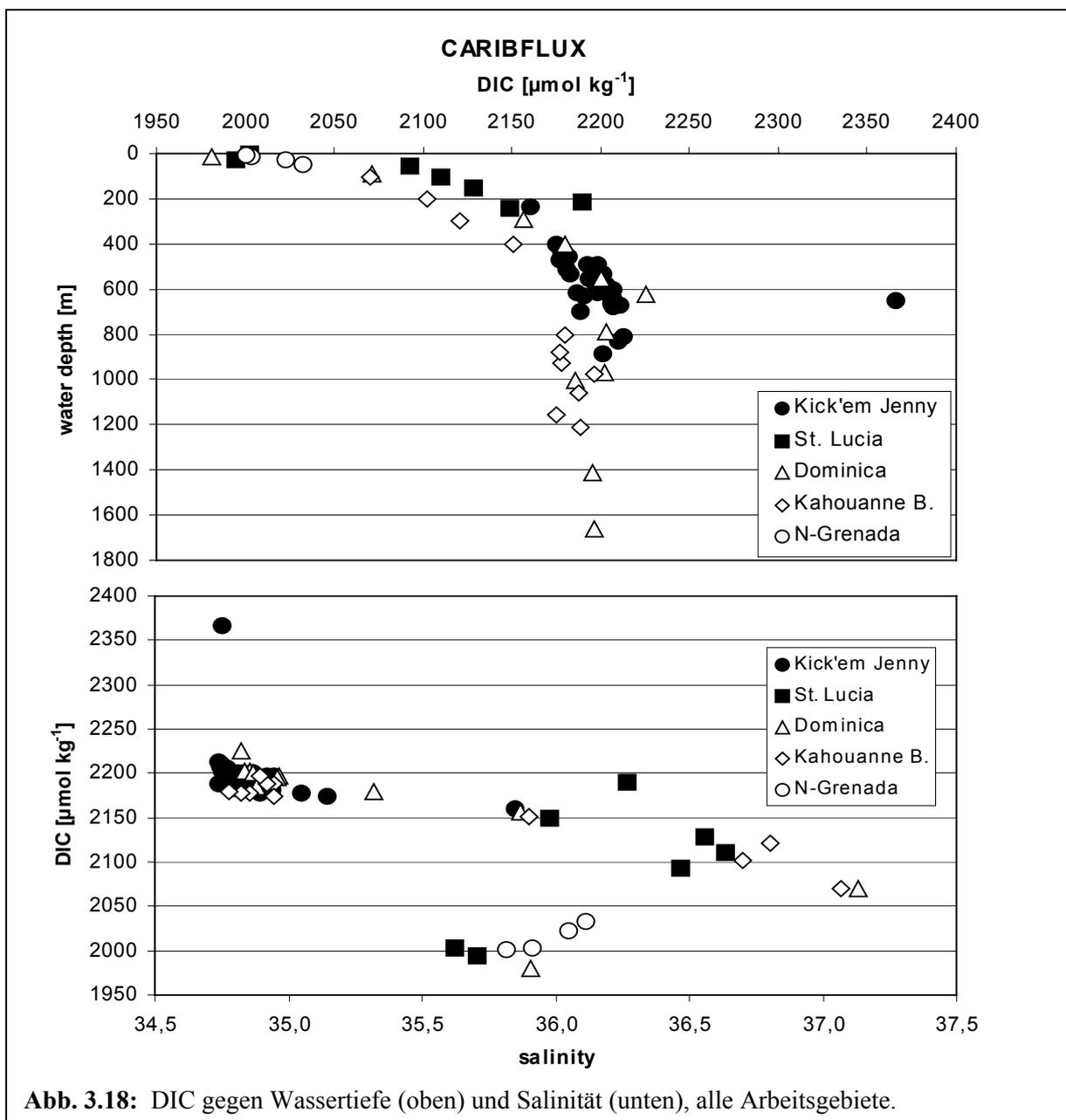


Abb. 3.18: DIC gegen Wassertiefe (oben) und Salinität (unten), alle Arbeitsgebiete.

DIC-Konzentrationen vorrangig biologisch gesteuert sind. Geringe Werte sind im Bereich der phototrophen CO_2 -Fixierung zu sehen, unterhalb derer die Werte bis zu einer Tiefe von 600m ansteigen. Der höchste Wert ergab sich an St. 130 bei 653m Tiefe; dabei weist die Probe keine deutlich erhöhten Methangehalte auf. Ausgenommen diese eine Probe treten auch im Bereich des Kick'em Jenny keine DIC-Werte auf, die auf einen Eintrag durch CO_2 reiche Fluide hinweisen. Im unteren Teil der Abb. 3.18 sind die DIC-Gehalte gegen die Salinität aufgetragen. Er zeigt, dass die einzelnen Wasserkörper auch durch unterschiedliche DIC-Konzentrationen charakterisiert sind. Niedrige Gehalte im Oberflächenwasser bei Salinitäten zwischen 35,5 und 36, Gehalte um $2100 \mu\text{mol L}^{-1}$ im Bereich des bei 100 bis 200m Wassertiefe liegenden Salinitätsmaximums und Werte um $2200 \mu\text{mol L}^{-1}$ im tieferen Wasser. Zusätzlich ist zu erkennen, dass einzelne Proben der Stationen am Kick'em Jenny leicht erniedrigte Salinitäten aufweisen. Dies kann Ausdruck der Einmischung niedrig salinärer Lösungen sein.

3.1.5 Gelöster organischer Kohlenstoff (DOC)

DOC -Werte liegen für die Stationen 65 und 79 (Arbeitsgebiet: Dominica) sowie 108 und 112 (Kick'em Jenny) vor; sie umspannen einen Bereich von 90 bis $209 \mu\text{mol L}^{-1}$. Besonders interessant sind die Ergebnisse aus dem Bereich des Kick'em Jenny. Aus Abb. 3.19 wird deutlich, dass hohe DOC Gehalte mit hohen Methankonzentrationen einhergehen. Da der Methankohlenstoff lediglich um 0,01‰ des DOC stellt und zudem bei der Probenaufbereitung für die DOC Messung mit dem CO_2 ausgetrieben wird, kann er nicht für die Beobachtung verantwortlich sein. Vielmehr deuten die erhöhten DOC Werte auf eine verstärkte biologische Aktivität in den methanreichen Horizonten hin, die von Mikroorganismen getragen sein könnte.

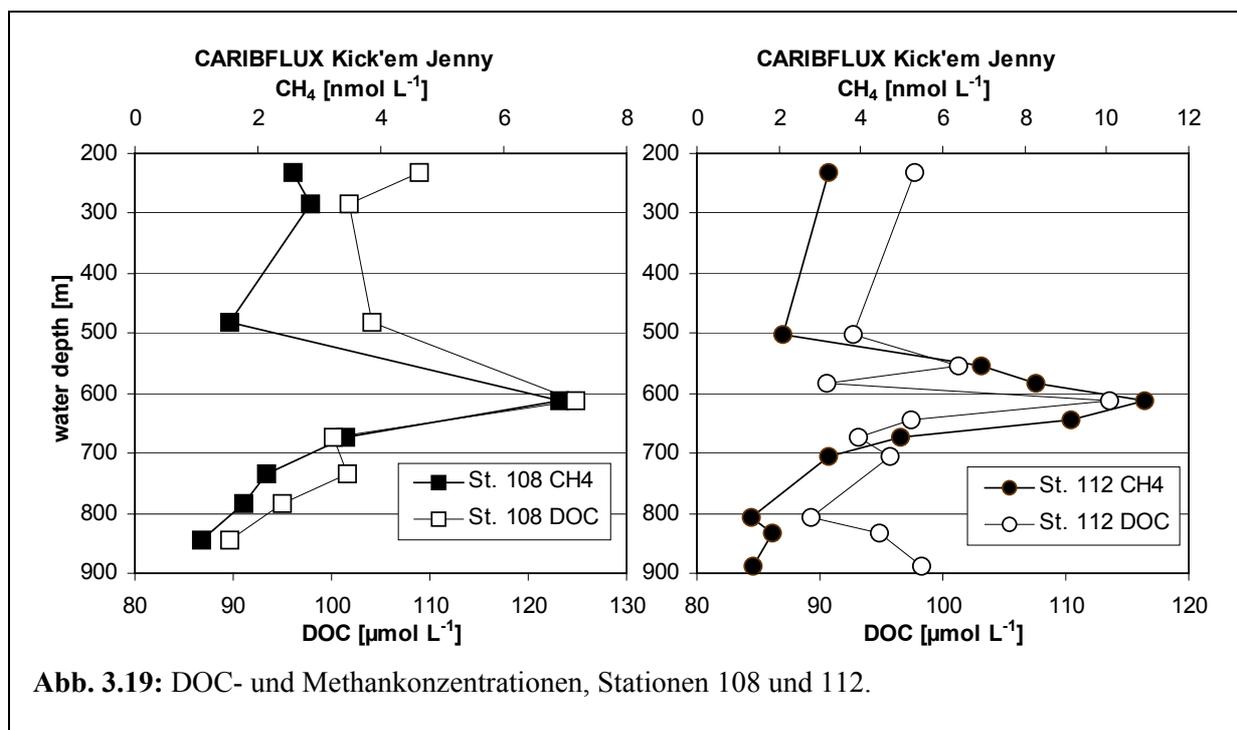


Abb. 3.19: DOC- und Methankonzentrationen, Stationen 108 und 112.

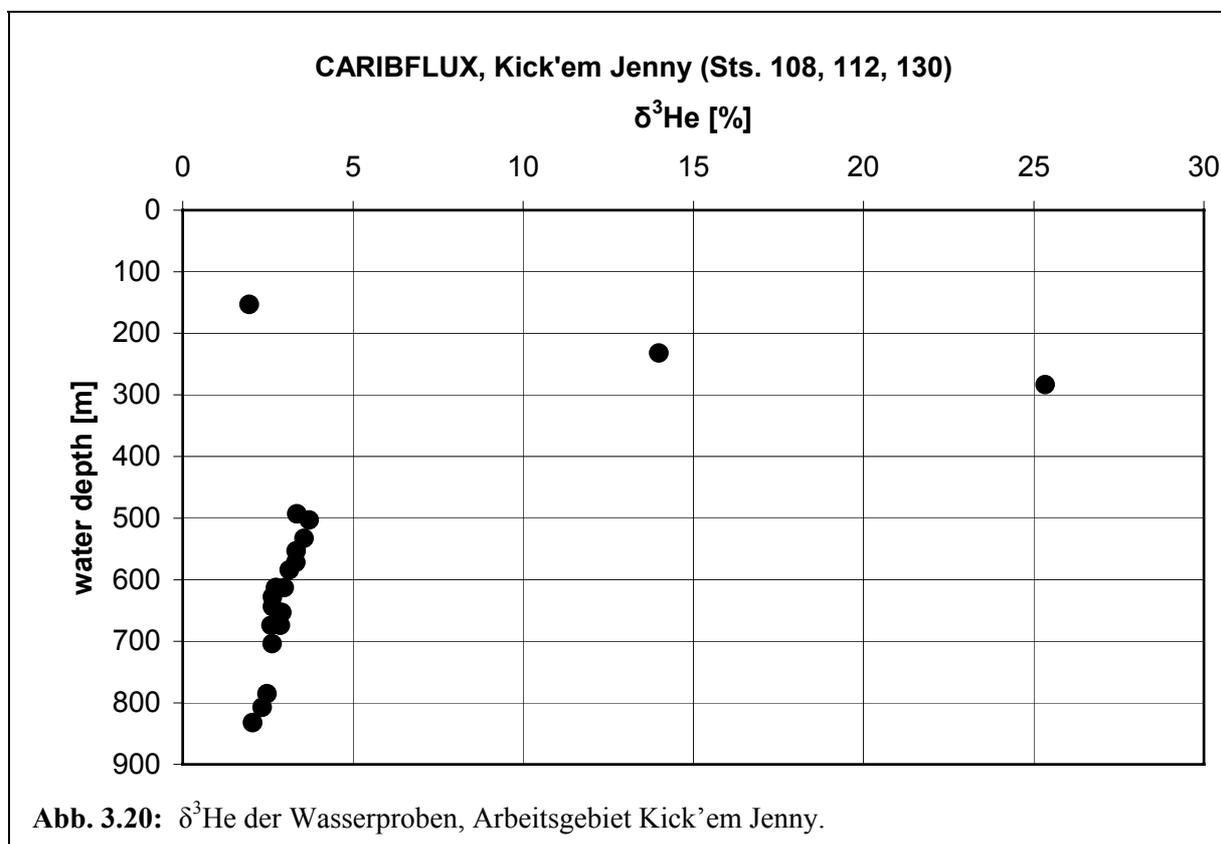
Eine ähnlich ausgeprägte Parallelität zwischen den CH₄- und DOC-Konzentrationen ist bisher bei keiner unserer Studien in hydrothermal aktiven marinen Gebieten beobachtet worden und, soweit wir wissen, auch nicht in der Literatur beschrieben.

3.1.6 Edelgase

Edelgasanalysen auf die Gehalte an gelöstem ³He, ⁴He und ²⁰Ne wurden als Auftrag an der Abteilung für Tracerozeanographie der Universität Bremen, Frau Prof. Dr. M. Rhein und Dr. J. Sültenfuß, durchgeführt. Ziel war insbesondere, anhand der He-Isotopensignatur Informationen zu möglichen Einträgen von hydrothermalen Lösungen zu erhalten, die eine Mantelkomponente enthalten. Anzeiger einer solchen Komponente sind erhöhte δ³He-Werte:

$$\delta^3\text{He} [\%] = (R_{\text{Probe}} / R_{\text{Atmosphäre}} - 1) * 100$$

Dabei ist R das ³He zu ⁴He Verhältnis, das für atmosphärisches He 1,384 * 10⁻⁶ beträgt. Die Ergebnisse für Proben aus dem Arbeitsgebiet Kick'em Jenny sind in Abb. 3.20 zusammengefasst.

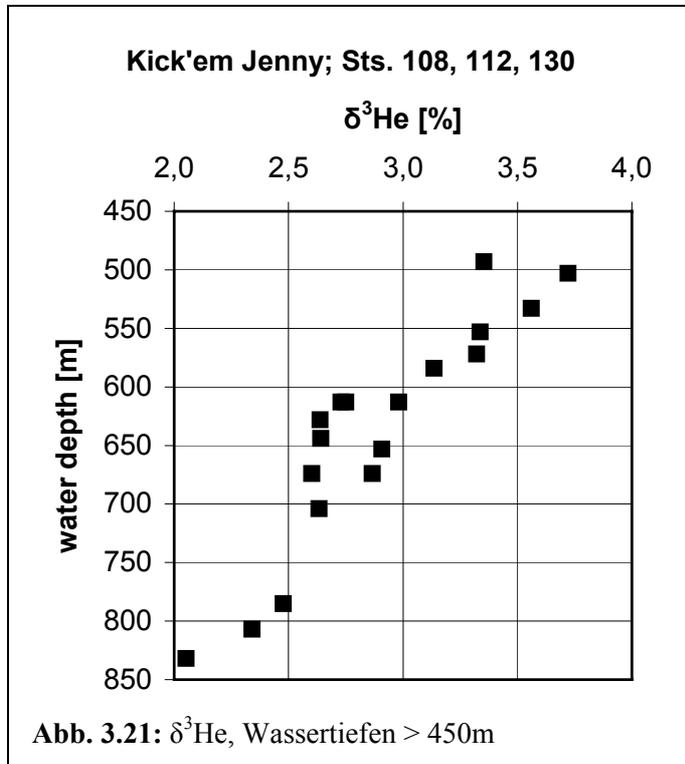


Deutlich erhöhte Werte bis 25,3 % treten zwischen 200 und 300m Wassertiefe auf. Eine Ursache für erhöhte δ³He können relative ³He-Anreicherungen aus dem Tritiumzerfall sein. In den untersuchten Wasserkörpern sollte diese Quelle jedoch maximal für Anstiege des δ³He unter 5% verantwortlich sein. Wir nehmen an, dass die erhöhten δ³He-Werte von Anteilen einer hydrothermal zugeführten Mantelkomponente verursacht sind. Die ΔHe/Ne-Werte unterstützen diese Annahme. Es ist:

$$\Delta\text{He}/\text{Ne} = \Delta\text{He korrigiert über } \Delta\text{Ne} \text{ (Abzug atmosphärischer Komponente)}$$

wobei $\Delta\text{He} [\%] = (^4\text{He}_{\text{Probe}}/^4\text{He}_{\text{Equi}} - 1) * 100$ und $\Delta\text{Ne} [\%] = (\text{Ne}_{\text{Probe}}/\text{Ne}_{\text{Equi}} - 1) * 100$; X_{Equi} bezeichnen dabei jeweils die anhand der potentiellen Temperatur und der Salinität berechnete Gleichgewichtskonzentration mit der Atmosphäre.

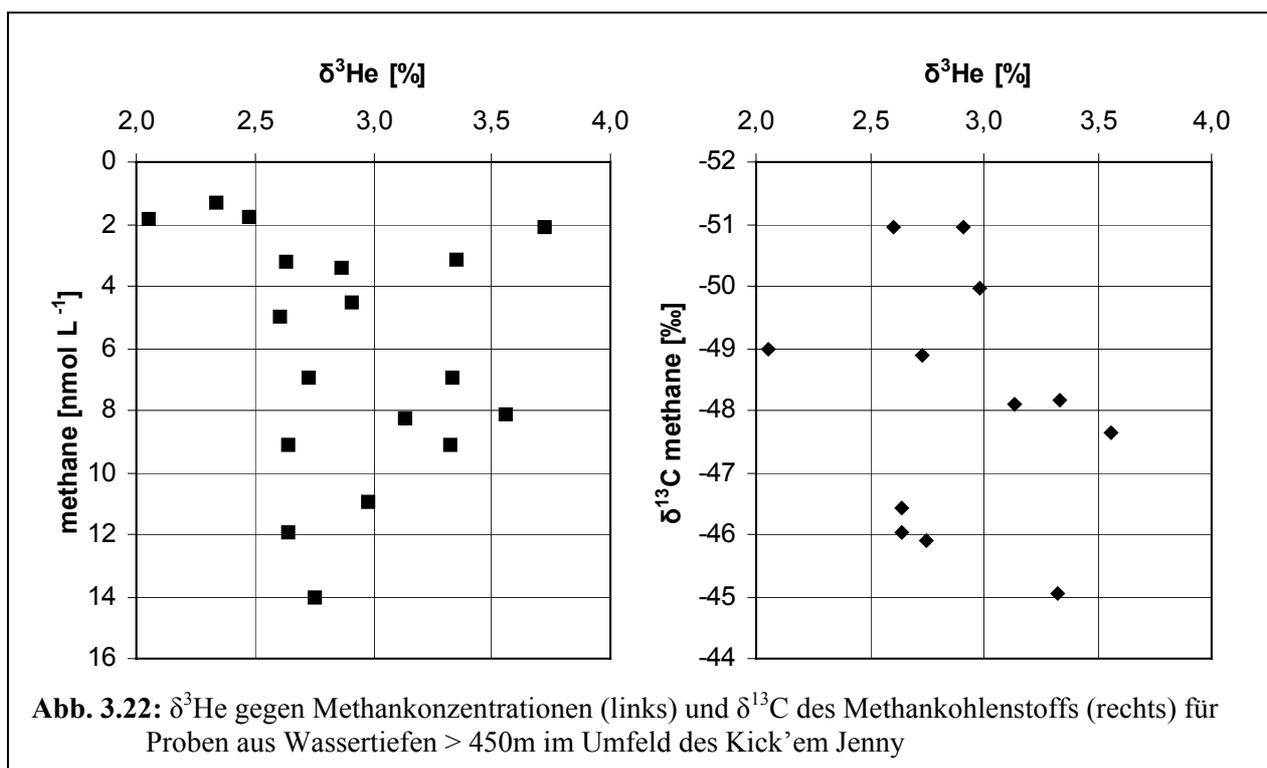
Der theoretische Wert für das $\Delta\text{He}/\text{Ne}$ bei einem $\delta^3\text{He} = 25,3 \%$ durch den Einfluss einer Komponente mit einem $R/\text{Ra} = 8$ – Signatur der in hydrothermalen Lösungen an mittelozeanischen Rücken beobachteten Mantelkomponente – beträgt 3,75%. Dies entspricht



sehr gut dem gemessenen $\Delta\text{He}/\text{Ne}$ von 3,71.

Allerdings sind für die Proben aus 200–300m Wassertiefe keine deutlichen Methananreicherungen beobachtet worden.

Im Bereich der beobachteten Methan- und DOC Anomalien in ca. 600m Tiefe ergeben die $\delta^3\text{He}$ keinen Hinweis auf den Beitrag magmatischer Fluide tiefen Ursprungs (Abb. 3.21). Bei Werten generell kleiner 4% zeigt sich eine stetige Abnahme mit zunehmender Wassertiefe. Entsprechend sind auch keine direkten Beziehungen zwischen den $\delta^3\text{He}$ -Werten und den Methan-Konzentrationen (Abb. 3.22, links) oder der Kohlenstoffisotopen-Signatur des Methans auszumachen (Abb. 3.22,



rechts).

Möglich ist, dass der unter anderem in den Methangehalten und C-Isotopensignaturen angezeigte Einfluss rezenter aktiver Hydrothermalismuses keinen Anteil primordialer Erdmantelkomponenten enthält, während die an ^3He angereicherte Quelle, die sich im Tiefenbereich 200–300m abzeichnet, in größerer Entfernung zu den Probenahmepunkten liegt, so dass nur noch Signale der chemisch und biologisch inerten Tracer klar erhalten sind.

3.2 Literatur

Halbach P., Marbler H., Cronan D.S., Rahders E., Seifert R. (2002) Submarine hydrothermal mineralisations and fluids off the lesser Antillen Island Arc—initial results from the CARIBFLUX cruise SO 154. *InterRidge News*, **11**, 18–22.

Koschinsky A., Halbach P., Sander S., Michaelis W., Seifert R. (2002) Hydrothermal fluids in the North Fiji Basin and Lesser Antilles. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 66, no. 15A, Special Supplement, Abstracts of the 12th Annual V.M Goldschmidt Conference, Davos, Switzerland, August 18-23, 2002 Extended Abstract.

Seifert R., Dellling N., Richnow H.H., Kempe S., Hefter J., and Michaelis W. (1999a) Ethylene and methane in the upper water column of the subtropical Atlantic. *Biogeochemistry* **44**, 73-91.

