Isotopengeochemische Untersuchungen an postglazialen Karbonaten des Neoproterozoikums aus China und Namibia

Dissertation

zur Erlangung des mathematisch-naturwissenschaftlichen Doktorgrades

"Doctor rerum naturalium"

der Georg-August-Universität Göttingen

im Promotionsprogramm Geowissenschaften / Geographie

der Georg-August University School of Science (GAUSS)

vorgelegt von

Franziska Wilsky

aus Fürstenhagen

Göttingen 2017

Betreuungsausschuss: (Name, Abteilung/Arbeitsgruppe, Institution)

- Prof. Dr. Bent T. Hansen, Abteilung Isotopengeologie, Georg-August-Universität Göttingen
- Prof. Dr. Joachim Reitner, Abteilung Geobiologie, Georg-August-Universität Göttingen

Mitglieder der Prüfungskommission (Name, Abteilung/Arbeitsgruppe, Institution)

Referent:	Prof. Dr. Bent T. Hansen, Abteilung Isotopengeologie, Georg-August-Universität Göttingen
Referent:	Prof. Dr. Joachim Reitner, Abteilung Geobiologie, Georg-August-Universität Göttingen
Korreferent:	Prof. Dr. Volker Thiel, Abteilung Geobiologie, Georg-August-Universität Göttingen

weitere Mitglieder der Prüfungskommission:

- Dr. Nicole Nolte
- Dr. Bettina Wiegand
- Dr. Jan-Peter Duda

Tag der mündlichen Prüfung: 28.04.2017

– It always seems impossible until it's done –

Nelson Mandela

Danksagung

Während dem Verfassen dieser Arbeit habe ich neben dem wissenschaftlichen Arbeiten gelernt, dass es so unwahrscheinlich viele hilfsbereite Menschen gibt. Aufgrund der Fülle kann ich mich nicht bei allen bedanken. Ich hoffe Ihr seht es mir nach!
Einige wichtige Personen möchte ich im Folgenden dennoch erwähnen.

Ich möchte mich herzlich bei **Prof. Dr. Bent T. Hansen** für die Übernahme des Referats und bei **Prof. Dr. Joachim Reitner** für die Übernahme des Korreferats bedanken. Außerdem möchte ich beiden für die hilfreichen Korrekturen und das geduldige Beantworten meiner vielen Fragen danken.

Lieber **Dr. Klaus Wemmer**! Vielen Dank für viele Ratschläge, Dein offenes Ohr und Deine unerschöpfliche Hilfsbereitschaft. Ich möchte mich dafür bedanken dass Du mich immer mal in den Hintern getreten hast (natürlich nur metaphorisch). Vielen Dank, dass Du mir ständig beim Kampf gegen meine „Aufschieberitis" geholfen hast ☺ Außerdem möchte ich mich für die vielen Suppen bedanken, die wir im Laufe meiner Arbeit vertilgt haben. Sie waren immer ein willkommenes Seelenfutter!

Liebe **Dr. Nicole Nolte**, an Dich geht ein riesen Dank! Vielen Dank für das Lesen einiger Texte, das offene Ohr und die konstruktiven Diskussionen. Außerdem möchte ich mich dafür bedanken, dass Du in vielen Situationen so verständnisvoll warst und immer gute Ratschläge gegeben hast. Du hast mir außerdem (da auch Dank an Micha Krumbholz) mehrere Male meine Datei gerettet!!! Damit hast Du mich vor dem einen oder anderen Nervenzusammenbruch bewahrt! Ich bin so dankbar für die gute Zusammenarbeit. Bei täglichem Kontakt ist das nicht immer selbstverständlich.

Liebe **Brigitte Dietrich**! Natürlich geht ein riesen Dank an Dich weil Du mir immer wieder mit einer Engelsgeduld im Labor geholfen hast. Ein weiterer riesen Dank geht aber an Dich weil du immer zugehört hast und mich aus dem ein oder anderen Tief „rausgeredet" hast. Ohne solche tollen Kollegen wäre so eine Arbeit nicht möglich! Hex Hex ☺

Liebe **Dr. Bettina Wiegand**! Bei Dir möchte ich mich herzlich für die Hilfe bei der Einführung in die Ca-Isotope bedanken. Die Arbeit im Labor hat mir riesen Spaß gemacht! Auch bei Dir möchte ich mich für die tolle Zusammenarbeit, das Beantworten so vieler Fragen und die ermunternden Worte bedanken.

Als waschechte Hessin liegen mir die Regeln der Rechtschreibung und Kommasetzung fern…deswegen möchte ich mich von ganzem Herzen bei **Dr. Jennifer Ziesch** (Sächsin!) und **Dr. Simon Striepe** (Niedersachse!) für das so ausführliche und akribische Korrekturlesen meiner Arbeit bedanken. Ihr wart mir eine unwahrscheinlich große Hilfe! Vielen Dank!

Bei **Dr. Klaus Simon** möchte ich mich für das Durchführen der ICP-MS-Messungen und bei **Erwin Schiffczyk** möchte ich mich für das Durchführen der ICP-OES Messungen bedanken.

Ein großer Dank geht an **Dr. Jan-Peter Duda**, der mir eine große Hilfe bei dem Erbohren der Proben war. Ganz herzlichen Dank für viele Literaturvorschläge und sehr hilfreiche Tipps und Gespräche!

Bei **Sabrina Metje** möchte ich mich für die häufige Unterstützung bei vielen Arbeiten im Labor bedanken.

Obwohl wir uns nicht kennen gelernt haben möchte ich mich auch bei **Dr. Lu Miao** dafür bedanken, dass ich mit ihren Proben (aus China) arbeiten durfte.

Ein großer Dank geht auch an meine Freunde **Jennifer und Oliver Ziesch**, **Ulrike Käbberich**, **Britta Gries** und **Swantje Nölke**, die sehr verständnisvoll waren und immer aufmunternde Worte für mich hatten.

Mein größter Dank geht jedoch an meine ganze Familie! Besonders aber an meinen Ehemann **Simon Striepe** und an meine Eltern **Birgit** und **Walter Wilsky**! Was wäre ich nur ohne Euch?

Liebe **Birgit** und **Waldi**! Danke, dass Ihr nie den Glauben an mich verloren habt und wirklich immer für mich da wart. Ich bin Euch von ganzem Herzen dankbar.

Lieber **Simon**! Du musstest wohl am meisten unter Dieser Arbeit „leiden". Ich kann nicht ausdrücken wie dankbar ich Dir für Deine bedingungslose Unterstützung bin.
Ich bin Dir unendlich dafür dankbar, dass Du immer zugehört hast, mich immer wieder zum Lachen gebracht hast und mir immer das Gefühl gegeben hast alles zu schaffen!
Diese Arbeit wäre ohne Dich niemals möglich gewesen. Ich liebe Dich!

Abstract

The Neoproterozoic time, especially the Cryogenian is characterised by extreme climate conditions. Two of the known global glaciations – the Sturt and Marinoan – occurred during this period. In the following Ediacaran period another important but non-global glaciation (Gaskiers) took place. After all these glaciations characteristic sediments were deposited, which are known as cap carbonates (e.g. Hoffman et al. (1998)). The glaciations and the following deglaciations could have strongly influenced the oceans chemistry by riverine input of terrestrial materials. For a better understanding of the depositional environments during that time the focus of this PhD thesis lies on carbonate fractions from carbonates from the Yangtze area in south China (Marinoan, Gaskiers) and from central as well as southern Namibia (Sturt, Marinoan, Gaskiers). The main part of the Chinese Samples represents shallow water facies (e.g. Zhu et al. (2007), Jiang et al. (2011)). They were taken at the Huangling anticline (Hubei province) and from the Weng`an Doushantuo-Fm. (Guizhou province). These samples belong to the same hand-specimens as already analysed by Lu (2011), which showed partially negative $\delta^{13}C$-anomalies (Lu (2011)). For comparison, additional samples from horizons with lighter $\delta^{13}C$-anomalies and three samples from the Ediacaran Shibantan member representing marine carbonates (Hubei province) were also taken. All samples were analysed for Sr- and Ca-isotopes as well as element concentrations and compared to Namibian carbonates, which represent all of the three named glaciations. Oldest samples (Sturt) derive from the Rasthof-fm., Marinoan samples were taken at the Huab and Fransfontein ridge, while the Ediacaran carbonates derive from the Omkyk- and Mooifontein-members. Samples were prepared by taking drill cores from different phases of the specimens. Partially the results show variations already visible between the different phases. In addition previous data (Sr- & Ca-Isotopes) from Namibia (Sturt & Marinoan), which were determined by Eisenhauer (unpublished) were included. The results show that REE+Y data can be used for characterisation of the paleo-environment during the deposition of the carbonates. In parts Sr-data can be contaminated by diagenetic processes and have to be interpreted with caution. $^{87}Sr/^{86}Sr$-ratios of the post-Sturt and post-Marinoan carbonates are not suitable to supplement the neoproterozoic Sr-ocean-water-curve whereas some of the Ediacaran samples coincide with the Sr-ocean-water-curve. In contrast Ca-data seem to be more stable against diagenetic influences and can be used for a characterisation.

The results imply that the cap carbonates were deposited in local basins with restricted access to the ocean. In this regard Sr- and Ca-isotopes are not globally reproducible. This observation correlates with the results of Kasemann et al. (2014).

Zusammenfassung

Das Neoproterozoikum im speziellen das Cryogenium ist durch extreme klimatische Bedingungen charakterisiert. Mit den Sturt- und Marinoan-Vereisungen fanden während dieser Periode zwei globale Eiszeiten statt. In der nachfolgenden Ediacara Periode fand eine weitere wichtige jedoch nicht-globale Eiszeit (Gaskiers) statt. Nach den Vereisungsphasen wurden charakteristische Sedimente, die als Cap Karbonate bekannt sind, abgelagert (z.B. Hoffman et al. (1998)). Die Vereisungsphasen und die nachfolgenden Auftauphasen könnten die Chemie der Ozeane durch fluviatilen Eintrag von terrestrischem Material stark beeinflusst haben. Um die Bedingungen während der Ablagerung der Cap Karbonate besser zu verstehen liegt der Fokus dieser Dissertation auf den karbonatischen Anteilen von Karbonaten von der Yangtze Gegend in China (Marinoan, Gaskiers) sowie von Mittel- und Süd-Namibia (Sturt, Marinoan, Gaskiers). Der Hauptteil der chinesischen Proben, welche Flachwasserfazies repräsentieren (z.B. Zhu et al. (2007), Jiang et al. (2011)), wurde an der Huangling Antikline (Hubei Provinz) entnommen. Ein kleiner Teil der Proben stammt von der Weng`an Doushantuo-Fm. (Guizhou Provinz). Diese Proben kommen aus denselben Handstücken, die schon von Lu (2011) bearbeitet wurden und negative Kohlenstoff-Anomalien zeigen. Für einen Vergleich wurden zusätzlich Proben aus Bereichen mit weniger negativen $\delta^{13}C$-Anomalien sowie drei Proben von dem Ediacara Shibantan Schichtglied (Hubei Provinz) entnommen. Die Ediacara Karbonate repräsentieren ebenfalls marine Karbonate. Alle Proben wurden auf Sr- und Ca-Isotope sowie Elementkonzentrationen analysiert und mit Karbonaten aus Namibia verglichen, welche alle drei erwähnten glazialen Phasen repräsentieren. Die ältesten Proben (Sturt) stammen von der Rasthof-Fm., Marinoan Proben wurden am Huab und Fransfontein Rücken entnommen, während die Ediacara Karbonate von den Omkyk- und Mooifontein-Schichtgliedern stammen. Die Proben wurden als Bohrkerne aus unterschiedlichen Phasen der Handstücke entnommen. Die abweichenden Ergebnisse korrelieren teilweise mit den Variationen zwischen den einzelnen Phasen. Zusätzlich wurden Daten (Sr- und Ca-Isotope) von Eisenhauer (unveröffentlicht) aus Namibia (Sturt & Marinoan) berücksichtigt.

Die Ergebnisse zeigen, dass sich die REE+Y Ergebnisse nutzen lassen um die Paleo-Umgebung zur Zeit der Ablagerung der Cap Karbonate zu charakterisieren. Sr-Isotope können in einigen Fällen durch Diagenese kontaminiert sein, weshalb die Interpretation mit Vorsicht erfolgt. Die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse eignen sich nicht die neoproterozoische Meerwasserkurve zu ergänzen, wohingegen einige der Ediacara Proben mit den Werten der Sr-Meerwasserkurve korrelieren. Die Ca-Daten sind resistenter gegen diagenetische Einflüsse und können zur Charakterisierung genutzt werden. Die Ergebnisse deuten auf eine Ablagerung der Cap Karbonate in lokal geprägten Milieus mit eingeschränktem Zugang zum Ozean. In diesem Zusammenhang sind Sr- und Ca-Isotope nicht global reproduzierbar. Diese Beobachtung korreliert mit den Ergebnissen von Kasemann et al. (2014).

Abbildungsverzeichnis ..... **I**

Tabellenverzeichnis ..... **VI**

Formelverzeichnis ..... **VII**

Abkürzungen, Symbole und Definitionen ..... **VIII**

1. Einleitung **1**

1.1 Vorwort, Ziele und Begrifflichkeiten 1
1.2 Methoden 5
1.3 Aufbau und Gliederung dieser Studie 6

2. Arbeitsgebiete und Probenauswahl **8**

2.1 China 8
2.2 Namibia 10

3. Proben **12**

3.1 China 12
3.1.1 Jiulongwan und Huangniuya Sektion 13
3.1.2 Huajipo Sektion 14
3.1.3 Tianjiayuanzi Sektion 15
3.1.4 Meizuoxia Sektion 16
3.1.5 Nantuocun Sektion 17
3.1.6 Beidoushan Sektion 18
3.1.7 Wuhe-Yanjiahe Sektion 19
3.2 Namibia 20
3.2.1 Post-Sturt Probenserie 21
3.2.2 Post-Marinoan Probenserie 23
3.2.3 Ediacara Probenserie 24
3.2.3.1 Omkyk-SG 24
3.2.3.2 Mooifontein-SG 25

4. Geologischer Kontext **27**

Teil A – China – **27**

4.1 Allgemeine Entwicklung Chinas 27
4.1.1 Der Yangtze Block 29
4.1.1.1 Archaikum und Paleoproterozoikum 29
4.1.1.2 Mesoproterozoikum 31
4.1.1.3 Neoproterozoikum 31
4.1.1.4 Sinium/Ediacarium auf dem Yangtze Block 35

4.1.1.5 Ablagerungsmilieu der Sektionen aus der Hubei Provinz/ regionalgeografischer Hintergrund (Jiulongwan, Huangniuya, Huajipo, Tianjiayuanzi, Nantuocun, Meizuoxia) ... 36
4.1.1.6 Zur Stratigrafie und Alterseinteilung der Doushantuo-Formation (Hubei Provinz) ... 38
4.1.1.7 Betrachten der Sektionen (Hubei Provinz) – mit Hauptaugenmerk auf die Cap Karbonate – ... 40
4.1.1.8 Beidoushan Sektion (Guizhou Provinz) ... 44

Teil B – Namibia – ... 47

4.2 Allgemeine Entwicklung Namibias ... 47
4.2.1 Geologie und (Litho-) Stratigrafie der einzelnen Arbeitsgebiete – Namibia – .. 49
4.2.1.1 Die Otavi-Gruppe im Norden Namibias ... 49
4.2.1.2 Die Nama Gruppe im Süden Namibias ... 53

Teil C – „Snowball Earth" und Cap Karbonate – ... 59

4.3 Die „Snowball earth" Theorie ... 59
4.3.1 Auslöser für glaziale Phasen und die darauffolgende Ablagerung der Cap Karbonate ... 61
4.3.2 Cap Karbonate und die darin enthaltenen Informationen ... 64
4.3.3 Überleben im Snowball earth ... 70

5. Methodik ... 72

Teil A – Klassische Methodik – ... 72

5.1 Mechanische Präparation ... 72
5.2 Chemische Präparation ... 72
5.2.1 Stammlösungen für induktiv gekoppelte Plasma Massenspektrometrie (ICP-MS), induktiv gekoppelte optische Emissionsspektrometrie (ICP-OES) und Thermionen Massenspektrometrie (TIMS) ... 72
5.2.2 Chemische Präparation zur Analyse der Sr- und Ca-Isotope ... 73
5.2.2.1 Strontium (Sr) ... 73
5.2.2.2 Calcium (Ca) ... 74
5.2.3 Kationen-Austauscher-Methode ... 74
5.3 Analytische Techniken ... 74
5.3.1 Funktionsweise der induktiv gekoppelten Plasma Massenspektrometrie (ICP-MS) ... 74
5.3.2 Funktionsweise der induktiv gekoppelten optischen Emmissionspektrometrie (ICP-OES) ... 75
5.3.3 Funktionsweise der Thermionen-Massenspektrometrie (TIMS) ... 76
5.4 Datenqualität und Fehlerdiskussion ... 77
5.4.1 Sr-Isotope ... 77
5.4.2 Ca-Isotope ... 78

Teil B – Theoretischer Teil, kritische Betrachtungen der Methoden – 79

5.5 Überblick über die Sr- und Ca-Isotope 79
5.5.1 Strontium und seine Isotope 79
5.5.1.1 Isotopenverdünnungsanalyse 79
5.5.1.2 Das $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis mariner Ablagerungen 80
5.5.1.3 Das marine $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis und Cap Karbonate 83
5.5.2 Calcium Isotope 85
5.5.2.1 Das marine Ca-Budget 86
5.5.2.2 Ca-Isotope in Cap Karbonaten 88
5.6 Seltene Erdelemente und Yttrium (REE+Y) in Karbonaten 91
5.6.1 Interessante Eigenschaften der REE+Y in Kombination mit Karbonaten 93
5.7 Die Rolle der Spurenelemente in Cap Karbonaten 97

6. Vorstellung der Daten 98

6.1 Hauptelemente 99
6.1.1 Hauptelemente – China – 99
6.1.2 Hauptelemente – Namibia – 102
6.2 Spurenelemente und Seltene Erdelemente inklusive Yttrium (REE+Y) 104
6.2.1 Spurenelemente 105
6.2.1.1 Mn- und Sr-Konzentrationen 105
6.2.1.2 Weitere Spurenelemente 107
6.2.2 Seltene Erdelemente und Yttrium (REE+Y) – China – 109
6.2.2.1 Huajipo Sektion 112
6.2.2.2 Jiulongwan Sektion 114
6.2.2.3 Nantuocun Sektion 117
6.2.2.4 Meizuoxia Sektion 119
6.2.2.5 Tianjiayuanzi Sektion 120
6.2.2.6 Beidoushan und Wuhe-Yanjiahe Sektion 121
6.2.2.7 Wuhe-Yanjiahe Sektion 123
6.2.3 Seltene Erdelemente und Yttrium (REE+Y) – Namibia – 124
6.2.3.1 Ediacara Karbonate 125
6.2.3.2 Post-Marinoan Karbonate 127
6.2.3.3 Post-Sturt Karbonate 128
6.3 Sr- und Ca-Isotope 130
6.3.1 Sr- und Ca-Isotope – China – 130
6.3.1.1 Huajipo Sektion 131
6.3.1.2 Jiulongwan Sektion 131
6.3.1.3 Nantuocun Sektion 132
6.3.1.4 Meizuoxia und Tianjiayuanzi Sektion 133
6.3.1.5 Beidoushan und Wuhe-Yanjiahe Sektion 134
6.3.1.6 Allgemeine Beobachtungen zu den Isotopen-Daten – China – 134

6.3.2 Sr- und Ca-Isotope – Namibia – ... 135
6.3.2.1 Sr- und Ca-Isotope der post-Sturt Karbonate ... 136
6.3.2.2 Sr- und Ca-Isotope der post-Marinoan Karbonate ... 138
6.3.2.3 Sr- und Ca-Isotope der Ediacara Karbonate ... 138

7. Diskussion ... 139

7.1 Betrachten der REE+Y, Haupt- und Spurenelemente – China – ... 139
7.1.1 Kontamination durch Sulfide und Oxide ... 139
7.1.2 Kontamination durch Detritus und Diagenese ... 141
7.1.3 Eu-und Ce-Anomalien und Kontaminationsquellen ... 143
7.2 Betrachten der REE+Y, Spuren- und Hauptelemente – Namibia – ... 149
7.2.1 Kontamination durch Sulfide und Oxide ... 149
7.2.2 Kontamination durch Detritus und Diagenese ... 149
7.2.3 Eu-Anomalien, Kontaminationsquellen und Messeffekte ... 150
7.3 Auffällige Muster und Anomalien innerhalb der REE+Y ... 152
7.3.1 Betrachten der Eu-Anomalien – China – ... 152
7.3.2 Betrachten der Eu-Anomalien – Namibia – ... 156
7.3.3 Eu-Anomalien – ein Vergleich – ... 159
7.3.4 Ce-Anomalien – Art der Berechnung – ... 159
7.3.4.1 China ... 160
7.3.4.2 Namibia ... 162
7.3.4.3 Auswahl der Berechnung für die Ce-Anomalien ... 164
7.3.5 Beurteilung der Ce-Anomalien ... 166
7.3.5.1 China ... 166
7.3.5.2 Namibia ... 169
7.3.5.3 Ce-Anomalien China und Namibia – ein Vergleich – ... 170
7.3.6 Weitere REE+Y-Muster und das Ablagerungsmilieu ... 171
7.3.6.1 China ... 171
7.3.6.2 Namibia ... 178
7.4 Sr-Isotope und Mn/Sr-Verhältnisse ... 182
7.4.1 Sr-Isotope und Mn/Sr-Verhältnisse – China – ... 183
7.4.2 Sr-Isotope und Mn/Sr-Verhältnisse – Namibia – ... 185
7.4.3 Das $^{87}Sr/^{86}Sr$ – generelle Beobachtungen – ... 187
7.4.4 Sr-Meerwasserkurve und Cap Karbonate ... 190
7.5 Ca-Isotope und Mn/Sr-Verhältnisse ... 197
7.5.1 Beurteilung der Ca-Isotope – China – ... 197
7.5.2 Beurteilung der Ca-Isotope – Namibia – ... 204
7.6 Einfluss der Probennahme auf die Ergebnisse, Vergleichbarkeit der Ergebnisse ... 207

8. Fazit 212

8.1 Anwendbarkeit und Nutzen der einzelnen Methoden 212
8.1.1 Analyse der Spurenelemente 212
8.1.2 Analyse der Seltenen Erdelemente und Yttrium (REE+Y) 212
8.1.3 Analyse der Sr-Isotope 212
8.1.4 Analyse der Ca-Isotope 213
8.2 Kombinationen der geochemischen Muster 213
8.2.1 China 213
8.2.1.1 C1-Schichtglied (C1-SG) 214
8.2.1.2 C2-Schichtglied (C2-SG) 216
8.2.1.3 C3-Schichtglied (C3-SG) 217
8.2.1.4 Wuhe-Yanjiahe Sektion 219
8.2.2 Namibia 221
8.2.2.1 Ediacara Karbonate 221
8.2.2.2 Post-Marinoan Karbonate 222
8.2.2.3 Post-Sturt Karbonate 224
8.3 Cap Karbonate und Isotope – globale Vergleichbarkeit – 224
8.3.1 Generelle Betrachtung der Sr- und Ca-Isotope – globale oder regionale Muster? – Nutzen der Isotope zur Beurteilung unterschiedlicher Eiszeiten ... 224
8.4 Probennahme und der Einfluss auf die Ergebnisse 225
8.5 Abschließende Zusammenfassung 226

9. Ausblick 227

10. Literaturverzeichnis 229

Anhang 251

Abbildungsverzeichnis

1. Einleitung

Abbildung 1.1: Lithostratigrafische Unterteilung einer Gruppe. 3

2. Arbeitsgebiete und Probenauswahl

Abbildung 2.1: Lage der Arbeitsgebiete in China 8
Abbildung 2.2: $\delta^{13}C$-Anomalien im Bereich des C3-SG am Beispiel der Jiulongwan Sektion 9
Abbildung 2.3: Lage der Arbeitsgebiete in Namibia. 10

3. Proben

Abbildung 3.1: Profil der Jiulongwan Sektion mit Beispielen von Hilfsträgern. 14
Abbildung 3.2: Profil der Huajipo Sektion mit Beispielen von Hilfsträgern. 15
Abbildung 3.3: Profil der Tianjiayuanzi Sektion mit Beispielen von Hilfsträgern. 16
Abbildung 3.4: Profil der Meizuoxia Sektion mit Beispielen von Hilfsträgern. 17
Abbildung 3.5: Profil der Nantuocun Sektion mit Beispielen von Hilfsträgern. 18
Abbildung 3.6: Profil der Beidoushan Sektion mit dem Beispiel eines Hilfsträgers. 19
Abbildung 3.7: Profil der Wuhe-Yanjiahe Sektion mit Beispielen von Hilfsträgern. 20
Abbildung 3.8: Profil für die post-Sturt Karbonate der Rasthof-Fm. und Beispiele von Hilfsträgern. 21
Abbildung 3.9: Schematischer Aufbau der Otavi-Gruppe mit dem Beispiel eines Hilfsträgers. 22
Abbildung 3.10: Profil der Fransfontein Sektion und Beispiele von Hilfsträgern. 23
Abbildung 3.11: Stratigrafische Aufteilung des Zaris-Beckens mit dem Beispiel eines Hilfsträgers. 25
Abbildung 3.12: Schematischer Aufbau des Mooifontein-SG und Beispiele von Hilfsträgern. 26

4. Geologischer Kontext

Abbildung 4.1: Aufteilung Chinas in drei Kratone.. 28
Abbildung 4.2: Zusammenfassung konkordanter U-Pb Zirkon Alter von Gesteinen des Yangtze Blocks. 31
Abbildung 4.3: Geologische Situation der Hubei Provinz inklusive einer stratigrafischen Einteilung. 34
Abbildung 4.4: Schematischer Überblick über die Geologie der Yangtze Region. 36
Abbildung 4.5: Schematische Darstellungen des Ablagerungsregimes der Doushantuo-Fm. auf dem Yangtze Block. 37
Abbildung 4.6: Stratigrafische Einteilung der postglazialen Ablagerungen auf dem Yangtze Block. 39
Abbildung 4.7: Geologische Situation der Beidoushan Sektion. 44
Abbildung 4.8: Geologische Situation der Guizhou Provinz. 45
Abbildung 4.9: Übersicht über die Kratone Namibias. 48
Abbildung 4.10: Geologische Situation der Otavi-Gruppe. 51
Abbildung 4.11: Geologische Situation der Nama Gruppe im südlichen Teil Namibias inklusive Lokationen der Ediacara Karbonate. 54

Abbildung 4.12: Schematische Darstellung der Ablagerungsregime. 55
Abbildung 4.13: Stratigrafische Aufteilung sowie schematische Darstellung des Zaris und Witputs Beckens. 56
Abbildung 4.14: Schematischer Überblick über die neoproterozoischen Vereisungsphasen. 61
Abbildung 4.15: Modelle zur Verbreitung glazialer Phasen. 63
Abbildung 4.16: Beispiele typischer Strukturen von Cap Karbonaten. 65
Abbildung 4.17: Schematischer Unterschied zwischen der Bildung von „roll-up"-Strukturen und Faltungen. 66
Abbildung 4.18: Zusammenfassung von $\delta^{13}C$-Werten in Zusammenhang mit den drei glazialen Phasen. 69

5. Methodik

Abbildung 5.1: Bohrkerne am Beispiel eines Hilfsträgers aus der Meizuoxia Sektion. 72
Abbildung 5.2: Schematischer Aufbau einer Quadrupol ICP-MS ELAN 6000. 75
Abbildung 5.3: Schematischer Aufbau eines TIMS. 77
Abbildung 5.4: Sr-Meerwasserkurve für das Phanerozoikum. 81
Abbildung 5.5: Sr-Meerwasserkurve für das Neoproterozoikum und Phanerozoikum. 83
Abbildung 5.6: Informationen zu Ca-Isotopen. 85
Abbildung 5.7: Schematische Darstellung des Ca-Kreislaufs. 87
Abbildung 5.8: Gegenüberstellung von $\delta^{44/40}Ca$- und $^{87}Sr/^{86}Sr$-Daten verschiedener Reservoire. 88
Abbildung 5.9: Schematische Skizze der regionalen Verteilung der post-Marinoan Ombaatje, Khowarib und Fransfontein Sektionen (Namibia). 90
Abbildung 5.10: Multivariations-Diagramm mit typischen REE+Y-Mustern verschiedener Reservoire. 93
Abbildung 5.11: Schematische Darstellung zur Bestimmung wahrer Ce-Anomalien. 95

6. Vorstellung der Daten

Abbildung 6.1: Übersicht über die Verteilung der Hauptelemente der chinesischen Probenserie.. 101
Abbildung 6.2: Übersicht über die Verteilung der Hauptelemente der namibischen Probenserie. . 103
Abbildung 6.3: Korrelationsdiagramme zwischen Mn/Sr-Verhältnissen und Sr [µg/g] bzw. Mn [µg/g]. 105
Abbildung 6.4: Histogramme zur Darstellung von REE+Y-Mustern der chinesischen Probenserie. 110
Abbildung 6.5: Übersicht über die Multivariations-Diagramme der einzelnen Sektionen aus China…. 111
Abbildung 6.6: Multivariations-Diagramme für die Huajipo Sektion sowie für Vergleichsreservoire. 113
Abbildung 6.7: Multivariations-Diagramme für die Jiulongwan Sektion sowie für Vergleichsreservoire. 115
Abbildung 6.8: Multivariations-Diagramme für die Nantuocun Sektion sowie für Vergleichsreservoire. 118
Abbildung 6.9: Multivariations-Diagramme für die Meizuoxia und Tianjiayuanzi Sektion sowie für Vergleichsreservoire. 120

Abbildung 6.10: Multivariations-Diagramme für die Beidoushan- und Wuhe-Yanjiahe Sektion sowie für Vergleichsreservoire. 122
Abbildung 6.11: Histogramme zur Darstellung von REE+Y-Mustern der namibischen Probenserie… 124
Abbildung 6.12: Multivariations-Diagramme für die Ediacara Karbonate sowie für Vergleichsreservoire. 126
Abbildung 6.13: Multivariations-Diagramme für die post-Marinoan Karbonate sowie für Vergleichsreservoire. 127
Abbildung 6.14: Multivariations-Diagramme für die post-Sturt Karbonate sowie für Vergleichsreservoire. 129
Abbildung 6.15: Darstellung der Isotopen-Ergebnisse für der Huajipo Sektion. 131
Abbildung 6.16: Darstellung der Isotopen-Ergebnisse für die Jiulongwan Sektion (inklusive Huangniuya Sektion). 132
Abbildung 6.17: Darstellung der Isotopen-Ergebnisse für die Nantuocun Sektion. 132
Abbildung 6.18: Darstellung der Isotopen-Ergebnisse für die Meizuoxia und Tianjiayuanzi Sektion. 133
Abbildung 6.19: Darstellung der $\delta^{44/40}$Ca- und $^{87}Sr/^{86}Sr$-Ergebnisse für die Beidoushan und Wuhe-Yanjiahe Sektionen. 134
Abbildung 6.20: Zusammenfassung der chinesischen Isotopen-Ergebnisse aufgetragen gegen die Profilhöhe. 135
Abbildung 6.21: Zusammenfassung der Isotopenergebnisse der namibischen Probenserie. 137

7. Diskussion

Abbildung 7.1: Korrelationsdiagramme zur Kontrolle auf Kontamination durch Sulfide und Oxide. 140
Abbildung 7.2: Korrelationsdiagramme zur Bestimmung der Einflüsse durch Detritus und Diagenese. 142
Abbildung 7.3: Korrelationsdiagramme zur Bestimmung diagenetischer Einflüsse. 143
Abbildung 7.4: Korrelationsdiagramme zur Beurteilung der Verfälschung der Eu-Anomalien der chinesischen Karbonate durch Diagenese. 144
Abbildung 7.5: Korrelationsdiagramme zur Beurteilung der Kontamination durch detritische Feldspäte 145
Abbildung 7.6: Korrelationsdiagramme zur Kontrolle von Messeffekten. 146
Abbildung 7.7: Korrelationsdiagramme zur Kontrolle von Kontamination durch Eisenoxide. 147
Abbildung 7.8: Korrelationsdiagramme zur Bestimmung des Detritus für ausgewählte Proben. 148
Abbildung 7.9: Korrelationsdiagramme zur Beurteilung der Kontaminationen bzw. der Einflüsse durch Messeffekte für die namibische Probenserie. 151
Abbildung 7.10: Korrelationsdiagramme zwischen Profilhöhe [m] und $(Eu/Eu^*)_N$. 153
Abbildung 7.11: Schematische Darstellung der Eu-Anomalien bezogen auf die stratigrafische Höhe. 156
Abbildung 7.12: Histogramm zur Ausprägung der Eu-Anomalien. 157
Abbildung 7.13: Diskriminierung der Ce-Anomalien$_{BD}$ der chinesischen Probenserie und von Vergleichsreservoiren. 160
Abbildung 7.14: Gegenüberstellung der Ce-Anomalien$_L$ der chinesischen Probenserie und von Vergleichsreservoiren. 162

Abbildung 7.15: Diskriminierung der Ce-Anomalien$_{BD}$ der namibischen Probenserie und von Vergleichsreservoiren. 163
Abbildung 7.16: Gegenüberstellung der Ce-Anomalien$_{L}$ der namibischen Probenserie und von Vergleichsreservoiren. 164
Abbildung 7.17: Vergleich der Ce-Anomalien$_{L}$ aller Probenserien. 165
Abbildung 7.18: Korrelationsdiagramm zwischen Profilhöhe [m] und Ce-Anomalien$_{L}$ für die chinesische Probenserie und Literaturwerte. 168
Abbildung 7.19: Schematische Darstellung der Ce-Anomalien$_{L}$ der namibischen Probenserie bezogen auf die stratigrafische Höhe. 170
Abbildung 7.20: Korrelationsdiagramm zwischen den Y/Ho-Verhältnissen und La-Anomalien für die chinesische Probenserie und Literaturwerte. 173
Abbildung 7.21: Korrelationsdiagramme zwischen den Profilhöhen und den Y/Ho-Verhältnissen bzw. den La-Anomalien für die chinesische Probenserie. 175
Abbildung 7.22: Korrelationsdiagramme zur Darstellung der An/-Abreicherung der LREE+Y bzw. der MREE+Y der chinesischen Probenserie. 177
Abbildung 7.23: Korrelationsdiagramm zwischen den Y/Ho-Verhältnissen und den La-Anomalien für die namibische Probenserie. 179
Abbildung 7.24: Schematische Darstellung der Y/Ho-Verhältnisse und der La-Anomalien der namibischen Probenserie in Bezug auf die stratigrafische Höhe. 180
Abbildung 7.25: Korrelationsdiagramme zur Darstellung der An/-Abreicherung der LREE+Y bzw. der MREE+Y der namibischen Probenserie. 181
Abbildung 7.26: Korrelationsdiagramme zur Beurteilung der Sr-Isotope der chinesischen Probenserie (1). 183
Abbildung 7.27: Korrelationsdiagramme zur Beurteilung der Sr-Isotope der chinesischen Probenserie (2). 184
Abbildung 7.28: Korrelationsdiagramme zur Beurteilung der Sr-Isotope der namibischen Probenserie (1). 185
Abbildung 7.29: Korrelationsdiagramme zur Beurteilung der Sr-Isotope der namibischen Probenserie (2). 186
Abbildung 7.30: Konzentrationen RedOx-sensitiver Elemente der chinesischen Probenserie aufgetragen gegen die Profilhöhe [m]: a) V [µg/g], b) Cr [µg/g], c) Mn [µg/g], d) Ni [µg/g] und e) Ba [µg/g]. 188
Abbildung 7.31: $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse der chinesischen Probenserie im Vergleich mit der Sr-Meerwasserkurve. 191
Abbildung 7.32: $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse der namibischen Probenserie im Vergleich mit der Sr-Meerwasserkurve. 192
Abbildung 7.33: Globaler Vergleich der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse verschiedener postglazialer Karbonate. 195
Abbildung 7.34: Korrelationsdiagramme zur Beurteilung der Alteration der postglazialen Karbonate. 199
Abbildung 7.35: Globaler Vergleich von $\delta^{44/40}Ca$-Werten postglazialer Karbonate. 201
Abbildung 7.36: Beispiele für teilweise variierende geochemische Ergebnisse in unterschiedlichen Phasen von Hilfsträgern der chinesischen Probenserie. 209
Abbildung 7.37: Beispiele für variierende geochemische Ergebnisse in unterschiedlichen Gesteinsphasen der namibischen Probenserie. 210

Abbildung 7.38: Zeitliche Pendants zu den Zebra Dolomiten aus den Cap 2-Einheiten von der Lokation Tweelingskop. 211

8. Fazit

Abbildung 8.1: Schematische Darstellung zur Ablagerung des C1-SG. 215
Abbildung 8.2: Schematische Darstellung zur Ablagerung des C2-SG. 216
Abbildung 8.3: Schematische Darstellung zum Übergang des C2- zu dem C3-SG. 217
Abbildung 8.4: Schematische Darstellung zur Ablagerung des C3-SG. 218

Tabellenverzeichnis

1. Einleitung

Tabelle 1.1: Überblick über Herkunft, Alter, Name der Probenserie, Sektionen, bzw. Formationen und Schichtglieder aus denen das Probenmaterial stammt. 4

2. Arbeitsgebiete und Probenauswahl

Tabelle 2.1: Provinz und Formation sowie Sektion/ bzw. Profil aus denen die Proben stammen. 9
Tabelle 2.2: Informationen über (Unter-) Gruppe bzw. Formation aus denen Proben entnommen wurden sowie Informationen über die jeweilige glaziale Periode, nach denen die Formationen abgelagert wurden. 11

4. Geologischer Kontext

Tabelle 4.1: Zusammenfassung typischer Merkmale der Cap Dolomite der Marinoan-Eiszeit. 68

5. Methodik

Tabelle 5.1: Mittelwerte für den Standard NBS 987 sowie die Anzahl (n) der Messungen. 77
Tabelle 5.2: Mittelwerte für den Standard NBS 915b sowie die Anzahl (n) der Messungen. 78
Tabelle 5.3: Konzentrationen von PAAS (nach McLennan (1989), aus Rollinson (1993)) 91

6. Vorstellung der Daten

Tabelle 6.1: Herkunftsland, Anzahl der Proben (n) sowie Aufteilung und Anzahl der durchgeführten Methoden. 98
Tabelle 6.2: Zusammenfassung der Minima und Maxima der Hauptelemente Ca, Mg, Al, K, Fe und Na für die chinesische Probenserie. 102
Tabelle 6.3: Zusammenfassung der Minima und Maxima der Hauptelemente Ca, Mg, Al, K, Fe und Na für die namibische Probenserie. 102
Tabelle 6.4: Zusammenstellung der Minima und Maxima von Mn/Sr, Sr [µg/g] und Mn [µg/g] der chinesischen und namibischen Probenserien. 106
Tabelle 6.5: Zusammenstellung der HFSE, LILE und RedOx-sensitiven Elemente der chinesischen und namibischen Probenserien. Untere Datenzeile stellt die Werte für PAAS(McLennan (1989)) dar. Alle Konzentrationen werden in µg/g angegeben. . 108

8. Fazit

Tabelle 8.1: Zusammenfassung geochemischer Parameter zur Rekonstruktion des Ablagerungsmilieus der chinesischen Karbonate. 220
Tabelle 8.2: Zusammenfassung geochemischer Parameter zur Rekonstruktion der Ablagerungsmilieus der Karbonate aus Namibia. 223

5. Methodik

Formel 5.1: Formel zur Isotopenverdünnungsanalyse. 80
Formel 5.2: Formel zur Berechnung der δ-Notation. 86
Formel 5.3: Formel zur Berechnung der Europium-Anomalie (nach Lawrence et al. (2006)). 91
Formel 5.4: Formel zur Berechnung der Lanthan-Anomalie (nach Lawrence et al. (2006)). 91
Formel 5.5: Formel zur Berechnung der Cerium-Anomalie (nach Lawrence et al. (2006)). 91
Formel 5.6: Formel zur Berechnung der Gadolinium-Anomalie (nach Lawrence et al. (2006)). 91
Formel 5.7: Formel zur Berechnung der Europium-Anomalie (nach Taylor und McLennan (1985)). 97

a	Jahre (lat: annus)
Abb.	Abbildung
Al	Aluminium
Ar	Argon
Ba	Barium
BaO	Bariumoxid
BaOH	Bariumhydroxid
$_{BD}$ (Zusatz; tiefgestellt)	markiert die Ce-Anomalien kalkuliert nach Bau und Dulski (1996)
Be	Beryllium
BIF	Banded iron formation
bzw.	Beziehungsweise
C°	Grad Celsius
$C_2H_2O_2$	Essigsäure
Ca	Calcium
$CaCO_3$	Calciumkarbonat
Cd	Cadmium
Ce	Cer
$(Ce/Ce^*)_N$	Ce-Anomalie
CH_4	Methan
cm	Centimeter
Co	Cobalt
CO_2	Kohlendioxid
cps	counts/Zähler pro Sekunde
Cr	Chrom
Cu	Kupfer
dest.	Destilliert
Dy	Dysprosium
EF	Eisenformationen
E-K Grenze	Ediacarium-Kambrium Grenze
Er	Erbium
Eu	Europium
$(Eu/Eu^*)_N$	Eu-Anomalie
Fe	Eisen
Fm.	Formation
Ga:	Billionen Jahre
Gd	Gadolinium
Gew.-%	Gewichtsprozent
Grainstone	Einteilung nach Dunham (1962) ≈ korngestützte Kalksteine

>	größer als x
GW:	Grundwasser
H_2O	Wasser
H_2O_2	Wasserstoffperoxid
H_2S	Schwefelwasserstoff
H_3PO_4	Phosphorsäure
HCl	Salzsäure
HF	Flusssäure
HFSE	High field strength elements
Hilfsträger	„Handstück-große“ Gesteinsscheiben aus denen die Proben erbohrt wurden
HNO_3	Salpetersäure
Ho	Holium
HREE+Y	Heavy Rare Earth Elements + Yttrium (schwere Seltene Erdelemente inclusive Yttrium)
hummocky cross stratification	ungleichmäßige Schichtung aus konkav und konvex geformten Querlamellen
K	Kalium
K	Kelvin
Kap.	Kapitel
<	kleiner als x
konvolut	verwachsene, ineinander verschlungene Strukturen in Gesteinen
$_L$ (Zusatz; tiefgestellt)	markiert die Ce-Anomalien kalkuliert nach Lawrence et al. (2006)
La	Lanthan
$(La/La^*)_N$	La-Anomalie
LILE	Large ion litophile elements
Li	Lithium
LREE+Y	Light Rare Earth Elements + Yttrium (leichte Seltene Erdelemente inclusive Yttrium)
Lu	Lutetium
M	molar
m	Meter
Ma	Millionen Jahre
Mg	Magnesium
ml	Milliliter
Mn	Mangan
Mo	Molybdän
MOR	Mittelozeanische Rücken

MREE+Y	Middle Rare Earth Elements + Yttrium (mittlere Seltene Erdelemente)
Mudstone	nach Dunham (1962) definiert als matrixgestützte Karbonatgesteine
$_N$ (Zusatz; tiefgestellt)	markiert die auf PAAS normalisierten Elemente
n	Anzahl/Menge
N	Normalität
Na	Natrium
NCK	Nordchinesischer Kraton
Nd	Neodym
ng/g	Nanogramm pro Gramm, entspricht ppb (parts per billion)
µg/g	Mikrogramm pro Gramm, entspricht ppm (parts per million)
Ni	Nickel
P	Phosphor
PAAS	Post Archaean Australian Shale
Pb	Blei
Packstone	nach Dunham (1962) definiert als korngestützte Kalksteine
PE	Polyethylen
pers. Komm.	Persönliche Kommunikation
Pr	Praseodym
Rb	Rubidium
REE+Y	Rare Earth Elements + Yttrium
roll-ub structures	Wickelfalten
Sc	Scandium
SCK	Südchinesischer Kraton
SG	Schichtglied
sheet cracks	Blattrisse
Sm	Samarium
Sr	Strontium
∑	Summe
Tb	Terbium
Th	Thorium
Ti	Titan
TK	Tarim Kraton
Tm	Thulium
TTG	Trondheim-Tonalit-Granulit
„type section“	Referenz Sektion
U	Uran

unveröff.	unveröffentlicht
UG	Untergruppe
V	Vanadium
Wackestone	nach Dunham (1962) definiert als Matrixgestützte Kalksteine mit >10% Kornanteil
Y	Yttrium
Yb	Ytterbium
z.B.	zum Beispiel
Zn	Zink
Zr	Zirkonium

1. Einleitung

1.1 Vorwort, Ziele und Begrifflichkeiten

Diese Studie behandelt postglaziale, karbonatische Ablagerungen des Neoproterozoikums, genauer gesagt aus dem Cryogenium (850 - 635 Ma) bzw. dem Ediacarium (635-541 Ma). Zur Zeit des Cryogeniums kommt es im Zuge starker Abkühlungsphasen zu extremen Veränderungen in der Umwelt. In diesem Zusammenhang ist der Begriff des „Snowball Earth" zu nennen, der das Phänomen globaler Vereisungen beschreibt (Kirschvink (1992b)). Da die Bezeichnung „Snowball Earth" einen Eigenbegriff darstellt und in der weitreichenden Literatur beschrieben wird, soll auch für diese Studie die englische Bezeichnung genutzt werden. Es wird vorwiegend vermutet, dass es zur Zeit des Cryogeniums mindestens zwei Vereisungsphasen (Sturt- und Marinoan-Vereisung) gab, welche bis zum Äquator gereicht haben („Snowball Earth", z.B. Schmidt und Williams (1995), Hoffman et al. (1998), Saylor et al. (1998), Sohl et al. (1999)). Die ältere Vereisungsphase – die Sturt-Vereisung – erfolgte vor ~720 Ma (Brasier et al. (2000)). Sie ist benannt nach dem Sturt-Tillit in Australien (z.B. Preiss et al. (2011)). Die Ablagerungen dieser Serie werden in den folgenden Texten als „post-Sturt" bezeichnet. Auf die Sturt-Vereisung folgt nach einer Warmzeit die jüngere Marinoan-Vereisung (vor ~635 Ma, Hoffmann et al. (2004)). Diese Vereisungsphase ist nach dem Ort Marino in Süd Australien benannt (URL1), weshalb die postglazialen Einheiten dieser Phase in den folgenden Texten als post-Marinoan beschrieben werden. Ein Hinweis auf eine globale Verbreitung der Eismassen ist das weltweite Vorkommen von glazialen Ablagerungen sowie von typischen Karbonatgesteinen, die weltweit nach dem Abschmelzen der Eismassen abgelagert wurden. Allen diesen postglazialen Karbonaten sind charakteristische sedimentäre Muster gemein. Diese karbonatischen Ablagerungen werden in der Literatur als Cap Karbonate beschrieben (z.B. Hoffmann und Prave (1996), Kennedy (1996), Hoffman et al. (1998)). Der extreme Wandel im Klimahaushalt der Erde hat zur Folge, dass sich die Chemie der Ozeane verändert. Mit Hilfe isotopengeochemischer Untersuchungen der Cap Karbonate sollen die Bedingungen zum Zeitpunkt der Ablagerung rekonstruiert werden. Aufgrund der globalen Verbreitung dieser Karbonate soll anhand von Probenmaterial aus verschiedenen Herkunftsgebieten – China und Namibia – verglichen werden, ob die Ablagerungsbedingungen der post-Marinoan Karbonate tatsächlich global

miteinander vergleichbar sind. Um einen globalen Vergleich zu erzielen wurden Karbonate aus China und Namibia isotopengeochemischen Untersuchungen unterzogen. Neben der globalen Vergleichbarkeit gilt es zu beurteilen, ob sich die geochemischen Signaturen der Karbonate aus den beiden postglazialen Phasen – Sturt und Marinoan – miteinander vergleichen lassen.

Abgesehen von den globalen Eiszeiten kommt es im folgenden Ediacarium – vor ca. 580 Ma (Bowring et al. (2003)) – zu einer weiteren Vereisungsphase, welche jedoch nicht bis in die Äquatornähe vordrang. Diese glaziale Phase ist nach der Gaskiers-Formation in der Nähe der Stadt Gaskiers in Neufundland benannt (z.B. Retallack (2013)). Neben den post-Sturt und post-Marinoan Karbonaten werden in dieser Studie zusätzlich karbonatische Proben behandelt, die ca. 40 Ma nach der Gaskiers Vereisung abgelagert wurden. Im Text werden diese Proben als „Ediacara“ angesprochen. Diese Karbonate stammen aus unterschiedlichen Formationen bzw. Schichtgliedern, welche in unterschiedlichen Lokalitäten abgelagert wurden (vgl. Kap. 3.2.3) und sollen in ihrer Geochemie ebenfalls untersucht und verglichen werden.

Die Proben aus der chinesischen Probenserie wurden verschiedenen Sektionen entnommen. Als Sektionen werden in dieser Arbeit die unterschiedlichen Profile/Profilstellen bezeichnet, an denen die Proben entnommen wurden. Da es sich um mehrere Sektionen handelt, werden die einzelnen Sektionen mit einer weiteren Bezeichnung benannt, welche sich in den meisten Fällen aus den Standorten der einzelnen Profile ergibt. Das namibische Probenmaterial wurde ebenfalls an verschiedenen Lokationen entnommen. Im Falle der Proben aus Namibia wurden keine kompletten Profile aufgenommen. Die einzelnen namibischen Probenserien werden stattdessen mit Lokalitäten bzw. mit den jeweiligen Formationen/Schichtgliedern angesprochen, aus denen die Proben stammen.

Die folgenden Definitionen richten sich nach dem „International Stratigraphic Guide“ von Murphy und Salvador (1999). Zum besseren Verständnis wird in Abbildung 1.1 ein schematischer Aufbau einer lithostratigrafischen Unterteilung gezeigt.

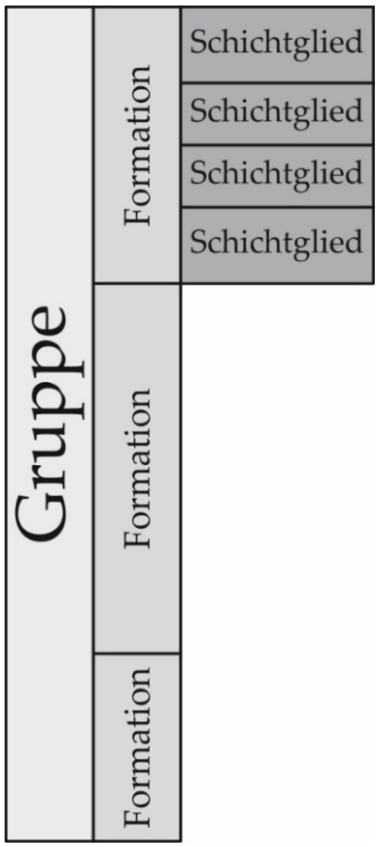


Abbildung 1.1: Lithostratigrafische Unterteilung einer Gruppe.

Bei Formationen handelt es sich um lithostratigrafische Einheiten, welche die Untereinheiten zu lithostratigrafischen Gruppen darstellen. Diese setzen sich zusammen aus verschiedenen Formationen, welche aus Gesteinen mit lithologischen Ähnlichkeiten bestehen. Die Formationen können wiederum in sogenannte „member" unterteilt werden. Der englische Begriff „member" wird in den folgenden Texten durch den Ausdruck „Schichtglied" ersetzt. Die sogenannten Schichtglieder besitzen lithologische Eigenschaften durch welche sie sich von den restlichen Gesteinen der Formation unterscheiden. Die Unterteilung der Formationen in einzelne Schichtglieder wird nicht immer unternommen. Der Terminus der Formation wird in den folgenden Texten durch „Fm." abgekürzt, der Begriff des Schichtgliedes durch „SG".

Die folgende Tabelle (Tab. 1.1) gibt einen Überblick über die unterschiedlichen Herkunftsländer als auch über die unterschiedlichen Ablagerungszeiten des Probenmaterials. Neben dem Herkunftsland und den Lokalitäten werden das ungefähre Alter, die stratigrafische Einteilung, die Einheit/Gruppe, die jeweilige Benennung der Probenserie, Probensektion, Probennummern sowie die Profilhöhe, sofern diese vorhanden ist, angegeben.

Tabelle 1.1: Überblick über Herkunft, Alter, Name der Probenserie, Sektionen, bzw. Formationen und Schichtglieder aus denen das Probenmaterial stammt.

Land	~Alter [Ma]	System/ Periode	Einheit/ Gruppe	Probenserie	Lokalität	Sektion/ Formation	Nr.	Profilhöhe [m]
China	~547	Ediacara	Shibantan-SG	Ediacara	Hubei-Provinz	Wuhe-Yanjiahe	502 526 528	/
	~635	Ediacara	(Doushantuo-Fm.) Cap Karbonate	post-Marinoan	Hubei-Provinz	Huajipo	505 541	2,80
							80 81	1,50
							78 79	0,50-0,60
							522 548 549 550	0,45-0,60
							508 509 510	0,40-0,50
						Jiulongwan	519 553	3,40
							511 512 513	3,20
							514 546 547 544 545 507	3,75-3,65
							532 82 83	3,90-3,80
							73 74 75	3,55-3,45
							517 518	3,40-3,30
							76 77	3,05-2,95
							530 542	4,15-3,90
						Huangniuya	534 554 555 96	C1-Schichtglied
						Nantuocun	67 68 69	4,25-4,40

Fortsetzung zu Tabelle 1.1: Überblick über Herkunft, Alter, Name der Probenserie, Sektionen, bzw. Formationen und Schichtglieder aus denen das Probenmaterial stammt.

Land	~Alter [Ma]	System/ Periode	Einheit/ Gruppe	Probenserie	Lokalität	Sektion/ Formation	Nr.	Profilhöhe [m]
China	~635	Ediacara	(Doushantuo-Fm.) Cap Karbonate	post-Marinoan	Hubei-Provinz	Nantuocun	543 531 506	4,18-4,25
						Meizuoxia	533	3,20
							60 61	2,70-2,80
							63 64	1,90-2,05
							65 66	0,65-0,75
						Tianjiayuanzi	70 71 72	2,40-2,55
							551	2,70
	~599		Doushantuo-Fm.		Guizhou-Provinz	Beidoushan	539 540	/
Namibia	~547	Ediacara	Nama-Gruppe	Ediacara	Witputs-Becken	Mooifontein-SG	501 521 520 525	Siehe Abbildung 3.12
					Zaris-Becken	Omkyk-SG	503 537	Siehe Abbildung 3.11
	~635		Maieberg-/Keilbger-SG	post-Marinoan	Fransfontein	Keilberg-SG/ Maieberg-Fm.	500 85 86 87 88 529 536	Siehe Abbildung 3.10
					Tweelingskop-Hof		524 84	
					Fransfontein		527	
	~720	Cryogenium	Ombaatje-Fm.	post-Sturt	Tweelingskop		91 92 93	Siehe Abbildung 3.9
			Rasthof-Fm.				504 538	Siehe Abbildung 3.8
					Bothas-Hof		89 90	

1.2 Methoden

Um eine geochemische Charakterisierung bzw. einen geochemischen Vergleich der verschiedenen Karbonatgesteine durchzuführen, werden im Zuge dieser Studie verschiedene Methoden genutzt. Dabei liegt der Fokus auf den Elementen der Seltenen Erden inklusive Yttrium (REE+Y) sowie diversen Spurenelementen. Weitere wichtige Werkzeuge zur geochemischen Charakterisierung der postglazialen Karbonate bzw. des

Ablagerungsmilieus sind Strontium (Sr)- und Calcium (Ca)-Isotope. In der Literatur gibt es Bemühungen eine präzise Meerwasser-Kurve für die Entwicklung der Sr-Isotope während des Neoproterozoikums zu erstellen. Die Sr-Analysen, die an den postglazialen Karbonaten durchgeführt wurden, sollen zeigen, ob sich die Cap Karbonate bzw. die Ediacara Karbonate eignen die neoproterozoische Meerwasserkurve um $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte zu ergänzen. Dabei gilt es auch zu beobachten inwieweit sich die Proben aus China mit denen aus Namibia reproduzieren bzw. unterscheiden. Zhu et al. (2003) postulieren, dass die Zusammensetzung der Sr-Isotope der post-Marinoan Karbonate auf der Yangtze Plattform (Drei-Schluchten-Region) globale $^{87}Sr/^{86}Sr$-Muster repräsentieren, da die Yangtze Plattform zum Zeitpunkt der Ablagerung einen direkten Zugang zum Ozean hatte (Sawaki et al. (2010)). Außer den Sr-Isotopen werden in dieser Studie auch Ca-Isotope der marinen Ablagerungen zur Rekonstruktion des Milieus bzw. zum globalen Vergleich genutzt. Ca-Isotope könnten ein wichtiges Werkzeug darstellen, da sich das System als sehr resistent gegenüber diagenetischen Effekten an Cap Karbonaten erwiesen hat (z.B. Kasemann et al. (2005, 2010) oder Silva-Tamayo et al. (2010a, 2010b)).

Darüber hinaus werden die erlangten Ergebnisse dieser Studie durch Daten von Sr- und Ca-Isotopen bereits analysierter Cap Karbonate aus Namibia von Eisenhauer (unveröff.) vervollständigt. Dabei sind von post-Sturt Karbonaten bereits Sr-Isotope und von den post-Marinoan Sr- sowie Ca-Isotope vorhanden.

1.3 Aufbau und Gliederung dieser Studie

In dem folgenden zweiten Kapitel werden die Probenlokationen aus China und Namibia gezeigt. Im dritten Kapitel folgt eine Vorstellung des Probenmaterials. Im vierten Kapitel wird auf die geologische Entwicklung der Arbeitsgebiete und die Begriffe des „Snowball earth“ und der „Cap Karbonate“ eingegangen. Während dieser Studie wurden verschiedene Methoden zur geochemischen Charakterisierung der Cap Karbonate genutzt. Diese werden in der klassischen Methodik im fünften Kapitel beschrieben (5. Kap. Teil A). In einer kritischen Betrachtung (5. Kap. Teil B) wird darauf eingegangen weshalb im Besonderen diese Methoden zur Charakterisierung der Karbonate ausgewählt wurden. Des Weiteren wird ein kritisches Augenmerk darauf gelegt, wie und ob sich die Cap Karbonate dazu eignen bzw. welche Methoden auf die Cap Karbonate angewendet werden können, um eine

Charakterisierung des Ablagerungsmilieus durchzuführen. Außerdem wird darauf eingegangen, ob die Art der Probennahme eine Auswirkung auf die Ergebnisse und die darauf folgende Interpretation haben kann. Nachdem die erlangten Daten im sechsten Kapitel vorgestellt werden, erfolgt in der Diskussion im siebten Kapitel eine kritische Betrachtung und Auswertung aller geochemischen Muster. Anhand der Ergebnisse sollen die Bedingungen zum Zeitpunkt der Ablagerung der Cap Karbonate erörtert werden. Diese werden in einem Fazit im achten Kapitel zusammengefasst und interpretiert. Abschließend wird in einem kurzen Ausblick (9. Kap.) erwogen, welche weiteren Methoden genutzt werden können um diese Gesteine zu charakterisieren. Des Weiteren folgt ein kritischer Blick darauf, welche Maßnahmen dazu dienen könnten eine bessere Charakterisierung zu erreichen. Die genutzte Literatur wird im zehnten Kapitel aufgeführt, woraufhin in einem anschließenden Anhang die gesamten Bilder des Probenmaterials sowie die Analysenergebnisse vorgestellt werden.

2. Arbeitsgebiete und Probenauswahl

2.1 China

Die genaue Lage der Arbeitsgebiete kann der Übersichtskarte (Abb. 2.1) entnommen werden. Das Arbeitsgebiet liegt auf der Südchinesischen Yangtze-Plattform entlang der Huangling-Antikline, welche sich in der Drei-Schluchten-Region befindet (vgl. Abb. 4.1, Abschnitt 4.1). Der Großteil der post-Marinoan Karbonate stammt aus Profilen, welche in der südöstlichen Hubei-Provinz nahe der Stadt Yichang (Hauptstadt Wuhan) anstehen (vgl. Abb. 2.1). Eine Zusammenfassung der verschiedenen Sektionen ist in Tabelle 2.1 aufgeführt. Aus dieser Gegend stammen ebenfalls drei Ediacara Proben (Wuhe-Yanjiahe Sektion; siehe Tab. 2.1), welche ca. 40 Ma nach der Gaskiers Vereisung abgelagert wurden. Zwei weitere Proben stammen aus der südwestlich gelegenen Beidoushan Sektion, in der Guizhou Provinz nahe der Stadt Weng'an (vgl. Abb. 2.1). Bei dem Hauptteil der Proben handelt es sich um postglaziale Ablagerungen (Cap Karbonate) der Marinoan-Vereisung.

Abbildung 2.1: Lage der Arbeitsgebiete in China (gekennzeichnet durch rote Punkte bzw. Ellipsen (verändert nach URL2)).

Tabelle 2.1: Provinz und Formation sowie Sektion/ bzw. Profil aus denen die Proben stammen.

Provinz/Fm.	Sektion/Profil
Hubei Provinz Dengying-Fm.	Wuhe-Yanjiahe
Guizhou-Provinz Doushantuo-Fm.	Beidoushan
Hubei Provinz Doushantuo-Fm.	Huajipo Jiulongwan Huangniuya Meizuoxia Nantuocun Tianjiayuanzi } Cap-Karbonate

Die post-Marinoan Karbonate aus der Hubei-Provinz wurden bereits in der Dissertation von Lu (2011) intensiv auf Kohlenstoff-Isotope ($\delta^{13}C$) analysiert. Dabei wurden in bestimmten Höhen der Profile (jeweils in den C3-SG) auffällig negative $\delta^{13}C$-Anomalien beobachtet (Abb. 2.2). Aus diesen Teilen (C3-SG) wurden im Rahmen dieser Arbeit Proben entnommen und isotopengeochemisch untersucht. Zum Vergleich wurden während zwei weiteren Analysen-Reihen Proben aus den C1- und C2-SG entnommen und ebenfalls isotopengeochemisch untersucht.

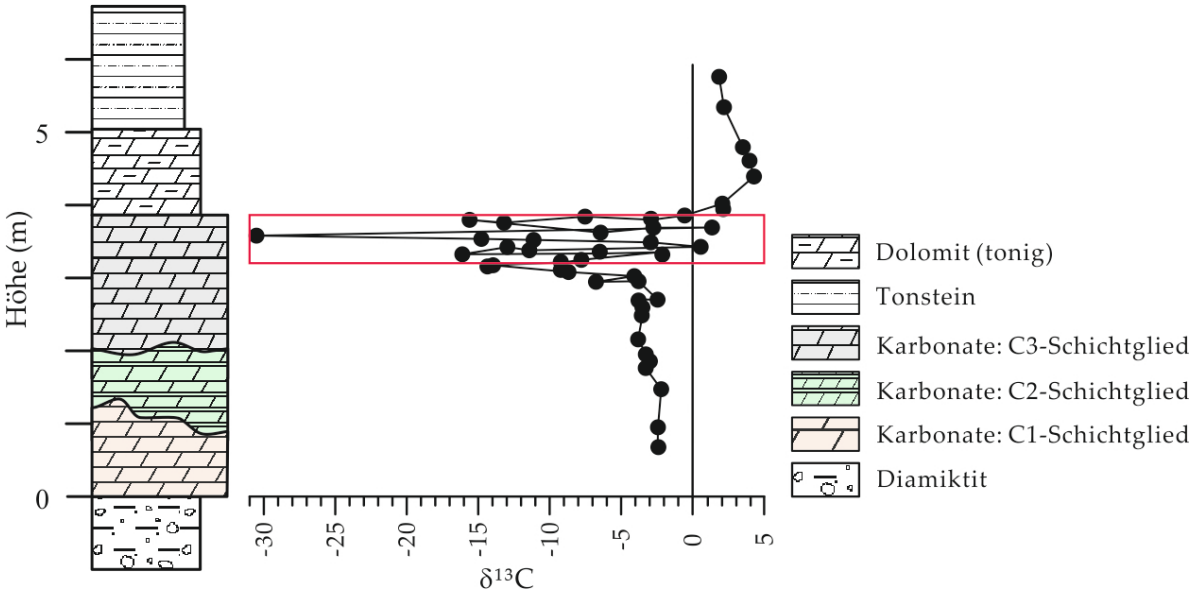


Abbildung 2.2: $\delta^{13}C$-Anomalien im Bereich des C3-SG am Beispiel der Jiulongwan Sektion (rotes Rechteck; Profil verändert nach Lu (2011)).

2.2 Namibia

Die Proben aus Namibia stammen aus dem nordöstlichen sowie aus dem südlichen Teil Namibias. In Abbildung 2.3 werden die Lagen der Arbeitsgebiete durch farbige Symbole markiert.

Abbildung 2.3: Lage der Arbeitsgebiete in Namibia (post-Sturt und post-Marinoan gekennzeichnet durch rotes Rechteck, Ediacara durch blaue Punkte; verändert nach URL3 und URL4).

Im Gegensatz zu der chinesischen Probenserie, welche hauptsächlich post-Marinoan Karbonate umfasst, repräsentieren die Proben aus Namibia Ablagerungen aus drei erdzeitlichen Phasen. Zum einen handelt es sich um postglaziale Karbonate der Sturt- und Marinoan-Vereisung, zum anderen um Karbonate aus dem Ediacarium, welche auf die Gaskiers Vereisung folgen (Tab. 2.2). Ähnlich wie die Ediacara Proben der Wuhe-Yanjiahe Sektion wurden auch diese Karbonate ca. ~40 Ma nach der glazialen Phase abgelagert. Die post-Sturt und post-Marinoan Proben wurden im nordwestlichen Teil Namibias in der Kunene-Region am südlichen bzw. südwestlichen Rand des „Kamanjab-inliers" entnommen (rotes Rechteck in Abb. 2.3).

Die Ediacara Proben wurden im südlichen Teil Namibias entnommen (blaue Punkte in Abb. 2.3). Im Gegensatz zu den Ediacara Karbonaten aus der Wuhe-Yanjiahe Sektion stammen die namibischen Karbonate dieser Zeit aus zwei verschiedenen Ablagerungsmilieus bzw. Formationen: dem Omkyk-Schichtglied (SG) und dem etwas jüngeren Mooifontein-SG, welche beide der Nama Gruppe zugeordnet werden. Die Proben aus dem Mooifontein-SG entsprechen im Alter denen der Wuhe-Yanjiahe Sektion.