Seifert R., Dellling N., and Michaelis W. (1999b) Umsetzungsprozesse des Methans im Arabischen Meer – Informationen aus der Kohlenstoffisotopie. JGOFS-Indik, SO 117 und SO 119. In Meeresforschung mit FS Sonne. Statusseminar 10.–12. März 1999 in Freiberg, pp.85–87. Forschungszentrum Jülich, Jülich. (extended abstract)

3.3 Öffentlichkeitsarbeit und Publikationen

Halbach P., Marbler H., Cronan D.S., Rahders E., Seifert R. (2002) Submarine hydrothermal mineralisations and fluids off the lesser Antillen Island Arc—initial results from the CARIBFLUX cruise SO 154. *InterRidge News*, **11**, 18–22.

Koschinsky A., Halbach P., Sander S., Michaelis W., Seifert R. (2002) Hydrothermal fluids in the North Fiji Basin and Lesser Antilles. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 66, no. 15A, Special Supplement, Abstracts of the 12th Annual V.M Goldschmidt Conference, Davos, Switzerland, August 18-23, 2002 (Extended Abstract).

Seifert R., Koschinsky A., Halbach P. und Michaelis W. (2003) Geochemische Hinweise auf hydrothermale Fluide in der karibischen See entlang des vulkanischen Inselbogens der Kleinen Antillen (Ergebnisse SO 154). Statusseminar Meeresforschung mit FS Sonne, 12. – 14 März 2003, Hamburg (Extended Abstract).

Neben diesen bisher vorgelegten Publikationen ist eine zusammenfassende Veröffentlichung der erzielten Ergebnisse geplant.

4. Teilprojekt des Max-Planck-Instituts für Marine Mikrobiologie Bremen (03 G 0154 C)

Mikrobiologie der Hydrothermalsysteme des vulkanischen Inselbogens der Kleinen Antillen

Zuwendungsempfänger: Max-Planck-Institut für Marine Mikrobiologie, Förderkennzeichen
Celsiusstr. 1, 28359 Bremen 03G0154 C

Vorhabenbezeichnung: Hydrothermale Prozesse und Massenflüsse im Bereich des vulkanischen Inselbogens der Kleinen Antillen (Karibik) - CARIBFLUX – SO 154
Teilprojekt des Max-Planck-Instituts für marine Mikrobiologie: Mikrobiologie der Hydrothermalsysteme des vulkanischen Inselbogens der Kleinen Antillen

Laufzeit des Vorhabens: 01.09.2000-31.10.2002

Berichtszeitraum: 01.09.2000 – 31.10.2002

Projektleiter: Dr. Jan Küver
Projektmitarbeiter: Dr. Christian Borowski (siehe Arbeitsgruppe Giere)
Birte Meyer

4.1. Wichtigste wissenschaftlich-technische Ergebnisse

Die im Rahmen dieses Projektes durchgeführten mikrobiologischen Arbeiten gliedern sich in kultivierungsabhängige und molekularbiologische Untersuchungen, die sich wie folgt zusammensetzen:

Kultivierung von aeroben schwefeloxidierenden chemo- und phototrophen Bakterien und deren Quantifizierung

Kultivierung von anaeroben sulfatreduzierenden Bakterien (SRB) und deren Quantifizierung

Isolierung von DNA aus Anreicherungskulturen und Umweltproben (während der Ausfahrt fixiert)

Erfassung der bakteriellen Diversität über die Amplifizierung eines 500 Basen langen Fragments des 16S rRNA Gens und deren Auftrennung (Denaturierende Gradienten Gel Elektrophorese; DGGE)

Erfassung der Diversität der Archaea über eine neu entwickelte DGGE mittels spezifischer Primer (dieser Teil war ursprünglich nicht geplant, stellt aber eine sinnvolle Ergänzung dar)

Phylogenetische Analyse der aus Umweltproben und Reinkulturen gewonnen 16S rRNA Gen Sequenzen

Außerdem wurde über die oben genannten molekularen Methoden untersucht, welche Bakterien und Archaea in einem Tiefseeschwamm vorkommen. Der Schwamm wurde darüber hinaus über eine Teilsequenzierung des 18S rRNA Gens klassifiziert. Diese Untersuchung wurde ebenfalls abweichend vom ursprünglichen Programm betrieben, da letztlich keinerlei Hydrothermalsysteme gefunden wurden.

Versuchsweise wurde eine molekulare Analyse basierend auf einem funktionellen Gen, der *aps* Reduktase, durchgeführt. Dieses Gen ist für dissimilatorisch sulfatreduzierende Mikroorganismen essentiell, kommt aber auch in vielen schwefeloxidierenden Bakterien (SOB) und Archaea (SOA) vor. Dadurch sollte ein spezifischer Nachweis von Organismen, die am Schwefelkreislauf beteiligt sind, ermöglicht werden. Ein Nachweis bestimmter SOB, SOA oder thermophiler sulfatreduzierende Mikroorganismen hätte einen indirekten Hinweis auf hydrothermale Aktivität geliefert. Diese Analyse war ebenfalls ursprünglich nicht vorgesehen.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die angewandten Methoden gute Ergebnisse lieferten und sogar eine Verifizierung verschiedener Methoden möglich war. Es ergaben sich keinerlei Hinweise auf Organismen, die typisch für Hydrothermalsysteme sind. Der größte Teil der Archaea fiel in die *Crenarchaeota*, in Cluster, die bereits an nicht hydrothermal beeinflussten marinen Standorten nachgewiesen wurden. Extremophile Vertreter oder Organismen, die an höhere Temperaturen angepasst sind (wie sie z.T. in bestimmten Clustern anzutreffen sind), konnten nicht gefunden werden. Gleiches gilt für die Bakterien. Hier waren lediglich die aus der Mangankruste isolierten Stämme bzw. die Klonsequenzen von besonderem Interesse, da sie phylogenetisch in die Nähe von schwefeloxidierenden Bakterien (SOB) aus Fachwasserhydrothermalsystemen bzw. symbiontischen SOB fielen. Dieses Ergebnis kann als ein Hinweis auf rezenten Hydrothermalismus gedeutet werden. Möglich wäre aber auch, dass diese Organismen weiterverbreitet sind und auch durch die Verwertung reduzierter Verbindungen aus Ablagerungen (wie hier die Mangankruste oder Sulfide) überleben können.

Die Untersuchungen des Tiefseeschwamms brachten interessante Ergebnisse, da viele der 16S rRNA Gen Sequenzen mit aus der Literatur bekannten Schwammsymbionten in Einklang gebracht werden konnten. Schwämme haben eine spezifische mikrobielle Population, die sich vom umgebenden Meerwasser oder Sediment unterscheidet. Dieses wurde durch die von uns durchgeführten Untersuchungen bestätigt.

4.1.1. Kultivierung und Quantifizierung von verschiedenen physiologischen Bakteriengruppen über MPN Reihen

Die Ergebnisse der Quantifizierung und die daraus abzuleitenden Rückschlüsse sind bereits ausführlich in dem 1. Zwischenbericht dargestellt. Hinsichtlich dieser Ergebnisse ergaben sich kein neuer Erkenntniszugewinn. Viel mehr bestätigen die molekularen Untersuchungen, die vorhandenen Resultate. Das grundsätzliche Problem bestand in dem Nichtvorhandensein von hydrothermalen Quellen. Die dafür ausgelegten Medien, die in den MPN-Verdünnungsreihen benutzt wurden, führten zur Kultivierung von Mikroorganismen, die aber nicht in Beziehung zu Hydrothermalismus standen. Es konnten u.a. chemolithoautotrophe schwefeloxidierende Bakterien und sulfatreduzierende Bakterien kultiviert werden. Die Zahlen waren jedoch vergleichsweise gering. Daraus erhaltene Isolate waren ebenfalls nicht eindeutig mit Hydrothermalquellen in Verbindung zu setzen.

Die Kultivierung mit Wasserstoff bzw. Methan als Elektronendonatoren führte zu Wachstum von aeroben Bakterien in geringen Dichten. Diese konnten jedoch nie in Kultur genommen werden, so daß eine Isolierung nicht möglich war. Eine Überprüfung des Mineralmediums mit ausgesuchten Vergleichskulturen zeigte selbst nach langen Standzeiten keinerlei Wachstumsbeeinträchtigung dieser Organismen. Offensichtlich liegen diese Elektronendonatoren an den untersuchten Standorten nicht in ausreichender Konzentration vor, um das Wachstum darauf spezialisierter Mikroorganismen zu erlauben. Im Gegensatz

dazu sind reduzierte Schwefelverbindungen immer an marinen Standorten außerhalb der Wassersäule zu finden, da sie u.a. durch die dissimilatorische Sulfatreduktion ständig neu gebildet werden. Die deutlich höheren Zellzahlen für chemolithoautotrophe SOB und die erfolgreiche Isolierung einiger Bakterien, die in diese Gruppe fallen, lassen sich dadurch erklären. Ein unmittelbarer Zusammenhang zu hydrothermalen Quellen besteht nicht.

Die Ergebnisse der DGGE Analysen und die phylogenetische Einordnung der aus Umweltproben (über DGGE) und Reinkulturen gewonnenen 16S rRNA Gen Sequenzen ist in den folgenden Parsimony Bäumen dargestellt. Die kurzen Sequenzen wurden zu einem Baum, der aus Vollsequenzen berechnet wurde, hinzugefügt. Der Übersicht halber sind nur einige Linien gezeigt.

4.1.2. Phylogenetische Einordnung und Physiologie der Isolate

Die im Rahmen dieses Projekts erhaltenen SOB fallen sämtlich in einen Cluster innerhalb der gamma-Proteobakterien in die unmittelbare Nähe von schwefeloxidierenden Symbionten bzw. Isolat aus Flachwasserhydrothermalsystemen (Sievert et al. 1999, 2002). Sämtliche Isolate wachsen chemolithoautotroph mit verschiedenen reduzierten Schwefelverbindungen, weisen aber eine geringe Säuretoleranz auf. In dieser Hinsicht sind sie sehr ähnlich zu den Isolat aus dem Flachwasserhydrothermalsystemen. Letztere scheinen aber auch an nicht hydrothermal beeinflussten marinen Standorten weit häufiger zu sein, als bisher angenommen wurde. Schwefeloxidierende Bakterien der Gattungen *Thiomicrospira* oder *Halothiobacillus*, die sehr häufig aus aktiven Hydrothermalquellen isoliert wurden, konnten nicht isoliert oder molekular über ihre 16S rRNA Gene nachgewiesen werden.

Die sulfatreduzierenden Bakterien (SRB), die als Isolate gewonnen werden konnten, fallen überwiegend in den Genus *Desulfovibrio*, wobei sie entweder in den sehr tiefabzweigenden Cluster um *Desulfovibrio acrylicus* oder in den Cluster um „*Desulfovibrio caledonensis*“ fallen. Obwohl es sich nach der phylogenetischen Einordnung um neue Spezies handelte, wurden sie nicht weiter untersucht, da keinerlei physiologische Besonderheiten festzustellen waren. Interessanterweise konnte eines der Isolate sehr gut durch die Disproportionierung von Thiosulfat wachsen. Aus Proben von St. Lucia konnte ein eher ungewöhnlicher SRB isoliert und auch in mittels DGGE molekularbiologisch nachgewiesen werden, der hohe Ähnlichkeit zu dem falsch klassifizierten *Desulfobacterium catecholicum* aufweist. Organismen, die phylogenetisch in die Nähe dieses Organismus fallen, sind besonders im Estuarbereich häufig anzutreffen. So wurden sie u.a. im Schwarzen Meer (Römischer Schelf) und Jadebusen (Dangast und Sehestedt, Niedersachsen) nachgewiesen. Genau wie *D. catecholicum* können diese auch Nitrat als Elektronenakzeptor nutzen, wobei Ammonium gebildet wird. Sie zeichnen sich durch die Verwertung sehr diverser Kohlenstoffverbindungen aus. Sämtliche SRB fallen in Gruppen, die typisch für marine Habitate sind.

Die grünen und braunen Schwefelbakterien fallen alle in die den Genus *Chlorobium* und können neben reduzierten Schwefelverbindungen auch mit Wasserstoff anoxygen phototroph wachsen. Da sich der nach phylogenetischen Einordnung keinerlei Hinweise auf neue Species ergaben, wurden sie nicht weiter charakterisiert.

Sämtliche isolierte heterotrophen Bakterien, die als Schmarotzer zum Teil auch mit SRB assoziiert waren, sind entweder *Cytophaga* sp. oder Flavobakterien; wobei es sich auch hier um neue Species handelt. Die phylogenetisch ähnlichsten Bakterien konnten von anderen Autoren nur durch molekulare Methoden in marinen Habitaten nachgewiesen werden.

4.1.3. DGGE Analysen von Umweltproben, MPN-Reichen und Anreicherungs- bzw. Reinkulturen

Die phylogenetische Einordnung der aus Umweltproben (über DGGE) und Reinkulturen gewonnenen 16S rRNA Gen Sequenzen ist in den folgenden Maximum Parsimony Bäumen dargestellt. Die kurzen Sequenzen wurden zu einem Baum, der aus Vollsequenzen berechnet wurde, hinzugefügt. Der Übersicht halber sind immer nur einige Linien gezeigt. Insgesamt wurden ca. 150 Teilsequenzen erhalten, die jedoch nicht alle dargestellt wurden.

4.1.3.1. Bakterien

Der größte Teil der Bakterien in den Anreicherungs- bzw. Reinkulturen fiel in sechs verschiedene Cluster die in Abb. 1 dargestellt sind. Typischerweise waren viele *alpha*-Proteobakterien nachzuweisen (siehe Cluster 1), wobei offensichtlich auch phototrophe innerhalb der Wassersäule vorkamen. Marine Proben sind sehr häufig von *alpha*-Proteobakterien dominiert, da diese einen sehr vielseitigen Stoffwechsel aufweisen. Interessanterweise waren in den Sedimentproben kaum oder gar keine *alpha*-Proteobakterien nachzuweisen (nicht dargestellt).

Die zweite wichtige Gruppe waren die schwefeloxidierenden Bakterien, die alle in die *gamma*-Proteobakterien fielen (Cluster 2). Diese waren überwiegend aus der Mangankruste isoliert wurden. Ähnliche Organismen konnten aber auch in einzelnen Sedimentproben und dem Tiefseeschwamm (siehe Abb.3) nachgewiesen werden.

Sämtliche sulfatreduzierende Bakterien fielen in die delta-Proteobakterien (Cluster 3). Die eine Gruppe war dem Genus *Desulfovibrio* zuzuordnen, die andere Gruppe (Verwandte zu *Desulfobacterium catecholicum*) fielen in die Familie *Desulfobulbaceae*.

Die meisten heterotrophen Isolate und sehr viele DGGE-Sequenzen (nicht dargestellt) konnten in den *Cytophaga/Flavobacterium* Cluster (Cluster 4) eingegliedert werden.

Anoxygene phototrophe Schwefeloxidierer wurden als *Chlorobien* identifiziert werden (Cluster 5). Es waren sowohl braune als auch grüne Schwefelbakterien anzutreffen, die phylogenetisch beide in diesen Cluster fallen.

Interessanterweise konnten auch einige 16S rRNA Gen Sequenzen als den Cyanobakterien zugehörig identifiziert werden. Diese waren in DGGE Analysen von Proben aus der Wassersäule bzw. aus phototrophen Anreicherungen nachzuweisen. Exemplarisch sind hier nur zwei Sequenzen dargestellt (Cluster 6)

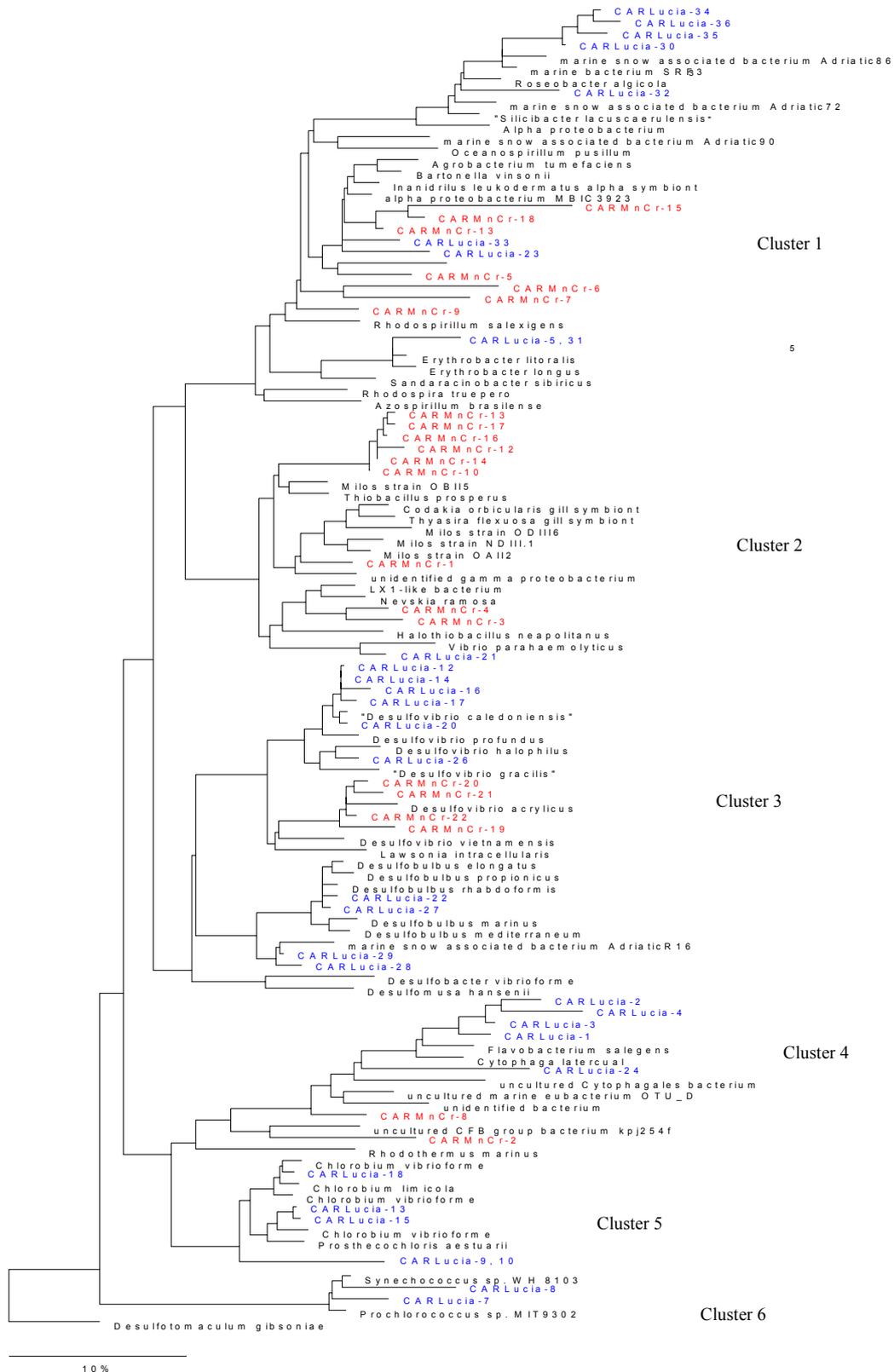


Abb. 4.1: Phylogenetische Darstellung der bakteriellen 16S rRNA Sequenzen (Berechnung siehe Text). Rot: Sequenzen aus der Mangankruste; Blau: Wassersäule.

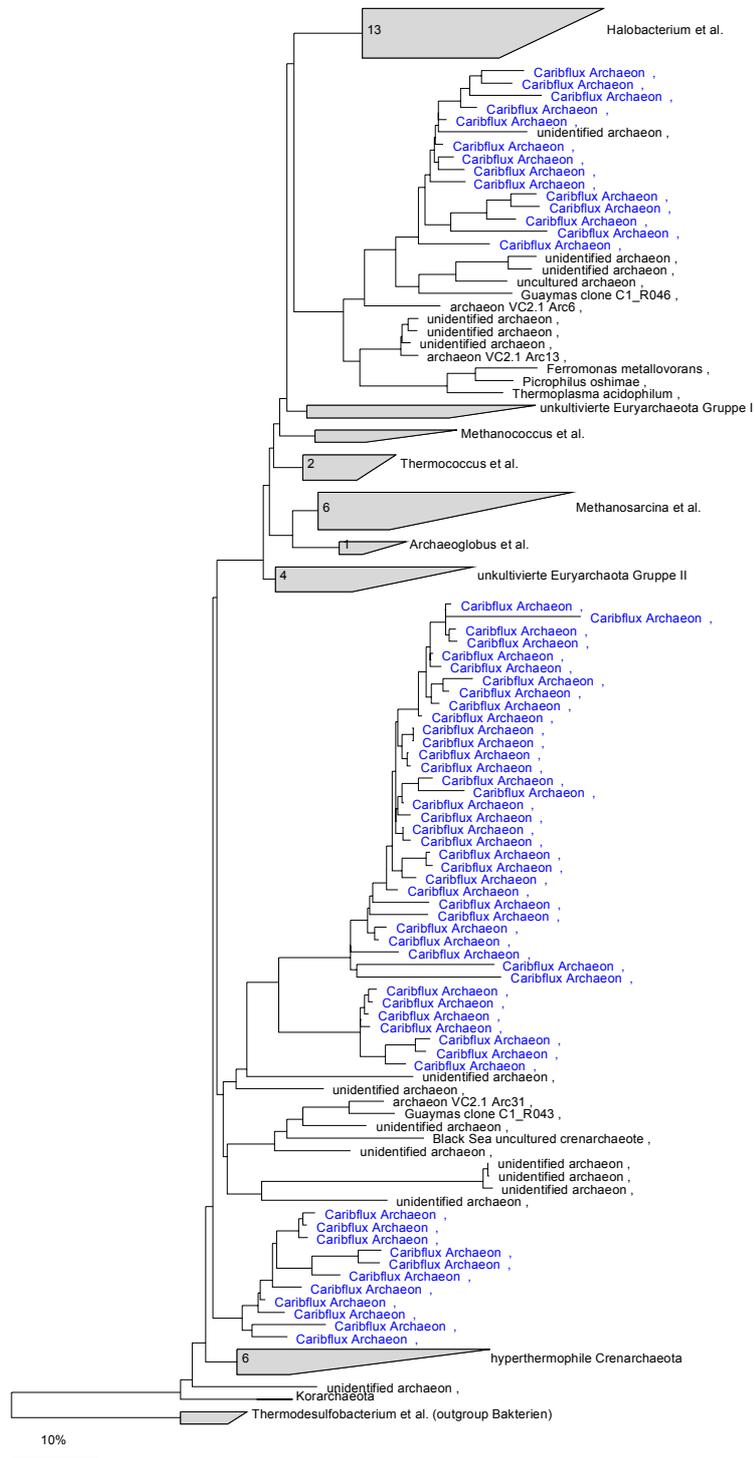


Abb. 4.2: Phylogenetische Darstellung der 16S rRNA Sequenzen, die den Archaea zuzuordnen waren. (Berechnung des Baumes siehe Text)

4.1.3.2 Archaea

Die in den Proben gefundenen Archaea Sequenzen waren ausnahmslos nicht mit kultivierten Organismen in Verbindung zu bringen. Sie wiesen aber hohe Ähnlichkeiten zu anderen Sequenzen, die bereits aus marinen Standorten isoliert wurden auf (Takai und Horikoshi, 1999). Hinweise auf extremo- oder thermophile Archaea und damit auf Hydrothermalsysteme ergaben sich nicht.