Tabelle 2.2: Informationen über (Unter-) Gruppe bzw. Formation aus denen Proben entnommen wurden sowie Informationen über die jeweilige glaziale Periode, nach denen die Formationen abgelagert wurden.

(Unter-) Gruppe	**Schichtglied/Formation**	**Post-…**
Nama	Mooifontein-SG Omkyk-SG	…Gaskiers
Tsumeb	Keilberg-SG/ Maieberg-Fm.	…Marinoan
Abenab	Rasthof-Fm.	…Sturt

Schon im Voraus wurden von Eisenhauer (unveröff.) isotopengeochemische Analysen an post-Marinoan Proben aus der Fransfontein Region durchgeführt. Diese Ergebnisse zeigen geringere Variationen und weniger negative Werte in den $\delta^{13}C$-Isotopen. Da sich die post-Marinoan Karbonate aus China nicht nur in der Ausbildung der Kohlenstoff-Isotope sondern auch deutlich im Gefüge von den post-Marinoan und post-Sturt Karbonaten aus Namibia unterscheiden (pers. Komm. J. Reitner), wurden die Proben entnommen um einen geochemischen Vergleich zwischen den postglazialen Karbonaten zu erstellen. Außerdem gilt es, die Ablagerungen der verschiedenen postglazialen Phasen (Sturt und Marinoan) in Namibia miteinander zu vergleichen. In dem Ediacara Mooifontein-SG wurden starke Brekziierungen beobachtet (pers. Komm. J. Reitner). Anhand geochemischer Untersuchungen soll ermittelt werden, ob sich diese Proben von denen aus dem Omkyk-SG geochemisch unterscheiden. Die Proben aus dem Mooifontein-SG stellen die namibischen Pendants zu den drei Proben aus dem Ediacara Shibantan-SG aus China dar (Wuhe-Yanjiahe Sektion, Dengying-Fm.; siehe Tab. 2.1; pers. Komm. J. Reitner). Diese Proben sollen ebenfalls geochemisch verglichen werden.

3. Proben

Eine vollständige Übersicht der Proben wird im Anhang A1 (China) und A2 (Namibia) anhand von Fotografien gegeben. Bei der Entnahme der Proben wurde darauf geachtet, dass verschiedene Phasen des zum Teil sehr heterogenen Materials beprobt wurden. Dabei wurden Bohrkerne aus Hilfsträgern erbohrt. Auf die genaue Präparation wird im methodischen Teil (5. Kap.) eingegangen. Als Hilfsträger werden in dieser Studie „handstück-große" Gesteinsscheiben bezeichnet (ca. 9,0 cm x 12,0 cm), welche in ca. 2,0 cm dicke Scheiben gesägt wurden. Diese Gesteinsscheiben sind zum Teil auf einer Glasscheibe aufgeklebt. Der Vergleich der Methoden zur Probenauswahl bzw. zur Größe der entnommenen Proben aus verschiedenen Veröffentlichungen zeigt, dass die Art der Probennahme voneinander abweichen kann. Huang et al. (2009, 2011, 2013) haben Probenpulver aus „handstück-großen" Proben hergestellt. Dabei haben die Autoren darauf geachtet, dass neben Verwitterungskrusten auch Merkmale wie sekundäre Alterationen in Form von z.B. Gängen entfernt wurden. Im Text werden verschiedene Abbildungen mit Fotografien von Proben dieser Studie gezeigt. Bei dem Betrachten der Bilder wird deutlich, dass die Cap Karbonate zum Teil sehr heterogen aufgebaut sein können (z.B. Abb. 3.1b-d, Abb. 3.2b und d, Abb. 3.3b und Abb. 3.4e). Dies macht es schwierig bei der beschriebenen Probennahme von Huang et al. (2009, 2011, 2013) nicht zufällig eine andere Phase zu beproben. Yoshioka et al. (2003) haben ebenfalls „große" Proben (3,0 cm x 5,0 cm) aus Bereichen mit wenigen bzw. keinen Alterationsmerkmalen oder Einschlüssen entnommen. Auch bei dieser Art der Probennahme kann es schwierig sein nur eine Phase im Gestein zu beproben. Auf diese Problematik wird noch einmal in der Diskussion (7. Kap.) eingegangen.

3.1 China

Bei der chinesischen Probenserie handelt es sich größtenteils um Cap Karbonate bzw. um die basalen 0,40 m bis 4,40 m der postglazialen Ablagerungen, welche auf den Nantuo-Tillit/Diamiktit folgen (vgl. Abb. 3.1). Die Proben stammen aus verschiedenen Sektionen und wurden dort aus verschiedenen Profilhöhen entnommen. Da die Sektionen (Huajipo, Jiulongwan/Huangniuya, Meizuoxia, Tianjiayuanzi und Nantuocun) aber auf regional kleiner Distanz liegen (vgl. Abb. 4.4; 4. Kap.) und alle diese Proben Ablagerungen aus einem Flachwassermilieu repräsentieren (Zhu et al. (2013b), vgl. 4. Kap.), werden sie in der

Diskussion (7. Kap.) teilweise als ein Profil betrachtet/behandelt. Dabei gilt es jedoch zu beachten, dass sich die sedimentären Strukturen der Proben schon auf wenigen Metern zwischen den Profilen voneinander unterscheiden können (pers. Komm. J. Reitner). Zwei Proben der Doushantuo-Fm. stammen aus der Beidoushan Sektion. Außerdem wurden drei Ediacara Proben aus der Dengying-Fm. (Shibantan-SG; Wuhe-Yanjiahe Sektion) entnommen. Die Cap Karbonate wurden schon intensiv in der Dissertation von Lu (2011) behandelt. Teile der folgenden Beschreibungen richten sich danach.

3.1.1 Jiulongwan und Huangniuya Sektion

Die Proben der Jiulongwan Sektion stammen aus drei nebeneinander liegenden Profilen. Diese werden in den folgenden Texten durch den Zusatz A, B und C gekennzeichnet. Generell werden sie aber als ein Profil betrachtet. Die Hilfsträger, aus denen die Probenkerne dieser Sektion erbohrt wurden, stammen alle aus dem C3-SG der Cap Karbonate (JiulongwanA: 3,55 m bis 3,45 m, 3,40 m bis 3,30 m, 2,95 m bis 3,05 m, JiulongwanB: 3,90 m bis 3,75 m; JiulongwanC: 3,90 m bis 3,80 m, 3,75 m bis 3,65 m, 3,40 m sowie 3,20 m). Es handelt sich um neun Hilfsträger, aus denen insgesamt 23 Proben erbohrt wurden. Außerdem werden zu diesem Profil die Proben der Huangniuya Sektion gezählt. Dabei handelt es sich um insgesamt vier Bohrkerne aus zwei Hilfsträgern (C1-SG; vgl. Anhang A.1.2). In den Abbildungen 3.1a-g werden ein Profil der Jiulongwan Sektion sowie Beispiele von typischen Proben aus dieser Sektion gezeigt. Bei den Proben aus dem oberen C3-SG handelt es sich hauptsächlich um feinkörnige, graue bis dunkel-graue Dolomite bzw. Kalksteine. Dabei zeigen sich schon auf kurzer Distanz Unterschiede in den Sedimentstrukturen. Die Probe aus ~3,0 m Profilhöhe ist feinkörnig und zeigt feine Risse/Blattrisse (vgl. Abschnitt 4.3.3), die mit Quarz ausgefüllt sind. Bei 3,50 m und 3,85 m Profilhöhe werden neben grauem, feinkörnigem Dolomit mittelkörnige Lagen aus Glaukonit beobachtet. Außerdem sind die Randlagen beige-gelblich verfärbt. Die gräulichen Karbonate aus 3,40 m und 3,70 m Profilhöhe haben ein heterogenes Erscheinungsbild mit unregelmäßiger, asymmetrischer Laminierung ausgebildet. Des Weiteren wurde ein Hilfsträger knapp über der Grenze zwischen dem C3-SG und der darüber abgelagerten Doushantuo-Fm. entnommen. Diese grauen, feinkörnigen Dolomikrite können von feinen Bändern durchzogen sein, welche zum Teil Pyrit enthalten (vgl. Abb. 3.1b).

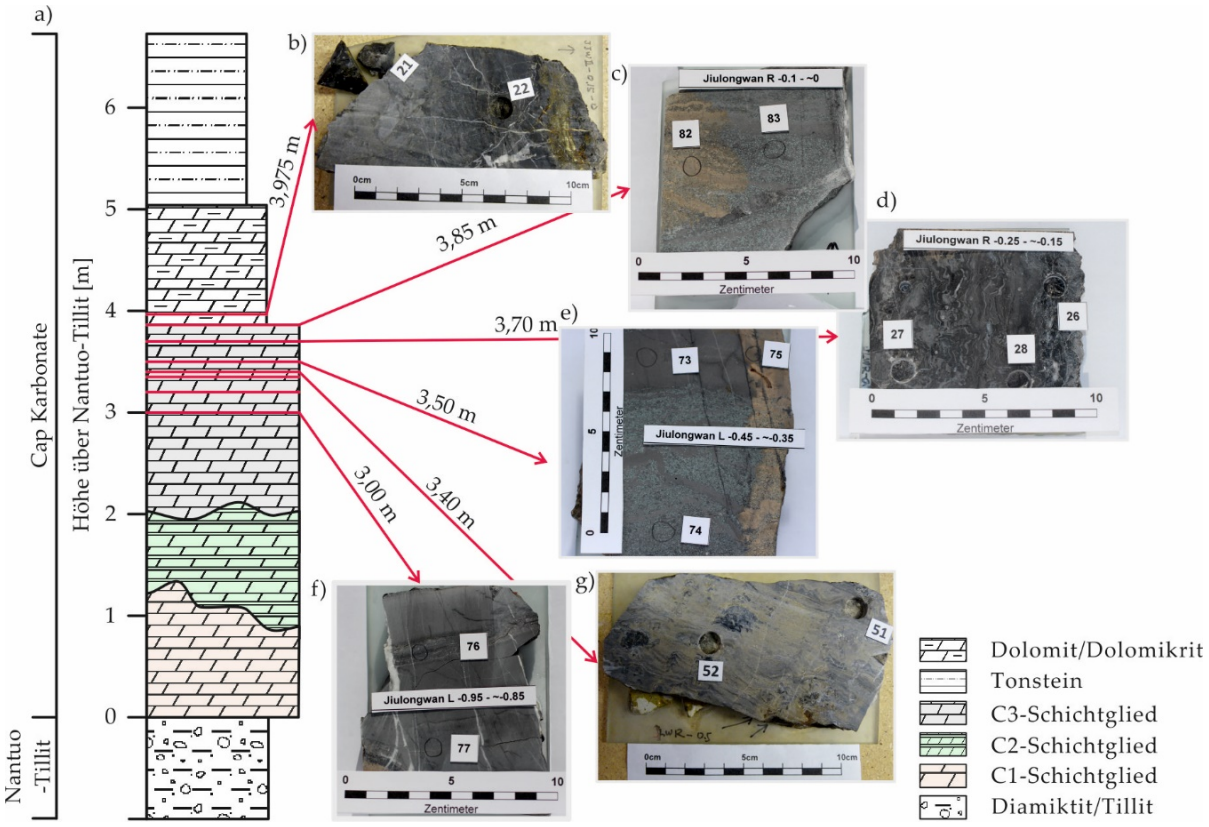


Abbildung 3.1: Profil der Jiulongwan Sektion mit Beispielen von Hilfsträgern. a) Profil (bearbeitet nach Lu (2011)), b)-g) Hilfsträger aus denen Bohrkerne entnommen wurden. Die Nummern markieren die jeweilige Position der Bohrlöcher. Alle Proben stammen aus dem oberen C3-SG.

3.1.2 Huajipo Sektion

In Abbildung 3.2a-e werden das Profil der Huajipo Sektion sowie Bilder von typischen Proben/Hilfsträgern vorgestellt. Aus den verschiedenen Schichtgliedern wurden insgesamt fünf Hilfsträger entnommen, aus denen 13 Proben erbohrt wurden. Die Proben aus der Huajipo Sektion repräsentieren alle drei Schichtglieder der Cap Karbonate. Zwischen 0,40 m und 0,60 m (C1-SG) zeigen sich sehr heterogen aufgebaute Dolomitgesteine, die Stromatactis (netzförmig angeordnete Hohlräume, vgl. Abschnitt 4.3.3) ausgebildet haben. Darüber – im C2-SG – ist ein wesentlich homogenerer und feinkörnigerer, grauer Dolomit abgelagert. Vom Top des dritten Schichtgliedes (C3-SG) wurde aus 2,80 m ein Hilfsträger entnommen. Dieser ist feinkörnig und wird von konvolut (verwachsenen, ineinander verschlungenen) verformten, mittelkörnigen Laminierungen durchzogen.

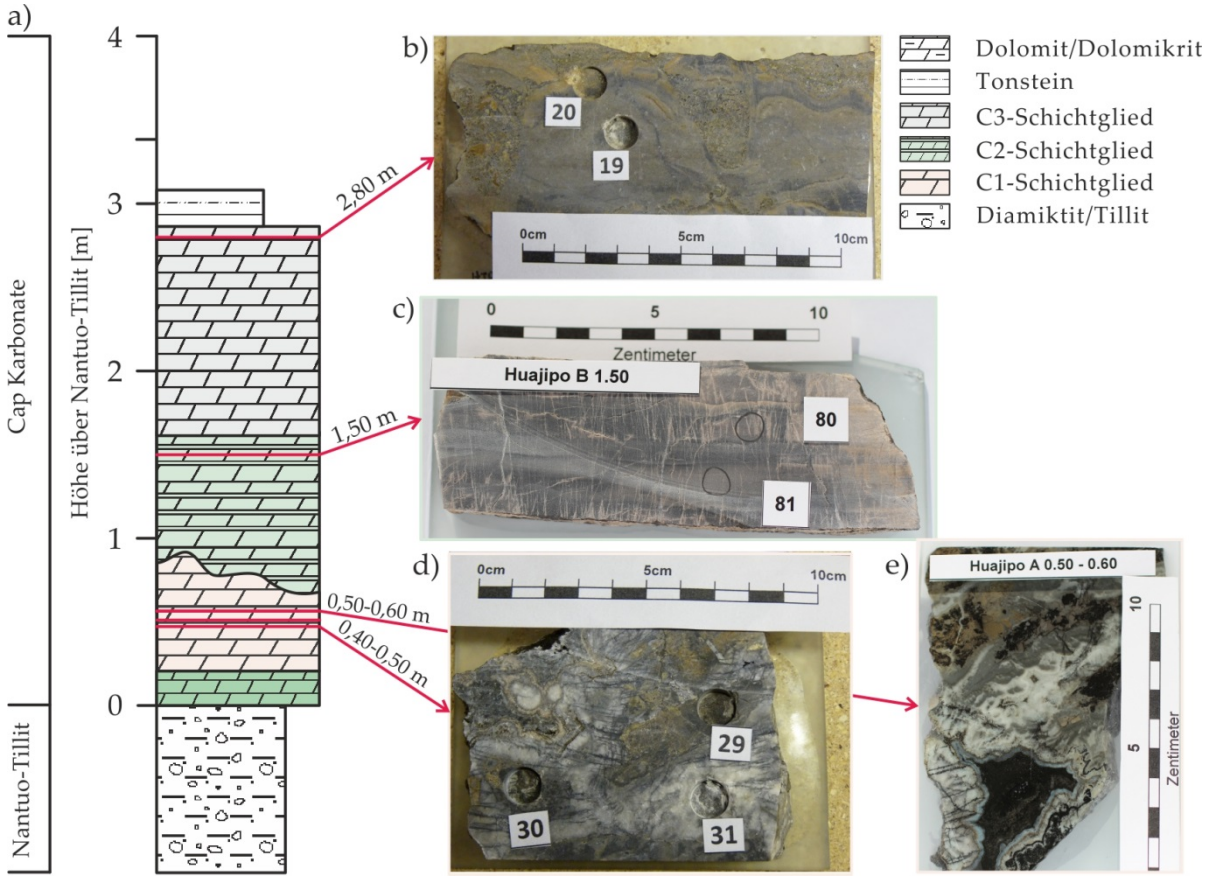


Abbildung 3.2: Profil der Huajipo Sektion mit Beispielen von Hilfsträgern. a) Profil (bearbeitet nach Lu (2011)), b)-e) Hilfsträger aus denen Bohrkerne entnommen wurden. Die Nummern markieren die jeweilige Position der Bohrlöcher. Es wurden aus den C1-, C2- sowie C3-SG Proben entnommen.

3.1.3 Tianjiayuanzi Sektion

Abbildung 3.3a zeigt ein Profil der Tianjiayuanzi Sektion. Aus dem Profil wurden vier Proben aus insgesamt zwei Hilfsträgern entnommen, welche alle aus dem C3-SG stammen (vgl. Abb. 3.3b-c). Lu (2011) beschreibt die Gesteine des C3-SG als graue Dolomite, die mittel- bis dickbankig abgelagert sind. Die Gesteine können Strukturen wie Blattrisse und Stromatactis (vgl. Abschnitt 4.3.3) zeigen. Auf der Abbildung 3.1.3b-c wird dargestellt, wie sich die Gesteine schon auf kurzen Höhenmetern unterscheiden. Während die Proben aus 2,40 m bis 2,55 m Profilhöhe eher homogen aufgebaut sind, haben die Proben aus 2,70 m Profilhöhe ein deutlich heterogeneres Erscheinungsbild mit den bereits zuvor erwähnten Blattrissen ausgebildet.

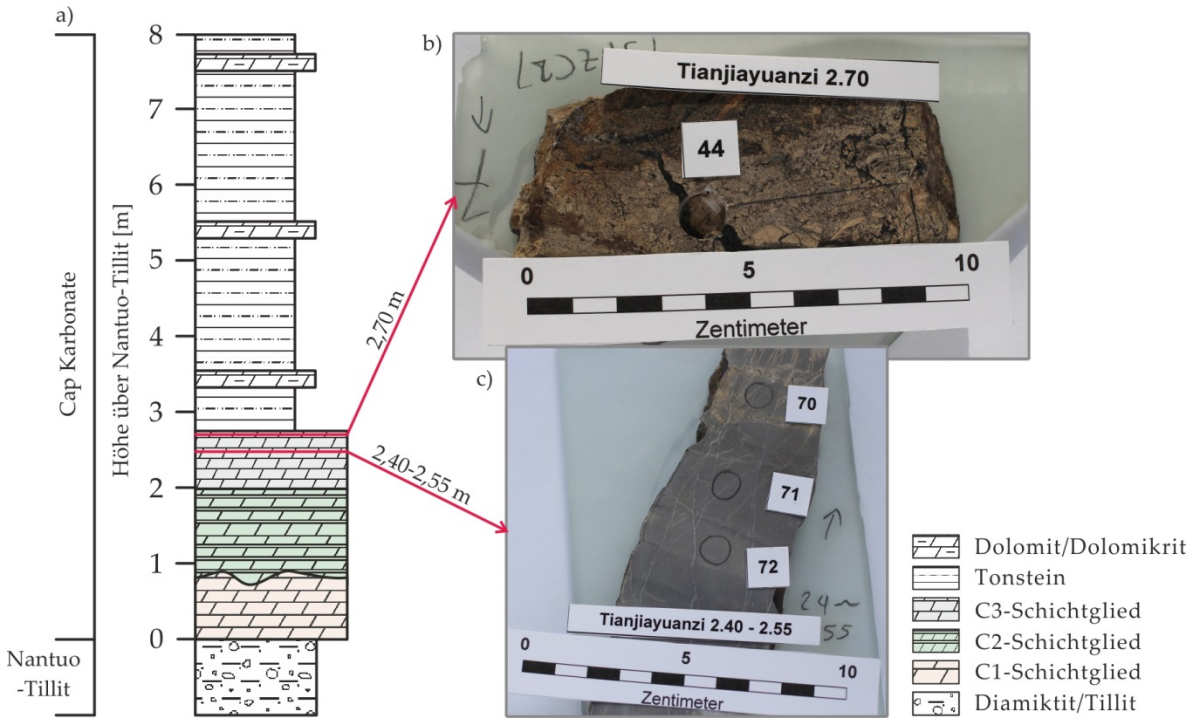


Abbildung 3.3: Profil der Tianjiayuanzi Sektion mit Beispielen von Hilfsträgern. a) Profil (bearbeitet nach Lu (2011)), b)-c) Hilfsträger aus denen Bohrkerne entnommen wurden. Die Nummern markieren die jeweilige Position der Bohrlöcher. Alle Proben stammen aus dem oberen C3-SG.

3.1.4 Meizuoxia Sektion

Aus dem Profil der Meizuoxia Sektion (vgl. Abb. 3.4a) wurden aus allen drei Schichtgliedern insgesamt vier Hilfsträger entnommen. Aus diesen Hilfsträgern wurden sieben Bohrkerne gezogen. Die Höhen der Probennahme werden in Abbildung 3.4b-e inklusive typischer Proben dargestellt. Der gräulich-beige gefärbte Dolomit aus dem mittleren C1-SG (0,65-0,75 m) zeigt ein sehr heterogenes Erscheinungsbild. Das Gestein ist von Stromatactis (vgl. Abschnitt 4.3.3) und feinen Rissen durchzogen. Aus der Profilhöhe zwischen 1,90-2,05 m wurden im mittleren C2-SG zwei Probenkerne erbohrt. Hierbei handelt es sich um einen feinkörnigen mittel-grau bis beige laminierten Dolomit. Aus dem C3-SG wurden zwei Hilfsträger genommen (2,70-2,80 m und 3,20 m), welche sich optisch deutlich unterscheiden. Der Hilfsträger aus 2,70-2,80 m Profilhöhe ist hell-beige bis hell-grau und zeigt eine Laminierung. Das Gestein wird von bis zu 2,0 cm mächtigen Quarz-Bändern durchzogen. Die Probe aus 3,20 m Profilhöhe ist hingegen ein dunkel-grauer, feinkörniger Dolomit, welcher eine sehr feine Laminierung aus wellig angeordneten Quarz-Adern ausgebildet hat.

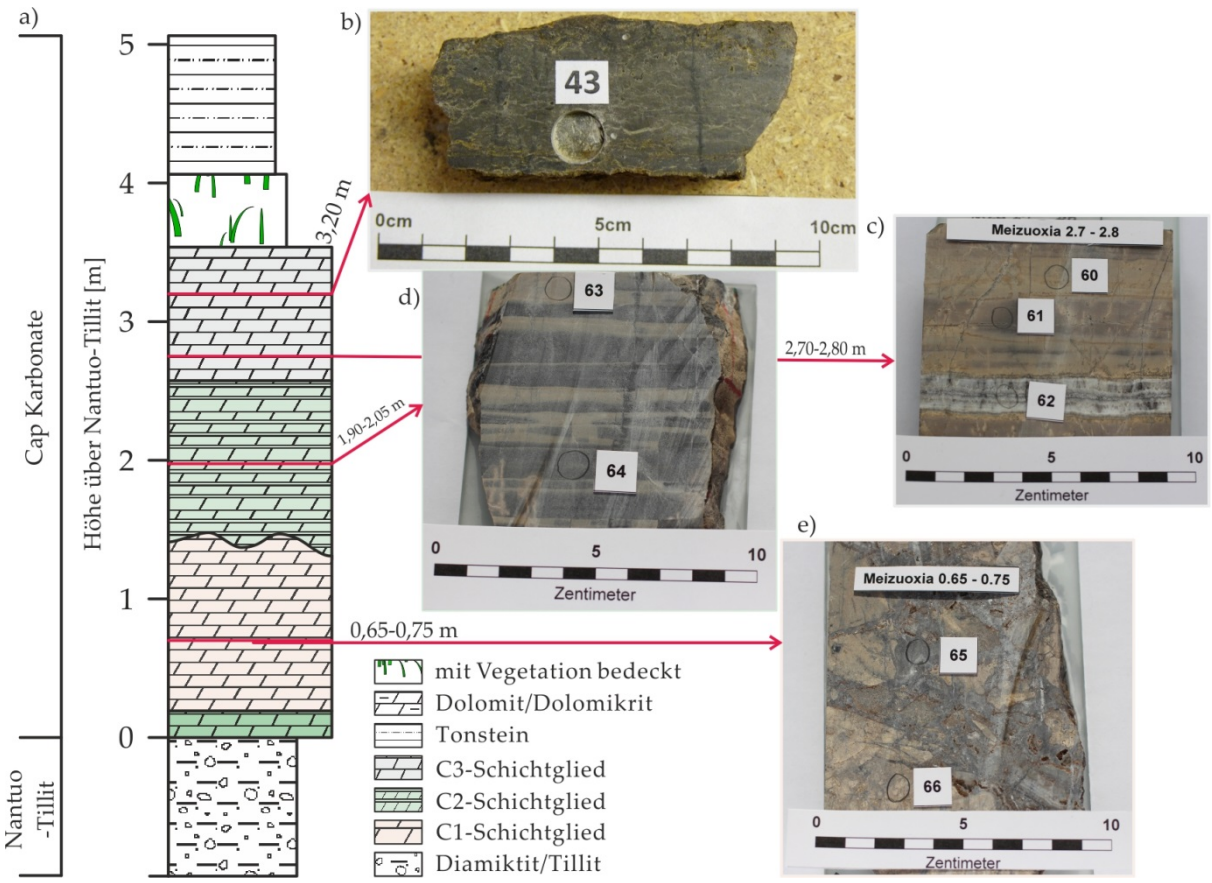


Abbildung 3.4: Profil der Meizuoxia Sektion mit Beispielen von Hilfsträgern. a) Profil (bearbeitet nach Lu (2011)), b)-e) Hilfsträger aus denen Bohrkerne entnommen wurden. Die Nummern markieren die jeweilige Position der Bohrlöcher. Es wurden sowohl aus dem C1-, C2- sowie C3-SG Proben entnommen.

3.1.5 Nantuocun Sektion

Alle Proben der Nantuocun Sektion stammen aus den oberen Teilen des C3-SG (Abb. 3.5a-c). Dabei wurden ein Hilfsträger zwischen 4,18 m und 4,25 m und ein weiterer zwischen 4,25 m und 4,40 m entnommen (vgl. Abb. 3.5b-c). Aus diesen beiden Hilfsträgern stammen insgesamt sechs Bohrkerne. Der untere Hilfsträger zeigt einen dunkel-grau gefärbten Dolomit, in den Chert-Lagen bzw. Chert-Linsen eingeschaltet sein können. Bei genauerem Betrachten zeigt sich ein heterogenes Erscheinungsbild mit zum Teil feinen gewellten Chert-Adern. Die Probe aus 4,25-4,40 m Profilhöhe ist im Gegenteil dazu etwas homogener aufgebaut. Der beige- bis mittel-graue Dolomit ist feinkörnig und zeigt eine feine Laminierung.

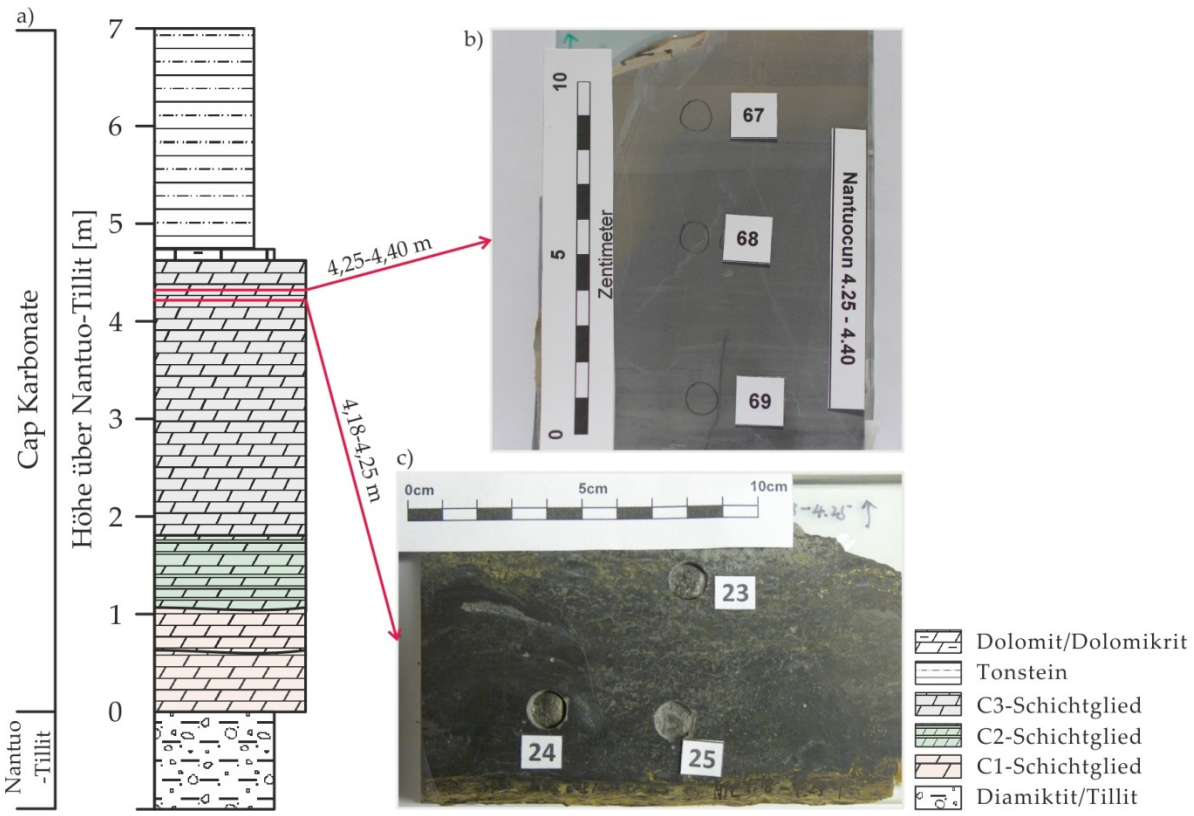


Abbildung 3.5: Profil der Nantuocun Sektion mit Beispielen von Hilfsträgern. a) Profil (bearbeitet nach Lu (2011)), b)-c) Hilfsträger aus denen Bohrkerne entnommen wurden. Die Nummern markieren die jeweilige Position der Bohrlöcher. Die Proben stammen aus dem C3-SG.

3.1.6 Beidoushan Sektion

Bei dem Material handelt es sich um zwei Phosphorit Proben, welche aus der Gegend um Weng`an genommen wurden. Die ungefähre Lage des Hilfsträgers im Profil wird in Abbildung 3.6a dargestellt.

Die Beidoushan Sektion enthält mehrere Phosphorit Lagen. Die Proben dieser Studie stammen aus dem oberen Teil der zweiten, oberen Phosphorit-Schicht (vgl. Abb. 3.6a). Die dunkel-grauen bis schwarzen Gesteine beinhalten oolithischen Phosphorit, der von feinen Lagen aus dunkel-grauen, feinkörnigen Karbonaten durchzogen ist (Abb. 3.6b). Es wurde darauf geachtet, dass die Bohrkerne sowohl aus dem Bereich des oolithischen Phosphorits als auch aus den dunkel-grauen Laminierungen erbohrt wurden.

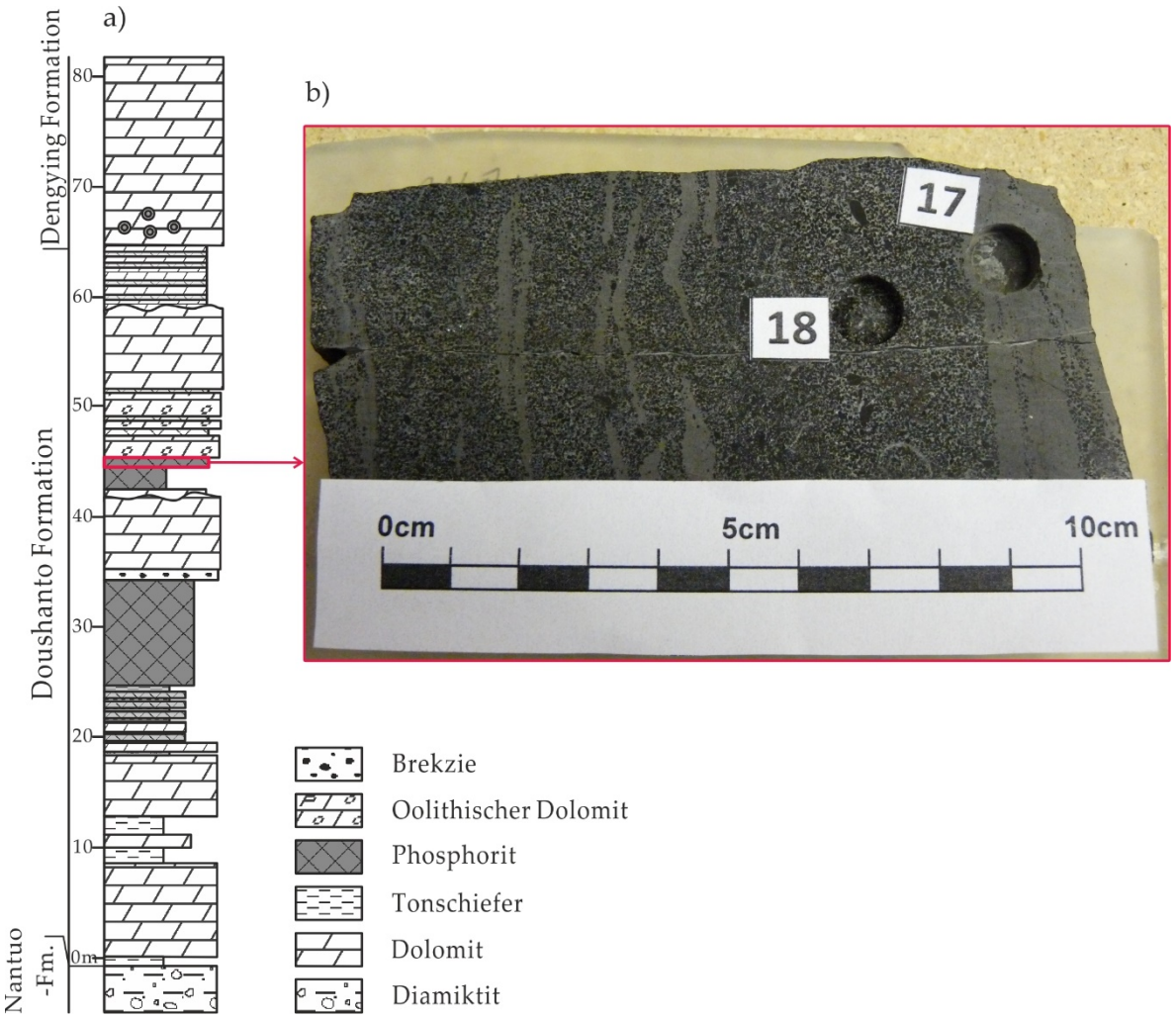


Abbildung 3.6: Profil der Beidoushan Sektion mit dem Beispiel eines Hilfsträgers. a) Profil (verändert nach Zhu et al. (2007)), b) Hilfsträger aus dem die Bohrkerne entnommen wurden. Die Nummern markieren die jeweilige Position der Bohrlöcher.