An sämtlichen Standorten waren überwiegend Crenarchaeota nachzuweisen. Im Vergleich zu den Bakterien war die Diversität deutlich geringer. Die erhaltenen Sequenzen fallen in Cluster, wo bisher keine Reinkulturen vorliegen, wie z.B. der marine Crenarchaeota Cluster 1 (Takai und Horikoshi, 1999) (siehe Abb. 2). Spekulationen über den möglichen Stoffwechsel sind daher nicht zu machen. Bei einigen lag eine gewisse Ähnlichkeit zu den Schwammsequenzen (siehe Abb. 3) und dem einzigen bekannten verwandten Vertreter Crenarchaeum symbiosum, wodurch sich eine mögliche symbiontische Lebensweise ableiten lässt.

Ein deutlich geringer Teil der Archaea Sequenzen fiel zu den Euryarchaeota, jedoch auch hier in eine Gruppe wo ausschließlich Klonsequenzen zu finden sind. Sämtliche kultivierten Euryarchaeota waren phylogenetisch weit entfernt.

Die in den Proben gefundenen Archaea Sequenzen waren ausnahmslos nicht mit kultivierten Organismen in Verbindung zu bringen. Sie wiesen aber hohe Ähnlichkeiten zu anderen Sequenzen, die bereits aus marinen Standorten isoliert wurden auf (Takai und Horikoshi, 1999).

4.1.3.3 Analyse der mikrobiellen Lebensgemeinschaft eines Tiefseeschwamms

Wie in Abb. 3 zu sehen ist, kommen Bakterien vor, die sonst nicht in den Umweltproben zu finden waren. Die meisten der Sequenzen fallen in die Nähe von bereits als Schwammsymbionten identifizierten Organismen (sponge symbiont, UTE TK). Z.B. konnten Bakterien, die in die delta-Gruppe der Proteobakterien fallen, nachgewiesen werden. Diese sind aber vermutlich keine sulfatreduzierende Bakterien (SRB), da sie sehr basal eingeordnet sind. Über die *aps*-Reduktase ließen sich außerdem keine SRB nachweisen (nicht dargestellt). Sehr interessant ist das Vorkommen von *Nitrospira* spp., die sonst nicht nachzuweisen waren. Man könnte vermuten, dass diese Schwammsymbionten u.a. eine Rolle im Stickstoffmetabolismus spielen, wie es freilebende Formen tun. Ferner sind Actinobakterien als ungewöhnlich zu nennen, da diese Gruppe interessante Sekundärmetabolite bilden.

Bei den im oberen Cluster zusammengefassten Bakterien handelt es sich um Sequenzen, die den gamma-Proteobakterien zuzuordnen sind. Eine ebenfalls durchgeführte Analyse auf das Vorhandensein von *aps*-Reduktase im Schwamm, zeigte zwei unterschiedliche Cluster von Sequenzen, die eindeutig mit schwefeloxidierenden Bakterien in Einklang gebracht werden konnten. Vermutlich sind diese *aps*-Reduktase Sequenzen diesen gamma-Proteobakterien zuzuordnen. Das Vorkommen von schwefeloxidierenden Symbionten in Schwämmen ist bisher noch nicht gezeigt worden.

Bemerkenswert ist das eindeutige Vorhandensein von Archaea im Schwamm. Wieder sind es Crenarchaeota, die dominieren. Das Vorkommen dieser Gruppe ist bisher für Schwämme kaum gezeigt worden.

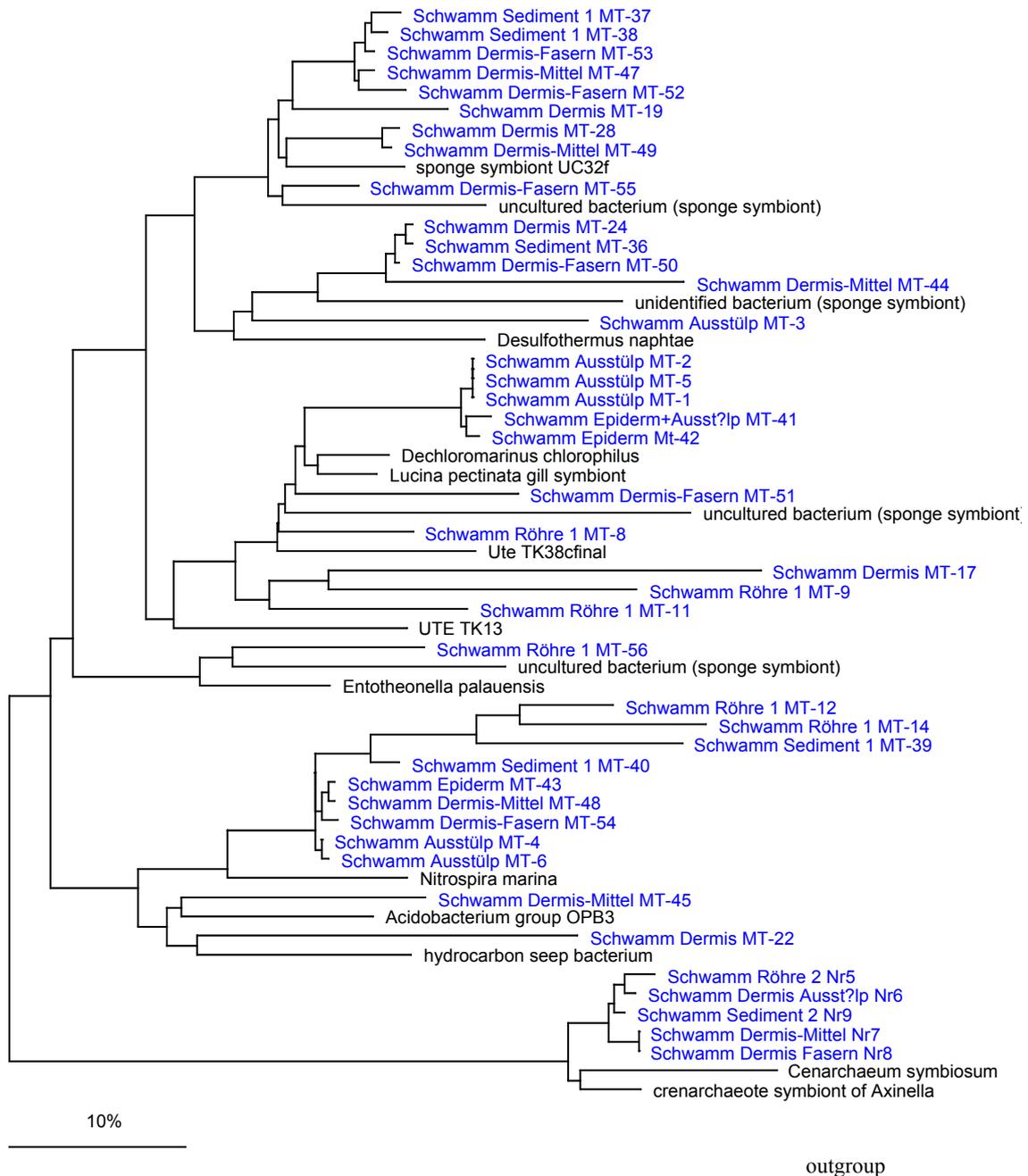


Abb. 4.3: Phylogenetische Darstellung der 16S rRNA Sequenzen, die aus dem Tiefseeschwamm isoliert wurden. Berechnung des Baumes siehe Text)

4.1.3.5. Phylogenetische Einordnung des Schwammes

Nach einer vergleichenden Analyse der 18S rRNA Gen Sequenz konnte ein Plakortis sp. mit ca. 94% Identität als nächster Verwandter identifiziert werden. Eine systematische Zuordnung aufgrund morphologischer Merkmale wird durch eine Spezialistin des Senckenberg-Instituts, Frankfurt, durchgeführt.

4.2. Vergleich des Stands des Vorhabens mit der ursprünglichen Arbeits-, Zeit- und Ausgabenplanung

Das Projekt wurde planungsgemäß durchgeführt. Die Arbeiten wurde mit auf der Ausfahrt gewonnenen Proben durchgeführt. Molekulare Analysen, Sequenzvergleich und phylogenetische Einordnung erfolgten mit Material aus der Wassersäule und dem Sediment (Proben, siehe Fahrbereich und 1. Zwischenbericht).

4.2.1. Haben sich die Aussichten für die Erreichung der Ziele des Vorhabens innerhalb des angegebenen Ausgabenzeitraumes gegenüber dem ursprünglichen Antrag geändert?

Die Ziele Vorhabens zur Erfassung der mikrobiellen Diversität und der Identifizierung der entsprechenden Schlüsselorganismen durchgeführt. Es konnte jedoch kein Material von Hydrothermalquellen gewonnen werden. Dennoch ergaben sich interessante Ergebnisse.

4.2.2. Sind inzwischen von dritter Seite Ergebnisse bekannt geworden, die für die Durchführung des Vorhabens relevant sind?

Nein.

4.2.3. Sind Änderungen in der Zielsetzung notwendig?

Es waren keine Änderungen der Zielsetzung notwendig.

4.2.4. Fortschreitung des Verwertungsplans:

- Erfindungen/Schutzrechtsanmeldungen:
keine

- Wirtschaftliche Erfolgsaussichten nach Projektende

Nach dem momentanen Kenntnisstand liegen keine wirtschaftlichen Erfolgsaussichten vor. Ein Teil der isolierten Mikroorganismen kann u.U. in einem Projekt, das Im Schwerpunkt „Naturstoffforschung“ gefördert wird, weiter bearbeitet werden.

- Wissenschaftliche und technische Erfolgsaussichten nach Projektende (u.a. Nutzung der Ergebnisse in Zusammenarbeiten mit anderen Einrichtungen)

Die erzielten Daten werden zusammen mit den nationalen und internationalen Partnern interpretiert und in Form von Veröffentlichungen der Öffentlichkeit zugänglich gemacht werden.

Vor allem die Arbeiten an der Mangankruste würden eine interessante interdisziplinäre Zusammenarbeit ermöglichen.

- Wissenschaftliche und wirtschaftliche Anschlussfähigkeit:

Eine Anschlußförderung zur wissenschaftlichen Auswertung wird nach dem jetzigen Stand nicht beantragt werden, obwohl in Hinblick auf die Mangankruste dieses von Interesse sein könnte. Die Isolierung von SOB aus der Mangankruste und dem Kahouanne Becken könnten als indirekter Hinweis für hydrothermale Aktivität interpretiert werden. Untersuchungen im Flachwasserbereich, wo sehr häufig hydrothermale Aktivität nachgewiesen wurde, könnten ebenfalls interessante Rückschlüsse erlauben. Leider waren diese Bereiche in die damalige Fahrtrplanung nicht mit aufgenommen worden.

4.3 Zitierte Literatur

- Takai, K. Horikoshi, K., 1999. Genetic diversity of Archaea in deep sea hydrothermal vent environments. *Genetics* 152: 1285-1297.
- Sievert, S.M., Brinkhoff, T., Muyzer, G., Ziebis, W., Kuever, J., 1999: Spatial Heterogeneity of Bacterial Populations at a Shallow-Water Hydrothermal Vent in the Aegean Sea (Milos, Greece). *Appl. Environ. Microbiol.* 65: 3834-3842.
- Sievert, S.M., Muyzer, G., Kuever, J. , 2002 (submitted): Novel sulfur-oxidizing bacteria from a shallow submarine hydrothermal vent, most closely related to obligate symbionts of invertebrates.

4.4 Öffentlichkeitsarbeit und Publikationen zum Vorhaben:

Abstract und Poster für VAAM Tagung2002 in Göttingen, 24.-27.03.2002: Meyer, B. and Kuever J.. (2002): Cariflux: Microbial diversity of submarine hydrothermal vents in the area of the Lesser Antilles volcanic arc (Caribbean Sea).

5. Teilprojekt der Universität Hamburg, Zoologisches Institut und Museum (03 G 0154 B)

Bakterien-Tier-Symbiosen als Charakteristika hydrothermaler Ökosysteme an submarinen Vulkanen bei den Kleinen Antillen

Zuwendungsempfänger: Universität Hamburg,
Moorweidenstr. 18

Förderkennzeichen
03G0154 B

Vorhabenbezeichnung: Hydrothermale Prozesse und Massenflüsse im Bereich des vulkanischen Inselbogens der Kleinen Antillen (Karibik) - CARIBFLUX – SO 154
Teilvorhaben Zoologisches Institut: Bakterien-Tier-Symbiosen als Charakteristika hydrothermaler Ökosysteme an submarinen Vulkanen

Laufzeit des Vorhabens: 01.09.2000-31.10.2002

Berichtszeitraum: 01.01.2001-31.12.2002

Projektleiter: Prof. Dr. O. Giere
Projektmitarbeiter: Dr. Christian Borowski (assoziiert)
Sabine Gaude
Weitere Mitarbeiter: Dr. Jens Krieger

5 Verteilung benthischer Megafauna an den Flanken submariner Vulkanstrukturen bei den kleinen Antillen

5.1 Aufgabenstellung

Die im Antrag formulierte Aufgabe des Teilprojekts war die Untersuchung von hydrothermaler Fauna, in erster Linie von wirbellosen Tieren, die mit Bakterien in Symbiose leben, mit elektronenmikroskopischen, molekularbiologischen, isotopeanalytischen und populationsökologischen Methoden. Die Untersuchungen sollten Ergebnisse liefern zu (i) der faunistischen Zusammensetzung der hydrothermalen Gemeinschaften, (ii) den funktionalen Beziehungen zwischen mikrobiellen Symbionten und Wirtstieren und (iii) dem Energiefluss in den hydrothermalen Gemeinschaften. Da mit der Fahrt SO 154, wie im Fahrtbericht dargestellt, trotz mancher geologischer und geochemischer Hinweise im weiteren Umfeld keine Zonen mit aktivem Hydrothermalismus erreicht werden konnten, wurde als alternatives Arbeitsprogramm die wenig bekannte karibische Tiefenwasser-Megafauna untersucht. Das mit dem OFOS gewonnene Foto- und Videomaterial dokumentiert die Verteilungen der für die Tiefenbereiche des unteren Schelfs und des oberen Kontinentalabhangs typischen Faunenelemente. Es zeigten sich dabei interessante lokale Differenzierungen, die sich mit dem Einstrom ozeanischen Wassers aus dem Atlantik, also der geologisch-hydrographischen Situation korrelieren lassen. Ziel der Auswertungen war deshalb die faunistische Analyse

regionaler Besonderheiten der quantitativen und strukturellen Zusammensetzungen von megabenthischen Großtaxa in den verschiedenen Arbeitsgebieten.

5.2 Arbeitsprogramm und Durchführung

Die OFOS-Stationen der CARIBFLUX-Fahrt dienten in erster Linie dem Auffinden von Hydrothermalquellen und nicht der biologischen Kartierung von bathyalen Benthosgemeinschaften. Da somit die „Probennahme“ mit der Fotokamera nicht systematisch nach den Gesichtspunkten der biologischen Kartierung verlief, ist die Auswertung des Materials gegenüber der Analyse von Tiefsee-Lebensgemeinschaften mit herkömmlichen Fotoserien beeinträchtigt. Diesem Nachteil wurde mit einem Auswerteschema begegnet, das trotz der unsystematischen Probennahme die Unzulänglichkeit des Materials teilweise kompensiert, quantitative Abschätzungen erlaubt und statistische Analysen zuläßt. 16 OFOS-Tracks wurden nach der unten beschriebenen Methode ausgewertet. In diesem Berichtsteil werden exemplarische Daten aus allen Arbeitsgebieten dargestellt.

Methode

Anhand der Längen-Breiten-Koordinaten eines jeden OFOS-Tracks wurde die jeweilige über Grund geschleppte Strecke berechnet. Diese wurde in die willkürlich gewählte Zahl von jeweils 100 gleich großen Streckenintervallen aufgeteilt, die, abgeglichen mit den aufgezeichneten Stationszeit-Daten, 100 gleich distanzierte theoretische „Meßpunkte“ je Track lieferte. Jedem dieser theoretischen „Meßpunkte“ wurde das zeitlich nächstgelegene Foto als wahrer Meßpunkt zugeordnet. Durch die unregelmäßigen Abweichungen der wahren von den theoretischen Meß-Positionen wurde eine zufällige Probennahme erreicht, die es ermöglichte jeweils fünf aufeinanderfolgende Meßpunkte als Stichprobe zusammenzufassen und Mittelwertstatistik mit 20 Stichproben je OFOS-Track zu betreiben. Wenn die Zahl der zur Verfügung stehenden Fotos eines OFOS-Tracks nicht ausreichte, wurden von diesem Schema abgewichen durch Verringerung (*i*) der Stichprobenmenge oder (*ii*) der Meßpunkte je Stichprobe (aber mindestens 3).

Es sei darauf hingewiesen, dass die Auswertung von zuweilen willkürlich fotografierten „Highlight“-Motiven auf dem Meeresboden mit Sicherheit zur Überschätzung der wahren Abundanzen führt. Dieser Fehler wird zum Teil kompensiert durch die Auswahl von einer begrenzten Anzahl Fotos je Transekt. Da kein Tiermaterial aus Trawl-Proben zur Verfügung steht, muß sich die Bestimmung der Organismen auf Großtaxa-Niveau beschränken.

5.3 Erzielte Ergebnisse

5.3.1 Kahouanne Basin (KB)

Im Kahouanne Basin wurden zwei OFOS Transekte gefahren: 19 OFOS erstreckt sich mit geringer Hangneigung in W-E-Richtung durch das zentrale KB und ist mit 183 m Differenz

und maximal 1182 m Wassertiefe der tiefstgelegene OFOS-Track. 20 OFOS verläuft in spitzem Winkel zu 19 OFOS in der Wassertiefe 1023 m bis 1142 m (Abb. 5.1).

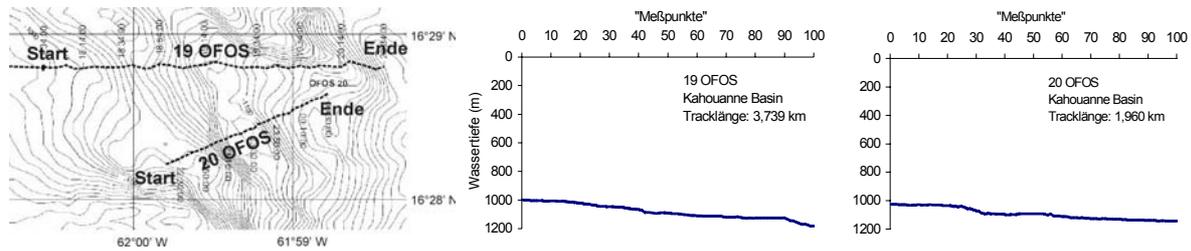


Abb. 5.1: Geographische Lage und bathymetrische Profile von 19 OFOS und 20 OFOS als Wassertiefe aufgetragen gegen die jeweiligen „Meßpunkte“ der Fotoauswertung. Meßpunkt“ 0 = Start des Profils, „Meßpunkt“ 100 = Ende des Profils.

Relative Zusammensetzung der Fauna

Der Boden des KB ist mit kompaktierten Sedimenten bedeckt. Die geringe Häufigkeit von sichtbaren Gangöffnungen lässt auf geringe Bioturbation durch endobenthische Organismen schließen. Die epibenthischen Megafauna war von gestielten Schwämmen (Porifera) und Hohltieren (Pennatularia, Actinaria und Gorgonia) geprägt. Die Aktinien erreichten im KB höhere Anteile an der Gesamtf fauna als in allen anderen Arbeitsgebieten. 19 OFOS wurde seit dem letzten Zwischenbericht neu ausgewertet. Beide Transekte weisen grundsätzlich ähnliche Zusammensetzungen der Fauna auf, in 19 OFOS sind die Fische allerdings deutlich stärker repräsentiert (Abb. 5.2).

Kahouanne Basin

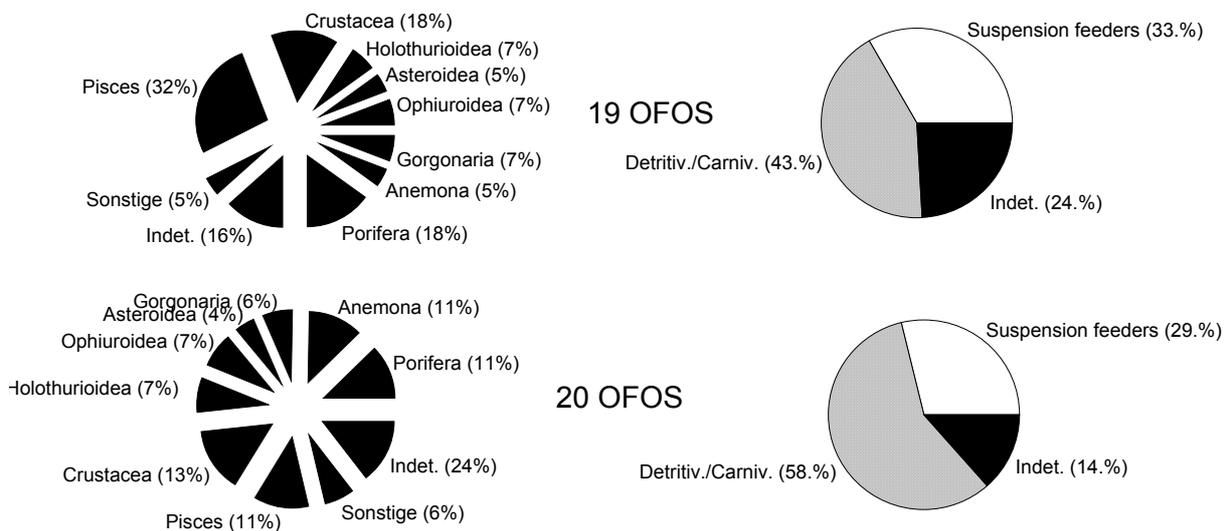
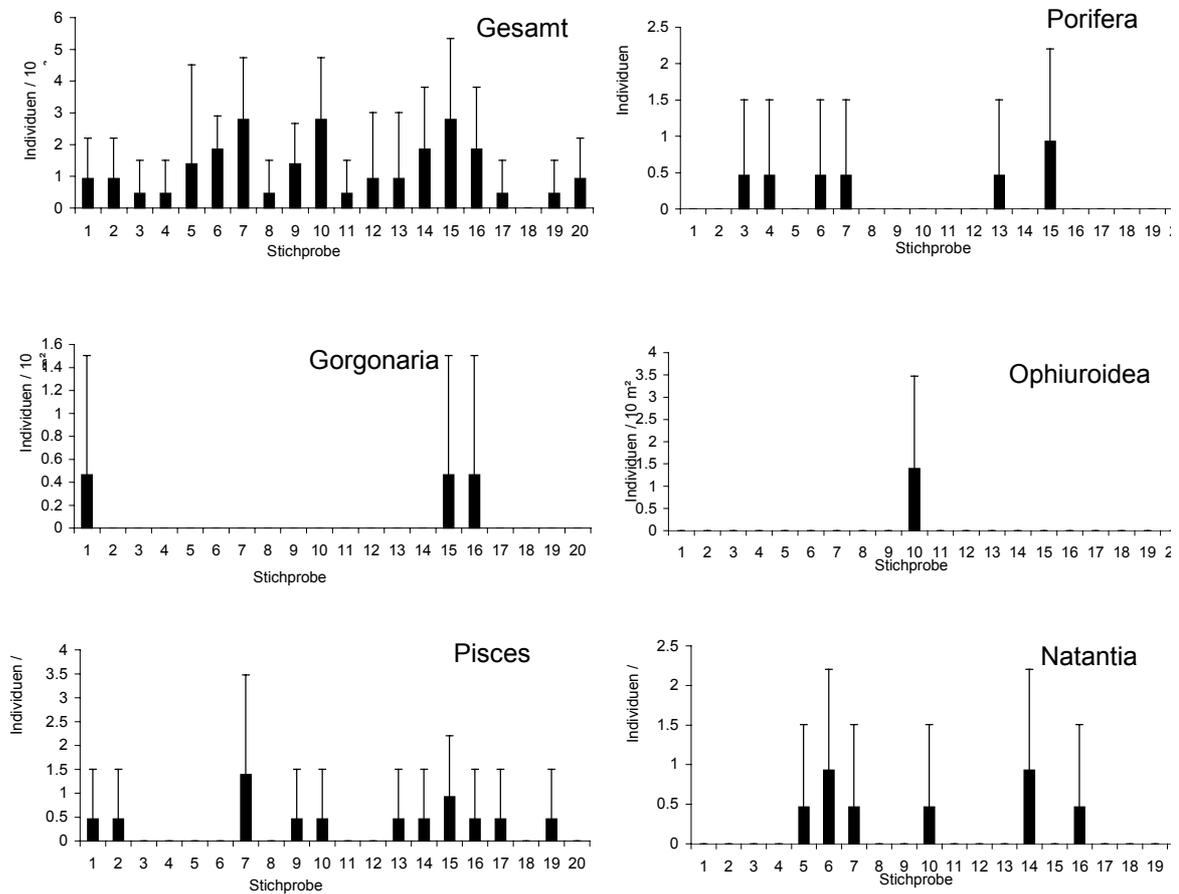


Abb. 5.2: Relative Häufigkeiten der Fauna in KB. Links: prozentuale Zusammensetzung der Großtaxa. Rechts: funktionale Gruppen.

Eine Einteilung in funktionale Gruppen kann wegen fehlender Artbestimmung und meist unbekannter ökologischer Ansprüche der Organismen nur grob ausfallen. In diesem Bericht wird davon ausgegangen, dass sich bestimmte Tiergruppen überwiegend filtrierend ernähren.

19 OFOS - Kahouanne Basin



20 OFOS - Kahouanne Basin

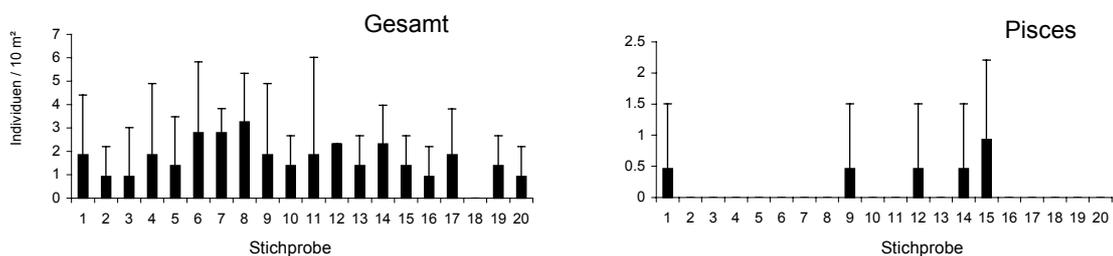


Abb. 5.3: Megafauna-Abundanzen einiger ausgewählter Taxa im zentralen KB als Mittelwerte und Standardabweichungen der 20 in den Transekten aufeinander folgenden Stichproben.

Zu diesen gehören in erster Linie die Porifera, alle Hohltiergruppen, Crinoida, serpulide Polychaeta, Bryozoa und Ascidia. Die große Mehrzahl der nicht filtrierenden Tiefsee-Organismen ernährt sich überwiegend detritivor durch unselektive Aufnahme von auf oder in dem Meeresboden deponiertem organischem Kohlenstoff, während ein geringerer Teil der Fauna carnivor bzw. aasfressend oder in Mischformen aus diesen Ernährungstypen lebt. Als überwiegend detritivor werden Holothurioidea, Ophiroidea, Echinoidea und viele Polychaeta angesehen. Sie werden im Folgenden gemeinsam mit den Asteroidea, Decapoda und Fischen als nicht filtrierende Gruppen pauschal unter detritivor/carnivor zusammengefasst. Diese letzte Gruppe dominierte mit in ähnlichen Anteilen in beiden Transekten.

Megafauna-Abundanzen

Im KB wurden von allen Arbeitsgebieten die niedrigsten Faunendichten angetroffen (Abb. 5.3). Das steht möglicherweise im Zusammenhang mit der vergleichsweise großen Wassertiefe und der geringen Hangneigung des Gebiets (vergl. Abb. 5.1). Bei beiden Transekten traten im mittleren Abschnitt geringfügig höhere Faunendichten auf. Damit stimmen beide Transekte gut miteinander überein (20 OFOS entspricht in seiner Ausdehnung etwa der Strecke von den Stichproben 9-18 in 19 OFOS, vergl. Abb. 5.1). Die annähernd gleichförmige Verteilung der gesamt-Megafauna, Porifera und Fische (19 OFOS) sowie das sporadische Auftreten von anderen Taxa lassen keine lokalen Besonderheiten innerhalb der Transekte erkennen. Die über die gesamten Track-Verläufe niedrigen Faunendichten können dagegen als Hinweis für eine geringe Nährstoff-Versorgung des Benthos im zentralen KB angesehen werden.

5.3.2 Montserrat Ridge (MR)

Von zwei OFOS-Tracks in diesem Gebiet war aufgrund der Bildqualität nur einer auswertbar. 57 OFOS überquert die nördlich vom KB gelegene MR bei 602 m von S nach N und fällt danach auf 760 m ab.

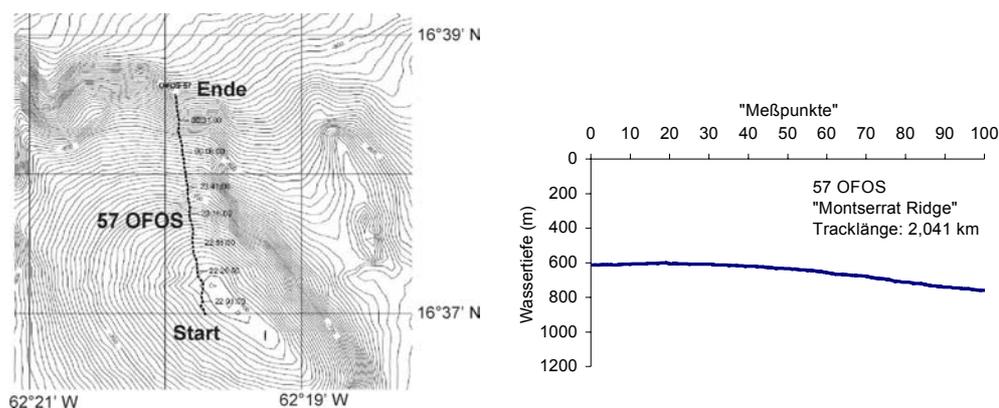


Abb. 5.4: Geographische Lage und bathymetrisches Profil von 57 OFOS.

Relative Zusammensetzung der Fauna

Die Sedimente der MR scheinen weniger verfestigt zu sein als die des KB, und die sehr häufigen Öffnungen von Gangbauten deuten auf intensive endobenthische Bioturbation hin. Neben Sedimenten stehen auf der MR auch vulkanisches Gestein und Eisen-Mangan-Krusten an (vergl. Berichtsteil der FUB), die Siedlungsgrund für Hartsubstratbewohner bieten. Solche waren in erster Linie kleine kalkskelettbildende Bryozoen und eine häufig wiederkehrende Assoziation aus vergesellschafteten skelettbildenden Tiefenwasserkorallen, solitären Ascidien und kleinen foliosen Schwämmen. Die relativen Anteile dieser Korallen-Ascidien-Schwamm-Assoziation (KAS) an der Gesamtfaua konnten nicht bestimmt werden, weil (i) der von Dredgeproben bekanntermaßen geringe Anteil lebender Organismen in den Korallenstöcken nicht bestimmt werden konnte, und (ii) die Ascidien und Schwämme trotz stellenweise hoher Abundanzen wegen ihrer geringen Größe und unzureichendem Kontrast der Fotos nicht gezählt werden konnten. Aus diesem Grund ging die KAS nicht in Abbildung 5.5 ein, so dass dort die Anteile der Porifera und der Ascidia an der Fauna der MR mit Sicherheit unterschätzt wurden. Anders als im KB, dominierten innerhalb der Porifera die ungestielten Schwämme über die gestielten (84% : 16%). Auffällig war der, verglichen mit dem KB, höhere Anteil der Echinoidea und Ophiuroidea, während Holothurioidea fehlten. In der Gruppe der Sonstigen wurden Actinaria, Gorgonaria, Pennatularia, Gastropoda und reptante Decapoda zusammengefasst.

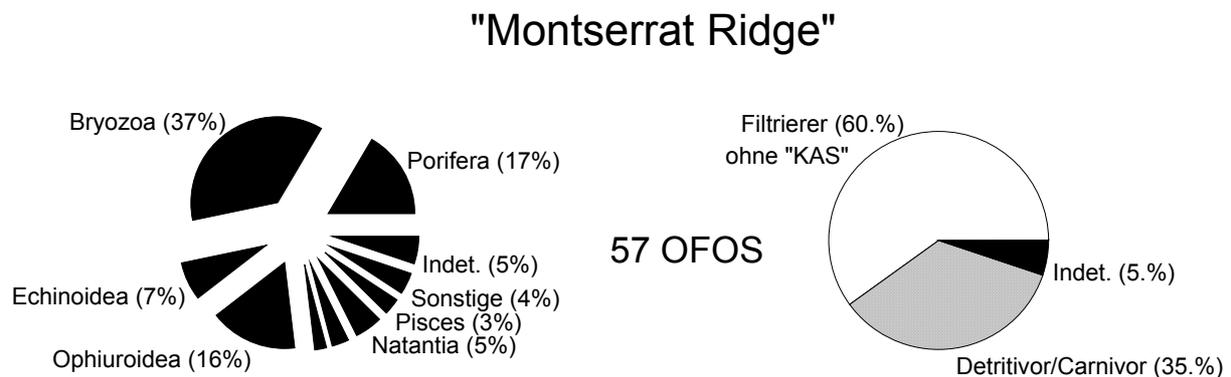


Abb. 5.5: Relative Häufigkeiten der Fauna auf der MR. Links: prozentuale Zusammensetzung der Großtaxa. Rechts: funktionale Gruppen. Die Filtrierer sind stark unterschätzt, da die nicht quantifizierten Individuen der Korallen-Ascidien-Schwamm-Assoziation (KAS) nicht in die Daten eingeflossen sind.

Im Vergleich zum KB ist die Dominanz deutlich von der detritivor/carnivor Gruppe zu den Filtrierern verschoben (Abb. 5.5). Allerdings ist die auf der MR angetroffene Korallen-Ascidien-Schwamm-Assoziation, die sich ausschließlich aus Filtrierern zusammensetzt, nicht in die Auswertung der relativen Faunenzusammensetzung eingegangen, so dass der wahre Anteil der Filtrierer in Abbildung 5.5. stark unterschätzt ist. Ein hoher Anteil von Filtrierern auf der MR kann einerseits als Folge der anwesenden Hartsubstrate angesehen werden, die der dortigen Fauna zusätzliche Habitate bieten. Weitere Erklärungen könnten in der relativ geringen Wassertiefe und der exponierten Rückentopographie der MR liegen, die

gegebenenfalls für vermehrten Strom und damit für eine, gegenüber dem KB, verstärkte Partikelfracht sorgt.

57 OFOS - "Montserrat Ridge"

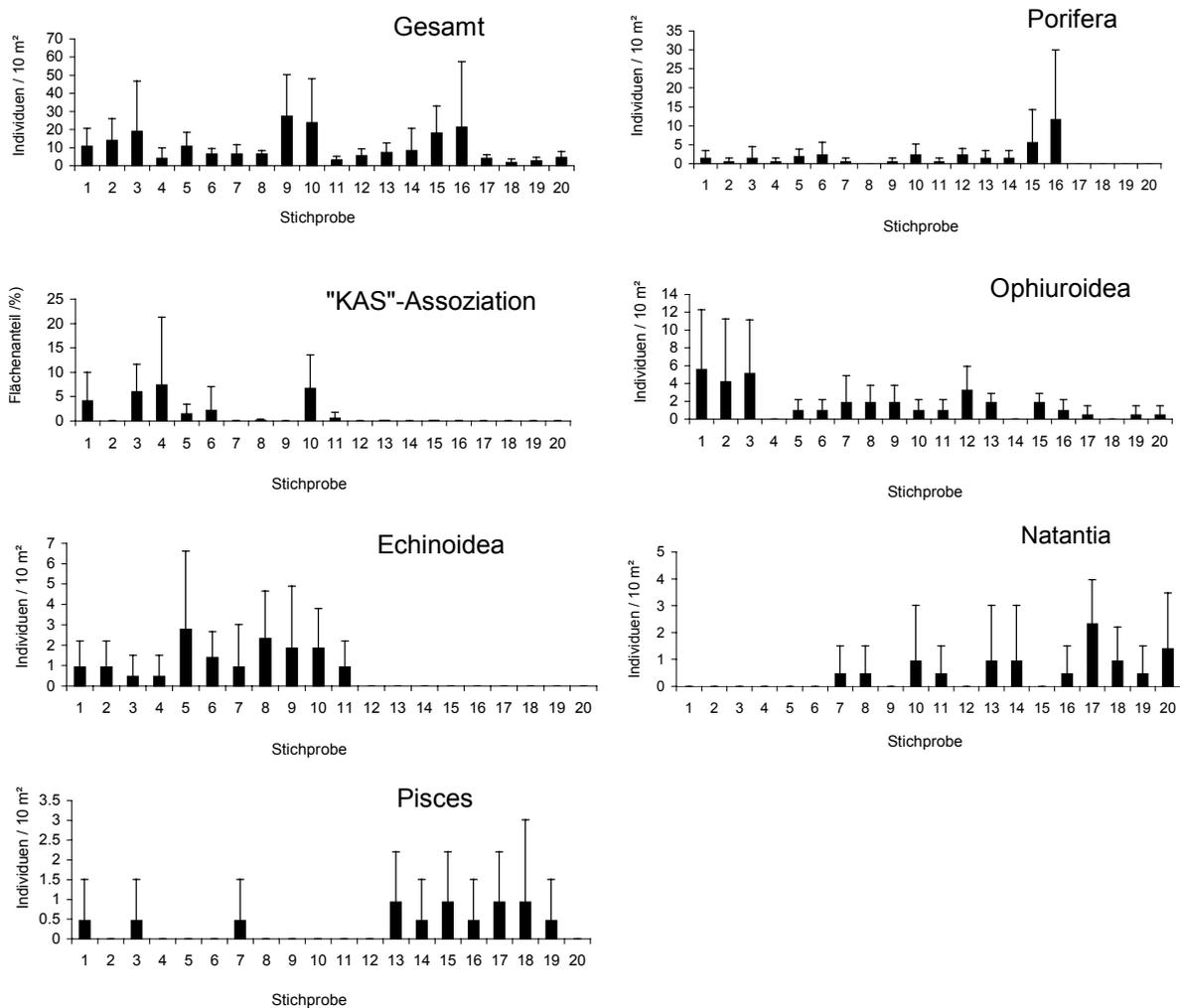


Abb. 5.6: Megafauna-Abundanzen einiger ausgewählter Taxa auf der MR. Für alle Taxa mit Ausnahme der KAS-Assoziation sind Mittelwerte und Standardabweichungen der Individuendichten der 20 im Transekt aufeinander folgenden Stichproben dargestellt. Für die KAS-Assoziation fehlen Abundanz-Daten der zugehörigen Taxa. Deshalb sind die Mittelwerte und Standardabweichungen der prozentualen Bodenbedeckung angegeben.

Am oberen Rücken der MR (vergl. Abb. 5.4) trugen in erster Linie die Echinodermaten-Gruppen zu den dort insgesamt hohen Megafauna-Abundanzen bei, während die Schwämme Abundanzmaxima im tiefer gelegenen Hangbereich ausbildeten (Abb. 5.6). Scheint dieses zunächst auf eine Trennung der Habitate von Detritivoren am oberen Rücken und Filtrierern in tiefergelegenen Bereichen zu deuten, so täuscht dieser Eindruck: Die nicht nach Individuendichten quantifizierte KAS-Assoziation trat ebenfalls, und zwar ausschließlich, im

oberen Rückenbereich auf. Da die zuweilen sehr individuenreichen Ascidien und Schwämme der KAS-Assoziation in den Abundanzdaten nicht berücksichtigt wurden, müssen die Bestände der Filtrierer, wie auch die der gesamten Megafauna, am oberen Rücken als unterschätzt angesehen werden. Dennoch lassen die Abundanz-Verteilungen Vermutungen über unterschiedliche Habitatstrukturen in verschiedenen Tiefenbereichen der MR zu: Während die mäßig mobilen Echinodermaten vornehmlich in den oberen Rückenbereichen siedelten, wurden die hochmobilen natanten Decapoda und Fische vermehrt an der tieferen Flanke vorgefunden. Da beide Gruppen als überwiegend detritivor eingeschätzt werden, kann diese Verteilung Ausdruck einer möglicherweise ausgeprägten Konkurrenzsituation um Nahrungsressourcen in den oberen Rückenbereichen sein.

5.3.3 Souffrière Bay (SB)

73 OFOS erstreckt sich in WNW-OSO-Richtung, umspannt mit 954 m Wassertiefen-Differenz auf einer Länge 2,5 km den ausgedehntesten Tiefenbereich und hat das steilste Gefälle aller CARIBFLUX-Transekte (Abb. 5.7).

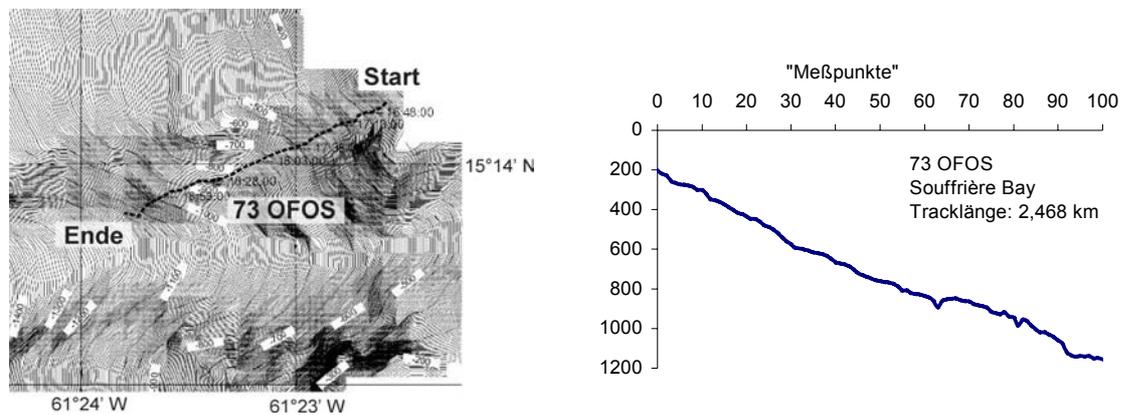


Abb. 5.7: Geographische Lage und bathymetrisches Profil von 73 OFOS.

Relative Zusammensetzung der Fauna

Souffrière Bay

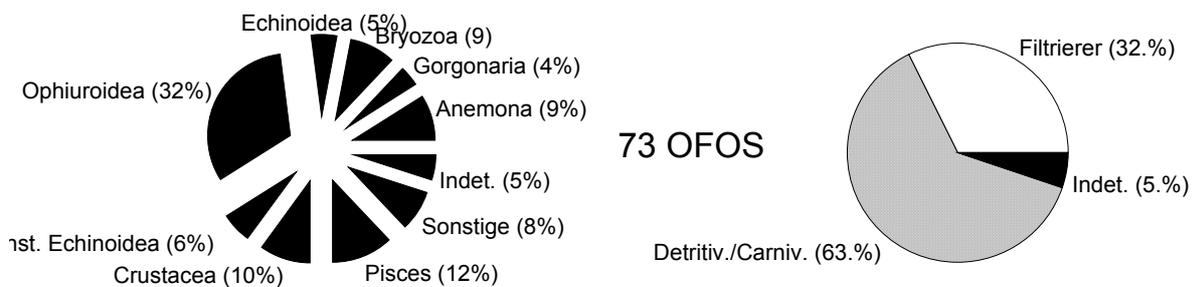


Abb. 5.8: Relative Häufigkeiten der Fauna in der SB. Links: prozentuale Zusammensetzung der Großtaxa. Rechts: funktionale Gruppen.

In der SB waren die meisten Taxa nahezu homogen verteilt (Abb. 5.8), während die Ophiuroidea auffällig dominant waren. Dieses Phänomen war auf ungewöhnlich hohe Abundanzen dieser Gruppe in den flacheren Track-Abschnitten zurückzuführen, die an einer Station (Stichprobe 4) besonders ausgeprägt war (vergl. Abb. 5.9). Die hohe Ophiuroidea-Abundanzen führten wiederum zur Dominanz der detritivor/carnivor Gruppe gegenüber den Filtrieren. Diese wiederum waren ebenfalls in den flacheren Bereichen durch relativ große Anteile der Bryozoen und Anemonen stärker vertreten, so dass der Anteil der Flitrierer insgesamt höher als z.B. im KB war.