3.1.7 Wuhe-Yanjiahe Sektion

Die Ediacara Karbonate aus der Wuhe-Yanjiahe Sektion stammen nicht wie die anderen Proben der chinesischen Probenserie aus den post-Marinoan Ablagerungen der Doushantuo-Fm. bzw. den Cap Karbonaten, sondern aus dem unteren Teil des Ediacara Shibantan-SG aus der Dengying-Fm. (vgl. Abb. 3.7). Die ungefähre Lage, aus der die beiden Hilfsträger stammen, wird in Abbildung 3.7a durch die rote Linie markiert. Die Abbildungen 3.7b-c zeigen die Hilfsträger, aus denen die drei Proben erbohrt wurden. Es handelt es sich um dunkel-grau bis schwarz laminierte Kalksteine. Duda et al. (2014) beschreiben zum Teil Rückstände von mikrobiellen Matten in den unteren Teilen des Shibantan-SG.

Duda et al. (2014) postulieren Übergänge an erosiven Oberflächen, diese können in Abbildung 3.7b beobachtet werden. Nach Möglichkeit wurde versucht sowohl Proben aus den helleren Lagen als auch aus den dunkleren Lagen zu erbohren (Abb. 3.7b).

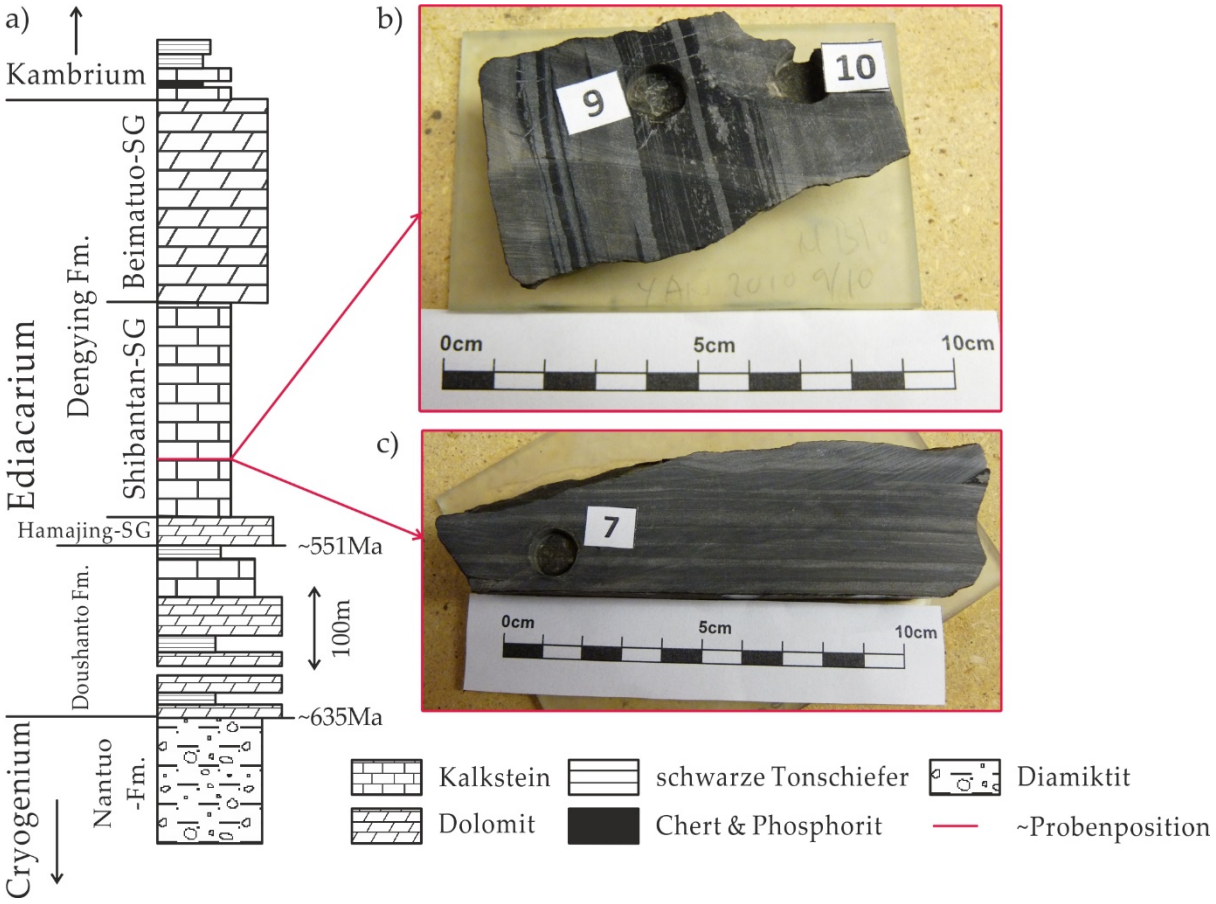


Abbildung 3.7: Profil der Wuhe-Yanjiahe Sektion mit Beispielen von Hilfsträgern. a) Profil (verändert nach Duda et al. (2014)), b)-c) Hilfsträger aus denen die Bohrkerne entnommen wurden. Die Nummern markieren die jeweilige Position der Bohrlöcher.

3.2 Namibia

Im Folgenden wird das Probenmaterial aus Namibia vorgestellt. Dieses umfasst im Gegensatz zu der chinesischen Probenserie drei verschiedene Phasen der Erdgeschichte. Die Vorstellung der Proben gliedert sich nach der zeitlichen Einteilung, beginnend mit den ältesten Proben, nämlich den post-Sturt Karbonaten der Rasthof-Fm. aus der Gegend um Tweelingskop-Hof und Bothas-Hof sowie Karbonaten der Ombaatje-Fm., welche unterhalb der glazialen Ablagerungen der Marinoan-Vereisung anstehen (vgl. Abschnitt 3.2.1, Abb. 3.9). In manchen Lokalitäten kann es vorkommen, dass die glazialen Einheiten der Ghaub-Fm. (Marinoan) nicht anstehen, so dass die post-Marinoan Karbonate direkt auf der

Ombaatje-Fm. aufliegen (pers. Komm. J. Reitner). Danach werden die post-Marinoan Karbonate aus der Fransfontein Sektion bzw. einem Aufschluss von der Lokalität Tweelingskop-Hof vorgestellt (Abschnitt 3.2.2). Abschließend folgen die Ediacara Proben aus der Nama-Fm. (Omkyk-SG und Mooifontein-SG, vgl. Abschnitt 3.2.3).

3.2.1 Post-Sturt Probenserie

Abbildung 3.8a zeigt ein Profil der Rasthof-Fm. (bearbeitet nach Reitner, (unveröff.)).

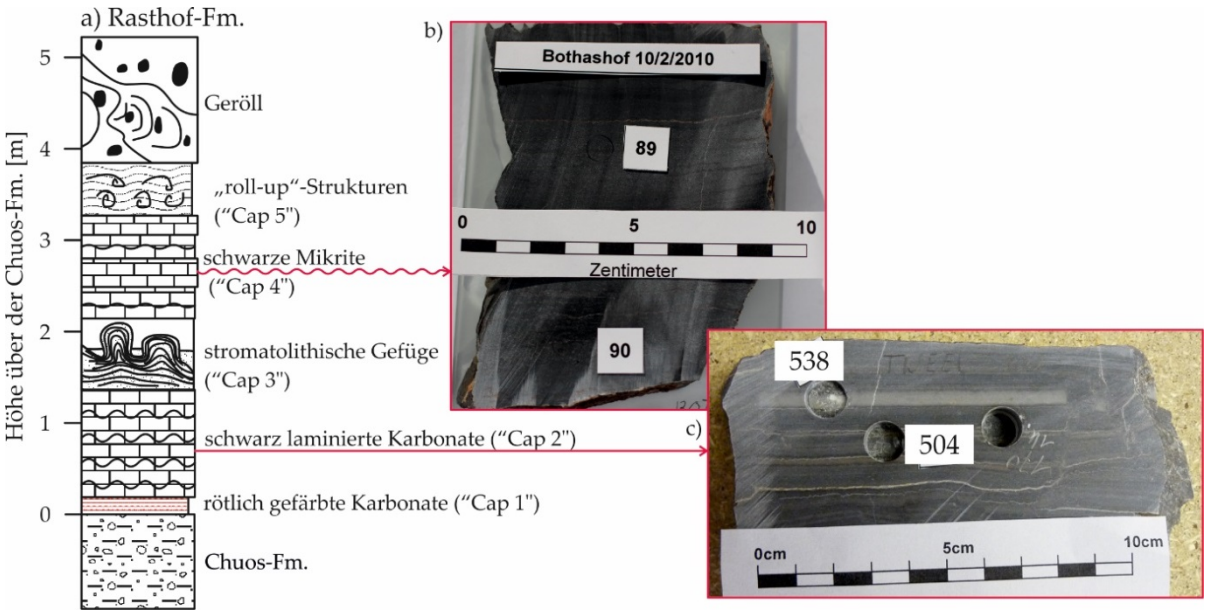


Abbildung 3.8: Profil für die post-Sturt Karbonate der Rasthof-Fm. und Beispiele von Hilfsträgern. a) Profil (bearbeitet nach Reitner, (unveröff.)), b)-d) Hilfsträger typischer post-Sturt Karbonate der Rasthof-Fm. Die Nummern markieren die Lage der jeweiligen Bohrkerne.

Abgesehen von den post-Sturt Karbonaten der Rasthof-Fm. um die Gegend von Tweelingskop-Hof werden ebenfalls post-Sturt Karbonate von der Lokation Bothas-Hof vorgestellt. Der Aufschluss um Tweelingskop-Hof ist besonders interessant, da dort die glazialen und postglazialen Einheiten der Sturt und der Marinoan-Eiszeit anstehen (pers. Komm. J. Reitner). Der optische Vergleich mit den post-Marinoan Karbonaten aus China macht deutlich, dass sich die Proben stark voneinander unterscheiden. Im Gegensatz zu den Karbonaten aus China sind die post-Sturt Karbonate weniger heterogen aufgebaut (vgl. Abb. 3.8). Ein Hilfsträger stammt aus dem Bereich der schwarz laminierten Karbonate aus den basalen Teilen der Rasthof-Fm. („Cap 2"; Abb. 3.8c). Die feinlaminierten, schwarzen bis dunkel-grauen Karbonate sind teilweise von hellen Pelloid-Lagen durchzogen. Eine ähnliche Probenbeschreibung wird auch von Yoshioka et al. (2003) gegeben.

Aufgrund der homogenen Struktur beschreiben Yoshioka et al. (2003) die feinlaminierten Gesteine als Rhytmite und schließen daraus, dass sie unterhalb der Sturm-Wellen-Basis abgelagert wurden. Die Proben von der Lokation Bothas-Hof (Abb. 3.8b) zeigen das zeitliche Pendant zu den schwarzen Mikriten der Rasthof-Fm. (angedeutet durch den gewellten Pfeil in Abb. 3.8). Die dunkel-grauen Karbonate sind feinkörnig und sehr feinlaminiert. Generell zeigen sie ein homogenes Erscheinungsbild. In Abbildung 3.9a wird der schematische Aufbau der Otavi-Gruppe dargestellt.

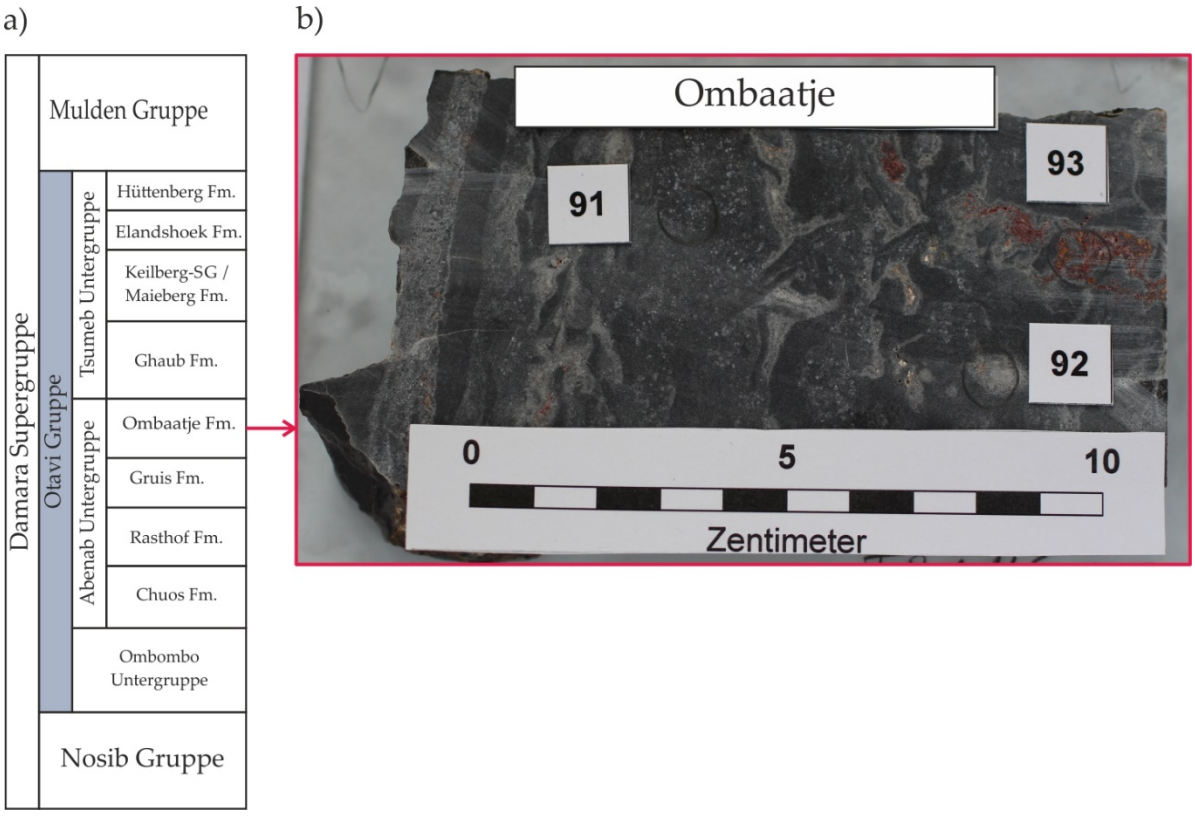


Abbildung 3.9: Schematischer Aufbau der Otavi-Gruppe mit dem Beispiel eines Hilfsträgers. a) Schematischer Aufbau (bearbeitet nach Halverson et al. (2002)), b) Hilfsträger aus der Ombaatje-Fm. Die Nummern markieren die vorgesehenen Bohrpunkte.

Drei Proben der post-Sturt Karbonate stammen nicht aus den Cap Karbonaten der Rasthof-Fm. sondern aus den jüngeren Schichten der Ombaatje-Fm. Diese stehen direkt unter der Ghaub-Fm. (glaziale Ablagerungen der Marinoan-Eiszeit) an (Abb. 3.9a). Die Proben aus der Ombaatje-Fm. haben ein stark heterogenes Erscheinungsbild. So sind die grauen mikritischen Karbonate von konvolut verformten Laminierungen durchzogen.

3.2.2 Post-Marinoan Probenserie

Abbildung 3.10a zeigt ein Profil der Fransfontein Sektion. Außerdem werden die Positionen der Proben im Profil dargestellt (Abb. 3.10b-d). Des Weiteren werden in Abbildung 3.10e-f die Karbonate von der Lokation Tweelingskop-Hof gezeigt, welche die zeitlichen Gegenstücke zu den Zebra-Dolomiten (vgl. Abb. 3.10c) darstellen.

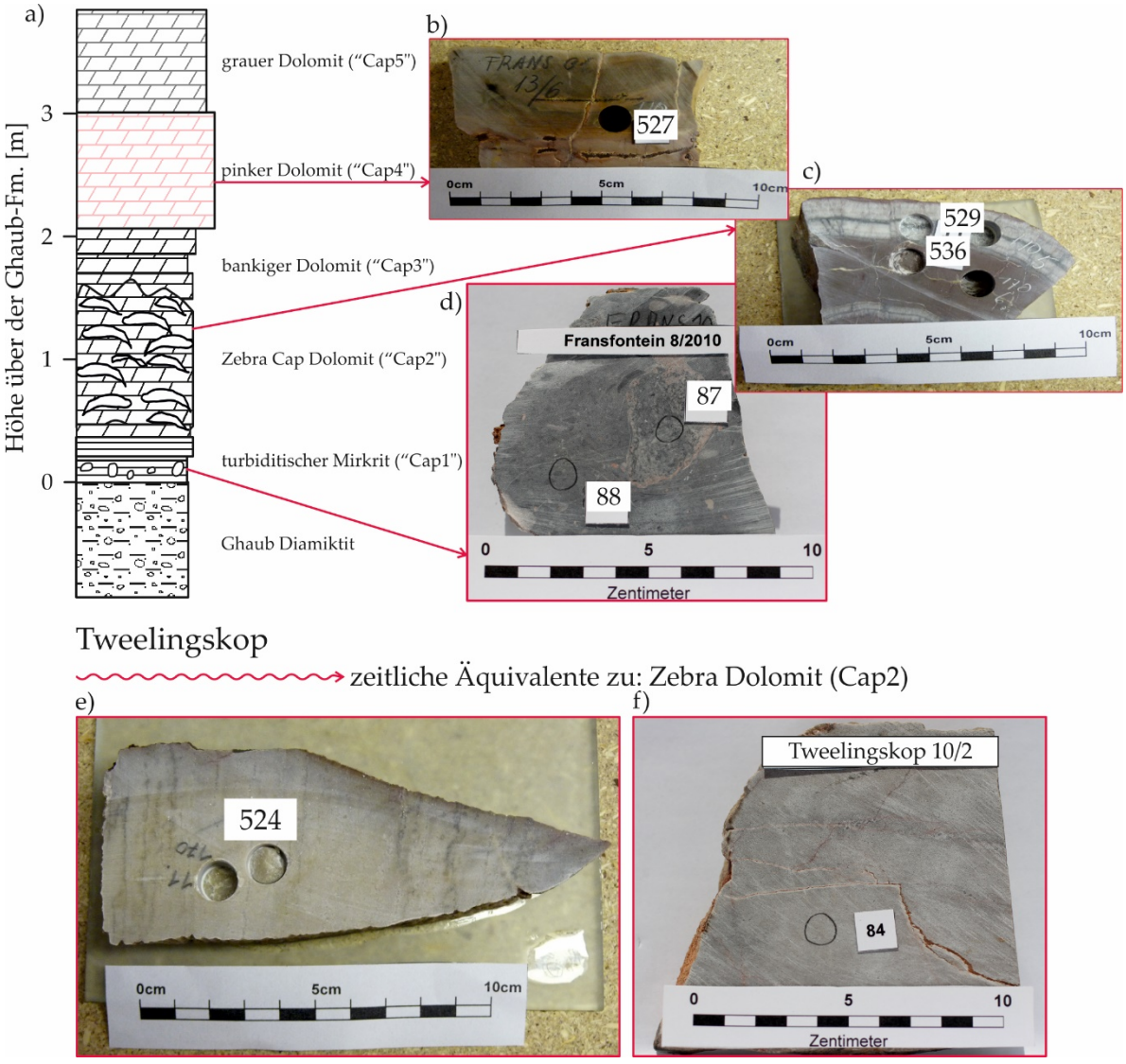


Abbildung 3.10: Profil der Fransfontein Sektion und Beispiele von Hilfsträgern. a) Profil (bearbeitet nach Reitner (unveröff.)), b-d) typische Proben der Fransfontein Sektion, e-f) zeitliche Äquivalente der Zebra-Dolomite von der Lokation Tweelingskop-Hof. Die Nummern markieren die Punkte, an denen die Bohrkerne entnommen wurden.

Die Proben stammen aus verschiedenen Schichtgliedern bzw. von unterschiedlichen Lokationen. Der basale Teil wird von turbiditischen Mikriten aufgebaut. In Abbildung 3.10d wird ein Bild einer typischen Probe aus diesen Teilen vorgestellt („Cap 1"). In den basalen Teilen, die dem Ghaub Diamiktit direkt aufliegen, können Konglomerate aus den Lagen des

Ghaub Diamiktits eingelagert sein. Der gräuliche turbiditische Mikrit ist heterogen aufgebaut und zeigt Komponenten wie Konglomerate, wie sie für glaziale Ablagerungen typisch sind (pers. Komm. J. Reitner). Die in Abbildung 3.10c dargestellte Probe zeigt einen Zebra-Dolomit aus dem zweiten Schichtglied („Cap 2"). Dabei handelt es sich um einen deutlich rot gefärbten Dolomit, der mit bis zu 1,0 cm dicken Kalzit-Bändern durchzogen ist. Die jüngsten Proben dieser Formation wurden aus Teilen des pinken Dolomit erbohrt („Cap 4"; Abb. 3.10b). Dabei handelt es sich um feinkörnige, rot gefärbte Dolomite, welche ein homogenes Erscheinungsbild zeigen. Neben den Proben der Fransfontein Sektion stammen zusätzliche post-Marinoan Karbonate aus dem Gebiet um den Tweelingskop-Hof. Die Proben werden in den Abbildungen 3.10e-d dargestellt. Zeitlich handelt es sich um Äquivalente der Zebra-Dolomite („Cap 2") aus Abbildung 3.10a und c. Im Gegensatz zu den Zebra-Dolomiten zeigen die hellen braun-rötlichen, feinkörnigen Dolomitgesteine Vorkommen von röhrenförmigen Strukturen („Tubestones", pers. Komm. J. Reitner). Auf die verschiedenen Strukturen, die in Cap Karbonaten vorkommen können, wird im vierten Kapitel (Abschnitt 4.3.3) genauer eingegangen.

3.2.3 Ediacara Probenserie

Die Ediacara Proben stammen aus zwei verschiedenen Schichtgliedern, die in unterschiedlichen Sektionen abgelagert wurden. So stammen die etwas älteren Proben aus den oberen Teilen des Omkyk-SG, welches im Zaris-Becken nördlich des Osis-Rücken abgelagert wurde. Die jüngeren Proben aus dem Mooifontein-SG wurden südlich des Osis-Rücken – im Witputs-Becken – abgelagert. Vom Alter entsprechen die Proben aus dem Mooifontein-SG denen des Hoogland-SG, welches über dem Omkyk-SG ansteht (Abb. 3.11a).

3.2.3.1 Omkyk-SG

Abbildung 3.11a stellt die stratigrafische Aufteilung des Zaris-Beckens sowie die ungefähre Lage der Probe im Profil dar. Der Hilfsträger, aus dem das Probenmaterial stammt, wird in Abbildung 3.11b gezeigt. Es handelt sich um feinkörnige, dunkel-graue Kalksteine, die ein heterogenes Erscheinungsbild ausgebildet haben. Die thrombolithischen Kalksteine zeigen keine Laminierung, wie sie eher für stromatolithisch gebildete Gesteine typisch ist (Grotzinger (2000), Adams et al. (2005)).

Stattdessen haben sich „konvolute“ bzw. unregelmäßige Laminierungen, die Adams et al. (2005) als „clotted“ beschreiben, ausgebildet.

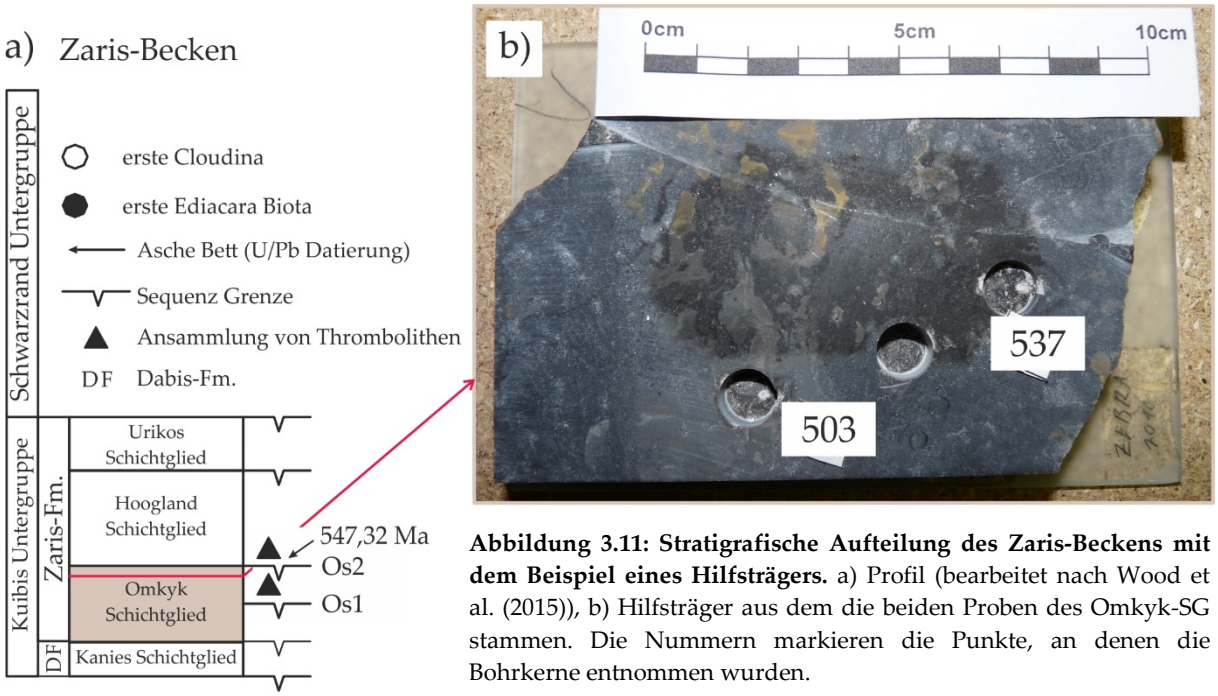
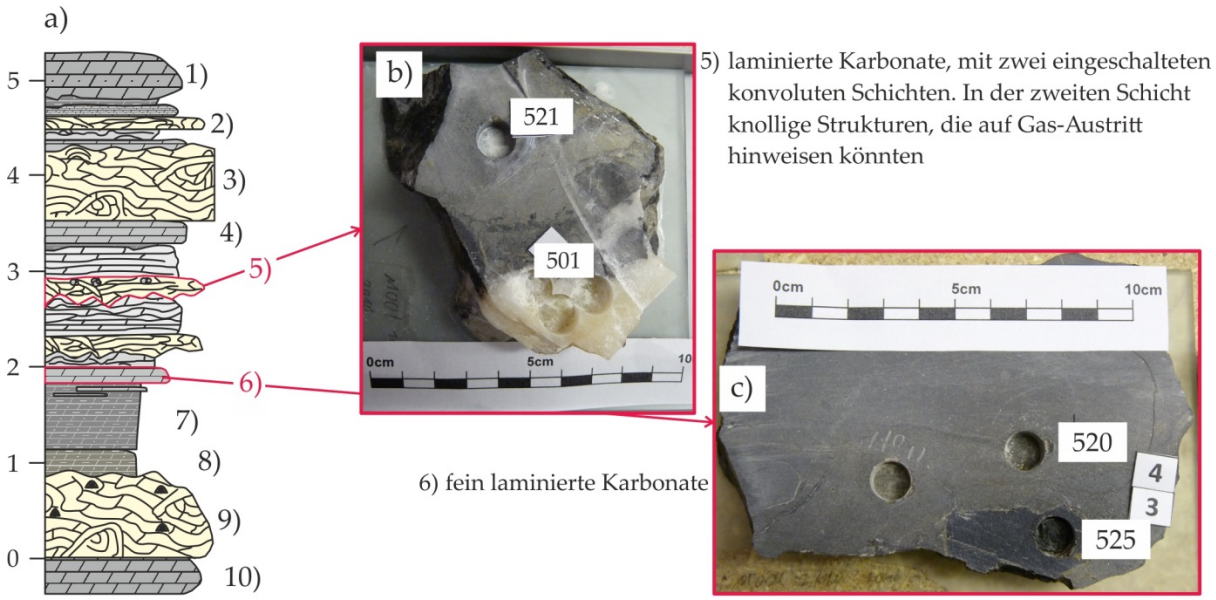


Abbildung 3.11: Stratigrafische Aufteilung des Zaris-Beckens mit dem Beispiel eines Hilfsträgers. a) Profil (bearbeitet nach Wood et al. (2015)), b) Hilfsträger aus dem die beiden Proben des Omkyk-SG stammen. Die Nummern markieren die Punkte, an denen die Bohrkerne entnommen wurden.

3.2.3.2 Mooifontein-SG

Abbildung 3.12a zeigt die stratigrafische Einteilung des Mooifontein-SG sowie die beiden Hilfsträger aus denen die insgesamt vier Proben erbohrt wurden (Abb. 3.12b-c). Die Karbonate wurden aus zwei verschiedenen Fazies entnommen. Die unteren Teile stammen aus relativ homogenen, dunkel- bis mittel-grauen, feinlaminierten Kalksteinen, in die Intraklasten eingeschaltet sein können (Abb. 3.12c). Die anderen Proben stammen aus einer Lage feinlaminierter, dunkel- bis mittel-grauer Karbonate, die ein eher heterogenes Erscheinungsbild zeigen. Die Schichten der feinkörnigen Kalksteine sind teilweise konvolut ausgebildet. In machen Lagen haben sich knotige Strukturen entwickelt. Adams et al. (2005) beschreiben, dass die zum Teil dünnbankig abgelagerten Karbonate durch Stürme umgelagert/umgearbeitet sein können („storm reworking“).



1) dünn- bis mittelbankig gelagerte, mikritische Karbonate mit eingeschalteten Lagen aus körnigem Karbonatgestein
2) Karbonate mit eingeschalteten konvoluten Lagen
3) stark gestörte, konvolute Karbonatablagerungen mit Tipi-Strukturen
4) dünn-bankige Karbonate
7) gräulich-gelber Siltsein, mit eingeschlateten Karbonat Linsen im oberen Bereich
8) gräulich-grüner Tonstein
9) konvolute Lagen mit Intraklasten, Blattrissen (verfüllt mit Fe-reichen Ablagerungen, Kalzit, dunkel-grauen organischen Ablagerungen)
10) dunkel-graue, dünn-bankige Karbonate

Abbildung 3.12: Schematischer Aufbau des Mooifontein-SG und Beispiele von Hilfsträgern. a) Schematischer Aufbau (bearbeitet nach Reitner, (unveröff.)), b-c) Hilfsträger aus denen die Proben des Mooifontein-SG erbohrt wurden. Die Nummern markieren die Punkte, an denen die Bohrkerne entnommen wurden.

4. Geologischer Kontext

Dieses Kapitel unterteilt sich in drei Teile. Teil A und Teil B behandeln den geologischen Rahmen der jeweiligen Arbeitsgebiete, wobei Teil A den geologischen Rahmen Chinas und Teil B den Geologischen Rahmen Namibias behandelt. In Teil C erfolgen eine Betrachtung des Begriffes des „Snowball earth“ und der damit in Verbindung gebrachten Cap Karbonate.

Teil A – China –

Da der Fokus dieses Teils der Studie auf den südchinesischen Proben aus dem späten Neoproterozoikum (Ediacarium) liegt, wird der restliche Teil der Geologie Chinas nur grob behandelt. Im späteren Text wird dann auf die Zeit des Ediacariums in Südchina und die zeitliche bzw. stratigrafische Darstellung der einzelnen Sektionen, aus denen die Proben entnommen wurden, eingegangen. Einen guten Einblick in die allgemeine Geologie des präkambrischen Chinas geben zum Beispiel Zhao und Cawood (2012) sowie Zhai (2015). In Zhai (2015) werden verschiedene Texte bzw. Autoren über die präkambrische Geologie Chinas zusammengefasst.