Megafauna Abundanzen

73 OFOS - Soufrière Bay

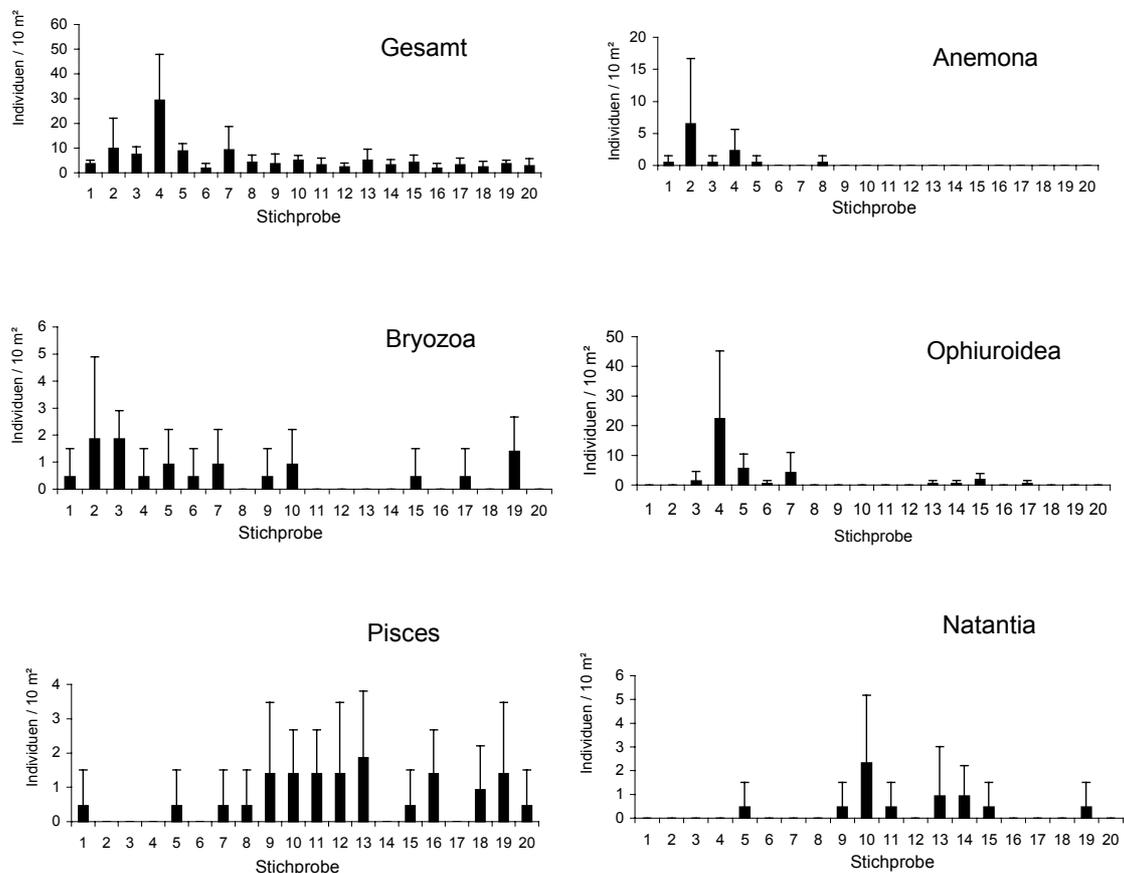


Abb. 5.9: Megafauna-Abundanzen einiger ausgewählter Taxa in der SB.

Das Gebiet SB war im Vergleich zu den anderen Arbeitsgebieten durch mittlere Gesamtabundanzen gekennzeichnet (Abb. 5.9). Hohe Werte traten besonders in den flachen Track-Abschnitten auf, wo speziell die Ophiuroidea mit stellenweise >20 Ind./10 m² sehr stark vertreten waren. Abbildung 5.9 läßt vermuten, dass eine Habitat-Aufteilung zwischen Ophiuroidea in den flacheren Abschnitten, und anderen carnivor/detritivoren (Fische und Natantia) in den tiefen Bereichen stattfindet. Charakteristisch sind ebenfalls die

vergleichsweise hohen Abundanzen einiger Filtrierer (Anemona und Bryozoa) in flacheren Zonen. Andere Filtrierer (Gorgonaria) waren in geringeren Anzahlen vorhanden, dafür aber gleichmäßiger über den gesamten Transekt verteilt.

5.3.4 North of Dominica (ND)

Im Gebiet ND wurden an drei benachbarten Seamounts OFOS-Tracks gefahren. 86 OFOS markiert die nördliche Begrenzung des Arbeitsgebiets ist mit Wassertiefen zwischen 801 m und 1147 m tiefer gelegen als beide anderen (87 OFOS: 553-1103 m, 88 OFOS: 493-940 m) (Abb. 5.10).

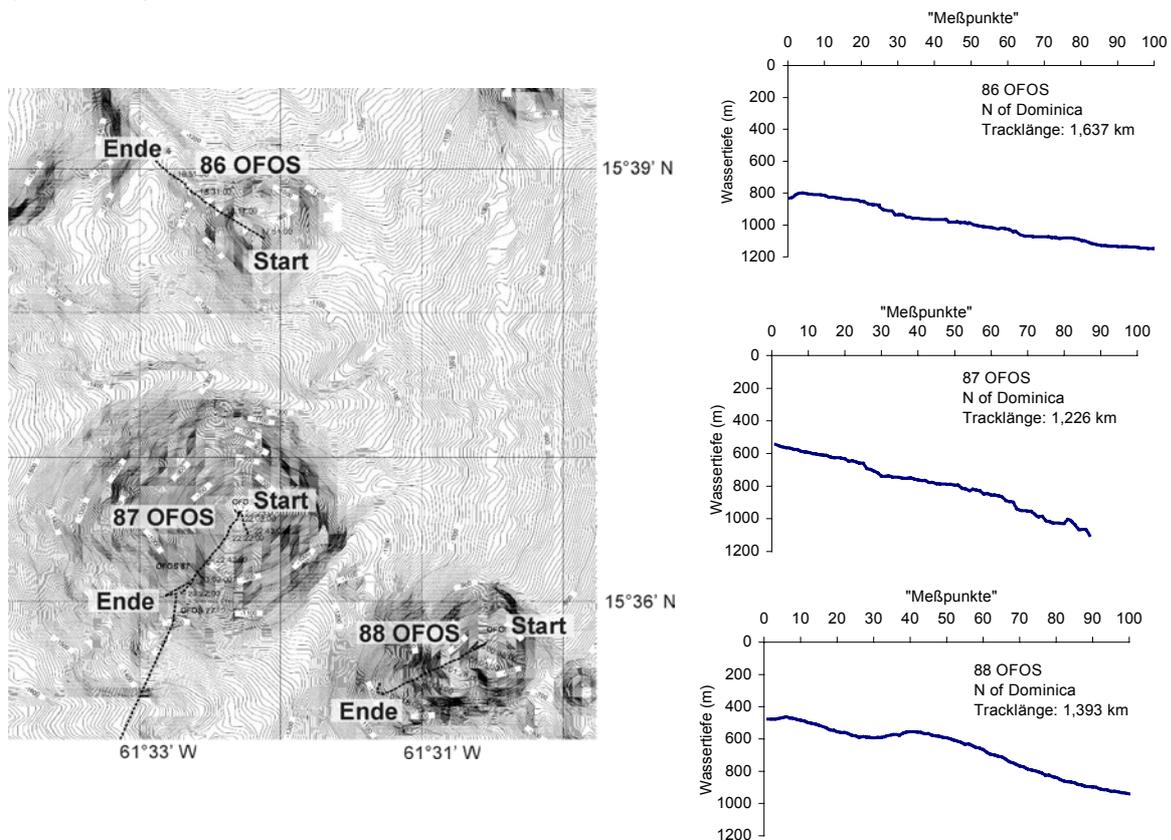


Abb. 5.10: Geographische Lage und bathymetrische Profile von 86 OFOS, 87 OFOS und 88 OFOS.

Relative Zusammensetzung der Fauna

Jeder der 3 Seamounts zeigte eine charakteristische Zusammensetzung der Fauna, so dass sich das Arbeitsgebiet insgesamt als sehr heterogen darstellt (Abb 5.11). 88 OFOS kann als charakteristisch für die Flanken solcher vulkanischer Strukturen im Arbeitsgebiet angesehen werden, bei denen über weite Strecken basaltischer Hartgrund vorherrschte. Unter den Schwämmen dominierten die ungestielten Formen über die gestielten. Die Gruppe der nicht Identifizierbaren enthielt vermutlich zum überwiegenden Teil ebenfalls kleine ungestielte Schwämme, so dass der wahre Anteil dieser Gruppe die dargestellten 9% vom Gesamt

wahrscheinlich weit übersteigt. Der Begriff „Stalks“ bezeichnet Stiele, die keiner Gruppe eindeutig zugeordnet werden konnten, vermutlich aber mehrheitlich Überreste von gestielten Schwämmen sind. Auffällig war der hohe Anteil der Fische, bei zugleich sehr geringen Anteilen der Echinodermata. Die NW-Flanke eines Seamounts im nördlichen Teil des ND-Arbeitsgebiets unterschied sich sehr auffällig von allen anderen OFOS-Tracks, denn die Fauna in 86 OFOS wurde außergewöhnlich stark von ungestielten Schwämmen dominiert (94% aller Schwämme). Da diese Gruppe nicht nur häufig, sondern auch mit vielen großen Individuen vertreten war, bildeten die Schwämme augenscheinlich auch den Großteil der vorhandenen Biomasse (vergl. Abb. 5.14 A-C). Auffällig war weiterhin die starke Präsenz der Gorgonaria, während Fische, anders als bei den anderen beiden betrachteten OFOS Tracks, nahezu bedeutungslos waren. Echinodermen waren allerdings, wie auch bei 88 OFOS, kaum vertreten. 87 OFOS stellte dagegen einen intermediären Typ dar. Besonders charakteristisch dort waren die hohen Anteile der Bryozoen.

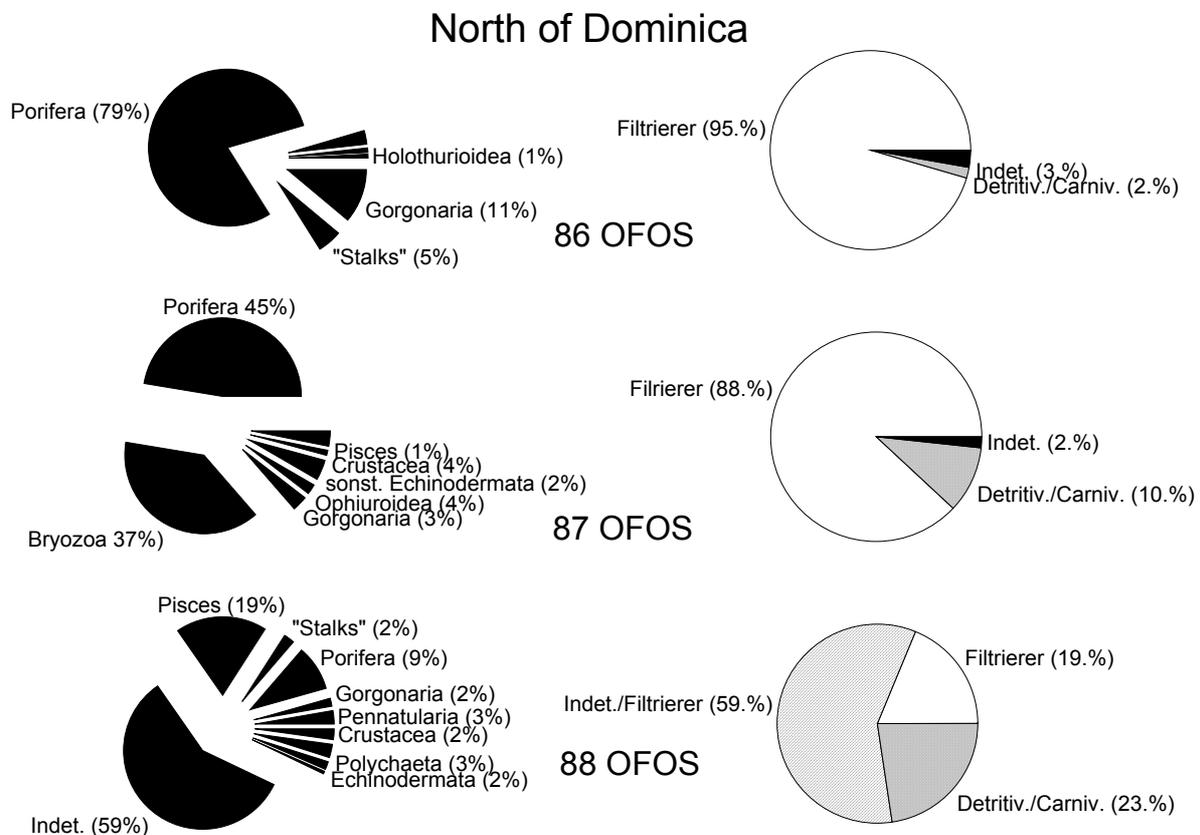
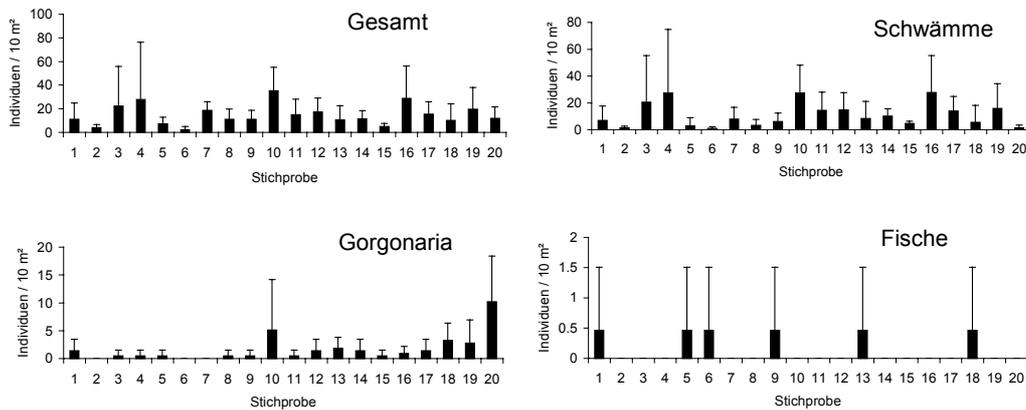


Abb. 5.11: Relative Häufigkeiten der Fauna in der Souffrière Bay. Links: prozentuale Zusammensetzung der Großtaxa. Rechts: funktionale Gruppen. Für 88 OFOS wird davon ausgegangen, dass die Indet.-Gruppe vornehmlich Schwämme enthält.

Am nördlichen Seamount in Arbeitsgebiet ND (86 OFOS) dominierten die Filtrierer mit 95%. Die detritivor/carnivor-Gruppe war dort mit nur 2% fast bedeutungslos, während sie an den südlich gelegenen Seamounts kontinuierlich zunahm und in 88 OFOS einen relativen Anteil von fast einem Viertel der Fauna hatte. Der Grund für den sehr hohen Filtriereranteil in 86 OFOS liegt wahrscheinlich in der exponierten geographischen Lage des nördlichen

Seamounts, die einen Einfluss von nährstoffreichem Atlantikwasser auf die Benthosgemeinschaft vermuten läßt. Südlicher gelegene Gebiete werden dagegen durch die Insel Dominica vom Atlantikwasser abgeschirmt. Die für das Verhältniss Filtrierer/nicht-Filtrierer intermediäre Stellung von 87 OFOS ist vermutlich der geographischen Position dieses Seamounts zwischen den beiden anderen zuzuschreiben.

86 OFOS - N of Dominica



87 OFOS - N of Dominica

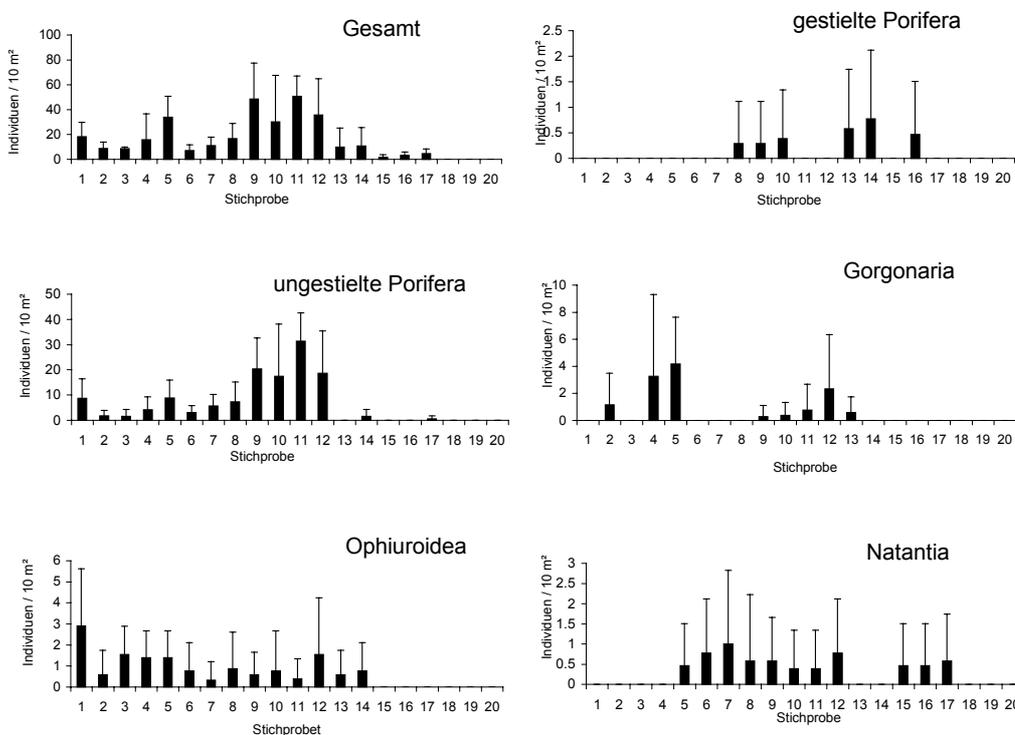


Abb. 5.12: Megafauna-Abundanzen einiger ausgewählter Taxa in 86 OFOS und 87 OFOS in ND.

88 OFOS - N of Dominica

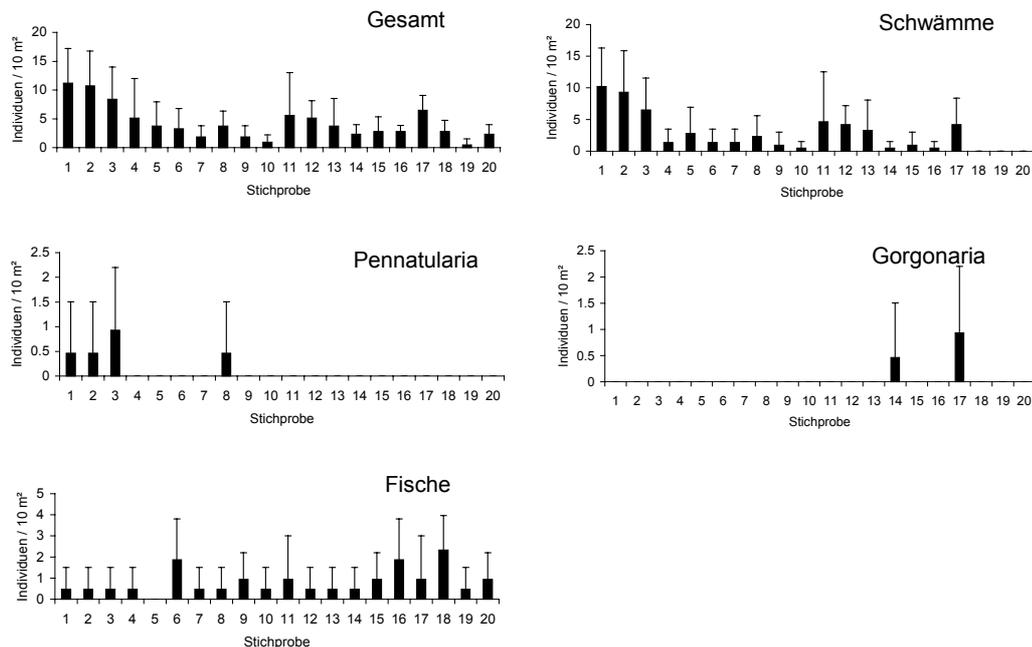


Abb. 5.13: Megafauna-Abundanzen einiger ausgewählter Taxa in 88 OFOS in ND. In den Daten der Porifera sind auch die Indet. enthalten (s.o.).

Die Flanke des mittleren Seamounts in Arbeitsgebiet ND (87 OFOS) beherbergte die höchsten Megafauna-Individuendichten des CARIBFLUX-Materials (Abb. 5.12) hervorgerufen durch sehr hohe Individuendichten der ungestielten Porifera in mittleren Wassertiefen und der für diesen Seamount charakteristischen hohen Vorkommen von Natantia in mittleren und größeren Tiefen. In OFOS 86 war die ungewöhnlich starke Dominanz der Porifera Ausdruck von hohen Abundanzen bis in Wassertiefen von >1000 m (Abb. 5.12). Besonders auffällig waren die ungewöhnlichen Körpergrößen einzelner Individuen (Abb. 5.14). Auch Gorgonarien waren regelmäßig und mit zunehmender Tiefe in ansteigenden Abundanzen vorhanden, so dass für den gesamten Transekt auf sehr gute Ernährungsbedingungen für Filtrierer geschlossen werden kann. Die anderen Taxa waren nur sehr wenig häufig: Beispielsweise sind die geringen Abundanz-Mittelwerte der Fische bei zugleich großen Varianzen ein Ausdruck für nur sporadisches Auftreten.

Am weiter südlich im Arbeitsgebiet ND gelegenen Seamount (88 OFOS) waren die Megafaunadichten trotz geringerer Wassertiefe deutlich niedriger (Abb. 5.13). Die Schwämme (inkl. der nicht Identifizierbaren, s.o.) waren auch hier im gesamten Transekt bestimmend. Auffällig waren die zweigipfeligen Abundanz-Frequenzverteilungen (Schwämme und gesamte Megafauna) die mit der Schulter-Form des bathymetrischen Profils vom 88 OFOS korrelierten (vergl. Abb. 5.10). Eine Varianzanalyse belegt, dass mit zunehmender Tiefe eine graduelle Abnahme der Individuendichten einher ging, die am Schulter-Rand gegenüber dem oberen Transekt signifikant wurde (F-Test mit $p < 0,05$ für die Stichprobenvergleiche Porifera: 1/9, 1/10, 2/9, 2/10 und gesamte Megafauna: 1/10, 2/10). Unterhalb der bathymetrischen Schulter stiegen die Abundanzen dagegen vorübergehend sprunghaft an. Zwei Szenarien, die möglicherweise durch besondere Strömungsverhältnisse am Hang hervorgerufen werden können, sind als Erklärung dafür denkbar: (i) Der Nahrungseintrag in die Senke vor der bathymetrischen Schulter ist behindert oder/und (ii)

Nahrungszufuhr und -deposition sind an der Flanke unterhalb der Schulter begünstigt. Die Abundanzverteilung der Fische scheint zumindest für die zweite Hypothese zu sprechen.

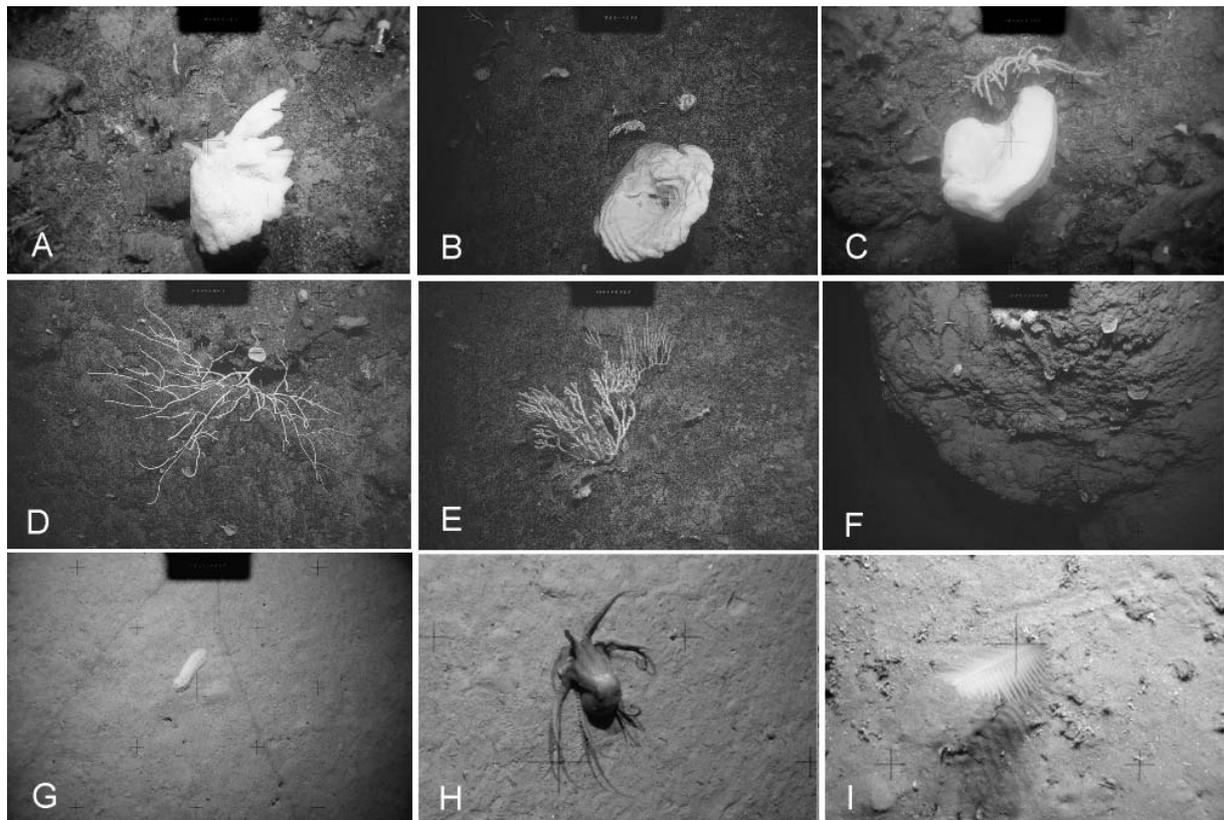


Abb. 5.14: Ausgewählte Megafauna in ND. *A-C*: 86 OFOS, verschiedener Arten großer Porifera; *D, E*: 86 OFOS, Gorgonaria; *F*: 87 OFOS verschiedene Arten kleiner Porifera; *G*: 87 OFOS Holothurioidea; *H*: 87 OFOS, Octopus; *I*: 88 OFOS, Pennatularia. Bildausschnitte: *A-G* ca. 2,5 m x 1,8 m; *H, I* ca. 0,9 m x 0,6 m.

5.3.5 Kick'em Jenny

113 OFOS verläuft in 292 m – 414 m Wassertiefe in N-S Richtung am östlichen Abhang des unterseeischen Vulkans. 122 OFOS (E-W) liegt mit 516 m - 750 m insgesamt tiefer (Abb 5.15).

Relative Faunenzusammensetzung

Die östlichen Flanken des Kick'em Jenny sind mit Sedimenten bedeckt, die vereinzelte Gangbauten erkennen lassen. Die in 122 OFOS nahezu gleichmäßige Verteilung der epibenthischen Megafauna auf die einzelnen Großtaxa deutet auf eine vergleichsweise hohe Diversität hin (Abb. 5.16). Anders als in den anderen Arbeitsgebieten spielten Schwämme und Hohltiere (in Abbildung 5.16 bei „Sonstige“ enthalten) nur untergeordnete Rollen, während die Echinodermata das Bild der Fauna mit zusammen 63% vom Gesamt bestimmten. Anders bei 113 OFOS: Dort hatten die Ophiuroida einen dominanten Anteil haben, der allerdings, ähnlich wie bei 73 OFOS (SB), in erster Linie auf örtlich begrenzte stark erhöhte Ophiuroidea-Abundanzen zurückzuführen ist (vergl. Stichprobe 13, Abb. 5.17). Die filtrierenden Anemonen und Bryozoa hatten in 113 OFOS ebenfalls deutlich stärkere Anteile als in 122 OFOS.

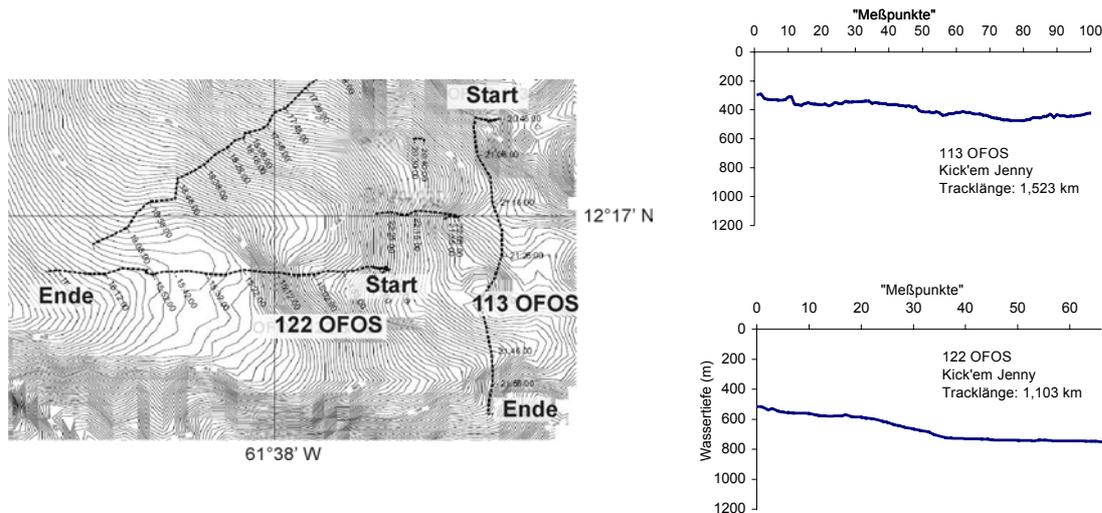


Abb. 5.15: Geographische Lage und bathymetrische Profile von 113 OFOS und 122 OFOS.

Kick'em Jenny

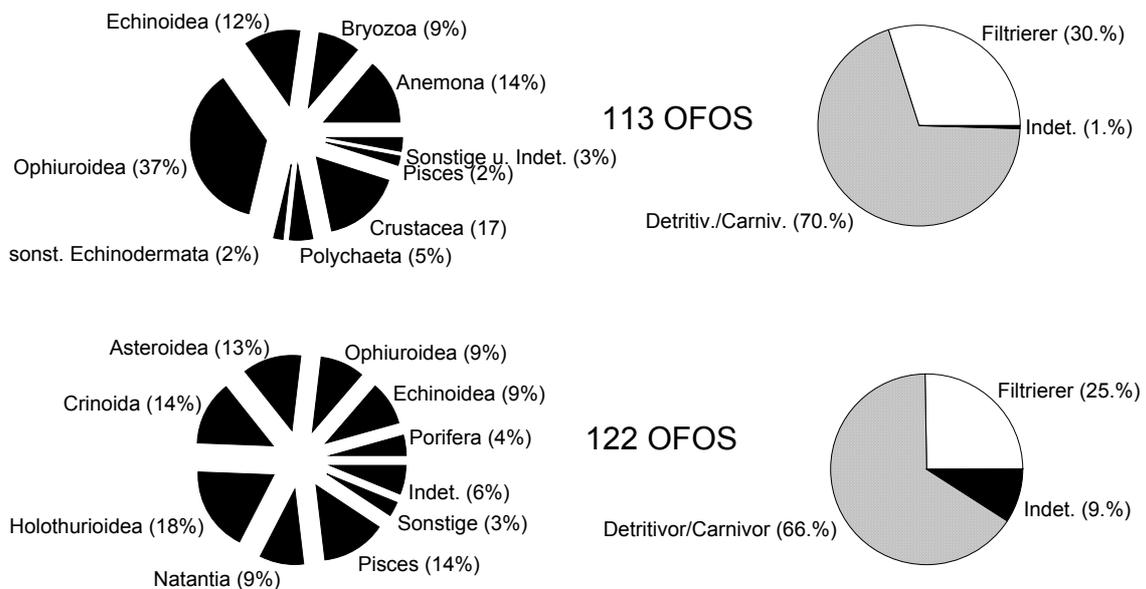
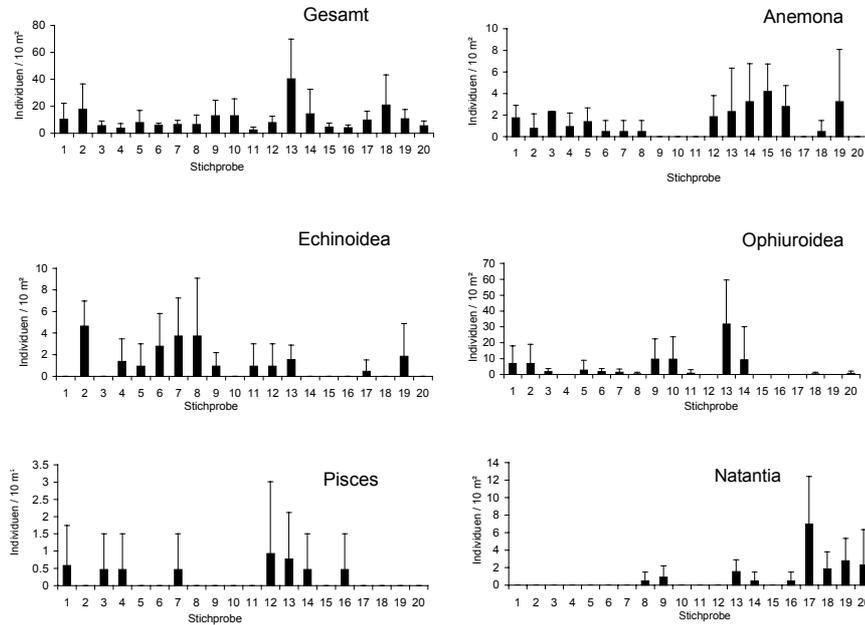


Abb. 5.16: Relative Häufigkeiten der Fauna im KJ. Links: prozentuale Zusammensetzung der Großtaxa. Rechts: funktionale Gruppen.

Im Gegensatz zu anderen Arbeitsgebieten spielten Filtrierer in KJ eine untergeordnete Rolle. Das weist auf eine eher geringe Bedeutung des horizontalen Partikelstroms für die Nährstoffzufuhr im KJ-Gebiet. Auch innerhalb des Arbeitsgebiets nahm die Bedeutung der Filtrierer mit der Tiefe weiterhin ab: Die in dem flach gelegenen 113 OFOS vorhandenen Anemonen fehlen in 122 OFOS weitgehend. Hohe Anteile der detritivoren Echinodermata und der vermutlich ebenfalls zum großen Teil detritivoren natanten Decapoden und Fische deuten vielmehr auf einen, der vergleichsweise geringen Wassertiefe (vergl. Abb. 5.15) entsprechend, starken Vertikaleintrag von organischem Material aus der euphotischen Zone. Sedimentierende Nährstoffe werden auf der Sedimentoberfläche deponiert und bilden somit, auch wenn sie in unregelmäßigen Pulsen eintreffen, ein nachhaltiges Nahrungsreservoir für

detritivore Organismen, während Filtrierer auf mehr oder weniger kontinuierliche Nährstoffzufuhr angewiesen sind.

113 OFOS - Kick'em Jenny



122 OFOS - Kick'em Jenny

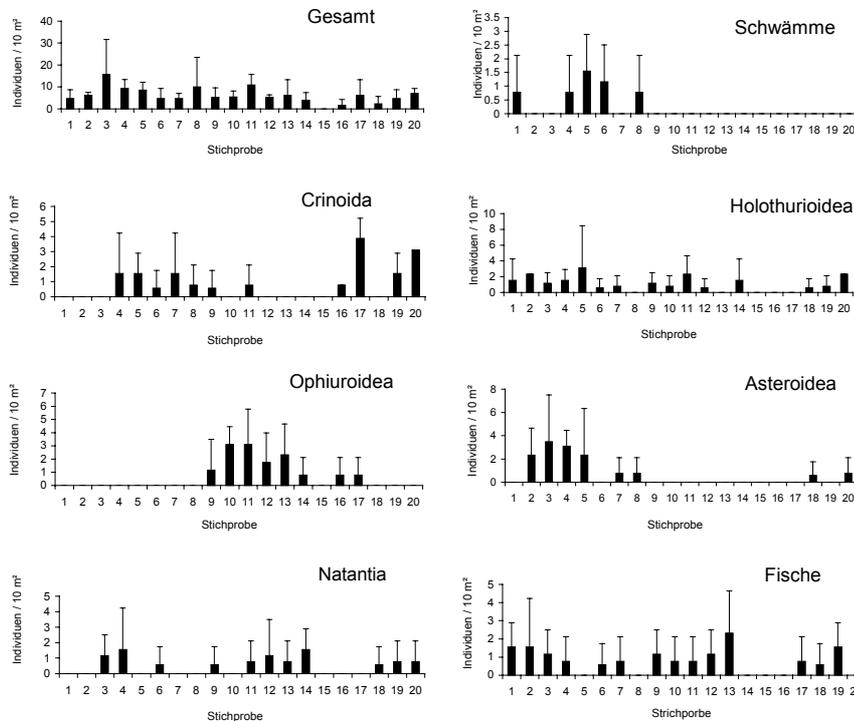


Abb. 5.17: Megafauna-Abundanzen einiger ausgewählter Taxa in 113 OFOS und 122 OFOS in KJ.

Megafaunadichten in mittlerer Höhe charakterisieren das Arbeitsgebiet KJ (Abb. 5.17). In 122 OFOS waren Schwämme auf die oberen Hanglagen beschränkt, wohingegen andere Filtrierer (Crinoidea) auch die daran anschließende Ebene besiedelten (vergl. Abb. 5.17). Während die annähernd gleichmäßige Verteilung der Holothurioidea, Natantia und Fische in 122 OFOS auf homogene Ernährungsbedingungen für detritivore/carnivore Organismen deuten, wurden Ophiuroidea und Asteroidea nicht gemeinsam vorgefunden. In 113 OFOS konzentrierten sich ebenfalls Echinoidea, Ophiuroidea und Natantia in jeweils verschiedenen Abschnitten des Transekts. Erklärungen dafür können nicht gegeben werden.

5.3.6 Zusammenfassende Betrachtungen

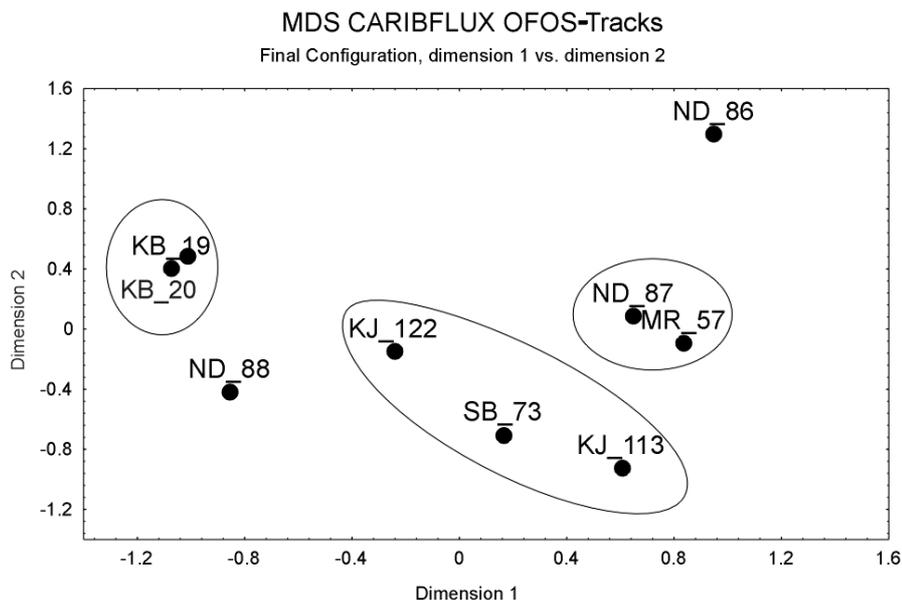


Abb. 5.18: MDS-Analyse auf der Grundlage der Gesamtabundanzen benthischer Großtaxa in den OFOS-Tracks (Square-Root-Transformation, Bray-Curtis Index). Jeder Punkt repräsentiert einen OFOS-Track und ist mit Arbeitsgebietskürzel und Tracknummer gekennzeichnet.

Die verschiedenen Arbeitsgebiete offenbarten selbst bei der nur grob auflösenden Betrachtung von megabenthischen Großtaxa deutlich unterschiedliche Besiedlungsstrukturen. Dies gilt sowohl für lokale Betrachtungen innerhalb der Transekte, als auch für großräumige Vergleiche zwischen Transekten und Gebieten. Einige der o.g. Trends beim Vergleich zwischen und innerhalb der Arbeitsgebiete werden durch MDS bestätigt: Beide OFOS-Tracks aus dem KB werden von MDS als sehr ähnlich identifiziert und gleichzeitig von allen anderen OFOS-Tracks separiert (Abb. 5.18). Maßgeblich dafür dürften in erster Linie die im KB insgesamt niedrigen Individuendichten sein. Im Gegensatz dazu wird auch die Heterogenität der verschiedenen Seamounts im Gebiet ND eindrucksvoll durch die extreme Separation der Tracks 86 OFOS und 88 OFOS und die intermediäre Stellung von 87 OFOS bestätigt. Die sehr enge Zuordnung von 87 OFOS und 57 OFOS deutet auf große Ähnlichkeiten der Besiedlungsstrukturen am mittleren ND-Seamount und der MR. Beide Transekte beginnen in ähnlichen Tiefenbereichen von ca. 500-600 m. Dies allein kann allerdings nicht der Grund sein (vergl. z.B. Ähnlichkeiten der Tiefenbereiche von 87 OFOS und 122 OFOS), vielmehr dürfen ähnliche Bedingungen der Nahrungszufuhr an der Flanke des mittleren ND-Seamounts

und auf der MR vermutet werden. Im Rückschluß daraus darf aus der Separation der beiden KJ-Tracks im MDS-Plot geschlossen werden, dass an der Flanke des Kick'em Jenny unter- und oberhalb von ca. 500 m Wassertiefe (Track-Ende 113 OFOS, Track-Anfang 122 OFOS) unterschiedliche Siedlungsbedingungen für benthische Megafauna herrschen. Da allerdings keine abiotischen Daten über Strömungsverhältnisse, Schwebstoffgehalte, Sedimentationsraten, Kohlenstoffgehalte der Sedimente u.ä. vorhanden sind, läßt sich über die Ursachen dieser Phänomene häufig nur spekulieren. Die Fotobeobachtung in 86 OFOS stellt einen Ausnahmefall dar: Hier gibt eine wenig diverse Gemeinschaft mit geringen Abundanzen von detritivor/carnivoren Organismen deutliche Hinweise darauf, dass Nährstoffe nicht auf dem Boden deponiert werden. In Anbetracht der hohen Abundanzen von Filtrierern kann auf ein relativ starkes Strömungsregime mit hoher Partikelfracht am nördlichen Rand des Arbeitsgebiets ND geschlossen werden.

5.4 Zitierte Literatur

entfällt.

5.5 Öffentlichkeitsarbeit und Publikationen zum Vorhaben

entfällt.