4.1 Allgemeine Entwicklung Chinas

China lässt sich geologisch in drei große Blöcke bzw. Kratone aufteilen. Den Nordchinesischen Kraton (NCK), den Tarim Kraton (TK) und den Südchinesischen Kraton (SCK) (Song et al. (2012), Zhao und Cawood (2012), Zhai und Zhou (2015)). Der SCK teilt sich auf in den Yangtze Block im Nordwesten und den Cathaysia Block im Südosten (Abb. 4.1). Nach Song et al. (2012) hat sich der NCK im Zuge von Kollisionen zweier archaischer Kerne zwischen ~1,8 Ga und 1,9 Ga gebildet (in diesem Zusammenhang zitieren sie Zhao et al. (2005)). Zhao und Cawood (2012) fassen die präkambrische Geologie Chinas zusammen und beschreiben Gesteine auf dem NCK, welche bis zu 3,8 Ga alt sind. Der Hauptanteil des NCK wird jedoch aus neoarchaischen Gesteinen aufgebaut, welche zwischen 2,8 Ga und 2,7 Ga und 2,55 Ga und 2,50 Ga entstanden sind. Im Gegensatz zu dem NCK mit einem älteren Grundgebirge wird das Grundgebirge des SCK hauptsächlich aus Gesteinen des Neoproterozoikums aufgebaut. Da auf dem SCK archaisches und paleoproterozoisches Grundgebirge nur spärlich vertreten ist, gibt es keine klaren bzw. wenige Aussagen über die Entstehungsgeschichte des SCK (Zhao und Cawood (2012)).

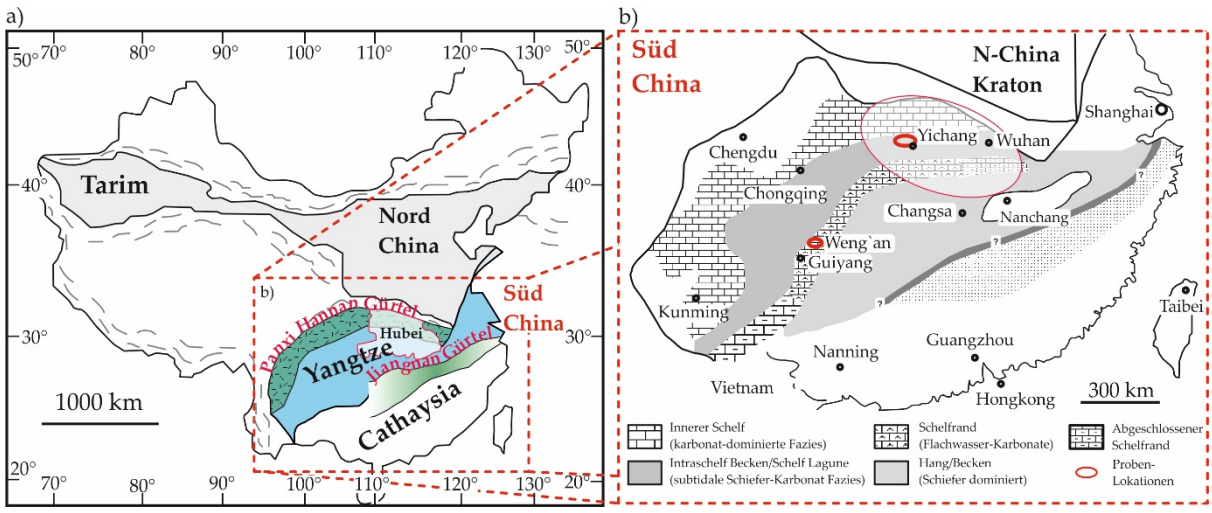


Abbildung 4.1: Aufteilung Chinas in drei Kratone. a) Lage des Tarim, Nordchinesischen und Südchinesischen Kratons sowie Aufgliederung des Südchinesischen Kratons in Yangtze (hellblau) und Cathaysia Block sowie die Lagen des Jiangnan Gürtels im Süd-Osten des Yangtze Blocks und die des Panxi Hannan Gürtels im Norden und Westen des Yangtze Blocks (in grün mit roter Beschriftung, Lagen der Gürtel nach Zhao und Cawood, (2012)), b) Detaillierter Ausschnitt des Südchinesischen Kratons (beide Abbildungen bearbeitet nach Jiang et al. (2011)).

Zhao und Cawood (2012) berichten über archaisches und paleoproterozoisches Grundgebirge im nördlichen Teil der Yangtze Plattform in den Bereichen des Kongling Komplexes, der Huangtuling Granulite, der Yudongzi Gruppe und des Houhe Komplexes sowie im südwestlichen Teil der Yangtze Plattform im Bereich der Dahogshan und Dongchuan Gruppen. Geng (2015) beschreibt einzig in der Huangling Gegend im Bereich der Hubei Provinz paleoproterozoische Gesteinskörper. Die am häufigsten vertretene Ansicht zur Entstehung des SCK ist, dass sich der SCK während der Konsolidierung des Yangtze Blocks und des Cathaysia Block im Zuge der Sibao Orogenese zwischen 1,1 Ga und 0,9 Ga gebildet hat (Li et al. (2002, 2007, 2008a), Li et al. (2006, 2009), Ye et al. (2007); Zusammenfassung der Zitate z.T. aus Song et al. (2012)). Li et al. (2002) veröffentlichen Beweise für Metamorphose auf dem Cathaysia Block, welche in Zusammenhang mit der Grenville Orogenese steht. Das Sibao Orogen ist ein Teil der Grenville Orogenese, welche zur Bildung Rodinias geführt hat (z.B. Li et al. (2002)). Die Verschmelzungsnaht der beiden Blöcke wird unter anderem von Wang et al. (2010a) als Jiangnan Gürtel bzw. Jiangnan Orogen bezeichnet (in anderer Literatur auch Sibao Orogen). Auch Wang et al. (2010b) beschreiben, wie sich der Yangtze Block im Zeitraum von ~1000 Ma und 860 Ma im Zuge der Verschmelzung Rodinias gebildet hat. Dennoch erwähnen sie, dass die genauere Verbindung zwischen dem Cathaysia und dem Yangtze Block teilweise unklar ist. Dong et al. (2015) werfen einen kritischen Blick auf die Theorie der Bildung des SCK, da sie keine

Grenville-Strukturen und auch keine metamorphen Spuren beobachten, welche auf die Grenville Orogenese hinweisen. Sie postulieren eine weitere Theorie zu Bildung des SCK. Anhand von seismischen Messungen haben sie ein ca. 400 km langes Profil entlang des Xuefeng-Jiangnan Überschiebungsgürtels erstellt, worin die Autoren Beweise für ein überlagertes Orogen sehen, welches im Zuge der Kollision von Yangtze und Cathaysia Block entstanden sein könnte. Nach Dong et al. (2015) wurde der SCK (Kollision von Yangtze und Cathaysia Block) während der Konsolidierung des Columbia Superkontinents gebildet (zwischen 2,0 Ga und 1,86 Ga). Das Orogen wurde im anschließenden Neoproterozoikum im Zuge kontinentaler Riftingvorgänge noch einmal überarbeitet. Der Cathaysia Block wird hauptsächlich aus Granitoiden und Metamorphiten mit Altern von 1,8 Ga, 1,0 Ga bis 0,9 Ga und 0,8 Ga aufgebaut, was auf ein präkambrisches Grundgebirge schließen lässt (Zhai und Zhou (2015)). Wang et al. (2010b) fassen aus Liu et al. (2008) und Yu et al. (2009, 2010) zusammen, dass das Grundgebirge des Cathaysia Blocks hauptsächlich aus Gesteinen mit Altern zwischen 2,0 Ga und 1,8 Ga aufgebaut ist. Die Hauptlithologien sind Gneise, Amphibolite und Magmatite.

4.1.1 Der Yangtze Block

4.1.1.1 Archaikum und Paleoproterozoikum

Während im NCK archaische Gesteine weit verbreitet sind, gibt es auf dem SCK – so auch auf dem Yangtze Block – nur wenige Spuren für ein ausgedehntes archaisches Grundgebirge (z.B. Chen et al. (2013a), Wang et al. (2013c), Yin et al. (2013)). Dong et al. (2015) beschreiben den Yangtze Block als alten Krustenblock mit archaischem Kern. Vorkommen von Trondheim-Tonalit-Granuliten (TTG) mit Altern zwischen 3,8 Ga und 3,2 Ga deuten auf eine Aufarbeitung archaischen Materials. Zheng und Zhang (2007) fassen die Theorien zum Aufbau des Yangtze Blocks von verschiedenen Autoren zusammen. Sie postulieren archaische Alter, die sowohl an Gesteinen und xenokristischen Zirkonen aus Vulkaniten als auch an ererbten Zirkonen magmatischer und metamorpher Gesteine und an detritischen Zirkonen aus Sedimenten analysiert wurden. Bei den Gesteinen handelt es sich hauptsächlich um TTG, die im Kongling Komplex lokalisiert sind. Daran wurden Alter von ~3,2 Ga und 2,95 Ga bis 2,9 Ga bestimmt. Ein Hauptteil der paleoproterozoischen Gesteine des Yangtze Blocks sind neoproterozoischen Ursprungs (Yin et al. (2013)). Eine Ausnahme bildet das Kongling Gebiet im nördlichen Teil des Yangtze Blocks, in dem archaische

Gesteine anstehen (z.B. Qiu et al. (2000), Chen et al. (2013a), Wang et al. (2013c), Yin et al. (2013)). Das ca. 360 km² große Gebiet hat die Form eines ovalen Doms und liegt in der Hubei Provinz (Qiu et al. (2000)). In der Kongling Gegend wurden mehrere Studien zum Datieren des Grundgebirges des Yangtze Blocks durchgeführt. Qiu et al. (2000) analysieren Zirkone aus TTGs und Metapeliten (U-Pb SHRIMP) und postulieren für den Zeitraum zwischen 2,95 Ga und 2,90 Ga magmatische Aktivitäten („trondhjemitic" Magmatismus). Außerdem konnten sie detritische Zirkone aus Metapeliten zwischen 3,28 Ga und 2,87 Ga datieren, womit sie erste Zeichen für eine Kruste auf dem Yangtze Block sowie auf Teilen des NCK zeigen, welche älter als 3,2 Ga ist. Zusätzlich zu diesen Altern postulieren Chen et al. (2013a) ein magmatisches Event für den Zeitraum zwischen 2,7 Ga und 2,6 Ga. Die Alter haben sie an TTGs und granitischen Gneisen aus dem östlichen Teil des Kongling Gebiets analysiert (U-Pb SHRIMP). In Abbildung 4.2 fassen Chen et al. (2013a) ihre eigenen Ergebnisse sowie Ergebnisse aus weiteren Veröffentlichungen zusammen (Qiu et al. (2000), Zhang et al. (2006), Jiao et al. (2009), Gao et al. (2011); konkordante U-Pb Zirkon Alter datiert an TTGs und granitischen Gneisen). Darin zeigen die Autoren, dass sich die Ergebnisse in drei bzw. vier Altersgruppen einordnen lassen. In der Kongling Gegend kam es im Archaikum zu drei magmatischen Ereignissen (~3,3-3,2 Ga, ~2,9 Ga und ~2,7-2,6 Ga). Aufgrund von εNd- und εHf-Werten postulieren Chen et al. (2013a), dass es sich bei den Ereignissen zwischen ~3,3 Ga und 3,2 Ga sowie 2,9 Ga hauptsächlich um Aufarbeiten alten Krustenmaterials mit geringem Eintrag von frischem krustalen Material handelt. Im Gegensatz dazu gehen sie bei dem magmatischen Event zwischen 2,7 Ga und 2,6 Ga aufgrund von hauptsächlich positiven εNd und εHf von einem großen Eintrag frischen Krustenmaterials aus. Die Alter welche sich um ~2,0 Ga ansammeln, werden einem metamorphen Ereignis zugeschrieben (Abb. 4.2; Qiu et al. (2000), Zhang et al. (2006), Chen et al. (2013a)). Ein weiteres, wichtiges Ereignis im nördlichen Teil des Yangtze Blocks wird um ~1,85 Ga definiert (u.a. von Halls et al. (2000), Halls und Zhang (2003), Hou et al. (2006), Peng et al. (2009, 2012); zusammengefasst in Geng (2015)). Dabei wird aufgrund von A-Typ Graniten und mafischen „Dykes" ein magmatisches Ereignis vermutet, welches in einem Extensionsregime stattgefunden hat (Halls et al. (2000), Halls und Zhang et al. (2003), Hou et al. (2006), Peng et al. (2009, 2012); zusammengefasst in Zhai (2015)).

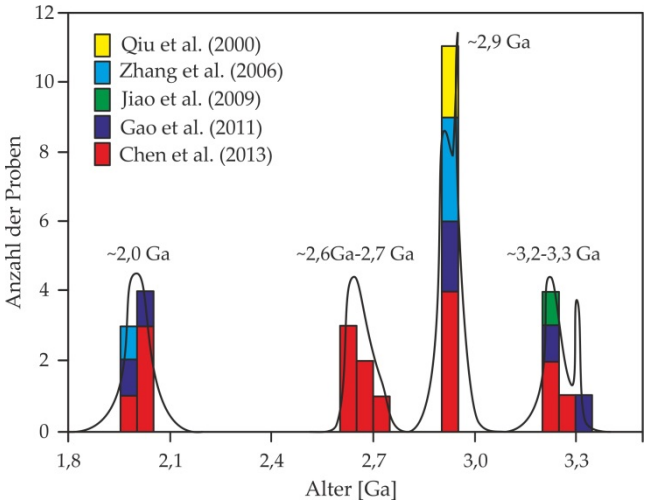


Abbildung 4.2: Zusammenfassung konkordanter U-Pb Zirkon Alter von Gesteinen des Yangtze Blocks (bearbeitet nach Chen et al. (2013a), inklusive weiterer Daten von Qiu et al. (2000), Zhang et al. (2006), Jiao et al. (2009) und Gao et al. (2011)).

4.1.1.2 Mesoproterozoikum

Die Einheiten des folgenden Mesoproterozoikums treten auf dem SCK Block hauptsächlich an den nördlichen und westlichen Rändern des Yangtze Blocks hervor. Die Entwicklung der mesoproterozoischen Einheiten wird in Verbindung mit den jeweiligen Entstehungszeiten in zwei Phasen unterteilt (frühe Phase Pt_2 („early Pt_2“→ 1,8-1,5 Ga) und die spätere Phase Pt_2 („late Pt_2“→ 1,5 Ga-1,0 Ga)), wobei die gesamte Phase als „Pt_2“ benannt ist (Geng (2015)). Die Einheiten der früheren Pt_2 sind hauptsächlich am südwestlichen Rand des Yangtze Blocks lokalisiert, während die größtenteils magmatischen Einheiten der späteren Pt_2 am nördlichen Rand des Yangtze Blocks vorkommen. Während der früheren Phase kommt es nur begrenzt zu magmatischen Ereignissen, in denen die Gesteine der frühen Pt_2 während zwei magmatischer Ereignisse intrudiert werden. Die Intrusionen fanden vor ~1,7 Ga und 1,5 Ga während kontinentalen Rifting-Ereignissen statt. Diese werden mit dem Auseinanderbrechen des Superkontinents Columbia in Verbindung gebracht (Wang et al. (2013a, 2013b, 2013c, 2013e), Fan et al. (2013), Chen et al. (2013b), Wang und Zhou (2014), Zhou et al. (2014); zusammengefasst in Geng (2015)).

4.1.1.3 Neoproterozoikum

Während die Gesteine des Archaikums und des Paleoproterozoikums auf dem Yangtze Block sehr gering ausstreichen, wird das archaische und paleoproterozoische Grundgebirge von Gesteinen des Mesoproterozoikums und zu großen Teilen des Neoproterozoikums überlagert (Zhao und Cawood (2012)). Zhao und Cawood (2012) beschreiben wie das Grundgebirge von meso- bis neoproterozoischen Faltengürteln umrundet wird. Diese

werden wiederum von niedrig-metamorphen Gesteinen des mittleren Neoproterozoikums überlagert. Darüber liegen Ablagerungen des frühen Neoproterozoikums (Sinium). Das Neoproterozoikum des SCK wird nach der „National Commision of Stratigraphy, China“ in drei Systeme aufgeteilt: 1. Qingbaikou System (1000-780 Ma), 2. Nanhua System (780-635 Ma), 3. Sinium System (635-541 Ma; nach Geng (2015)). Diese Einteilung entspricht in etwa der Einteilung des Neoproterozoikums in Tonium (1000-850 Ma), Cryogenium (850-635 Ma) und Ediacarium (635-541 Ma; nach „Geological Society of America“ URL5). Ein Hauptereignis, welches schon im Mesoproterozoikum beginnt und bis in das frühe Neoproterozoikum reicht, ist die Formation des Superkontinents Rodinia. Über die Entstehung des SCK im Zusammenhang mit der Formation Rodinias werden kontroverse Diskussionen geführt, was schon im ersten Abschnitt dieses Kapitels angesprochen wurde. Während in der Literatur anerkannt ist, dass der SCK seinen Ursprung in der Kollision des Yangtze mit dem Cathaysia Block hat, herrschen unterschiedliche Ansichten zu welchem Zeitpunkt sie stattfand (Li et al. (2009)). Viele Autoren sehen die Formation im Zusammenhang mit der Sibao Orogenese, welche in der Literatur auch als Jiangnan oder Jinning Orogenese bekannt ist (Li et al. (2009), und darin enthaltene Zitate). Zhu et al. (2007), und darin enthaltene Zitate (hauptsächlich Li et al. (2002)), fassen verschiedene Beweise für einen Zusammenhang mit der Bildung der SCK und der Bildung Rodinias zusammen. So deuten weit verbreitete Ophiolithvorkommen am südöstlichen Rand des Yangtze Blocks auf eine Subduktionsphase um ~1000 Ma. Ein weiteres Indiz könnten metamorphe Gesteine mit Altern zwischen 1,3 Ga und 1,0 Ga auf beiden Seiten des Sibao Orogenes sein. Auf dem Yangtze Block kommen Sedimente vor, deren Liefergebiet auf den Cathaysia Block deutet. Im Zuge von Kontinent-Kontinent Kollision könnten diese entstanden und abgelagert worden sein. Li et al. (2002) sehen die Sedimente als Beweis dafür, dass das Sibao Orogen als Suturzone im Zuge der Konsolidierung Rodinias vor ca. 1000 Ma entstanden ist (Zhu et al. (2007)). Wang et al. ((2012a), U-Pb Zirkon Alter) postulieren Daten von meso- und neoproterozoischen Gesteine aus dem Panxi-Hannan Gürtel im Westen und Norden des Yangtze Blocks und des Jiangnan Gürtels am südöstlichen Rand des Yangtze Blocks (Lage der Gürtel werden in Abb. 4.1 dargestellt). Gesteine der Kunyang Gruppe, welche aus dem Panxi Hannan Gürtel stammen, werden auf 1014 ± 48 Ma datiert. Im Gegensatz dazu zeigen Gesteine aus dem Jiangnan Gürtel wesentlich jüngere Alter zwischen 850 Ma und 825 Ma (Zhao und Cawood (2012), und darin enthaltene Zitate). Diesen Gesteinen ist die

Banxi Gruppe mit Formationsaltern von ca. 815 Ma überlagert. Zhao und Cawood (2012) vermuten, dass eine Kollision zwischen dem Yangtze und dem Cathaysia Block erst im Zeitraum zwischen 825 Ma und 815 Ma stattgefunden hat. Zhou et al. ((2007), und darin enthaltene Zitate) sehen ebenfalls Kontroversen in der Bildung des SCK in Zusammenhang mit der Bildung Rodinias. Die Autoren beschreiben magmatische Gesteine aus dem frühen Neoproterozoikum. Die Gesteine zeigen geochemische Signaturen, die auf eine Bildung an einem aktiven Kontinentalrand entlang des Yangtze Blocks deuten. Dies würde bedeuten, dass die Verschmelzung des Yangtze und des Cathaysia Blocks nicht vor 800 Ma stattgefunden haben kann. Die weitere Entwicklung des Yangtze Blocks im Neoproterozoikum wird unter anderem von Jiang et al. (2011) zusammengefasst. Die geologische Situation wird von den Autoren an einem Querschnitt dargestellt, der zwischen der Hubei und der Guanxi Provinz verläuft (Abb. 4.3). Die unterste Gesteinseinheit wird von siliziklastischen Ablagerungen der Liantuo-Fm. aufgebaut, welche zur Banxi-Gruppe gezählt wird. Im Zeitraum zwischen 830 Ma und 745 Ma findet bimodaler Vulkanismus statt. Wang und Li (2003) beschreiben die Ablagerung im Nanhua Becken, welches durch das Auseinanderdriften von Yangtze und Cathaysia Block im Zuge des Auseinanderbrechens Rodinias vor ca. 820 Ma stattfand. Neben der Marinoan-Vereisung fand auf dem Yangtze Block eine frühere Vereisungsphase statt. Diese kann im Zuge mit der globalen Sturt-Vereisung genannt werden, welche ebenfalls dem Cryogenium zugeordnet wird (Jiang et al. (2011)). Dobrzinski und Bahlburg (2007) vermuten, dass die Eisdecke im Gegensatz zur Marinoan-Vereisung nicht bis zur Yangtze Plattform gereicht hatte. Die Autoren postulieren, dass der Yangtze Block zur Zeit der Sturt-Vereisung eher glazial beeinflusst war, jedoch nicht unter einer kompletten Eisdecke gelegen hat. Die glazialen Ablagerungen dieser Einheit werden in Abbildung 4.3 als Chang`an-Fm. und äquivalent als Gucheng-Fm. bezeichnet (nach Jiang et al. (2011)). Zwischen der Chang`an-Fm. und der Nantuo-Fm. sind Schieferlagen mit dünnen Karbonat und Mn-Ablagerungen eingeschaltet (Datangpo-Fm. bzw. äquivalent Xiangmeng-Fm.). Zhou et al. (2004) datieren das Ende der Sturt-Eiszeit an Zirkonen aus unteren Tuff-Lagen der interglazialen Datangpo-Fm. auf 663 ± 4 Ma. Zhang et al. (2008) analysieren Zirkone aus den interglazialen Schichten und veröffentlichen Alter von 654,5 ± 3,8 Ma. An basalen Tufflagen der Nantuo-Fm. datieren sie ein U-Pb-Alter von 636,3 ± 4,9 Ma.

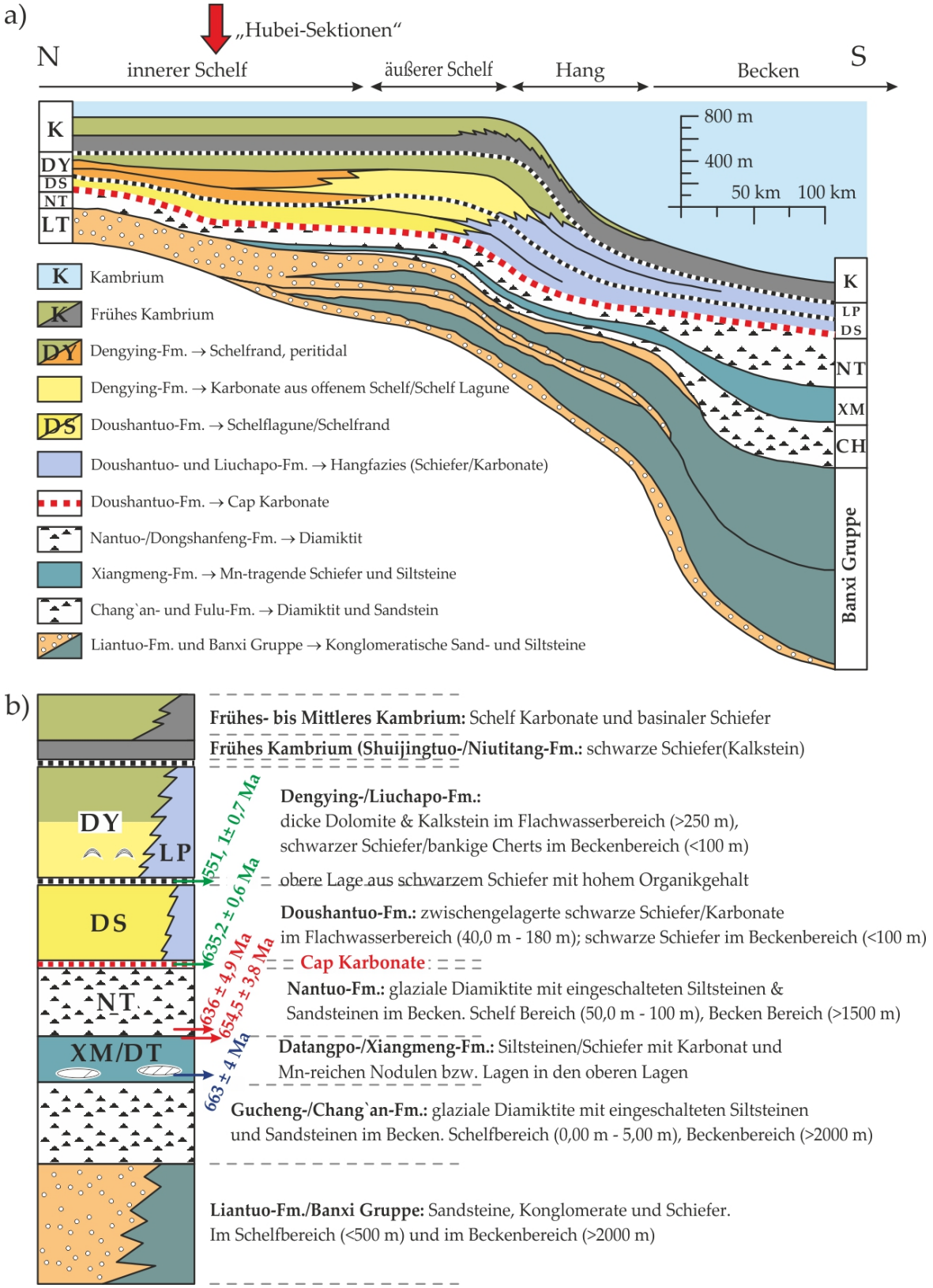


Abbildung 4.3: Geologische Situation der Hubei Provinz inklusive einer stratigrafischen Einteilung. a) Nord-Süd Querschnitt vom inneren Schelfbereich bis zum Beckenbereich, roter Pfeil markiert die ungefähre Position des Arbeitsgebietes in der Hubei Provinz, b) Stratigrafische Einheiten des Neoproterozoikums, die Lage der Cap Karbonate wird durch die rote gestrichelte Linie markiert. Inklusive Altersinformationen nach Zhou et al. (2004, in blau), Condon et al. (2005, in grün), Zhang et al. (2008, in rot); beide Abbildungen bearbeitet nach Jiang et al. (2011)).

In Kombination mit einem Alter von Condon et al. ((2005); 635,2 ± 0,6 Ma) aus den basalen Schichten der Doushantuo-Fm. postulieren Zhang et al. (2008) eine sehr kurze Ablagerungsphase für die Nantuo-Fm. Die präglazialen Einheiten der Liantuo-Fm. sowie die beiden glazialen Einheiten zeigen im Beckenbereich höhere Mächtigkeiten als die Ablagerungen im Schelfbereich. Gegenteilig dazu verläuft die Mächtigkeitsverteilung der postglazialen Doushantuo-Fm. und Dengying-Fm., da diese im Beckenbereich eher ausdünnen. Im Gegensatz dazu werden am Beckenrand Mächtigkeiten von >700 m beobachtet (Zhang et al. (2008)). Das Augenmerk der Studie liegt auf den postglazialen Einheiten, die im Ediacarium (Sinium) des Yangtze Blocks abgelagert wurden und auf die glazialen Ablagerungen des ausgehenden Cryogeniums – der Nantuo-Fm. – folgen. Die glazialen Einheiten werden in der Literatur als Marinoan Ablagerungen beschrieben (z.B. Zhou et al. (2004), Condon et al. (2005), Zhu et al. (2012)). Darüber liegen mit konkordanter Grenze die früh ediacarischen, postglazialen Ablagerungen der Doushantuo-Fm. (Wang et al. (2014a)). Die Cap Karbonate werden mit anderen global verteilten post-Marinoan Cap Karbonaten korreliert, da sie sowohl lithologisch als auch geochemisch die besonderen Merkmale dieser postglazialen Karbonate zeigen (Zhou et al. (2004), Condon et al. (2005)).

4.1.1.4 Sinium/Ediacarium auf dem Yangtze Block

Abgesehen von zwei Phosphoriten aus der Beidoushan Sektion (Guizhou Provinz) wurden alle Proben dieser Studie aus Sektionen in der Hubei Provinz entnommen (vgl. 2. Kap.). Im Folgenden soll ein kurzer Überblick über das Ablagerungsmilieu in dieser Gegend gegeben werden. Die Ediacara Einheiten teilen sich in die postglaziale Doushantuo-Fm., welche den glazialen Nantuo-Schichten aufliegt und den auf die Doushantuo-Fm. folgenden Schichtgliedern der Dengying-Fm. auf (vgl. Abb. 4.3). Die Doushantuo-Fm., welche wiederum aus vier Schichtgliedern besteht, macht ca. 90 % der Ediacara Ablagerungen in Südchina aus (Zhu et al. (2013b)). Die post-Marinoan Einheiten wurden auf dem Yangtze Block an einem passiven Kontinentalrand, welcher nach dem Auseinanderbrechen Rodinias entstand, abgelagert (dazu auch vorheriger Abschnitt/Nanhua-Rift, z.B. Wang und Li (2003), Zhou et al. (2004), Jiang et al. (2011), Zhu et al. (2013b)). Aufgrund von unterschiedlichen Tiefen im Becken haben sich unterschiedliche Fazies entwickelt (Zhu et al. (2013b), und darin enthaltene Zitate).

Vernhet und Reijmer (2010) postulieren zwei Hauptregimes für die Ablagerung der Doushantuo-Fm. auf dem Yangtze Block. Zum einen ein offenes von Wellen dominiertes Schelfregime und zum anderen eine abgegrenzte/geschützte Plattform, wie sie auch typisch für die Sektionen aus der Hubei Provinz ist. Zhu et al. (2013b) beschreiben das ediacarische Ablagerungsmilieu in der Hubei Provinz als inneren Teil einer Flachwasser Plattform.

4.1.1.5 Ablagerungsmilieu der Sektionen aus der Hubei Provinz/ regionalgeografischer Hintergrund (Jiulongwan, Huangniuya, Huajipo, Tianjiayuanzi, Nantuocun, Meizuoxia)

Die Sektionen in diesem Abschnitt sind alle am südlichen Rand der Huangling Antikline – im Westen der Hubei Provinz – abgelagert (vgl. Abb. 4.1, Abb. 4.4).

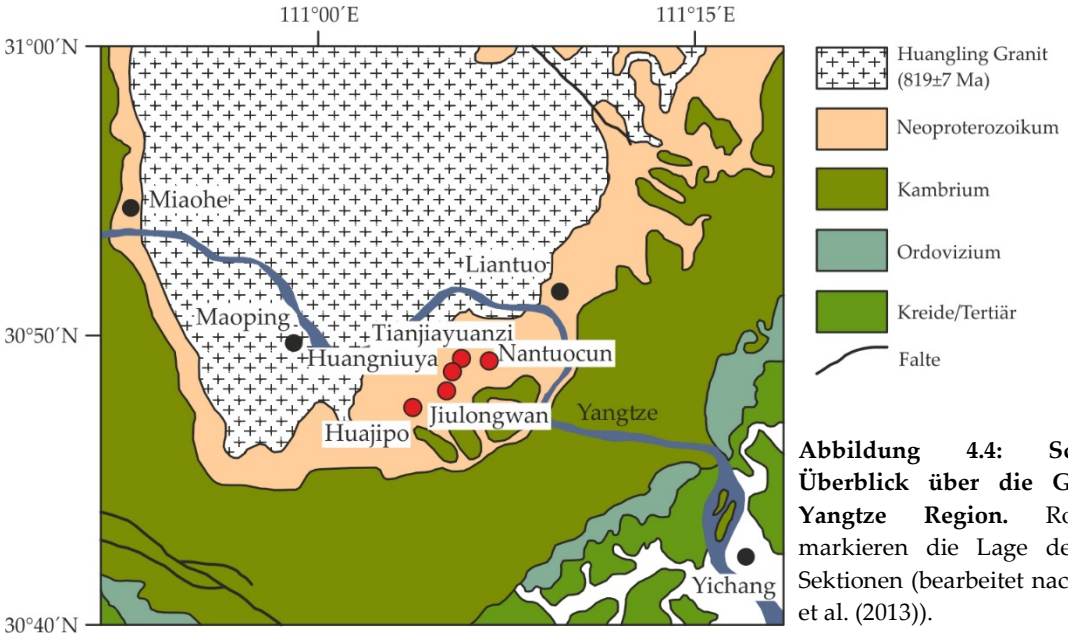


Abbildung 4.4: Schematischer Überblick über die Geologie der Yangtze Region. Rote Punkte markieren die Lage der beprobten Sektionen (bearbeitet nach Derkowski et al. (2013)).

Die Jiulongwan Sektion ist häufiger Gegenstand von Veröffentlichungen (z.B. Jiang et al. (2006), Vernhet und Reijmer (2010), Jiang et al. (2011), Xiao et al. (2012)) und wird im Folgenden genutzt, um das Regime zum Zeitpunkt der Ablagerung zu charakterisieren. Jiang et al. (2011) beschreiben die Ablagerung der Jiulongwan Sektion im proximalen Bereich einer Schelf Region (Abb. 4.5). Dabei vermuten die Autoren, dass die Ablagerung der Jiulongwan Sektion innerhalb eines separat abgegrenzten Beckens einer Schelflagune stattfand (vgl. Abb. 4.5a-d, auch Xiao et al. (2012)). Die Ablagerung wird von Jiang et al. (2011) in zwei Abschnitte bzw. Stadien geteilt. Sie postulieren, dass der untere Teil im Bereich der subtidalen Zone unterhalb der „Schönwetter-Wellenbasis“ abgelagert wurde, während die oberen Einheiten in einem niedrig energetischen Flachwasserbereich eines

Schelfs absedimentiert wurden. McFadden et al. (2008, 2009) teilen die Ablagerung der Doushantuo-Fm. und der basalen Einheiten der Dengying-Fm. in drei Zyklen, die aus transgressiven bzw. regressiven Phasen aufgebaut werden.

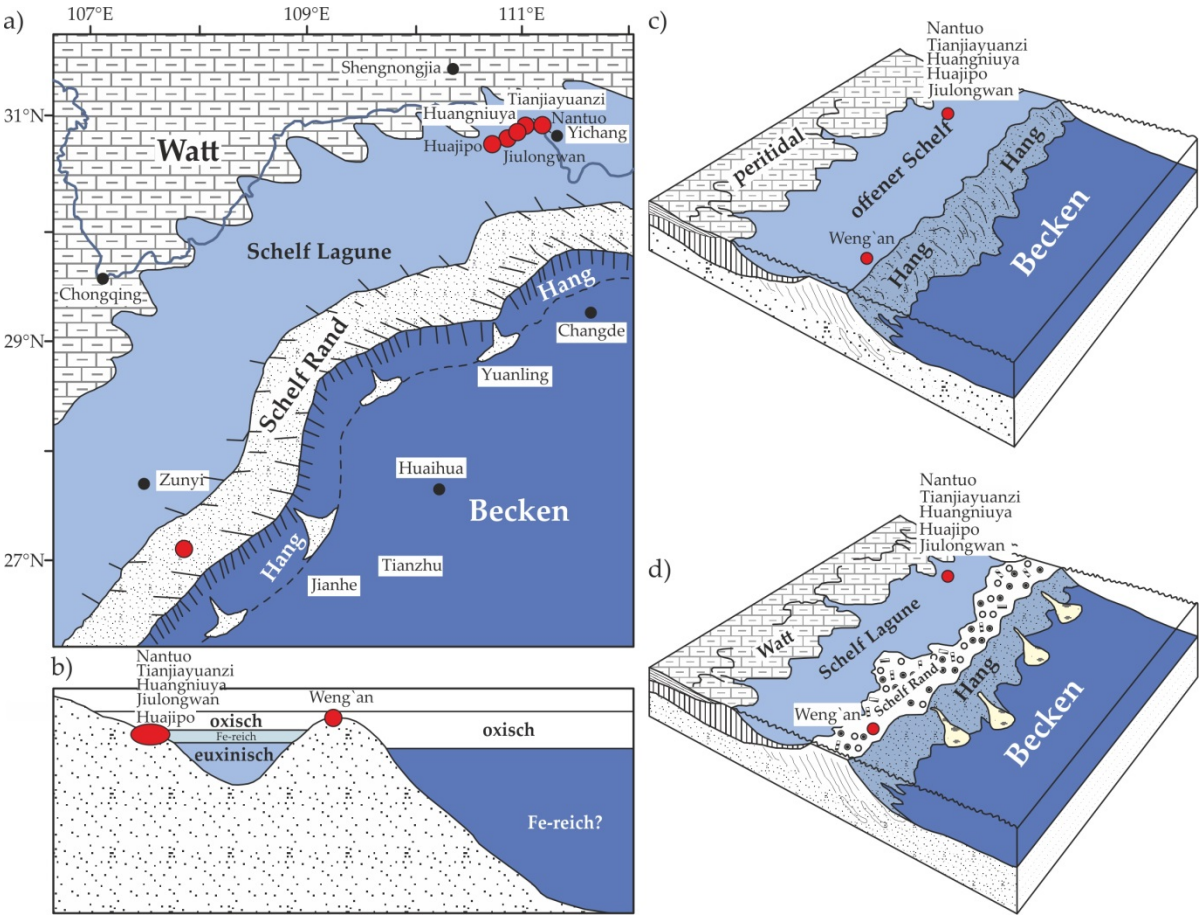


Abbildung 4.5: Schematische Darstellungen des Ablagerungsregimes der Doushantuo-Fm. auf dem Yangtze Block. a) Geografische Situation zur Ablagerungszeit der Doushantuo-Fm., b) RedOx Model im Querschnitt mit einer abgeschlossenen Schelf-Lagune (bearbeitet nach Xiao et al. (2012)), c) und d) Modelle zum Ablagerungsregime der postglazialen Einheiten für c) die Ablagerung der Cap Karbonate in einem offenen Schelf-Regime und d) die Ablagerung der Doushantuo-Fm. In allen Abbildungen werden die Probenlokationen durch rote Punkte dargestellt. Die Abbildungen 4.5a, c und d wurden nach Jiang et al. (2011) bearbeitet.

Das erste Schichtglied und der untere Teil des zweiten Schichtgliedes wurden während einer transgressiven Phase abgelagert (Besprechung der Schichtglieder in Abschnitt 4.1.1.6). Der fazielle Wechsel von siltigem Dolomit aus einem eher tiefen, subtidalen Ablagerungsmilieu zu Flachwasser-Karbonaten im oberen Teil des zweiten Schichtgliedes signalisiert einen Rückgang des Meeresspiegels. Der zweite Zyklus beginnt bei einem Wechsel vom zweiten zum dritten Schichtglied. Der Übergang wird von einer transgressiven Oberfläche markiert, auf die dunkle Schiefer und kalkhaltige „Mudstones“ (nach Dunham (1962) definiert als matrixgestützte Karbonatgesteine) folgen.

Der Meeresspiegelrückgang wird im zweiten Zyklus durch erhöhtes Auftreten von phosphathaltigen „Packstones“ (nach Dunham (1962) definiert als korngestützte Kalksteine), Erosionsmarken oder auch mikrobiellen Matten angedeutet. Ein scharf definierter Kontakt zwischen dem dritten und vierten Schichtglied ist durch eine transgressive Oberfläche charakterisiert, die den Beginn des dritten Zyklus markiert. Die transgressive Phase wird von schwarzen Schiefern des vierten Schichtgliedes und peritidalen Dolomiten aus dem unteren Teil der Dengying-Fm. begleitet.

4.1.1.6 Zur Stratigrafie und Alterseinteilung der Doushantuo-Formation (Hubei Provinz)

Abbildung 4.6 gibt einen Überblick über die stratigrafische Einteilung der postglazialen Einheiten des Neoproterozoikums auf dem Yangtze Block. Der Zeitraum der Ablagerung der Doushantuo-Fm. wird auf ~84 Ma geschätzt. Condon et al. (2005) analysieren Zirkone (U-Pb) aus Aschelagen an der Basis der Doushantuo-Fm. (635,23 ± 0,57 Ma) und legen damit das Ende der Ablagerung der Nantuo-Fm. fest. Sie korrelieren dieses Alter mit einem Alter von Hoffmann et al. ((2004), 635,5 ± 1,2 Ma, U-Pb-Alter, Namibia), welches das Ende der Marinoan Ablagerungen der Ghaub-Fm. markiert. An Zirkonen aus Aschelagen der obersten Doushantuo-Fm. analysieren Condon et al. (2005) U-Pb-Alter von 551,1 ± 0,7 Ma. Die Doushantuo-Fm. liegt direkt über der glazialen Nantuo-Fm., wobei an manchen Lokalitäten ca. 8,0 m – 20,0 m mächtige, feinkörnige Silt- und Tonschieferlagen über der Nantuo-Fm. anstehen (Jiang et al. (2011)). Die Mächtigkeiten der Doushantuo- und der darauffolgenden Dengying-Fm. können stark variieren. So kann die Mächtigkeit im Inneren des Yangtze Blocks bis 1000 m erreichen, während im Becken Mächtigkeiten von bis zu 250 m anstehen (Jiang et al. (2011)). Die Einheiten zeigen keine Einflüsse durch tektonische oder magmatische Tätigkeiten. Diese Beobachtungen sowie die Mächtigkeiten und die räumliche Verteilung der Schichten charakterisieren eine Ablagerung der postglazialen Schichten an einem passiven Kontinentalhang (Jiang et al. (2011)). Die Ediacara Doushantuo-Fm. wird in vier Schichtglieder unterteilt (z.B. Zhu et al. (2013b), An et al. (2015), und darin enthaltende Zitate). Die Schichtglieder werden nach aufsteigender Höhe in Schichtglied 1 bis Schichtglied 4 unterteilt. Die Aufteilung wird in Abbildung 4.6a anhand der Jiulongwan Sektion dargestellt. Schichtglied 1 wird durch die Cap Karbonate aufgebaut, welche den glazialen Schichten der Nantuo-Fm. – meist mit scharfem Kontakt – aufliegen (z.B. Jiang et al. (2003), Jiang et al. (2011)).

Bei den Gesteinen des zweiten Schichtgliedes handelt es sich um eine Abfolge von Schiefern, Mudstones und Dolomit. Schichtglied 3 wird hauptsächlich aus Dolomit und Kalksteinen aufgebaut. Das vierte Schichtglied ist auch bekannt als Miaohe Schichtglied und besteht aus schwarzen Schiefern (Aufzählung zusammengefasst von Zhu et al. (2013b), und darin enthaltene Zitate). Eine genauere stratigrafische Beschreibung der einzelnen Sektionen erfolgt in Abschnitt 4.1.1.7.

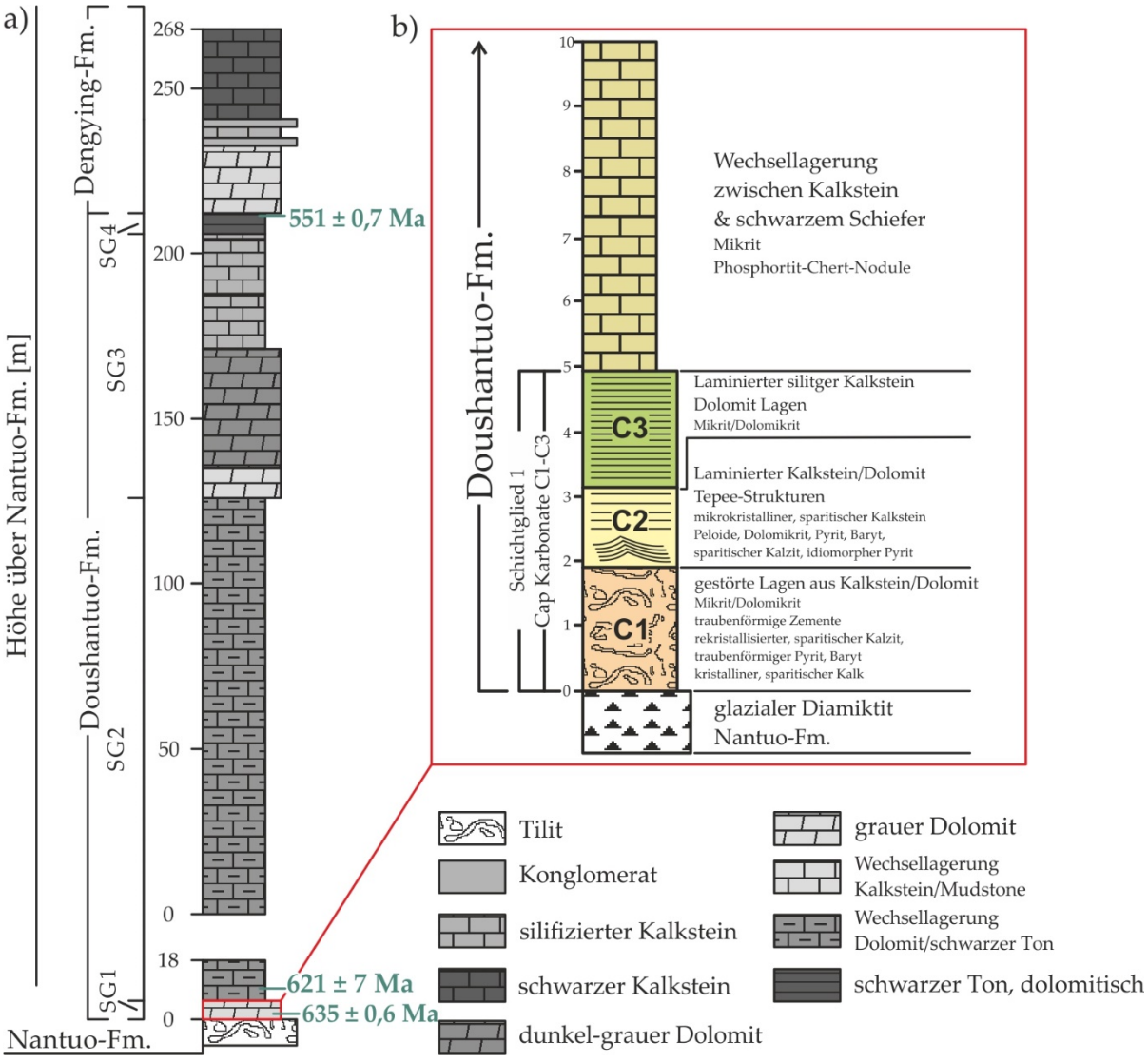


Abbildung 4.6: Stratigrafische Einteilung der postglazialen Ablagerungen auf dem Yangtze Block. a) Einteilung der postglazialen Doushantuo- und Dengying-Fm. (bearbeitet nach Sawaki et al. (2010)) inklusive U-Pb-Altern (nach Condon et al. (2005)); b) schematische Abfolge des ersten Schichtgliedes (Cap Karbonate) der Doushantuo-Fm. (bearbeitet nach Jiang et al. (2003)).

Jiang et al. (2011) beschreiben wie die Mächtigkeit der Doushantuo-Fm., je nach Tiefe des Ablagerungsbeckens zwischen ~1000 m und <250 m schwanken kann. Sawaki et al. (2010) geben für die Doushantuo-Fm. im Bereich der Hubei Provinz eine ungefähre Mächtigkeit von 250 m an.

Das für diese Studien interessante erste Schichtglied, welches als Cap Karbonate angesprochen wird, hat im Durchschnitt eine Mächtigkeit von ca. 5,00 m und zeigt die für die Cap Karbonate typischen Charakteristika wie Stromatactis, Tipi-Strukturen, Blattrisse („Sheet cracks“) oder Baryt Fächer (Sawaki et al. (2010) und darin enthaltende Zitate). Eine Erläuterung der typischen Merkmale der Cap Karbonate erfolgt in Abschnitt 4.3.3. Jiang et al. (2006) erwähnen außerdem Makropeloide. Die Kalk- und Dolomitgesteine der Cap Karbonate werden aufgrund unterschiedlicher lithologischer Merkmale in die Teilschichtglieder C1 bis C3 unterteilt (Jiang et al. (2003); Abb. 4.6b). In den folgenden Texten sollen sie als C1-SG, C2-SG und C3-SG bezeichnet werden. Merkmale wie stark gestörte Lagen oder teilweise Brekziierungen in den Cap Karbonaten interpretieren Jiang et al. (2011) als Anzeiger für austretendes Methangas oder austretende Fluide aus destabilisierten Gashydraten (Jiang et al. (2011) und darin enthaltende Zitate). Auf die typischen Strukturen der Cap Karbonate wird in Abschnitt 4.3.3 eingegangen.

4.1.1.7 Betrachten der Sektionen (Hubei Provinz) – mit Hauptaugenmerk auf die Cap Karbonate –

Tianjiayuanzi Sektion

Diese Sektion wird in der Literatur häufig als Referenz Sektion („type section“) der Doushantuo-Fm. für diesen Teil der Hubei Provinz angegeben (z.B. Zhu et al. (2007), Lu et al. (2012), Lu et al. (2013)). Lu et al. (2012) beobachten für die postglaziale Doushantuo-Fm. der Tianjiayuanzi Sektion Mächtigkeiten von ca. 200 m. Davon sind die untersten 2,80 m aus Cap Karbonaten aufgebaut, die direkt auf der glazialen Nantuo-Fm. liegen. Die Cap Karbonate werden in erster Linie von mikrokristallinem Dolomit aufgebaut. Lu et al. (2012) postulieren für die ersten 0,80 m der Cap Karbonate stark gestörte Lagen aus Dolomit, in denen sie teilweise Hohlräume und kieselige Krusten beobachten. Es folgen 1,20 m aus dickbankig angelegtem, grauem Dolomit, welcher teilweise laminiert ist. Des Weiteren beobachten die Autoren die für die Cap Karbonate charakteristischen Tipi-Strukturen. In den restlichen 0,80 m der Cap Karbonate werden grauer Dolomit mit Stromatactis und Blattrissen (vgl. Abschnitt 4.3.3) beobachtet. Das zweite Schichtglied der Doushantuo-Fm. ist aus schwarzen Schiefern und Dolomit aufgebaut. Lu et al. (2012) bemerken, dass an der Basis dieses Schichtgliedes eine karbonatreiche Lage aus Oolithen ansteht. Diese wurde in keiner der anderen Sektionen beobachtet. Das dritte Schichtglied besteht hauptsächlich aus

Karbonaten, in die Chert-Nodule eingelagert sind. Zhu et al. (2007) beobachten zusätzlich oolithische und onkolithische Horizonte sowie Intraklasten. Das vierte Schichtglied (Miaohe-SG) baut sich aus schwarzen Schiefern auf. McFadden et al. (2009) beobachten drei verschiedene Arten von Chert Ablagerungen an diversen Sektionen in der Hubei Provinz, so auch innerhalb der Tianjiayuanzi Sektion. Die von Lu et al. (2012) angesprochenen Chert-Nodule beobachten sie schon im zweiten Schichtglied zwischen 28,0 m und 33,0 m. In diese Chert-Nodule können zusätzlich Mikrofossilien eingelagert sein (Algen, Acritarchen). Weitere Chert-Lagen identifizieren McFadden et al. (2009) im oberen Feld des dritten Schichtgliedes (135-139 m). Diese sind im Gegensatz zu den ca. ~1,0 cm bis 3,0 cm großen Chert-Nodulen aus dem unteren Teil eher flächenförmig angeordnet. In dieser Profilhöhe treten laut McFadden et al. (2009) zusätzlich Horizonte aus Mudstones und „Wackestones" (nach Dunham (1962) definiert als Matrixgestützte Kalksteine mit >10 % Kornanteil), die zum Teil phosphatisiert sein können, auf. Auch in diesen Horizonten werden mehrere Fossilien verschiedener Spezies aufgeführt. Generell sind in der oberen Hälfte der Tianjiayuanzi Sektion flächenförmig ausgerichtete Chert-Lagen mit Mächtigkeiten zwischen 1,0 cm bis 10,0 cm eingeschaltet. McFadden et al. (2009) beschreiben einen dritten Chert Typ. Dabei handelt es sich um Ablagerungen in flach angeordneten Aussparungen bzw. Auswaschungen, ähnlich wie Nodule, aber mit einem flacheren Habitus. McFadden et al. (2009) sprechen sie mit „Chert scours" an. Diese Chert Ablagerungen kommen in Mudstones und Wackestones vor. In all diesen Ablagerungen werden Fossilien beobachtet (McFadden et al. (2009)).

Huajipo Sektion

Die Huajipo Sektion war ebenfalls häufiges Thema geologischer Studien (z.B. Condon et al. (2005), Zhu et al. (2007), Sawaki et al. (2010), Lu et al. (2012)). In der Literatur wird sie auch als Wuhe-Gaijiaxi bzw. Wuhe-Gaojiaxi Sektion angesprochen. Zhu et al. (2007) bestimmen die Mächtigkeit dieser Sektion auf ca. 100 m. Davon werden die ersten 4,90 m von Cap Karbonaten bzw. Cap Dolomiten aufgebaut, welche den glazialen Einheiten der Nantuo-Fm. mit scharfem Kontakt aufliegen. Die Cap Karbonate werden von Sawaki et al. (2010) als hell-gräuliche Dolomite mit einem geringen Anteil von organischem Material angesprochen. Des Weiteren postulieren sie geringe Anteile von Pyrit und mit Dolomit gefüllte Adern, welche die Schichten durchziehen. Zhu et al. (2007) betrachten die Cap Karbonate dieser Sektion

näher und beschreiben zwei unterschiedliche Einheiten. Die untere Einheit besteht aus eher dickbankig angelegten, laminierten Dolomiten, die teilweise von Blattrissen durchzogen sind. Diese untere Einheit wird von der darüber liegenden zweiten Einheit durch eine Aschelage getrennt. In den tonreichen Aschelagen aus den ersten 2,30 m der Cap Karbonate bestimmen Condon et al. (2005) an Zirkonen das im oberen Abschnitt (4.1.1.6) erwähnte U-Pb-Alter von 635,23 ± 0,57 Ma. Darauf folgt eine Einheit aus laminierten Dolomikriten, die im Gegensatz zum unteren Teil jedoch mittel- bis dünnbankig abgelagert sind (Zhu et al. (2007)). Das folgende zweite Schichtglied und der untere Teil des dritten Schichtgliedes werden von Sawaki et al. (2010) als dunkel-graue bis schwarze Ablagerungen aus feinkörnigem Dolomit angesprochen. Diese Ablagerungen können teilweise Muskovite und detritische Minerale wie Quarz und Plagioklas enthalten. Außerdem beobachten Sawaki et al. (2010) geringe pyritische Anteile. Die Ablagerungen des zweiten Schichtgliedes werden von Zhu et al. (2007) wie folgt beschrieben: Die ersten 17,0 m der Abfolge bestehen aus schwarzen Schiefern, die zumeist schlecht aufgeschlossen sind (in Abb. 4.6 als Lücke markiert). Die folgenden 24,0 m bestehen aus Wechsellagen von Dolomit und Schiefer. Der basale Teil dieser Abfolge enthält wenige Chert-Nodule. Die Einheit wird von einem ca. 50,0 cm mächtigen Dolomit abgeschlossen. Zhu et al. (2007) beobachten Merkmale wie Schrägschichtung, die auf ein von Sturmwellen beeinflusstes Ablagerungsmilieu deutet. Ein scharfer Kontakt markiert den Übergang zum dritten Schichtglied. Der untere Teil (21,0 m) des dritten Schichtgliedes baut sich aus schwarzen Schiefern, in die phosphatisierte Chert-Nodule eingelagert sind, auf. Des Weiteren beobachten Zhu et al. (2007) laminierte Dolomit-Lagen. Die folgenden 29,0 m werden aus wechsellagernden karbonatischen Einheiten gebildet. Als erstes kommt eine 8,0 m mächtige Einheit aus dünnbankig abgelagerten Kalksteinen. Darauf folgt eine 11,0 m mächtige Einheit aus Dolomit, die mittel-bis dickbankig abgelagert ist. Das dritte Schichtglied wird durch eine 10,0 m mächtige Einheit aus laminierten Kalksteinen abgeschlossen. Schichtglied vier ist eine Einheit aus karbonatischem Schiefer (6,0 m), worauf die Einheiten der Dengying-Fm. folgen (Zhu et al. (2007)). Innerhalb der Huajipo Sektion werden zwei Überflutungsebenen beobachtet (Zhu et al. (2007), Sawaki et al. (2010)). Davon liegt die erste an der Grenze zwischen Schichtglied 2 und 3, die zweite an der Grenze von Schichtglied 3 zu 4.

Jiulongwan Sektion

Neben den Proben aus der Jiulongwan Sektion wurden während dieser Arbeit ebenfalls Proben aus der Huangniuya Sektion analysiert. Diese wird nach Zhu et al. (2007) ebenfalls als Jiulongwan Sektion beschrieben. Wie bei den anderen Sektionen beginnen die vier Schichtglieder mit der basalen Einheit der Cap Karbonate. Die Mächtigkeitsangaben für die Cap Karbonate schwanken in der Literatur. Zum Beispiel geben Wang et al. (2014a), McFadden et al. (2008) oder auch Huang et al. (2009) unterschiedliche Höhen im Profil zwischen 3,32 m, ~5,00 m und 6,20 m an (Zitate in Reihenfolge der Mächtigkeitsangaben). Nach der Einteilung von Wang et al. (2014a) ist das erste Teilschichtglied (C1-SG) der Cap Karbonate 0,76 m mächtig. In diesem Abschnitt beobachten die Autoren Dolomit-Lagen, welche zum Teil gestört oder auch brekziiert sein können. Weitere Merkmale die sie dokumentieren, sind zementverfüllte Hohlräume und die für Cap Karbonate typischen Blattrisse. Zusätzlich beobachten Huang et al. (2009) mit Zement verfüllte Stromatactis, die wahrscheinlich mit den zementverfüllten Hohlräumen von Wang et al. (2014a) zu vergleichen sind. Huang et al. (2009) ermitteln eine Mächtigkeit von 1,0 m für dieses Teilschichtglied. Das zweite Schichtglied der Cap Karbonate (C2-SG) besteht aus laminiertem Dolomit und dolomitischem Kalkstein. Diese Einheiten können eine flache Schrägschichtung zeigen (Wang et al. (2014a), Mächtigkeit 2,27 m). Für das zweite Teilschichtglied (C2-SG) beobachten Huang et al. (2009) ca. 3,0 m massive, mikrokristalline Dolomite. Das dritte Teilschichtglied der Cap Karbonate (C3-SG), welches die Autoren mit einer Mächtigkeit von 2,20 m angeben, wird aus laminierten, siltigen Dolomiten und Kalksteinen aufgebaut. Wang et al. (2014a) beschreiben ein weniger mächtiges C3-SG (0,32 m). Für die gesamte Einheit der Cap Karbonate geben Xiao et al. (2012) ebenfalls eine Mächtigkeit von ca. 5,00 m an. Zu den genannten Merkmalen ergänzen sie außerdem Tipi-Strukturen, Makropeloide sowie Baryt-Fächer. Das auf die Cap Karbonate folgende zweite Schichtglied der Doushantuo-Fm. besteht aus einer Wechsellagerung von Organik reichen Schiefern und Karbonaten. In diesen Einheiten werden große Mengen an Chert-Nodulen beobachtet (Jiang et al. (2011)). Das dritte Schichtglied besteht hauptsächlich aus karbonatischen Einheiten, in die Cherts sowie dünne Schiefer-Lagen eingeschaltet sein können. Das letzte und vierte Schichtglied besteht aus schwarzen Schiefern, die reich an Organik sind (Jiang et al. (2011)).

4.1.1.8 Beidoushan Sektion (Guizhou Provinz)

Die Beidoushan Sektion liegt in der zentralen Guizhou Provinz im südwestlichen Teil des Yangtze Blocks (Abb. 4.1). Die geologische Situation der Beidoushan Sektion wird in Abbildung 4.7 dargestellt.

Abbildung 4.7: Geologische Situation der Beidoushan Sektion (roter Punkt markiert das Arbeitsgebiet in der Gegend um Weng`an, bearbeitet nach Zhu et al. (2012)).

Die Gegend um Beidoushan ist gut untersucht, da dort reiche Vorkommen an Phosphorit-Erzen und phosphatisierten Fossilien anstehen (Zhu et al. (2007)). Wie in der Einleitung dieses Teilabschnittes schon erwähnt wurde, unterscheidet sich das Ablagerungsregime der Beidoushan Sektion von dem der Sektionen aus der Hubei Provinz. Die postglazialen Einheiten des Siniums wurden auf dem Randbereich abgelagert, welcher die Schelf Lagune vom offenen Schelfbereich abtrennt (Abb. 4.5a, c, d und Abb. 4.8).

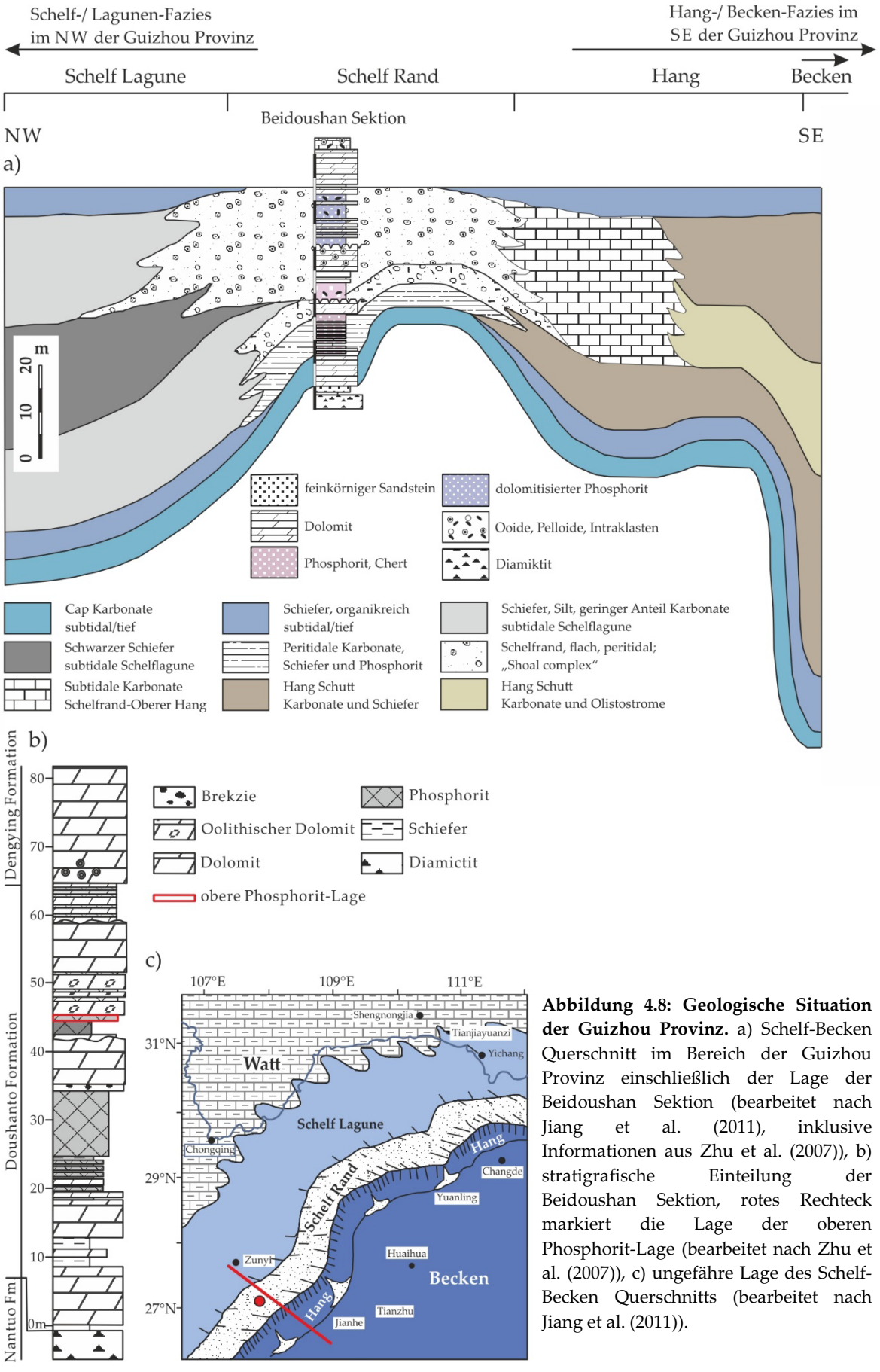


Abbildung 4.8: Geologische Situation der Guizhou Provinz. a) Schelf-Becken Querschnitt im Bereich der Guizhou Provinz einschließlich der Lage der Beidoushan Sektion (bearbeitet nach Jiang et al. (2011), inklusive Informationen aus Zhu et al. (2007)), b) stratigrafische Einteilung der Beidoushan Sektion, rotes Rechteck markiert die Lage der oberen Phosphorit-Lage (bearbeitet nach Zhu et al. (2007)), c) ungefähre Lage des Schelf-Becken Querschnitts (bearbeitet nach Jiang et al. (2011)).