Anhang

Teilprojekt der Freien Universität Berlin, FR Rohstoff- und Umweltgeologie (03 G 0154 A)

Geologie und Geochemie der Feststoffe und Fluide des vulkanischen Inselbogens der Kleinen Antillen

Normierungswerte N-MORB nach Pearce (1983) in ppm

Sr	120
K ₂ O %	0,15
Rb	2
Ba	20
Th	0,2
Ta	0,18
Nb	3,5
Ce	10
P ₂ O ₅ %	0,12
Zr	90
Hf	2,4
Sm	3,3
TiO ₂ %	1,5
Y	30
Yb	3,4

Normierungswerte C1-Chondrite nach Anders und Crevesse (1989) in ppm

La	0,2347
Ce	0,6032
Pr	0,0891
Nd	0,4524
Sm	0,1471
Eu	0,056
Gd	0,1966
Tb	0,0363
Dy	0,2427
Ho	0,0556
Er	0,1589
Tm	0,0242
Yb	0,1625
Lu	0,0243

Geochemische Analysedaten der Manganpräzipitate

Gehalte der REE's in den untersuchten Manganerz-Präzipitaten (gemessen mit ICP-MS)

	18CD	27TVG	52CD-1a	52CD-a	52CD-d	52CD-x	52CD-x1	52CD-z	55CD	82CD-2	83CD-1	95CD-1
La	21,87	13,00	11,40	4,72	1,79	4,08	6,47	354,74	18,17	14,70	10,09	32,02
Ce	63,31	53,98	38,36	7,27	2,70	4,10	7,31	1343,8	72,02	50,42	17,50	73,38
Pr	4,83	3,33	2,42	0,92	0,38	0,73	1,33	77,01	3,78	3,32	2,04	6,93
Nd	20,57	13,98	10,42	3,97	1,66	3,21	5,83	332,61	16,30	13,24	8,55	28,25
Sm	4,62	3,24	2,41	0,96	0,41	0,72	1,30	71,28	3,54	2,95	1,93	6,24
Eu	1,24	0,83	0,64	0,20	0,06	0,13	0,31	17,44	1,35	0,79	0,44	1,56
Gd	5,60	3,37	2,73	1,15	0,45	0,91	1,56	105,23	5,17	2,83	2,18	6,37
Tb	0,90	0,54	0,43	0,17	0,07	0,14	0,24	14,34	0,73	0,45	0,35	1,00
Dy	5,68	3,22	2,71	1,18	0,50	0,99	1,57	81,18	4,70	2,83	2,39	6,13
Ho	1,23	0,63	0,58	0,27	0,11	0,23	0,36	16,61	1,04	0,56	0,52	1,23
Er	3,63	1,77	1,64	0,77	0,34	0,68	1,11	44,86	3,03	1,58	1,51	3,26
Tm	0,57	0,27	0,25	0,11	0,05	0,11	0,17	6,94	0,45	0,24	0,24	0,48
Yb	3,51	1,67	1,59	0,69	0,31	0,68	1,04	45,88	3,05	1,50	1,45	2,80
Lu	0,54	0,24	0,23	0,10	0,05	0,11	0,17	6,69	0,46	0,21	0,23	0,40

Haupt- und Spurenelemente in einigen ausgewählter Manganpräzipitaten

Probe	<i>Gew. %:</i>	Mn	Fe	Mn/Fe ratio	Mg	Al	
18CD	Sed mit Mn-Matrix	33,26	4,71	7,06	0,95	3,05	
26TVG-5	Sed mit Mn-Inkr.	31,80	5,17	6,15	1,37	3,18	
27TVG	Nontr. mit Mn	1,18	13,59	0,09			
52CD-1a	m.Kr äuß. Lage	23,00	9,01	2,55	2,40	2,73	
52CD-a	m.Kr inn. Lage	45,10	0,71	63,52	2,06	1,05	
52CD-d	m.Kr inn. Lage	45,48	0,52	87,46	2,80	3,68	
52CD-x	m.Kr inn. Lage	44,03	1,31	33,61	2,75	1,96	
52CD-x1	m.Kr inn. Lage	34,77	2,56	13,60			
52CD-z	m.Kr äuß. Rim	21,43	18,50	1,16	2,80	1,30	
55CD	Mn-Kr.+Nontr	32,57	4,07	8,00			
82CD-2	Mn-Inkrust.	19,26	7,34	2,62	2,51	3,19	
83CD-1	Mn-Inkrust.	28,98	8,39	3,45	2,38	4,39	
95CD-1	Mn-Inkrust.	33,02	9,99	3,31	2,87	3,68	
	<i>ppm</i>	Co	Zn	Ni	Pb	Cu	Mo
18CD	Sed mit Mn-Matrix	335	587	1279	52	59	573
26TVG-5	Sed mit Mn-Inkr.	30	244	397	18	69	567
27TVG	Nontr. mit Mn	150	118	236	53		
52CD-1a	m.Kr äuß. Lage	236	266	512	75	489	232
52CD-a	m.Kr inn. Lage	82	147	123	7	114	380
52CD-d	m.Kr inn. Lage	32	101	121	2	161	227
52CD-x	m.Kr inn. Lage	20	149	225	3	111	456
52CD-x1	m.Kr inn. Lage	20	311	470	4	89	315
52CD-z	m.Kr äuß. Rim	3818	760	3935	1247	93	378
55CD	Mn-Kr.+Nontr	163	187	448	57		
82CD-2	Mn-Inkrust.	119	258	278	37		
83CD-1	Mn-Inkrust.	60	246	460	8	226	221
95CD-1	Mn-Inkrust.	158	691	790	51	87	683
	<i>ppm</i>	Li	Ba	Ti	Sr	P	
18CD	Sed mit Mn-Matrix	101	599	864	710	408	
26TVG-5	Sed mit Mn-Inkr.	101	695	1390	631	2330	
27TVG	Nontr. mit Mn	30	2437				
52CD-1a	m.Kr äuß. Lage	63	919	6670	758	2410	
52CD-a	m.Kr inn. Lage	59	4360	457	3100	625	
52CD-d	m.Kr inn. Lage	61	3130	266	1750	2180	
52CD-x	m.Kr inn. Lage	131	3390	648	911	827	
52CD-x1	m.Kr inn. Lage	160	3210	571	1104	976	
52CD-z	m.Kr äuß. Rim	86	2900	392	834	735	
55CD	Mn-Kr.+Nontr	33	309	989	7020		
82CD-2	Mn-Inkrust.	296	239	3120	212	848	
83CD-1	Mn-Inkrust.	252	906	1830	1440	1030	
95CD-1	Mn-Inkrust.	494	775	1330	482	490	

Auflistung aller fluidgeochemischer Daten der CTD- und HBS-Stationen

Areal I

1 CTD Probe	Depth (m)	Cl (g/l)	SO4 (g/l)	PO4 (mg/l)	NO3 (mg/l)	Si (mg/l)	Li (mg/l)	Na (g/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (g/l)
3	3	20.465	3.13	0.06	<0.1	0.05	0.17	11.00	410	430	1.39
5	500	20.284	3.11	0.80	<0.1	0.41	0.16	10.70	400	410	1.34
7	602	20.802	3.13	0.51	<0.1	0.56	0.16	10.55	400	400	1.34
9	703	19.923	3.03	0.23	<0.1	0.62	0.16	10.40	400	400	1.33
11	804	20.088	3.08	0.06	<0.1	0.66	0.17	10.55	400	410	1.33
13	864	20.084	3.04	0.34	<0.1	0.72	0.17	10.45	400	400	1.31
15	914	20.257	3.02	0.14	<0.1	0.67	0.16	10.55	400	420	1.33
17	975	19.962	3.07	0.12	<0.1	0.65	0.17	10.50	400	420	1.33
19	1005	21.545	3.26	0.09	0.20	0.72	0.16	10.55	400	415	1.34
21	1086	19.687	3.14	0.04	<0.1	0.72	0.16	10.48	400	405	1.33
23	1133	20.124	3.15	0.05	<0.1	0.74	0.17	10.48	400	405	1.32

3 CTD Probe	Depth (m)	Cl (g/l)	SO4 (g/l)	PO4 (mg/l)	NO3 (mg/l)	Si (mg/l)	Li (mg/l)	Na (g/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (g/l)
3	101	21.239	3.23	0.04	<0.1	0.03	0.18	11.15	420	430	1.40
5	201	21.294	3.19	0.03	<0.1	0.05	0.18	11.17	420	425	1.39
9	401	20.407	3.07	0.05	0.60	0.22	0.17	10.65	400	415	1.34
11	803	20.167	2.90	0.03	0.10	0.62	0.17	10.55	400	410	1.34
13	879	20.579	3.10	0.03	0.10	0.67	0.17	10.60	400	410	1.35
15	930	20.101	3.00	0.14	0.10	0.70	0.16	10.53	400	420	1.34
17	974	20.686	2.98	0.06	<0.1	0.67	0.16	10.70	400	430	1.36
19	1055	20.093	3.04	0.10	0.60	0.69	0.16	10.50	400	410	1.33
21	1157	20.089	2.98	0.07	<0.1	0.71	0.16	10.65	400	430	1.34
23	1215	20.327	3.05	0.04	0.20	0.72	0.16	10.55	400	410	1.32

50 CTD Probe	Depth (m)	Cl (g/l)	SO4 (g/l)	PO4 (mg/l)	NO3 (mg/l)	Si (mg/l)	Li (mg/l)	Na (g/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (g/l)
11	503	20.139	3.19	0.07	<0.1	0.59	0.17	10.70	410	425	1.32
13	554	19.750	3.10	0.22	<0.1	0.50	0.16	10.60	400	425	1.36
15	628	19.693	3.14	0.20	<0.1	0.53	0.17	11.00	410	410	1.35
17	679	20.013	3.00	0.04	<0.1	0.50	0.17	10.55	400	410	1.35
19	713	20.127	3.04	0.04	<0.1	0.53	0.17	10.99	410	410	1.36
21	754	20.241	3.08	0.03	<0.1	0.56					
22	784	20.199	3.02	0.03	<0.1	0.58	0.17	10.55	400	400	1.32
24	816	19.783	2.99	0.10	<0.1	0.68	0.17	10.60	400	420	1.32

Areal II

65 CTD Probe	Depth (m)	Cl (g/l)	SO4 (g/l)	PO4 (mg/l)	NO3 (mg/l)	Si (mg/l)	Li (mg/l)	Na (g/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (g/l)	Sb (ppb)	As (ppb)
3	12	20.498	3.19	0.04	<0.1	0.05	0.17	11.00	410	445	1.39	4	1
5	91	20.848	3.32	0.04	<0.1	0.03	0.17	11.25	420	450	1.40	2	2
7	288	20.196	3.06	0.03	<0.1	0.19	0.17	10.90	410	435	1.38	5	2
9	401	23.784	3.05	0.02	<0.1	0.27	0.16	10.68	400	440	1.36	2	2
11	553	20.836	3.08	0.02	<0.1	0.49	0.16	10.35	400	435	1.31	2	2
13	623	19.792	3.04	0.03	<0.1	0.53	0.16	10.50	410	440	1.33	2	2

15	788	19.889	3.06	0.03	<0.1	0.52	0.17	10.70	410	435	1.35	1	2
17	966	20.581	3.07	0.04	<0.1	0.63	0.16	10.75	410	430	1.34	4	2
19	1005	19.828	3.16	0.03	<0.1	0.62	0.16	10.71	410	435	1.34	5	5
21	1410	20.044	3.26	0.03	<0.1	0.81	0.16	10.50	400	445	1.33	3	2
23	1664	20.040	3.06	0.02	<0.1	0.79	0.16	10.58	400	460	1.33	4	3
69 CTD													
19	16	20.448	3.18	0.05	<0.1	0.05	0.16	11.10	420	495	1.38		
21	623	19.707	3.03	0.04	<0.1	0.56	0.17	10.75	400	440	1.34		
23	688	19.918	3.06	0.04	<0.1	0.57	0.16	10.67	400	450	1.34		

79 CTD Probe	Depth (m)	Cl (g/l)	SO4 (g/l)	PO4 (mg/l)	NO3 (mg/l)	Si (mg/l)	Li (mg/l)	Na (g/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (g/l)	Sb (ppb)	As (ppb)
9	549	21.501	3.08	0.04	<0.1	0.44	0.16	10.60	410	420	1.32	2	1
11	648	20.551	3.08	0.04	<0.1	0.53	0.16	10.43	400	430	1.33	0	2
13	755	21.355	3.29	0.03	<0.1	0.60	0.17	10.55	410	430	1.34	2	2
15	814	20.656	3.17	0.06	0.50	0.63	0.17	10.50	400	435	1.33	2	2
17	875	20.520	3.15	0.04	<0.1	0.66	0.17	10.58	400	420	1.33	2	3
19	947	20.039	3.20	0.04	0.40	0.67	0.16	10.60	400	440	1.35	1	2
21	962	19.010	3.16	0.03	0.10	0.65	0.16	10.39	400	435	1.34	3	2
23	1005	19.867	3.38	0.03	<0.1	0.71	0.16	10.52	400	440	1.35	2	3

Areal III

97 CTD Probe	Depth (m)	Cl (g/l)	SO4 (g/l)	PO4 (mg/l)	NO3 (mg/l)	Si (mg/l)	Li (mg/l)	Na (g/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (g/l)		
11	2	20.324	3.22	0.07	<0.1	0.15	0.17	10.88	410	410	1.39		
13	27	21.003	2.99	0.06	<0.1	0.05	0.17	10.94	410	420	1.37		
15	52	21.305	3.17	0.06	<0.1	0.07	0.17	11.19	420	430	1.41		
17	103	21.796	3.15	0.05	<0.1	0.06	0.17	11.25	420	440	1.41		
19	153	21.625	3.11	0.34	<0.1	0.14	0.18	11.30	430	435	1.42		
21	213	21.149	3.10	0.07	<0.1	0.09	0.18	11.10	430	430	1.41		
23	245	20.951	3.07	0.07	<0.1	0.13	0.17	11.10	420	440	1.40		
97 CTD Probe	Fe (ppb)	Zn (ppb)	Cd (ppb)	Pb (ppb)	Cu (ppb)	Mn (ppb)	Ni (ppb)	Co (ppb)	Mo (ppb)	U (ppb)	V (ppb)	Sb (ppb)	As (ppb)
11	7.90	2.08	<0.1	<0.2	0.56	0.52	0.95	<0.05	9.34	2.54	1.57	3	1
13	2.86	1.79	<0.1	0.75	<0.5	<0.5	0.83	<0.05	10.2	3.08	2.09	2	2
15	1.29	2.53	<0.1	<0.2	<0.5	0.60	0.82	<0.05	10	2.89	1.61	1	2
17	2.30	2.78	<0.1	0.56	<0.5	0.98	0.92	<0.05	9.96	3.09	1.75	1	2
19	1.40	1.69	<0.1	<0.2	<0.5	1.08	0.95	<0.05	10.3	2.82	1.43	3	2
21	2.52	1.39	<0.1	<0.2	<0.5	2.11	0.94	<0.05	10.3	2.9	1.35	3	3
23	1.85	1.31	0.26	1.99	<0.5	0.74	0.98	<0.05	10.7	3.2	1.46	4	2

Areal IV

102 CTD Probe	Depth (m)	Cl (g/l)	SO4 (g/l)	PO4 (mg/l)	NO3 (mg/l)	Si (mg/l)	Li (mg/l)	Na (g/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (g/l)	Fe (ppb)
17	2	20.816	3.07	0.06	<0.1	0.03	0.17	11.10	410	445	1.40	2.02
19	15	20.805	3.11	0.08	<0.1	0.03	0.17	11.05	420	420	1.38	2.27
21	30	25.025	3.82	0.05	<0.1	0.05	0.17	11.10	420	425	1.40	0.70
23	48	21.328	3.17	0.05	<0.1	0.03	0.17	11.25	420	435	1.40	0.22
104 CTD	17	4	21.005	3.14	0.06	<0.1	0.04	0.17	11.10	420	430	1.41

19	15	21.057	3.13	0.05	<0.1	0.10	0.18	11.00	410	430	1.38	1.03
21	29	21.485	3.18	0.05	<0.1	0.05	0.17	11.18	420	430	1.41	1.36
23	48	21.162	3.14	0.05	<0.1	0.02	0.17	11.13	420	440	1.40	
<i>105 CTD</i>												
21	18	20.964	3.16	0.04	<0.1	0.02	0.18	11.15	420	435	1.42	
23	35	21.204	3.20	0.04	<0.1	0.02	0.17	11.10	420	430	1.40	0.99
<i>102 CTD Probe</i>												
	<i>Zn</i>	<i>Cd</i>	<i>Pb</i>	<i>Cu</i>	<i>Mn</i>	<i>Ni</i>	<i>Co</i>	<i>Mo</i>	<i>U</i>	<i>V</i>	<i>Sb</i>	<i>As</i>
	(ppb)	(ppb)	(ppb)	(ppb)	(ppb)	(ppb)	(ppb)	(ppb)	(ppb)	(ppb)	(ppb)	(ppb)
17	1.44	0.16	<0.2	1.11	<0.5	0.46	<0.05	31.00	3.00	1.33	2	6
19	1.50	<0.1	<0.2	<0.5	<0.5	0.92	<0.05	32.90	3.26	1.03	1	7
21	1.12	<0.1	<0.2	<0.5	<0.5	0.42	<0.05	34.90	3.19	1.14	2	1
23	0.93	<0.1	<0.2	<0.5	0.66	0.33	<0.05	64.60	2.69	1.05	2	2
<i>104 CTD</i>												
17	1.69	<0.1	<0.2	<0.5	0.51	0.44	<0.05	10.80	3.18	0.92	2	2
19	1.08	<0.1	<0.2	<0.5	<0.5	0.60	<0.05	9.65	2.94	1.44	4	2
21	2.25	<0.1	<0.2	<0.5	<0.5	0.61	<0.05	14.40	3.05	1.10	0	2
23	2.80	<0.1	<0.2	<0.5	<0.5	0.63	<0.05	12.40	2.63	1.04	5	1
<i>105 CTD</i>												
21	1.20	0.82	<0.2	1.27	<0.5	0.52	<0.05	10.60	3.71	1.28	2	1
23	1.02	0.38	0.87	0.79	<0.5	0.55	<0.05	10.60	2.68	1.03	1	2
<i>106 CTD Probe</i>												
	<i>Depth</i>	<i>Cl</i>	<i>SO4</i>	<i>PO4</i>	<i>NO3</i>	<i>Si</i>	<i>Li</i>	<i>Na</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Mg</i>	
	(m)	(g/l)	(g/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(g/l)	(mg/l)	(mg/l)	(g/l)	(g/l)
1	122	21.632	3.27	0.05	<0.1		0.17	11.50	430	430	1.43	
3	145	21.810	3.36	0.04	<0.1	0.04	0.17	11.35	430	440	1.42	
5	180	20.986	3.28	0.04	<0.1	0.10	0.17	11.32	430	430	1.43	
7	301	21.100	3.18	0.04	<0.1	0.08	0.16	11.04	420	425	1.43	
9	436	20.096	3.04	0.04	<0.1	0.16	0.17	10.78	410	430	1.38	
11	524	20.391	3.09	0.05	<0.1	0.22	0.16	10.86	410	430	1.38	
13	574	20.786	3.05	0.03	<0.1	0.45	0.16	10.81	410	430	1.36	
15	680	20.370	3.09	0.05	<0.1	0.54	0.16	10.85	410	430	1.38	
17	788	20.610	3.08	0.04	<0.1	0.59	0.16	10.81	410	420	1.36	
19	902	20.663	3.12	0.04	<0.1	0.63	0.16	10.86	420	425	1.36	
21	1128	20.569	3.16	0.04	<0.1	0.63	0.17	10.90	410	430	1.38	
23	1385	20.684	3.29	0.03	<0.1	0.65	0.17	10.91	410	420	1.37	
<i>106 CTD Probe</i>												
	<i>Fe</i>	<i>Zn</i>	<i>Cd</i>	<i>Pb</i>	<i>Cu</i>	<i>Mn</i>	<i>Ni</i>	<i>Co</i>	<i>Mo</i>	<i>U</i>	<i>V</i>	
	(ppb)	(ppb)	(ppb)	(ppb)	(ppb)	(ppb)	(ppb)	(ppb)	(ppb)	(ppb)	(ppb)	(ppb)
1		2.17	0.080	1.31	0.16		0.65	<0.05	13.35		1.40	
3		1.04	0.077	2.39	0.44		0.64	<0.05	15.10		1.48	
5		1.07	0.077	0.42	0.27		0.82	<0.05	14.60	1.99	1.62	
7		1.08	0.086	1.92	0.37		0.90	<0.05	14.30	1.99	1.51	
9		1.67	0.054	0.28	0.53		0.91	<0.05	13.03	1.66	1.23	
11		1.96	0.078	0.84	0.45		0.97	<0.05	12.72	3.12	1.34	
13	4.05	2.21	0.061	0.78	0.51	< 0.5	0.79	<0.05	13.11	2.04	1.45	
15	0.83	2.22	0.107	0.35	0.29	< 0.5	0.84	0.074	13.06	2.43	1.44	
17	1.40	3.63	0.000	0.66	0.44	< 0.5	0.95	<0.05	13.40	1.93	1.34	
19	1.37	1.90	0.145	1.26	0.25	< 0.5	0.90	<0.05	10.56	2.25	1.43	
21	2.40	1.79	0.083	0.81	0.33	< 0.5	1.01	<0.05	14.45	2.44	1.51	
23	1.88	1.91	0.041	0.71	0.27	< 0.5	0.93	<0.05	14.03	1.94	1.49	
<i>108 CTD Probe</i>												
	<i>Depth</i>	<i>Cl</i>	<i>SO4</i>	<i>PO4</i>	<i>NO3</i>	<i>Si</i>	<i>Li</i>	<i>Na</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Mg</i>	
	(m)	(g/l)	(g/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(g/l)	(mg/l)	(mg/l)	(g/l)	(g/l)
3	21	21.551	3.17	0.05	<0.1	0.04	0.17	11.05	410	440	1.38	

5	77	21.666	3.31	0.04	<0.1	0.10	0.18	11.13	420	440	1.41		
7	153	24.164	3.33	0.05	<0.1	0.08	0.17	11.05	420	440	1.41		
9	233	21.332	3.17	0.04	<0.1	0.16	0.17	10.80	410	430	1.39		
11	283	21.009	3.26	0.05	<0.1	0.22	0.17	10.75	400	435	1.39		
13	483	20.685	3.10	0.03	<0.1	0.45	0.17	10.50	400	425	1.38		
15	613	20.612	3.09	0.04	<0.1	0.54	0.16	10.40	390	425	1.35		
17	674	20.665	3.33	0.04	<0.1	0.59	0.16	10.99	410	420	1.40		
19	735	20.404	3.20	0.03	<0.1	0.63	0.16	10.55	400	430	1.37		
21	785	20.644	3.09	0.03	<0.1	0.63	0.16	10.64	400	430	1.38		
23	845	20.759	3.15	0.05	<0.1	0.65	0.17	10.67	400	430	1.38		
108 CTD Probe	Fe (ppb)	Zn (ppb)	Cd (ppb)	Pb (ppb)	Cu (ppb)	Mn (ppb)	Ni (ppb)	Co (ppb)	Mo (ppb)	U (ppb)	V (ppb)	Sb (ppb)	As (ppb)
3	1.34	23.9				< 0.5						1	2
5	1.74	22.8	0.078	1.55			2.79	0.15	11.28	1.04	1.68	2	3
7	1.51	2.51	0.089	0.98		< 0.5	0.99	0.13	11.14	0.73	1.69	4	3
9	1.57	5.46	0.069	0.49	0.16	< 0.5	1.08	0.18	9.38	1.34	1.37	0	2
11	5.10	6.22	0.066	1.16		< 0.5	1.00	0.17	9.38	1.21	1.35	2	3
13	1.34	1.32		1.03		< 0.5	1.10		11.53	0.82	1.43	2	3
15	1.23	1.50	0.024	1.00	1.26	0.95	1.11		8.09	0.86	1.43	2	2
17	1.18	1.63		0.42		0.95	1.20	0.49	8.56	0.91	1.72	3	2
19	1.46	1.90	0.072	1.72	0.20		1.10		10.77	0.86	1.18	1	2
21	1.40	1.30	0.053	1.40		0.65	1.12	0.40	12.15	0.63	1.20	3	2
23	1.18	1.05	0.107	2.43	1.08	< 0.5	1.64	0.25	8.23	1.50	2.24	2	2

118 CTD Probe	Depth (m)	Li (mg/l)	Na (g/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (g/l)
9	533	0.17	10.50	400	425	1.35
11	583	0.16	10.47	400	420	1.32
13	613	0.17	10.60	400	420	1.32
15	640	0.17	10.65	400	420	1.33
17	658	0.17	11.05	410	425	1.32
19	711	0.16	10.45	400	420	1.34
21	752	0.17	10.45	400	430	1.36
23	761	0.17	10.42	400	425	1.34