Jiang et al. (2011) beobachten Flachwasserfazies wie „Grainstones“ (Einteilung nach Dunham (1962) definiert als korngestützte Kalksteine), Packstones und Phosphorite. Die Fazies zeigen Merkmale von Gesteinen, wie sie in sehr flachem/seichtem Wasser abgelagert werden. Das Ablagerungsregime liegt teilweise im subaerischen Bereich bzw. es war nicht ständig vom Meerwasser überflutet („shelf marginal shoal complex“, aus Jiang et al. (2011)). In der Guizhou Provinz, in der Gegend um Weng`an sind die Mächtigkeiten der glazialen Nantuo-Fm. wesentlich geringer als in der Hubei Provinz (<10,0 m). Derselbe Trend gilt auch für die nachfolgende Doushantuo-Fm., welche dort zwischen 0 m bis 8,0 m mächtig ist (Jiang et al. (2011)). Xiao et al. (2004) geben für Doushantuo in der Gegend von Weng`an etwas höhere Mächtigkeiten von 40,0 m an. Li et al. (2008b) beobachten für die Weng`an Doushantuo-Fm. Mächtigkeiten von ca. 29,0 m. Sie teilen die postglazialen Ablagerungen in drei Einheiten ein. Dabei folgt eine basale Lage aus kieseligem Phosphorit auf die glazialen Nantuo-Einheiten (~12,0 m). In der Mitte beschreiben die Autoren dolomitischen Phosphorit mit Mächtigkeiten von ca. 8,0 m bis 10,0 m. Die Weng`an Doushantuo-Fm. wird von 8,0 m bis 10,0 m mächtigen Lagen aus laminierten und teilweise gewellten Dolomiten (~7,0 m) abgeschlossen. Die genaue stratigrafische Einteilung der Beidoushan Sektion, wie sie in Abbildung 4.8b beschrieben wird, richtet sich nach Zhu et al. (2007). Der Übergang der glazialen Nantuo-Fm. zur Doushantuo-Fm. beginnt mit einer Lage aus Fe- und Mn-reichem Mudstone (~40,0 cm). Der untere Teil wird von einem dickbankigen Dolomit gebildet, in den Schiefer-Lagen eingeschaltet sein können (~20,0 m). Darüber folgt die erste von insgesamt zwei Phosphorit-Lagen mit einem unteren Teil aus siltigem Schiefer, in den dünne Lagen aus Dolomit und Phosphorit eingeschaltet sind. Darüber sind Lagen aus kieseligem Phosphorit abgelagert (insgesamt ca. 12,0 m). Der mittlere Teil der Doushantuo-Fm. wird aus Dolomit aufgebaut, der auf einer bis zu 2,0 m mächtigen Bank aus Brekzien aufliegt. Aufgrund einer verkarsteten Oberfläche kann die Mächtigkeit der Dolomit-Lage zwischen 1,00 m und 8,00 m schwanken. Der Übergang von den Dolomit-Einheiten zu der zweiten, oberen Phosphorit-Lage wird von einer Schicht aus schwarzem Phosphorit unterbrochen (~2,00-2,50 m). Die zweite/obere Phosphorit-Einheit ist ca. 13,0 m mächtig und wird von Zhu et al. (2007) in zwei Fazies-Einheiten unterteilt. Die untere deutet mit oolithischem Phosphorit, sedimentären Strukturen und eingeschalteten Brekzien auf ein hochenergetisches Ablagerungsmilieu. In dieser Lage beobachten Zhu et al. (2007) hohe Vorkommen von Fossilien. Die darauffolgende Dolomit-Lage ist von Phosphorit durchzogen.

In den angesprochenen Phosphorit-Lagen sind große Mengen von sehr gut erhaltenen Fossilien eingeschaltet, für welche die Doushantuo-Fm. im Bereich der Beidoushan Bergbaugegend bekannt ist (ca. 15 km von Weng`an entfernt). Des Weiteren beobachten Xiao et al. (2004) verkarstete Oberflächen an den Phosphorit-Lagen. Die erwähnten Fossilien werden in der Literatur oft unter dem Begriff „Weng`an Biota" aufgeführt (z.B. Xiao et al. (2004), Zhu et al. (2007), Li et al. (2008b), Jiang et al. (2011)). Dazu gehören unter anderem große Mengen von Acritarchen, mehrzelligen Algen oder auch Embryos und Bilateria (Zusammenfassung aus Zhu et al. (2007), und darin enthaltene Zitate). Barfod et al. (2002) datieren Apatite aus dem unteren Teil der oberen Phosphorit-Lage mittels Pb-Pb-Analysen auf ein Alter von 599,3 ± 4,2 Ma. In Kombination mit einem gemessenen Alter von 576 ± 14 Ma (ebenfalls Pb-Pb Datierung an Apatiten) bestimmen Chen et al. (2004) – unter Berücksichtigung der Fehler – eine Ablagerungszeit von ca. fünf Millionen Jahren für die obere Phosphorit-Lage.

Teil B – Namibia –

Dieser Teil der Studie behandelt die Gesteinseinheiten des Neoproterozoikums, insbesondere des Cryogeniums und des darauffolgenden Ediacariums aus Namibia. Die übrige regionale Geologie Namibias wird daher nur oberflächlich beschrieben. Ein Teil der Proben stammt aus dem nördlichen Teil Namibias, genauer vom südlichen bzw. westlichen Rand des Kongo-Kratons (post-Sturt und post-Marinoan; Abb. 4.9). Eine weitere Probenserie (Ediacara) stammt aus dem südlichen Teil Namibias. Die Lage der Arbeitsgebiete wird in Abbildung 4.10 dargestellt.

4.2 Allgemeine Entwicklung Namibias

Das Grundgebirge Namibias wird von dem paleoproterozoischen Kongo Kraton im Norden und dem Kalahari Kraton im Süden Namibias aufgebaut (Abb. 4.9). Condie (2000) und Condie et al. (2009) postulieren Formationsalter zwischen 2,0-1,80 Ga (U-Pb Zirkon-Alter). In diesem Zeitraum kommt es global zu starkem Krustenwachstum (Condie (2000), Condie et al. (2009)). Am südwestlichen Rand des Kongo Kratons liegen die Epupa und Huab Komplexe. Am westlichen Rand ist der Grootfontein Komplex lokalisiert. Am südlicheren Kalahari Kraton haften die Abbabis, Rehobot und Sinclair Komplexe an (westlicher bzw.

nordwestlicher Rand des Kalahari Kratons). Im Zuge der Kibarischen Orogenese (1300 Ma bis 1000 Ma; Porada (1994)) bildet sich der Großkontinent Rodinia, welcher zwischen 1000 Ma und 800 Ma in West- und Ost- Gondwana zerbricht (Porada (1994)). Im Zeitraum von 800 Ma bis 500 Ma kommt es zur Panafrikanischen Orogenese wodurch sich die Kontinente zu Gondwana akkretionieren (Porada (1994)). Das Damara Orogen lässt sich in ein dreiteiliges System aufteilen, wobei die Geologie des nördlichen Namibias von zwei mobilen Gürteln dominiert wird. Dem Nord-West – Süd-Ost streichenden Kaoko Gürtel, welcher im nördlichen Teil Namibias entlang der Küste verläuft und dem Nord-Ost – Ost-West verlaufenden Damara Gürtel, welcher weiter in das Inland reicht (Paschier et al. (2002); vgl. Abb. 4.9).

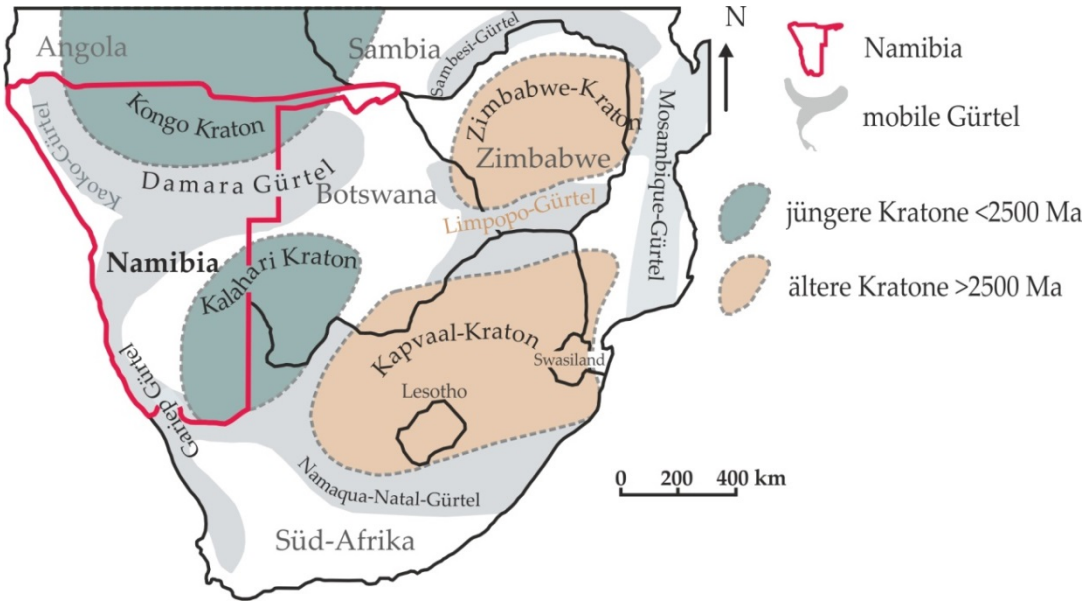


Abbildung 4.9: Übersicht über die Kratone Namibias. Dargestellt sind der Kongo Kraton im Norden und der Kalahari Kraton im Süden sowie die Kaoko-, Damara- und Gariep Gürtel (bearbeitet nach Anhaeusser und Button (1974)).

Dürr und Dingeldey (1996) beschreiben den Kaoko Gürtel als Verbindung zwischen dem Kongo Kraton und dem Südamerikanischen Sao Francisco Kraton. Anhaeusser et al. (1969) definieren mobile Gürtel als präkambrische, metamorphe Gürtel. Diese sind durch mittel-bis hochgradige Metamorphose sowie durch starke Deformationen und Aufarbeitung alter Kruste charakterisiert. Sie gehören zu einem System aus mobilen Gürteln, die im Zusammenhang mit der panafrikanischen Orogenese entstanden sind. Die orogenen Prozesse setzen laut Porada (1989) im Zuge des Zerfalls des Superkontinents Rodinia ein. Der dritte mobile Gürtel (Gariep Gürtel) liegt im südlichen Teil Namibias und repräsentiert die Sutur Zone zwischen dem Kongo und Sao Francisco Kraton (Dürr und Dingeldey (1996),

vgl. Abb. 4.9)). Nach Kröner und Stern (2004) ist die Phase der panafrikanischen Orogenese in den Zeitraum zwischen 870 Ma bis 550 Ma zu datieren. Porada (1994) beschreibt die Akkretionierung von Ost- und West-Gondwana in der Zeitspanne zwischen 800 Ma und 500 Ma, wobei die Akkretionierungen zu unterschiedlichen Zeiten stattgefunden haben. Frimmel et al. (1996) haben Pb-Pb-Alter an Zirkonen aus dem Gariep Gürtel analysiert und die Riftphase für den Gariep Gürtel auf 741 ± 6 Ma festgelegt.

4.2.1 Geologie und (Litho-) Stratigrafie der einzelnen Arbeitsgebiete – Namibia –

4.2.1.1 Die Otavi-Gruppe im Norden Namibias

Die postglazialen Proben der Sturt und Marinoan-Eiszeit stammen aus der Otavi Gruppe (Abb. 4.10), welche im Nordwesten Namibias lokalisiert ist und beide glaziale Phasen des Neoproterozoikums (Sturt und Marinoan) beinhaltet. Die bis zu 4,0 km mächtige und von karbonatischen Einheiten dominierte Otavi Plattform erstreckt sich über ca. 700 km bis 750 km entlang eines gebogenen Falten- und Überschiebungsgürtels (panafrikanisch) am südwestlichen Rand des Kongo-Kratons (z.B. Hoffmann und Prave (1996), Hoffman (2002), Hoffmann et al. (2004), McGee et al. (2012)). Am südlichen Rand wird die Plattform von einem keilförmig auslaufenden Abhang begrenzt (Hoffman et al. (2007)). Halverson et al. (2005) beschränken die Ablagerung der Otavi Gruppe auf eine Zeitspanne zwischen 770 Ma und 580 Ma. Im Neoproterozoikum ähnelt der Kongo Kraton einer Bahama-Typ Plattform (Hoffman et al. (1998)), die durch Flachwasserablagerungen geprägt ist (Halverson et al. (2005)). Evans (2000) bestimmt einen Breitengrad für die Otavi Gruppe von 10 ± 5° zum Zeitpunkt von 755 ± 25 Ma (an der Chuos-Fm.). Die Bildung der Plattform verläuft in zwei Stadien. Im ersten Schritt kommt es zu Rift-Vorgängen mit nach Süden abfallenden Abschiebungen und nordwärts-geneigten Verwerfungen. Im zweiten Stadium findet weiträumige Subsidenz statt (Hoffman et al. (2007)). Halverson et al. (2002) beschreiben diese Vorgänge als Wechsel von einem Rift-Regime zu einem Drift-Regime, wobei die Autoren ebenfalls beschreiben, dass die Rifting Ereignisse von thermischer Subsidenz begleitet werden (ebenfalls Hoffman et al. (2007), Hoffman und Halverson (2008)). Hoffman et al. (2007) beschreiben dies als Zwei-Stufen-Modell, wobei als erstes eine Nord-Süd gerichtete Dehnung erfolgte, durch die es zum Heben und Rückwärtsdrehen von Störungen aus dem Liegenden kam (Abb. 4.10c; Huab und Makalani Rücken). Diese Vorgänge wurden durch erhebliche Erosion begleitet. Den Übergang von einem Rift- zu einem Drift-Regime

vermuten Halverson et al. (2002) an der Basis der Ombaatje-Fm. Als Argument für die beginnende Subsidenz sehen sie den abrupten lithologischen Wechsel am Top der Gruis-Fm., worauf die dunkel-grauen Gesteine der Ombaatje-Fm. folgen. Der lithologische Wechsel deutet auf ein vorherrschendes Tiefsee-Schelf Regime hin. Die Einheiten der Otavi Gruppe werden von Hoffmann et al. (2004) als Flachwasser Ablagerungen, wie sie am oberen Kontinentalhang vorkommen, beschrieben. Die Swakop Gruppe ist das Tiefenwasser Pendant zur Otavi-Gruppe (Hoffmann et al. (2004)). Sie liegt direkt über fluviatilen Ablagerungen der Nosib Gruppe, die Hoffman (2011) als fluviatile, feldspathaltige Quarzite und Konglomerate beschreibt. Eine stratigrafische Einteilung der Otavi-Gruppe wird in Abbildung 4.10b dargestellt. Sie beinhaltet sowohl die älteren glazialen und postglazialen Einheiten der Sturt-Vereisung als auch die glazialen und postglazialen Einheiten der Marinoan-Vereisung (z.B. Hoffman (2011)). Nach Hoffmann und Prave (1996) wird die Otavi Gruppe in drei Untergruppen (UG), die jeweils durch eine glaziale Einheit abgetrennt werden, unterteilt. Der Nosib Gruppe, welche unter der Otavi Gruppe abgelagert ist, liegt konkordant die Ombombo-UG auf (Hoffman (2002)). Das Alter dieser Untereinheit wird auf 760 ± 1 Ma datiert (Halverson et al. (2005), U-Pb-Alter an Zirkonen). Die Ombombo-UG, lässt sich ihrerseits in die folgenden Formationen unterteilen: Die untere Beesvlakte-Fm., die aus Karbonaten und klastischen Sedimenten besteht, die mittlere karbonat-dominierte Devede-Fm. und die oberste Okakuyu-Fm. Diese besteht hauptsächlich aus klastischen Sedimenten (Hoffman (2002)). Hoffman (2002) beobachtet, dass die Ablagerungen der Ombombo-UG hauptsächlich nördlich des Makalani Rückens auftreten (Abb. 4.10c). Halverson et al. (2005) beschreiben, dass das Nord-Süd gerichtete Auseinanderdriften der Kruste mit den Ablagerungen der mittleren Ombombo-UG beginnt. Durch diesen Vorgang wird die Otavi Plattform im Norden von dem Outjo Becken im Süden abgespalten, welches im Gegensatz zu dem Flachwasser Regime der Otavi Plattform eher ein Tiefsee Regime repräsentiert (Halverson et al. (2005)). Durch die glazialen Schichten der Chuos-Fm. abgetrennt, folgt die Abenab-UG. Die glaziale Chuos-Fm. wird hauptsächlich von schwach bis stark geschichtetem Diamiktit aufgebaut. Lokal beobachtet Hoffman (2002) zusätzlich laminierte Siltsteine, in die teilweise Dropstones sowie Eisen-Formationen eingeschaltet sind. In der Gegend um den Huab- und Makalani-Rücken kommen die glazialen Ablagerungen der Chuos-Fm. nur mit Unterbrechungen vor, während sie südlich und nördlich der beiden Rücken stärker beobachtet werden (Abb. 4.10c, Hoffman (2002)).

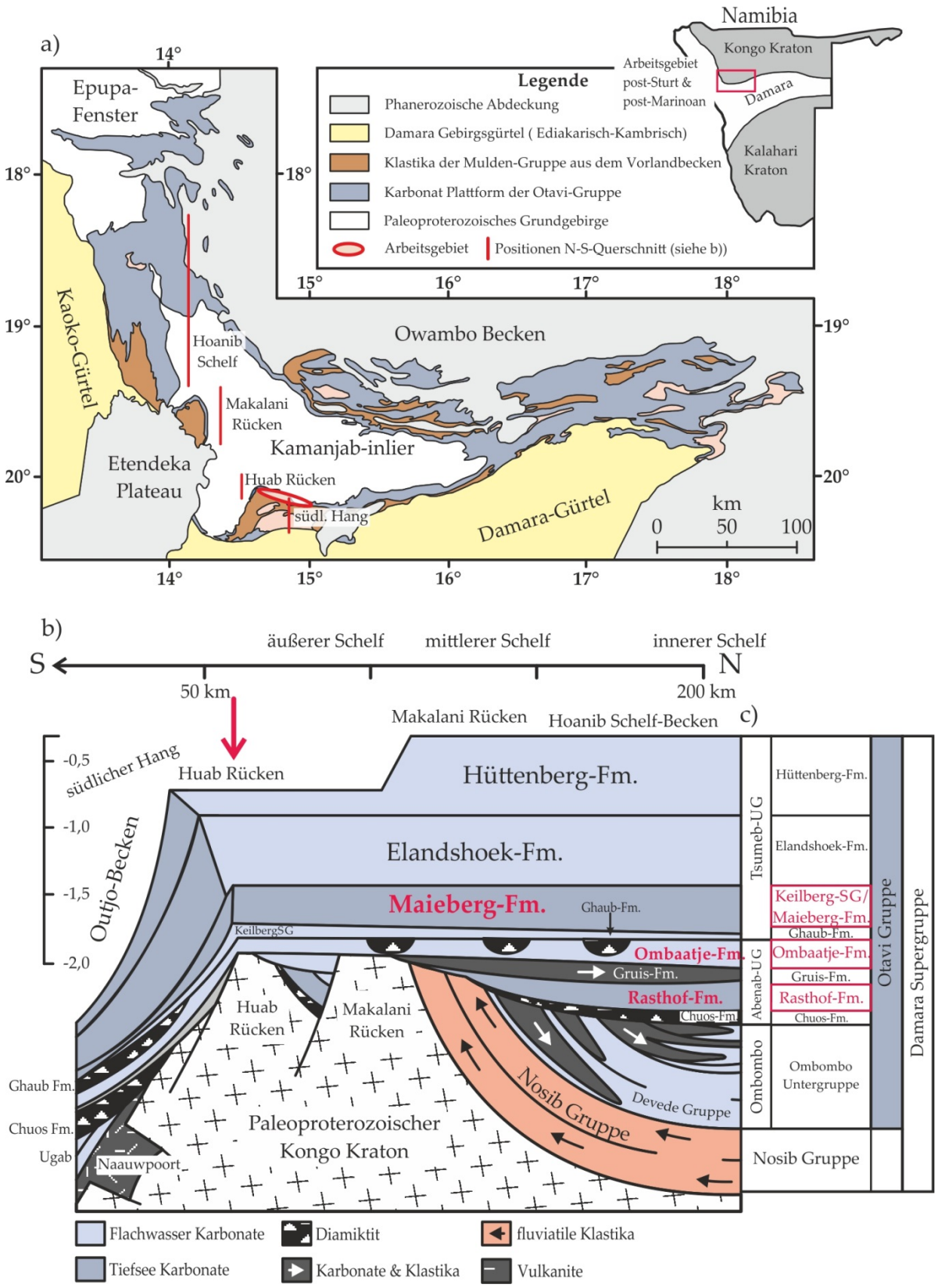


Abbildung 4.10: Geologische Situation der Otavi-Gruppe. a) Schematische Darstellung der Geologie, die rote Ellipse markiert das post-Sturt und post-Marinoan Arbeitsgebiet, die roten Linien markieren die Lage des Nord-Süd Querschnitts, wie er in Abbildung b) dargestellt wird; b) Nord-Süd Querschnitt durch die stratigrafische Situation der Otavi Gruppe; (beide bearbeitet nach Hoffman et al. (2007)), c) stratigrafische Aufteilung der Otavi Gruppe (bearbeitet nach Halverson et al. (2002)). Die Proben wurden aus den durch rote Schrift hervorgehobenen Formationen entnommen.

Den Beginn der Ablagerung der Chuos-Fm. legen Hoffmann und Prave (1996) auf ein Alter von 746 ± 2 Ma fest (U-Pb-Alter, gemessen an vulkanischen Gesteinen der Naauwpoort-Fm., intrudiert in die Ombombo-UG). Auf die glazialen Einheiten der Chuos-Fm. folgt die Rasthof-Fm. Halverson et al. (2005) beschreiben den Wechsel als abrupt und interpretieren ihn als Überflutungsoberfläche. Die Karbonate der Rasthof-Fm. werden von Halverson et al. (2005) mit Mächtigkeiten zwischen 200 m und 400 m beschrieben. Die extremen Mächtigkeiten der Rasthof-Fm. sowie die der Maieberg-Fm. erklärt Hoffman (2002) durch extreme Subsidenz während der glazialen Phase, in der die Einheiten von einer mächtigen Eisdecke überlagert wurden (Maieberg-Fm. → postglaziale Einheit der Marinoan-Vereisung, Beschreibung folgt im nächsten Abschnitt). Im Zuge dessen entsteht ein großer Ablagerungsraum, der während der Vereisungsphase aufgrund von geringen Erosions- und Sedimentationsraten nicht aufgefüllt wird. Nach dem Abtauen füllen sich diese Becken mit mächtigen Lagen von Karbonaten und terrigenem Material. Teilweise beobachtet Hoffman (2002) ein Fehlen der Chuos-Fm. In diesen Fällen liegt die Rasthof-Fm. direkt der Ombombo-UG auf. Auf die Cap Karbonate der Rasthof-Fm. folgt ein Mix aus Klastika und Karbonaten der Gruis-Fm. Die Sedimente der Gruis-Fm. werden von Hoffman (2002) als Ablagerungen nach einer wiedereinsetzenden Dehnungsphase in der Otavi Plattform interpretiert. Nach den Rifting-Phasen hat sich die nachfolgende Ombaatje-Fm. in einem Becken-Regime abgelagert, welches sich im Zuge thermischer Subsidenz entwickelt hat (Hoffman (2002)). Den Ablagerungen der Abenab-UG liegt die Tsumeb-UG mit ihren einzelnen Formationen auf. So wird die Tsumeb-UG durch den Beginn der glazialen Ablagerung der Ghaub-Fm. abgelöst. Hoffman et al. (2007) und Hoffman (2011) legen das Stadium der Absenkung erst zu Beginn der Ablagerung der Ghaub-Fm. fest. Die Gesteine werden auf einer von thermischer Subsidenz geprägten Plattform mit distalem Abhang abgelagert. Hoffmann et al. (2004) datieren die Gesteine der Ghaub-Fm. auf 635,5 ± 1,2 Ma (U-Pb Zirkon Alter). Diese werden als von Karbonatklasten dominierte glaziomarine Diamiktite beschrieben, die in ihrer Mächtigkeit variieren können (Hoffmann und Prave (1996), Hoffman et al. (1998), Hoffmann et al. (2004)). Über der Ghaub-Fm. stehen die basalen Schichtglieder der Maieberg-Fm., die Keilberg Cap Dolosteine, an. An manchen Lokalitäten fehlt die Ghaub-Fm. In diesen Fällen liegen die Gesteine des Keilberg-SG mit einem scharfen Übergang über denen der Ombaatje-Fm. (Hoffman (2002)). In den Bereichen, in denen die Ghaub-Fm. nicht ansteht, beschreibt Hoffman (2002) ein Fehlen von Erosionsoberflächen,

weshalb er davon ausgeht, dass an diesen Stellen keine glazialen Schichten abgelagert wurden. Hoffmann und Prave (1996) beschreiben für die Ghaub-Fm. auf der Otavi Plattform Schichtmächtigkeiten von bis zu 200 m. Die basale Einheit der Maieberg-Fm. (Keilberg-SG) wird von Hoffmann und Prave (1996) als gelblich-bräunlich bis rosa gefärbter, dünn geschichteter Dolomit beschrieben. Die Mächtigkeit des transgressiven Schichtgliedes variiert stark, wobei sie auf der Plattform geringmächtiger ist (10,0-20,0 m) und nach Süden hinter dem Makalani- und Huab-Rücken zunimmt (50,0-75,0 m; Hoffman (2002); vgl. Abb. 4.10). Hoffman (2002) beschreibt markante, röhrenförmige Strukturen sowie Tipi-Strukturen in den Gesteinen des Keilberg-SG, wobei die Tipi-Strukturen nicht an der Oberfläche entstanden sind. Die besondere Form dieser Strukturen könnte durch den Einfluss von (Sturm-) Wellen entstanden sein (Hoffman und Schrag (2002)). Der Überflutungsoberfläche des Keilberg-SG liegen die bis zu 200-300 m mächtigen Kalkstein bzw. Dolomit Ablagerungen der Maieberg-Fm. auf (Hoffman (2002)). Frimmel (2009) beschreibt die Mächtigkeit der Maieberg-Fm. mit bis zu 1800 m. Nach Frimmel (2009) hat deren Ablagerung zu Beginn in einem transgressiven Regime stattgefunden, welches sich aber gegen Ende der Ablagerung immer weiter in ein Flachwasser Milieu umgewandelt hat. Der obere Teil der Tsumeb-UG (Elandshoek- und Hüttenberg-Fm.) besteht auf der Otavi Plattform aus 600 m bis 1600 m mächtigen Kalk- und Dolomitgesteinen, die in einem Flachwasser Regime abgelagert wurden. In den Karbonaten können teilweise Chert und Tonsteine eingeschaltet sein (Hoffman (2002)).

4.2.1.2 Die Nama Gruppe im Süden Namibias

Die Karbonate aus der Ediacara-Serie, welche ca. 40 Ma nach der Gaskiers Vereisung abgelagert wurden, stammen aus dem südlichen Teil Namibias und werden der Nama Gruppe zugeordnet (Abb. 4.11). Dabei gilt es zu beachten, dass die Proben zwei verschiedenen Lokalitäten bzw. Formationen zugeordnet werden. Ein Teil der Proben stammt aus dem Mooifontein-SG (im Text auch benannt als X2), während ein anderer Teil der Proben aus dem oberen Teil des Omkyk-SG stammen (im Text auch benannt als X1; in der Literatur auch oft als oberes Omkyk-SG bezeichnet, z.B. Macdonald et al. (2014)). Abbildung 4.11 stellt die geologische Situation der Nama Gruppe im südlichen und zentralen Teil Namibias dar (nach Adams et al. (2004)). Die Nama Gruppe streicht im zentralen und südlichen Teil Namibias aus und wird als Füllung eines Vorlandbeckens

interpretiert, welches durch konvergente Prozesse entlang des westlichen und nördlichen Randes des Kalahari Kratons sowie durch Überfaltungen der Damara und Gariep Orogene entstanden ist (Miller (1983), Germs (1995)). Die Nama Gruppe repräsentiert den Übergang zwischen dem späten Proterozoikum (Ediacarium) und dem frühen Kambrium.

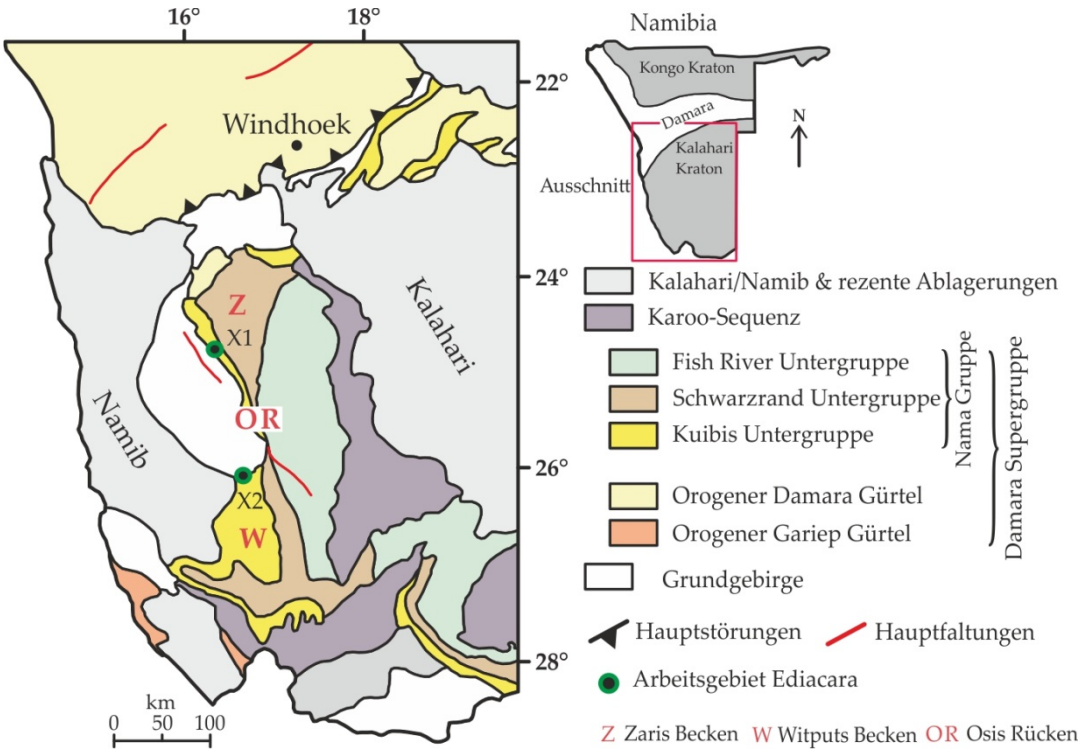


Abbildung 4.11: Geologische Situation der Nama Gruppe im südlichen Teil Namibias inklusive Lokationen der Ediacara Karbonate (grün-schwarzer Punkt X1: Probenserie „Omkyk"; X2: Probenserie „Mooifontein" bearbeitet nach Adams et al. (2004)) sowie die schematische Lage des Zaris Becken (Z), Witputs Becken (W) und des Osis Rücken (OR) (aus Grotzinger et al. (2005)).

Ries et al. (2009) schätzen die Ablagerung der Nama Gruppe auf ca. 10 Ma (zwischen 553-543 Ma). Im Hoogland-SG der Kuibis-UG wurden an Zirkonen Alter von 548 ± 8 Ma analysiert (Grotzinger et al. (1995)). Schmitz (2012) veröffentlicht ein neu überarbeitetes Alter von 547,32 ± 0,31 Ma für dieses Schichtglied. Die oberen Bereiche der Schwarzrand-UG wurden von Grotzinger et al. (1995) auf 538,18 ± 1,24 Ma datiert. Die Ediacarium-Kambrium (E-K) Grenze wird von mehreren Autoren als diskordante Erosionsoberfläche beschrieben (Zusammenfassung in Wood et al. (2015)). Weitere Charakterisika der E-K Grenze sind Abweichungen in den Kohlenstoff-Isotopen und das Auftreten von *Treptichnus pedum* in der basalen Nomtsas-Fm., einem Leitfossil, welches charakteristisch für das frühe Kambrium ist (Wilson et al. (2012)). Während der Ablagerung der unteren Nama Gruppe wird das Nama Becken durch den Osis Rücken in zwei separate Senken/Becken geteilt. Das nördliche Zaris-

Becken und das südlich gelegene Witputs-Becken (siehe Abb. 4.11 und Abb. 4.13c; z.B. Germs (1983), Saylor et al. (1998), Adams et al. (2004), Grotzinger et al. (2005), Wood und Curtis (2015)). Jedes der erwähnten Becken hat eine eigene Stratigrafie, wobei die Einteilung nach Ablagerungssystemen gleich ist (Wood et al. (2015)). Wood et al. (2015) beobachten zwei unterschiedliche Ablagerungssequenzen bzw. Ablagerungssysteme, in welchen sich die einzelnen Formationen unterscheiden können:

a) „Transgressive Systems Tracts“ (TST)

b) „Highstand System Tracts“ (HST).

Die TST sind durch transgressive Phasen geprägt, wobei typischerweise die unterste Schicht von einer transgressiven Oberfläche gebildet wird. Abgeschlossen werden diese Abschnitte durch einen maximalen Überflutungshorizont, der gleichzeitig die Unterfläche der HST bildet, während die Sequenz im oberen Teil von einer Diskordanz abgeschlossen wird (z.B. ausgedehnte Erosionsoberfläche, Definitionen nach URL6). In dem TST werden hauptsächlich siliziklastische Gesteine, wie sie typischerweise an der Küstenlinie vorkommen, abgelagert. Das HST ist im Gegensatz dazu durch karbonatische Ablagerungen charakterisiert (Wood et al. (2015)). Die sequenzstratigrafische Beschreibung der verschiedenen Ablagerungsregimes in Abbildung 4.12a-b richtet sich nach Wood et al. (2015).