118 CTD Probe	Zn (ppb)	Cd (ppb)	Pb (ppb)	Cu (ppb)	Mn (ppb)	Ni (ppb)	Co (ppb)	Mo (ppb)	U (ppb)	V (ppb)
9	8.35	0.084	2.09	0.21	<0.10	0.68	<0.05	9.69	1.04	1.50
11	6.42	0.093	1.16	0.11	0.26	0.76	<0.05	12.53	0.55	1.38
13	6.89	0.070	1.49	0.25	<0.10	1.07	<0.05	10.43	0.30	1.65
15	6.87	0.124	3.10	0.55	0.10	0.71	<0.05	13.75	<0.20	1.57
17	0.96	0.095	2.30	<0.10	<0.10	0.70	<0.05	16.41	0.37	1.51
19	1.12	0.042	2.00	0.18	2.13	0.59	<0.05	12.09	0.57	1.65
21	0.89	0.026	0.96		3.20	0.68	<0.05	13.15	<0.20	1.69
23	1.88	0.040	2.05	0.86	1.20	0.61	<0.05	12.86	<0.20	1.39

129 CTD Probe	Depth (m)	Cl (g/l)	SO4 (g/l)	PO4 (mg/l)	NO3 (mg/l)	Si (mg/l)
5	2	20.558	2.67	0		0.18
7	493	19.902	2.79			0.45
9	533	19.961	3.01	0.01		0.51
11	573	19.89	2.91			0.51
13	614	19.638	2.9	0.05		0.56
15	629	19.687	2.92	0.03		0.59

17	654	19.632	2.97	0.07	0.59						
19	744	20.525	3.03	0.01	0.64						
21	886	19.936	2.93	0.01	0.68						
23	923	19.995	2.94	0.04	0.67						
129 CTD Probe	Zn (ppb)	Cd (ppb)	Pb (ppb)	Cu (ppb)	Mn (ppb)	Ni (ppb)	Co (ppb)	Mo (ppb)	U (ppb)	V (ppb)	
5	1.02	<0.1	0.20	0.27	0.28	0.99	<0.05	10.9	3.75	1.49	
7	2.21	<0.1	0.22	0.51	0.34	0.67	<0.05	9.43	3.76	1.26	
9	2.76	0.10	0.23	0.87	0.22	0.7	<0.05	8.38	3.56	1.10	
11	1.31	0.18	<0.1	0.64	0.90	0.6	<0.05	9.15	3.18	0.66	
13	0.93	0.16	<0.1	0.38	0.29	0.65	<0.05	10.0	2.69	0.97	
15	0.81	0.11	<0.1	1.28	0.22	0.77	<0.05	8.93	3.42	0.82	
17	2.3	0.15	<0.1	1.21	0.37	0.69	<0.05	9.44	4.35	1.19	
19	1.44	<0.1	0.25	0.49	0.29	0.72	<0.05	7.18	4.37	1.15	
21	1.37	0.17	<0.1	0.91	0.35	0.86	<0.05	9.46	3.74	1.22	
23	1.51	0.16	0.22	0.79	0.22	0.63	<0.05	9.83	2.35	1.33	

134 HBS Probe	Depth (m)	Cl (g/l)	SO4 (g/l)	PO4 (mg/l)	NO3 (mg/l)	Si (mg/l)	Li (mg/l)	Na (g/l)	K (mg/l)	S2-	Ca (mg/l)	Mg (g/l)
1	542	18.990	2.81	0.03	0.0	0.71	0.16	9.60	360	<10	365	1.24
3	550	18.982	2.89	0.02	0.0	0.62	0.17	10.00	390	<10	385	1.27
4	566	18.867	2.96	0.03	0.0	0.54	0.17	10.20	390	<10	400	1.29
7	600	16.905	2.49	0.02	0.1	0.93	0.15	9.80	380	<10	350	1.24
9	712	17.960	2.70	0.03	0.0	0.78	0.15	9.73	380	<10	360	1.24
10	652	18.750	2.77	0.03	0.0	0.67	0.15	9.90	380	<10	370	1.25
134 HBS Probe	Fe (ppb)	Zn (ppb)	Cd (ppb)	Pb (ppb)	Cu (ppb)	Mn (ppb)	Ni (ppb)	Co (ppb)	Mo (ppb)	U (ppb)	V (ppb)	Cr (ppb)
1	0.89	9.92	<0.1	<0.2	1.63	<0.5	9.59	0.06	10.30	2.89	1.08	9.28
3	0.92	12.2	0.19	0.35	1.92	0.70	14.00	<0.05	10.30	3.03	0.70	13.67
4	1.30	11.6	0.97	<0.2	1.42	<0.5	9.72	<0.05	9.76	2.83	0.92	8.32
7	1.55	13.8	0.19	0.22	1.39	<0.5	7.73	0.06	8.96	2.38	1.04	6.69
9	0.82	11.4	0.11	<0.2	2.17	0.53	9.09	<0.05	8.30	2.59	0.89	2.50
10	0.60	13.6	<0.1	0.33	1.76	<0.5	9.56	<0.05	9.96	2.57	0.97	9.31
134 HBS Probe	As (ppb)	Sb (ppb)	Se (ppb)									
1	4.3	0.1	0.047									
3	3.3	0.1	0.035									
4	3.7	0.06	0.049									
7	8.2	0.04	0.030									
9	3.8	0.05	0.036									
10	3.6	0.09	0.035									

Daten für Chromspezies in CTD-Profilen

75 CTD Probe	Depth (m)	Cr(III) (nM)	Cr(VI) (nM)	Cr(tot). Filtered (nM)
3	16	0.486	0.081	0.567
5	702	0.181	0.099	0.280
7	803	0.291	0.108	0.399
9	904	0.340	0.093	0.433
11	1005	0.165	0.083	0.248
13	1104	0.218	0.109	0.327
15	1205	0.373	0.090	0.463
17	1306	0.198	0.099	0.297
19	1509	0.252	0.088	0.340
21	1610	0.539	0.079	0.618
23	1631	0.198	0.102	0.300

97 CTD Probe	Depth (m)	Cr(III) (nM)	Cr(VI) (nM)	Cr(tot). Filtered (nM)	Cr(tot). Not filtered (nM)
11	2	0.218	0.225	0.443	0.578
13	27	0.299	0.092	0.391	0.390
15	52	0.329	0.102	0.431	0.529
17	103	0.369	0.099	0.468	0.524
19	153	0.405	0.110	0.515	0.447
21	213	0.286	0.106	0.392	0.446
23	245	0.198	0.120	0.318	0.356

102 CTD Probe	Depth (m)	Cr(III) (nM)	Cr(VI) (nM)	Cr(tot). Not filtered (nM)
17	2	0.320	0.115	0.435
19	15	0.281	0.094	0.375
21	30	0.258	0.097	0.355
23	48	0.184	0.132	0.316
104 CTD				
17	4	0.333	0.108	0.441
19	15	0.261	0.116	0.377
21	29	0.454	0.116	0.570
23	48	0.624	0.117	0.741

Teilprojekt der Universität Hamburg, Institut für Biogeochemie und Meereschemie (03 G 0154 B)

Biogeochemie der C-Komponenten in Fluiden des vulkanischen Inselbogens der Kleinen Antillen

Station	Probe	Depth (m)	pH in situ	Sal	DIC ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	DOC (mg L ⁻¹)	Methan (nmol L ⁻¹)	$\delta^{13}\text{CH}_4$ (‰)
1 CTD	3	2,70	8,1669	35,97			2,66	
	5	500	7,8920	35,14			1,36	
	7	602	7,8632	34,89			1,20	
	9	703	7,6954	34,74			0,69	
	11	804	7,8773	34,78			0,33	
	13	864	7,8988	34,80			0,36	
	15	914	7,9406	34,84			0,35	
	17	975	7,9368	34,88			0,28	
	19	1005	7,9784	34,91			0,14	
	21	1086	7,9814	34,93			0,22	
	23	1133	8,0083	34,94			0,64	
3 CTD	3	101	8,1388	37,07	2070,7		2,00	
	5	201	8,0674	36,70	2102,6		3,42	
		301	8,0198	36,80	2120,4		2,08	
	9	401	7,9552	35,90	2151,1		2,00	
	11	803	7,8971	34,78	2179,4		1,07	
	13	879	7,9212	34,82	2177,1		0,63	
	15	930	7,9410	34,85	2177,6		0,30	
	17	974	7,9728	34,89	2196,4		0,68	
	19	1055	7,9909	34,92	2187,6		0,34	
	21	1157	8,0592	34,94	2174,6		0,20	
	23	1215	8,0400	34,94	2188,8		0,21	
6 CTD	8	803					0,39	
	10	904					0,42	
	18	1003					0,29	
	20	1079					0,28	
	22	1156					0,16	
	24	1200					0,20	
09 CTD	2	151	8,1657	37,20				
	4	250	8,1154	36,40				
	6	499	7,9724	35,25				
	8	599	7,9411	34,93				
	10	704	7,9347	34,81			0,45	
	12	805	7,9456	34,78			0,44	
	14	814	7,9678	34,81			0,17	
	16	865	8,0019	34,85			0,11	
	18	945	8,0172	34,86			0,28	
	20	975	8,0457	34,89			0,28	
	22	1005	8,0605	34,91			0,24	
	24	1066	8,0910	34,92			0,40	
11 CTD		82					3,26	
		635					0,26	
		978					0,27	
		1026					0,25	
		1036					0,26	

Station	Probe	Depth (m)	pH in situ	Sal	DIC ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	DOC (mg L^{-1})	Methan (nmol L^{-1})	$\delta^{13}\text{CH}_4$ (‰)
16 CTD	5	602	7,9360					
	7	701	7,9251					
	9	802	7,9276				0,30	
	11	904	7,9858				0,26	
	13	972	8,0025					
	15	1010	8,0399				0,21	
	17	1049	8,0402				0,14	
	19	1105	8,0652					
	21	1154	8,0642				0,28	
	23	1217	8,0671				0,34	
21 CTD	19	953						
	21	1004					0,13	
	23	1041					0,12	
25 CTD	19	852					0,27	
	21	904					0,21	
	23	929					0,25	
32 CTD	6	601	7,9296	34,87				
	8	694	7,9151	34,76				
	10	773	7,9175	34,76				
	12	853	7,9434	34,80				
	14	924	7,9677	34,84			0,21	
	16	995	8,0204	34,88			0,19	
	18	1022	8,0343	34,90			0,23	
	22	1056	8,0741	34,94				
	20	1095	8,0641	34,93			0,35	
24	1218	8,0932	34,95					
36 CTD	1	2	8,2312	35,99			2,14	
	3	121	8,1793	37,17			3,29	
	5	249	7,9499	36,41			2,32	
	7	403	7,9900	35,39			1,90	
	9	553	7,9460	35,02			0,90	
	11	614	7,9406	34,90			0,96	
	13	663	7,9408	34,86			0,66	
	15	704	7,9383	34,81			1,00	
	17	754	7,9419	34,79			0,45	
	19	795	7,9583	34,79			0,40	
	21	833	7,9658	34,80			0,37	
	23	845	7,9765	34,81			0,31	
37 CTD	15	352	8,0600	35,84			1,98	
	17	512	7,9894	35,17			1,11	
	19	582	7,9706	34,97			1,24	
	21	602	7,9706	34,96			0,88	
	23	629	7,9600	34,93			1,05	

Station	Probe	Depth (m)	pH in situ	Sal	DIC ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	DOC (mg L ⁻¹)	Methan (nmol L ⁻¹)	$\delta^{13}\text{CH}_4$ (‰)
50 CTD	11	503					1,25	
	13	554					1,09	
	15	628					0,98	
	17	679					1,09	
	19	713					0,66	
	21	754					0,78	
	22	784						
	24	816					0,63	
58 CTD	16	854	7,9228	34,79				
	18	885	7,1775	34,81			0,29	
	20	905	7,9160	34,81			0,32	
	24	922	7,9674	34,83			0,31	
	22	925	8,0463				0,25	
60 CTD	17	857	7,9403	34,78			0,36	
	19	907	7,9652	34,82			0,25	
	21	944	7,9857	34,84			0,24	
	23	950	8,0743				0,26	
65 CTD	3	12	8,2426	35,91	1980,8	1,65	2,52	
	5	91	8,2086	37,13	2070,8	1,65	2,75	
	7	288	8,0778	35,87	2156,2	1,22	2,53	
	9	401	8,0066	35,32	2179,5	1,28	1,36	
	11	553	7,9537	34,87	2200,5	1,15	1,29	
	13	623	7,9470	34,83	2225,5	1,34		
	15	788	7,9504	34,83	2203,0	1,25	0,50	
	17	966	7,9838	34,86	2202,6	1,43	0,27	
	19	1005	8,0058	34,88	2185,4	1,35	0,25	
	21	1410	8,0715	34,96	2195,8	1,24	0,22	
	23	1664	8,1093	34,96	2196,4	1,42	0,18	
67 CTD	22	1434					0,20	
69 CTD	19	16						
	21	623					0,87	
	23	688					0,77	
75 CTD	3	16	8,2437	35,92			2,45	
	5	702	7,9541	34,77			0,60	
	7	803	7,9450	34,76			0,61	
	9	904	7,9582	34,78			0,31	
	11	1005	8,0086	34,88			0,26	
	13	1104	8,0366	34,94			0,17	
	15	1205	8,0392	34,95			0,16	
	17	1306	8,0381	34,95			0,11	
	19	1509	8,0481	34,96			0,11	
	21	1610	8,0528	34,96			0,17	
23	1631	8,0417	34,96			0,13		

Station	Probe	Depth (m)	pH in situ	Sal	DIC ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	DOC (mg L^{-1})	Methan (nmol L^{-1})	$\delta^{13}\text{CH}_4$ (‰)
79 CTD	9	549	7,9488	34,92		1,31	0,81	
	11	648	7,9249	34,80		1,08	0,82	
	13	755	7,9248	34,77		1,22	0,70	
	15	814	7,8974	34,77		2,15	0,48	
	17	875	7,9368	34,79		1,50	0,26	
	19	947	7,9537	34,84		1,21	0,26	
	21	962	7,9538	34,85		1,23	0,22	
	23	1005	8,0005	34,91		1,21	0,59	
80 CTD	18	849	7,9273	34,79			0,36	
	20	888	7,9618	34,82			0,29	
	22	915	7,9812	34,83			0,27	
	24	1074	8,0633	34,93			0,18	
81 CTD	18	808	7,9151	34,77			0,44	
	20	918	7,9571	34,83			0,31	
	22	987	7,9987	34,89			0,23	
	24	1007	8,0115	34,90			0,29	
97 CTD	11	2	8,1932	35,62	2002,3		3,03	
	13	27	8,1882	35,70	1994,6		9,19	
	15	52	8,1160	36,47	2092,3		11,88	
	17	103	8,1025	36,63	2110,3		13,83	
	19	153	8,0889	36,56	2128,2		5,35	
	21	213	8,0653	36,27	2189,2		2,28	
	23	245	8,0487	35,98	2148,6		3,20	
CTD 99		82					12,22	
102 CTD	17	2	8,1980	35,74			2,61	
	19	15	8,1932	35,76			2,79	
	21	30	8,1733	36,04			4,42	
	23	48	8,1660	36,10			4,97	
104 CTD	17	4	8,1985	35,82	2000,7		2,76	
	19	15	8,1908	35,92	2003,3		2,76	
	21	29	8,1710	36,05	2022,7		4,76	
	23	48	8,1618	36,11	2032,2		4,62	
105 CTD	21	18					3,13	
	23	35					3,56	
106 CTD	1	122	8,0921	36,80			4,06	
	3	145	8,0859	36,61			2,77	
	5	180	8,0807	36,42			3,12	
	7	301	7,9819	35,47			2,13	
	9	436	7,9334	35,00			1,33	
	11	524	7,9045	34,82			1,09	
	13	574	7,8911	34,79			1,47	
	15	680	7,8889	34,74			1,75	
	17	788	7,8958	34,73			1,40	
	19	902	7,9355	34,82			1,12	
	21	1128	7,9993	34,93			4,34	
	23	1385	8,0157	34,95			4,75	

Station	Probe	Depth (m)	pH in situ	Sal	DIC ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	DOC (mg L^{-1})	Methan (nmol L^{-1})	$\delta^{13}\text{CH}_4$ (‰)
108 CTD	3	21	8,1650	35,83		2,51	3,41	
	5	77	8,1070	36,87		1,33	5,11	-51,3
	7	153	8,0719	36,55		1,37	3,97	
	9	233	8,0152	35,81		1,31	2,58	
	11	283	7,9742	35,59		1,22	2,85	
	13	483	7,9159	34,87		1,25	1,55	
	15	613	7,9133	34,77		1,50	6,93	-48,9
	17	674	7,9089	34,74		1,20	3,43	
	19	735	7,9091	34,74		1,22	2,15	
	21	785	7,9256	34,73		1,14	1,77	
	23	845	7,9545	34,77		1,08	1,07	
112 CTD	1	232	8,0082	35,85	2160,5	1,17	3,23	
	3	503	7,9084	34,94	2197,3	1,11	2,08	
	5	553	7,9046	34,86	2200,6	1,22	6,94	-48,2
	7	584	7,9011	34,84	2197,3	1,09	8,29	-48,1
	11	613	7,8995	34,81	2198,1	1,36	10,94	-50,0
	13	644	7,9026	34,77	2206,3	1,17	9,11	-46,4
	15	674	7,9025	34,75	2207,5	1,12	4,98	-50,9
	17	704	7,9210	34,72		1,15	3,21	
	19	807	7,9301	34,74	2212,7	1,07	1,34	
	21	832	7,9433	34,75	2209,6	1,14	1,85	
	23	887	8,0182	34,87	2201,2	1,18	1,39	
118 CTD	9	533	7,9301	34,85			8,58	
	11	583	7,9140	34,75			4,44	
	13	613	7,9065	34,74			2,45	
	15	640	7,9030	34,74			2,09	
	17	658	7,9002	34,74			2,33	
	19	711	7,9052	34,74			1,69	
	21	752	7,9152	34,76			1,58	
	23	761	7,9146	34,76			1,43	
119 CTD	11	583	7,8983	34,77	2202,8		7,15	
	13	601	7,8967	34,76	2206,8		5,99	-47,4
	15	612	7,8954	34,75	2201,9		4,41	-49,2
	17	644	7,8983	34,75	2206,6		4,85	-49,5
	19	664	7,9087	34,75	2205,8		4,36	-48,2
	21	671	7,9165	34,75	2210,9		3,67	
	23	676	7,9273	34,74	2206,8		3,44	
126 CTD	10	403	7,9237	35,14	2174,5			
	12	433	8,0453	35,05	2178,3			
	14	454	7,8994	34,94	2181,4			
	16	473	7,8988	34,90	2177,4			
	18	494	7,8953	34,86	2192,5		8,29	
	20	514	7,8962	34,83	2181,1		8,87	
	23	533	7,8892	34,81	2201,5		10,81	-46,5
	22	534	7,8958	34,80	2183,1		11,09	
	24	554	7,9024	34,78	2193,1		9,59	

Station	Probe	Depth (m)	pH in situ	Sal	DIC ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	DOC (mg L^{-1})	Methan (nmol L^{-1})	$\delta^{13}\text{CH}_4$ (‰)
129 CTD	5	2	8,1868	35,94			2,66	
	7	493	7,9464	34,93			3,10	
	9	533	7,9318	34,86			5,73	
	11	573	7,9195	34,81			6,04	
	13	614	7,9119	34,78			6,43	
	15	629	7,9054	34,76			5,74	
	17	654	7,8987	34,75			4,70	
	19	744	7,9062	34,73			1,55	
	21	886	7,9764	34,87			1,54	
	23	923	7,9859	34,89			1,54	
130 CTD	12	493	7,9015	34,92	2197,9		3,15	
	14	533	7,8943	34,83	2200,9		8,15	-47,6
	16	572	7,8954	34,80	2197,3		9,14	-45,1
	18	613	7,8951	34,77	2186,4		14,07	-45,9
	20	628	7,8990	34,77	2190,3		11,92	-46,0
	22	653	7,9040	34,75	2365,8		4,55	-50,9
	24	698	7,9142	34,74	2189,0		2,56	
123 HBS	1	542					20,31	
	4	566					20,23	
	9	712					22,10	
	10	652					18,36	

Station	Probe	Tiefe	pot. Temp.	Salinität	CH ₄	δ ¹³ C CH ₄	δ ³ He	Δ He	Δ Ne	Δ Ne/He
	(m)	(°C)			(nmol L ⁻¹)	(‰)	(%)	(%)	(%)	(%)
108 CTD	3	103	26,05	35,83			-1,200	2,378	1,432	0,93
	7	153	19,01	36,55	3,97		1,953	3,095	2,433	0,65
	11	283	13,05	35,59	2,85		25,334	7,101	3,268	3,71
	15	613	7,13	34,77	6,93	-48,88	2,730	2,658	2,175	0,47
	17	674	6,72	34,74	3,43		2,865	3,453	1,794	1,63
	21	785	6,20	34,73	1,77		2,477	3,118	2,620	0,49
112 CTD	1	232	14,60	35,85	3,23		13,991	4,682	2,338	2,29
	3	503	8,78	34,94	2,08		3,720	3,286	2,332	0,93
	5	553	8,09	34,86	6,94	-48,16	3,336	2,674	1,804	0,86
	7	584	7,85	34,84	8,29	-48,09	3,136	3,272	3,493	-0,21
	11	613	7,54	34,81	10,94	-49,97	2,982	4,185	4,705	-0,50
	13	644	7,08	34,77	9,11	-46,42	2,641	3,454	3,161	0,28
	15	674	6,83	34,75	4,98	-50,95	2,602	3,230	1,718	1,49
	17	704	6,68	34,72	3,21		2,633	3,556	2,363	1,17
	19	807	6,08	34,74	1,34		2,341	2,472	1,791	0,67
	21	832	6,03	34,75	1,85	-48,98	2,053	5,994	3,281	2,63
130 CTD	11	493	8,61	34,92	3,15		3,353	1,628	1,091	0,53
	13	533	7,75	34,83	8,15	-47,64	3,560	2,890	0,558	2,32
	15	572	7,40	34,80	9,14	-45,06	3,322	2,723	0,118	2,60
	17	613	7,04	34,77	14,07	-45,90	2,750	2,554	0,243	2,31
	19	628	7,02	34,77	11,92	-46,05	2,638	2,713	1,966	0,73
	21	653	6,79	34,75	4,55	-50,95	2,908	2,760	1,546	1,20

Deltas berechnet mit T = 6°C, Salinität = 34,8