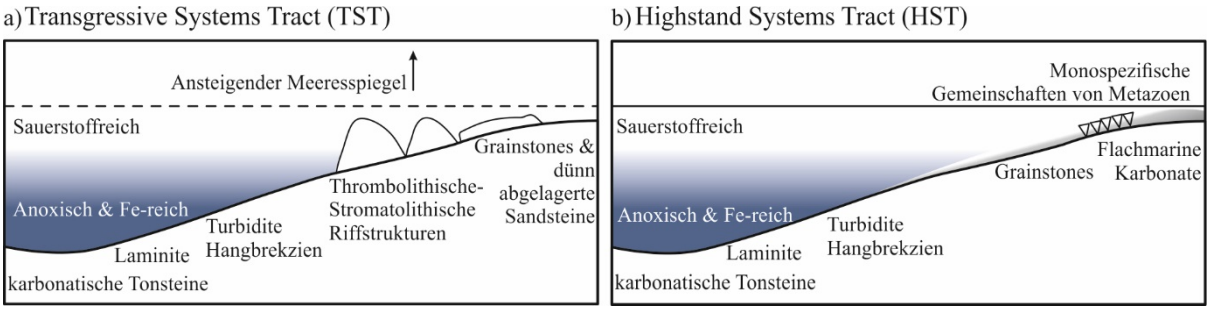


Abbildung 4.12: Schematische Darstellung der Ablagerungsregime. a) „Transgressive Systems Tracts“ (TST) und b) „Highstand Systems Tracts“ (HST) in der Nama Gruppe (bearbeitet nach Wood et al. (2015)).

Bouougri et al. (2011) beschreiben die Ablagerungen der Nama Gruppe als fluviatile und marine (Flachwasser) Abfolge von Siliziklastika und Karbonaten mit einer Mächtigkeit von bis zu 3000 m. Die Nama Gruppe ist sehr reich an typischen Ediacara Fossililen wie Ernietta, Pteridinium, Swartpuntia und Rangea, Cloudina sowie weiteren kalzifizierten Fossilien (Zusammengefasst in Hall et al. (2013)). Diese Vielzahl an Fossilien gilt sowohl für das Zaris Becken im Norden als auch für das Witputs Becken im Süden. Die ältesten Cloudina der namibischen Stratigrafie treten in dem Mara-SG auf (Hall et al. (2013)). Neben der Vielzahl

an Fossilien haben die beiden Becken außerdem gemein, dass die Kuibis-UG in Richtung des Osis Rücken ausdünnt, bis sie schließlich im Bereich des Osis Rücken ganz verschwindet (Wood et al. (2015)). In beiden Becken beginnt die Abfolge der Nama Gruppe mit dem basalen Kanies-SG (vgl. Abb. 4.13a-b). Einige Proben stammen aus dem Mooifontein-SG, welches bei den Formationen aus dem Zaris Becken fehlt. Dieses ist das Pendant zu dem Hoogland-SG aus dem Zaris-Becken. Das Witputs Becken gliedert sich von den älteren zu den jüngeren Schichten wie folgt auf: a) die Kuibis-UG, welche die Dabis-Fm. und die Zaris-Fm. beinhaltet und b) die Schwarzrand-UG, die ihrerseits in die Nudaus-Fm., Urusis-Fm., und Nomtsas-Fm. unterteilt wird (vgl. Abb. 4.13b; Aufteilung nach Hall et al. (2013)).

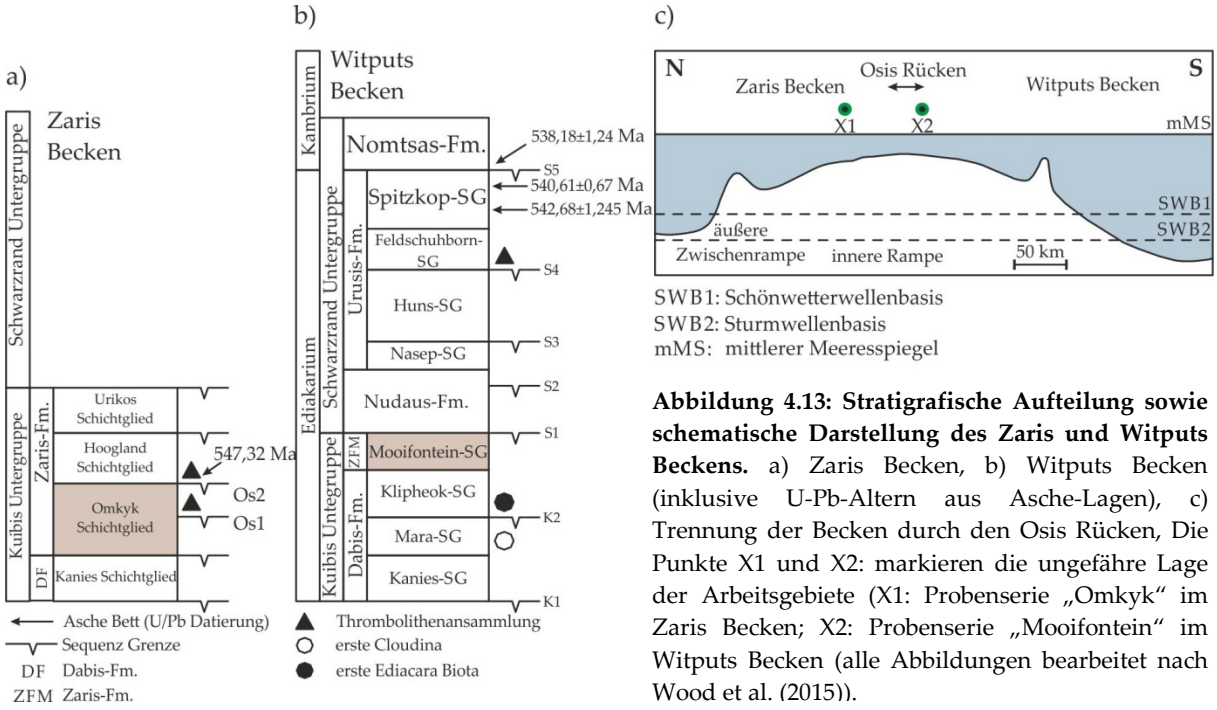


Abbildung 4.13: Stratigrafische Aufteilung sowie schematische Darstellung des Zaris und Witputs Beckens. a) Zaris Becken, b) Witputs Becken (inklusive U-Pb-Altern aus Asche-Lagen), c) Trennung der Becken durch den Osis Rücken, Die Punkte X1 und X2: markieren die ungefähre Lage der Arbeitsgebiete (X1: Probenserie „Omkyk" im Zaris Becken; X2: Probenserie „Mooifontein" im Witputs Becken (alle Abbildungen bearbeitet nach Wood et al. (2015)).

Die Kuibis-UG stellt einen Übergang von einem fluviatil geprägten Flachwassermilieu (Sandsteine der Dabis-Fm. → Kliphoek-SG) bis hin zu einem offen marinen Milieu dar, welches durch die Kalksteine des Mooifontein-SG der Zarif-Fm. repräsentiert wird (Hall et al. (2013)). Wood et al. (2015) beschreiben die Gesteine des Mara-SG als karbonat-dominiert, wie sie für ein HST typisch sind. Auf diese Ablagerungen folgen Sandsteine, wie sie für die Ablagerung entlang einer Küstenlinie charakteristisch sind (TST; Saylor et al. (1995), zitiert in Wood et al. (2015)). Saylor (1992/93) beschreibt die Gesteine des Mooifontein-SG als dünne, unregelmäßig abgelagerte Kalksteine. Er beobachtet dünne Zwischenlagen aus feinkörnigem bis grobkörnigem, karbonatischem Material („ribbon rock"), was auf ein subtidales bis

intertidales Ablagerungsmilieu deutet. Wood et al. (2015) beschreiben die Mächtigkeiten im Witputs Becken auf konstante 30 m bis 40 m, die in Richtung des Osis Rücken ausdünnen. Sie interpretieren die dünn abgelagerten Kalksteine als Ablagerungen in einem marinen Flachwassermilieu. Die Kuibis-UG im nördlichen Zaris Becken stellt eine nordwärts gerichtete Karbonat-Rampe dar, deren Mächtigkeiten in Richtung Norden zunehmen (Grotzinger et al. (2005), DiBenedetto und Grotzinger (2005)), während sie in Richtung des Osis Rückens ausdünnen (z.B. Grotzinger (2000), Grotzinger et al. (2005), Wood et al. (2015)). Durch die wechselnden Mächtigkeiten kommt es zur Änderung von Flachwasserfazies im Süden zu offen marinen Tiefwasserfazies in Richtung Norden (Grotzinger et al. (2005)). Die Kuibis-UG teilt sich in die folgenden zwei Formationen auf: die untere Dabis-Fm. und die darüber liegende Zaris-Fm. (Abb. 4.13a). Dabei zeigt die Kuibis-UG ein hohes Vorkommen an Riffstrukturen aus Stromatolithen und Thrombolithen (Grotzinger (2000), DiBenedetto und Grotzinger (2005), Grotzinger et al. (2005)). Die nur wenige Meter mächtige Dabis-Fm. ist von einem transgressiven Regime geprägt, in welchem hauptsächlich dünne Lagen aus Sandstein („sheet sandstones“) abgelagert sind (DiBenedetto und Grotzinger (2005)). Die mehrere hundert Meter mächtige Zaris-Fm. wird von dem unteren Omkyk-SG, dem mittleren Hoogland-SG und dem oberen Urikos-SG aufgebaut. Adams et al. (2004) beschreiben zwei Hauptstratigrafische Sequenzen für das Omkyk-SG, die untere OS1 und die darüber liegende OS2 (Abb. 4.13a). OS1 wird von Grainstones repräsentiert, welche in einem Schelfregime abgelagert wurden. Nach Johnson und Grotzinger (2006) besteht OS2 hauptsächlich aus Grainstones, Tonschiefer sowie thrombolithisch und stromatolithisch gebildeten Ablagerungen. Die stromatolithischen Fazies sind laminiert, während die thrombolithischen Fazies ein verklumptes Erscheinungsbild zeigen (Adams et al. (2005)). Adams et al. (2005) veröffentlichen eine digitale Kartierung für die OS2, wobei sie diese sequenzstratigrafisch in fünf Einheiten – alle mit ähnlichen Mächtigkeiten zwischen 15 m bis 25 m – unterteilen. Dabei werden von ihnen die Hauptunterschiede in Bezug auf TST und HST gemacht. In der ersten Einheit werden verschiedene Gesteine beobachtet. Diese reichen von siliziklastischen Tonschiefern mit dünnen Mudstone-Lagen bis hin zu heterogenen und dünnlagigen Grainstones, die durch eine ungleichmäßige Schichtung aus konkav und konvex geformten Querlamellen charakterisiert sind („hummocky cross stratification“, Definition nach URL7). Adams et al. (2005) beschreiben diese Fazies als „heterolithic facies“. Am oberen Ende dieser Einheit erfolgt ein Wechsel von einem TST zu einem HST, in dem

Thrombolithe und Stromatolithe beobachtet werden. Johnson und Grotzinger (2006) beobachten dominierende Tonschiefer-Lagen in der TST Einheit. Die Autoren beschreiben eher lückenhafte Vorkommen von Riffstrukturen. Adams et al. (2005) beobachten in der zweiten Einheit domartige Strukturen, die fleckenhaft verteilt sind. In der dritten Einheit dokumentieren Adams et al. (2005) flache/tafelige Riffstrukturen, die sich über größere Flächen erstrecken. Die zweite Einheit wird hauptsächlich während eines transgressiven Regimes aufgebaut und zeigt im Wechsel dünne Lagen aus Grainstones, feinkörnigen Karbonatgesteinen und Tonschiefern. Darauf folgen Riff Fazies, deren Ablagerung während der transgressiven Phase beginnt. Im oberen Bereich beobachten Adams et al. (2005) stromatolithische und thrombolithische Riffstrukturen, die von einer Schicht aus Grainstones abgelöst werden. Die letzten Meter der Riffstruktur und den abschließenden Grainstones dieser Einheit werden von den Autoren als HST definiert. Der untere Teil der dritten Einheit baut sich aus brekziierten Gesteinen auf, die dann von Grainstones abgelöst werden (während TST). Im Bereich des HST werden Grainstones gleichzeitig mit weitreichenden Riff-Horizonten abgelagert. Die vierte Einheit hat die geringste Mächtigkeit und beinhaltet einen sehr kurzen transgressiven Horizont, wird aber hauptsächlich durch eine Phase der maximalen Überflutung geprägt. Zu Beginn der vierten Einheit kartieren Adams et al. (2005) Gesteine der im oberen Text beschriebenen „heterolithic facies“, die mit zunehmender Profilhöhe in Grainstone-Fazies wechselt. Eine ähnliche Abfolge gilt für die fünfte Einheit des oberen Omkyk-SG (OS2). Diese wird von Stromatolith-Thrombolith Rifffazies abgeschlossen (Grotzinger (2000), Zitat aus Adams et al. (2005)). Im Gegensatz zu den Flachwasser Fazies des Omkyk-SG ist das Hoogland-SG durch Tiefwasser-Karbonat-Fazies charakterisiert (Adams et al. (2005)). Die Gesteine des Hoogland-SG wurden in einem Becken mit einem hoch energetischen bzw. von Stürmen dominierten Regime abgelagert (DiBenedetto und Grotzinger (2005)). DiBenedetto und Grotzinger (2005) postulieren, dass die Ablagerungen des Hoogland-SG weniger von Grainstones dominiert sind als das Omkyk-SG. Die Grainstones haben geringere Mächtigkeiten und sind grobkörniger als die des Omkyk-SG. Des Weiteren können die Autoren in der durch Tonschiefer dominierten Fazies keine deutlichen Riffstrukturen erkennen. Die Ablagerungen der Karbonatgesteine des Nama Beckens und somit auch des Hoogland-SG werden durch erhöhten Eintrag von terrigenem/orogenem Material abgelöst. Das letzte Schichtglied der Zaris-Fm. – das Urikos-SG – ist in der Literatur eher knapp beschrieben. Die Gesteine werden als

mächtige Tonschiefer Ablagerungen angesprochen, die teilweise mit den karbonatischen Einheiten des unteren Hoogland-SG verzahnt sind (DiBenedetto und Grotzinger (2005)). Adams et al. (2004) beschreiben die abschließende Einheit der Karbonat-Plattform ebenfalls als mächtige Ablagerungen von Tonschiefern, die aus den orogenen Gürteln in das Tiefwassermilieu geschüttet wurden.

Teil C – „Snowball Earth“ und Cap Karbonate –

4.3 Die „Snowball earth“ Theorie

Das Neoproterozoikum, speziell das Cryogenium, ist durch extreme Veränderungen in der Umwelt geprägt. In diesem Zusammenhang ist der von Kirschvink (1992b) geprägte Begriff des „Snowball earth“ zu erwähnen. Schon 1964 geht Harland (1964) auf die Hypothese einer weitverbreiteten Vereisung (Varangium ~Gaskiers Vereisung) vor dem Kambrium ein. Er sieht zum Beispiel die weitverbreitete Verteilung von Tilliten als einen Indikator für eine großräumige Vereisungsphase. Die von ihm beschriebene glaziale Phase muss stark genug ausgeprägt gewesen sein, um Tillite bis in die Tropen abzulagern. Des Weiteren zieht er schon frühere glaziale Phasen in Betracht. Mit dem Begriff des „Snowball earth“ initiierte Kirschvink (1992b) eine kontroverse Diskussion über glaziale Phasen, die bis nahe zum Äquator gereicht haben könnten. Beweise dafür sieht er, wie auch schon Harland (1964) beschrieb, unter anderem in dem weltweiten Auftreten glazialer Ablagerungen. Ein zusätzliches Argument sind laut Kirschvink (1992b) mächtige Karbonat-Abfolgen, die in Kombination mit den erwähnten glazialen Ablagerungen global vorkommen (Kirschvink (1992b), Hoffman et al. (1998)). Charakterisiert sind diese sogenannten Cap Karbonate, welche den glazialen Ablagerungen aufliegen, zum Beispiel durch negative $\delta^{13}C$-Anomalien (z.B. Hoffman et al. (1998), Hoffman und Schrag, (2002), Halverson et al. (2005)). Diese Anomalien, die allen Cap Karbonate gemein sind, sind nach Hoffman et al. (1998) sowie Hoffman und Schrag (2002) ein Beweis für eine globale Verbreitung der Vereisungsphasen. Die markanten $\delta^{13}C$-Werte sind nicht nur typisch für die auf die Sturt und Marinoan-Vereisung folgenden Cap Karbonate, sondern auch für die karbonatischen Ablagerungen, welche auf die Gaskiers Vereisung folgen (Halverson et al. (2005)). Ohno et al. (2008) postulieren zusätzlich Ähnlichkeiten in erhöhten $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnissen, welche darauf hin deuten, dass die glazialen Phasen weltweit zu einem ähnlichen Zeitraum stattfanden. Ein

weiteres Argument für die Theorie einer globalen Vereisung sehen Harland (1964) und Kirschvink (1992b) darin, dass die Ablagerung der glazialen Einheiten in einen ähnlichen Zeitraum fällt. Des Weiteren beobachtet Kirschvink (1992b), dass diese Ablagerungen typische Merkmale extremer klimatische Wechsel zeigen. Das Auftreten von gebänderten Eisenerzen/-Formationen (EF; Banded iron formations → BIFs,) könnte z.B. nach Kirschvink (1992b; aus Schopf und Klein, Abschnitt 4.2, (1992) und Klein (2005)) ein weiterer Hinweis für eine globale Vereisung sein. Die Autoren beschreiben eine durch Treibeis verschlossene Ozeanoberfläche, wodurch kein Sauerstoffaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean stattfand. Dies hatte zur Folge, dass die im Laufe der Zeit immer mehr stagnierenden Tiefenwässer der Ozeane anoxisch wurden und sich zweiwertiges Eisen anhäufen konnte, das in Form von BIFs ausgefällt wurde (Klein (2005)). Auch Young (1995) veröffentlicht über glaziale Ablagerungen zwei verschiedener Eiszeiten: eine vor ca. 700 Ma („Rapitan-“, ~Sturt-Vereisung) und eine vor ca. 600 Ma (Varanger Vereisung ~ Gaskiers Vereisung). Die Gesteine, die nach Young (1995) auf einem Großkontinent abgelagert wurden, waren an gegenüberliegenden Rändern (westlich-östlich) von Laurentia lokalisiert. Die Sturt Ablagerungen zeigen seiner Meinung nach eine Riftzone an, die bei dem Auseinanderbrechen von Rodinia vor ca. 700 Ma entstand (in Young (1995) „Kanatia“). Schon Young (1995) beschreibt, dass die Ablagerungen der Gaskiers Vereisung weniger weit verbreitet sind, wobei sie entweder an einem passiven Kontinentalrand oder im Bereich einer zweiten, kleineren Riftphase abgelagert wurden. Obwohl sie sich im Alter unterscheiden, beobachtet auch Young (1995) viele Gemeinsamkeiten in den Ablagerungen der unterschiedlichen glazialen Phasen. Die Theorie globaler Vereisungen wird zum Beispiel von Schmidt und Williams (1995), Sohl et al. (1999) und Evans (2000) durch paleomagnetische Studien unterstützt. Aus dem Neoproterozoikum (Cryogenium) sind mit den globalen Sturt und Marinoan-Vereisungen und der nicht globalen Gaskiers Vereisung (Ediacarium) bisher drei große glaziale Phasen bekannt (siehe Abb. 4.14; z.B.: Knoll (2000), Hoffman und Schrag (2002), Xiao et al. (2004), Halverson et al. (2005), etc.). Der Beginn der Sturt-Vereisung wird basierend auf U-Pb Zirkon Altern an Vulkaniten unter der glazialen Chuos-Fm., von Hoffmann und Prave (1996) auf 746 ± 2 Ma festgelegt. Brasier et al. (2000) datieren Zirkone aus Asche-Lagen aus den glazialen Sturt Ablagerungen auf 723 +16/-10 Ma (U-Pb Zirkon Alter, Oman). Das Ende der Sturt-Vereisung wird von Fanning und Link (2004) auf 709 ± 5 Ma festgelegt (U-Pb Shrimp Datierung an Gesteinen aus der Pocatello-Fm., Idaho).

Die jüngere Marinoan-Vereisung fand zwischen 663 ± 4 Ma (U-Pb Zirkon Alter an Gesteinen der Datangpo-Fm., Süd-China, aus Zhou et al. (2004)) und 635,5 ± 1,2 Ma (U-Pb Zirkon Alter aus Gesteinen der Ghaub Formation, Nord-Namibia aus Hoffmann et al. (2004)) statt, womit das Cryogenium beendet ist. Im darauffolgenden Ediacarium werden glaziale Ablagerungen der Gaskiers Vereisung von Bowring et al. (2003) auf ~580 Ma datiert (U-Pb Datierung an Zirkonen aus Asche-Lagen).

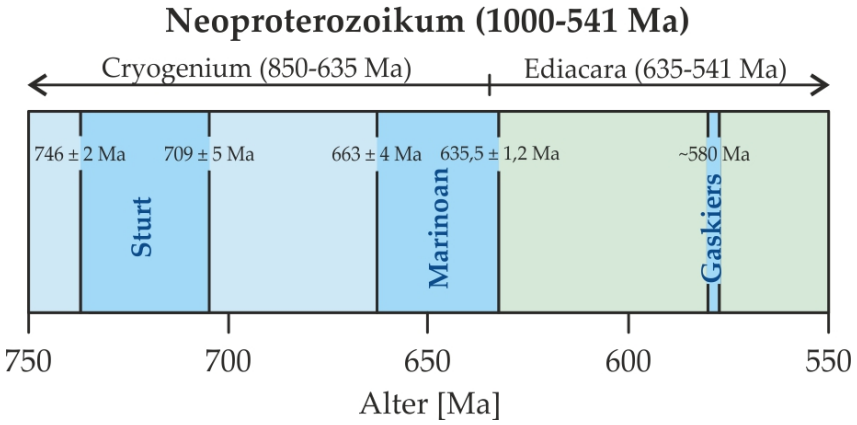


Abbildung 4.14: Schematischer Überblick über die neoproterozoischen Vereisungsphasen (die stratigrafische Zeiteinteilung richtet sich nach URL5, die Alter richten sich von alt nach jung nach Hoffmann und Prave (1996), Fanning und Link (2004), Zhou et al. (2004), Hoffmann et al. (2004) und Bowring et al. (2003)).

4.3.1 Auslöser für glaziale Phasen und die darauffolgende Ablagerung der Cap Karbonate

Der extreme klimatische Wandel ist Gegenstand vieler Diskussionen. Donnadieu et al. (2004) sehen in dem Zerbrechen des Großkontinents Rodinia zwischen 800 Ma und 700 Ma einen Auslöser für den klimatischen Wandel. Dies hatte einen großen Einfluss auf den damaligen CO_2-Haushalt. Durch erhöhte Eruptionsraten entstanden große Mengen an Flutbasalten, wodurch es im Gegenzug zu erhöhter Silikat-Verwitterung kam (Goddéris et al. (2003), Donnadieu et al. (2004)). Zusätzlich hat das Zerbrechen eines Großkontinents zur Folge, dass es mehr Angriffsflächen für Silikat Verwitterung gibt. Außerdem wechselt das eher trockene, warme Klima – nach dem Auseinanderbrechen eines Großkontinents in mehrere kleine Landmassen – zu einem feuchten Klima (Donnadieu et al. (2004)). Während des Cryogeniums haben die Landmassen einen leichten Drift in Richtung des Äquators, was ein weiterer Initiant für erhöhte Verwitterungsraten ist (Donnadieu et al. (2004)). Die großen Mengen an eingetragenem Ca^{2+} steigern die $CaCO_3$-Fällung in den Ozeanen, wodurch der Atmosphäre CO_2 in großen Mengen entzogen wird (URL8, Donnadieu et al. (2004)).

Dadurch wird wiederum das Abkühlen der Atmosphäre begünstigt. Schrag et al. (2002) merken jedoch an, dass das Auseinanderbrechen Rodinias nicht als einzige Ursache gesehen werden kann, da im Laufe der Erdgeschichte schon andere Großkontinente zerbrochen sind, ohne solch katastrophale Auswirkungen auf das Klima zu haben. Ein weiterer Initiant zur globalen Vereisung könnte die Abnahme des Treibhausgases Methan (CH_4) gewesen sein. Methanogenese-treibende Mikroorganismen fügen der Atmosphäre CH_4 zu. Durch Oxidation nimmt der Gehalt in der Atmosphäre ab, wodurch es zu einem Rückgang der Temperaturen kommt. Eine größere Schneedecke würde den Albedo-Effekt erhöhen, was die Bildung von weiteren Eismassen zusätzlich begünstigt (URL8). Hoffman et al. (1998) und Hoffman (2011) sehen bei der Bildung der Cap Karbonate einen Zusammenhang zwischen dem hohen Gehalt an atmosphärischem CO_2 und den erhöhten Verwitterungsraten gegen Ende der Vereisungsphasen. Dies hatte wiederum zur Folge, dass hohe Mengen an terrestrischem Material in die Ozeane eingetragen wurden. Hoffman et al. (1998) vermuten eine steigende Karbonatalkalinität als Indikator für das erhöhte Ausfällen an $CaCO_3$. Das „Versiegeln" der Ozeane durch die Eisdecke hat eine Schichtung der Wassersäule mit anoxischen Tiefenwässern und einer erhöhten Karbonatalkalinität zur Folge (Hoffman et al. (1998), Grotzinger und Knoll (1995)). Nach dem Abschmelzen der Eisdecke vermischen sich die Wasserschichten. In Kombination mit steigenden Verwitterungsraten kommt es zur erhöhten $CaCO_3$-Ausfällung. Kennedy et al. (2001) betrachten das Modell von Hoffman et al. (1998) kritisch, da ein schneller Wechsel der globalen Kohlenstoff-Zusammensetzung der Ozeane erforderlich wäre. Die während der glazialen Phase herrschende CO_2-Konzentration von ~120.000 µg/g müsste in kurzer Zeit rapide absinken, wofür zum Beispiel extrem hohe Raten an Silikat-Verwitterung nötig wären. Kennedy et al. (2001) postulieren, dass der vermutete Anstieg der Silikat-Verwitterung aufgrund von Sr-Daten nicht unterstützt wird. Die Autoren liefern eine weitere These zur Entstehung der Cap Karbonate. Sie sehen die Destabilisierung von Gashydraten in kontinentalen Permafrostböden verantwortlich für die Bildung der Cap Karbonate. Gründe sehen sie in den Gefügen der Cap Karbonate, wie sie typisch für rezente Ablagerungen an kalten Methanquellen sind. Ein weiteres Charakteristikum sind die schon erwähnten negativen $\delta^{13}C$-Anomalien. Die Erwärmung und Überflutung und die darauffolgende Destabilisierung des Methans könnte starke Auswirkungen auf den Kohlenstoff-Haushalt der Ozeane gehabt haben. So könnten in das Ablagerungsmilieu leichtere C-Isotope eingetragen worden sein, was zu den

charakteristischen $\delta^{13}C$-Anomalien geführt haben könnte. Einen weiteren Beweis für ihr Modell sehen die Autoren darin, dass der freigesetzte Kohlenstoff der Gashydrate denen der Cap Karbonate entspricht. Evans (2000) fasst drei verschiedene Modelle zur Erklärung der weltweiten Verbreitung der glazialen Ablagerungen zusammen und versucht diese mit zusammengefassten paleomagnetischen Studien und Datierungen verschiedener glazialer Ablagerungen zu kompilieren (vgl. Abb. 4.15):

1. Das **Phanerozoische Modell** („Phanerozoic archetype"). In diesem Modell sind die glazialen Phasen mit denen des Phanerozoikums zu vergleichen, wobei die Sonneneinstrahlung 6 % geringer (Crowley und Baum (1993)) und die CO_2 Konzentration der Atmosphäre niedriger gewesen sein müsste (Meert und van der Voo (1994)). Letztere postulieren, dass die Eisdecke unter diesen Umständen bis in Breitengraden von 25° gereicht haben könnte.
2. Die zweite Theorie richtet sich nach Williams (1975). Dieser geht davon aus, dass die Gletscher rund um den Äquator konzentriert waren. Je nach **Neigung der Erdachse** (>54°) würde die Sonneneinstrahlung an den Polen zunehmen, während sie am Äquator rapide abnehmen würde. In diesem Fall müssten die glazialen Schichten, je nach Lage der kontinentalen Bewegung in Richtung Äquator, diachron abgelagert worden sein (Kröner (1977)).
3. Die dritte Theorie, die Evans (2000) aufführt, ist die bereits erwähnte Theorie des **„Snowball earth"**. Evans` (2000) Zusammenfassung zeigt, dass die Eisdecke von niedrigen bis hin zu mittleren Breitengraden gereicht haben muss. Diese Ergebnisse würden sowohl die Hypothese einer stark geneigten Erdachse wie auch die „Snowball earth"-Hypothese unterstützen (Abb. 4.15). Je nachdem, ob die (globalen) glazialen Schichten synchron oder diachron abgelagert wurden, könnte eine Aussage darüber getroffen werden, ob die „Snowball earth" Theorie oder die der geneigten Erdachse zutrifft.

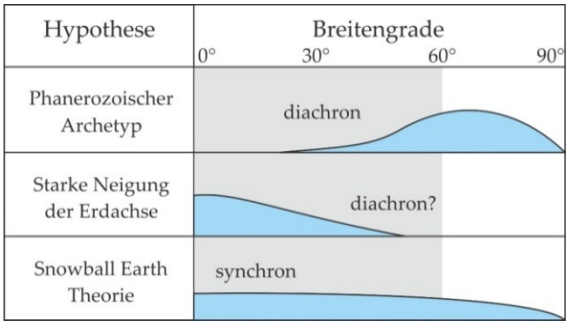


Abbildung 4.15: Modelle zur Verbreitung glazialer Phasen. Eingetragen sind die theoretischen Breiten, in die sie vorgedrungen wären (blaue Bereiche). Der graue Bereich markiert Breiten, bis zu denen das Eis nach paleomagnetischen Messungen tatsächlich vorgedrungen sein könnte (verändert nach Evans (2000)).

4.3.2 Cap Karbonate und die darin enthaltenen Informationen

Die glazialen Ablagerungen der Sturt- bzw. Marinoan-Eiszeit werden mit zum Teil scharfen Übergängen von den sogenannten Cap Karbonaten überlagert (z.B. Hoffman et al. (1998), Kennedy et al. (2001), Kasemann et al. (2005), Allen und Hoffman (2005), Kennedy und Christie-Blick (2011)). Die karbonatischen Ablagerungen werden in der Literatur häufig in Cap Dolomite und Kalksteine aufgeteilt (Higgins und Schrag (2003), Shields (2005), Hoffman et al. (2007), Young (2013)). Die Cap Karbonate erreichen Mächtigkeiten zwischen 3,0 m bis 20 m (Young (2013)). Auch Fabre et al. (2013) definieren Cap Karbonate als Dolomitgesteine, die die glazialen Schichten mit einer klaren Kontaktzone direkt überlagern. In diese Definition beziehen sie alle karbonatischen Ablagerungen, die im Zeitraum zwischen 730 Ma und 580 Ma abgelagert wurden, mit ein (Sturt, Marinoan und Gaskiers Vereisung). Neben charakteristischen $\delta^{13}C$-Werten haben alle postglazialen, karbonatischen Einheiten ungewöhnliche Sedimentstrukturen gemeinsam. Häufig werden kegelförmige Gefüge bzw. Tipi-Strukturen („tepee-structures"; vgl. Abb. 4.16a) beobachtet (z.B. Kennedy et al. (2001), James et al. (2001), Gammon et al. (2005), Jiang et al. (2006), Hoffman (2011), Young (2013)). Der Ursprung der Tipi-Strukturen wird unterschiedlich diskutiert (z.B. Gammon et al. (2005)). Nach Kennedy et al. (2001) könnten die Formen ihren Ursprung in der Destabilisierung von Methanhydraten aus Permafrostböden haben, welche im Zuge der Überflutung nach dem Auftauen des Eises stattfand. Eine andere Erklärung sehen u.a. James et al. (2001) und Hoffman (2011) im Zusammenhang mit Ausdehnungen im Sedimentgefüge, die durch Kristallisationsvorgänge hervorgerufen werden. In Zusammenhang mit Tipi-Strukturen können die ebenfalls für die Cap Karbonate typischen „sheet cracks" entstehen (Jiang et al. (2006), im Folgenden als Blattrisse angesprochen). Hoffman und Macdonald (2010) beschreiben die Blattrisse als parallel angeordnete Extensionsrisse, die unter anderem mit Dolomit verfüllt sein können (Abb. 4.16b). Hoffman und Macdonald ((2010), und darin enthaltene Zitate) fassen zwei mögliche Mechanismen zur Bildung von Blattrissen zusammen. Zum einen könnten sie durch die Destabilisierung von Methanhydraten während der glazialen Phase zum Zeitpunkt des niedrigsten Meeresspiegels entstanden sein. Die Blattrisse sind demnach an ehemaligen Methanquellen durch die Destabilisierung von Methanhydraten am Meeresboden entstanden. Dies müsste eine Abreicherung in den $\delta^{13}C$-Werten zur Folge haben.

Solche Trends können Hoffman und Macdonald (2010) in den Gesteinen des Keilberg-SG (Otavi-Gruppe, Namibia) nicht beobachten und betrachten diese Theorie kritisch. Zum anderen sehen sie eine weitere Erklärung im Überdruck von Porenwässern.

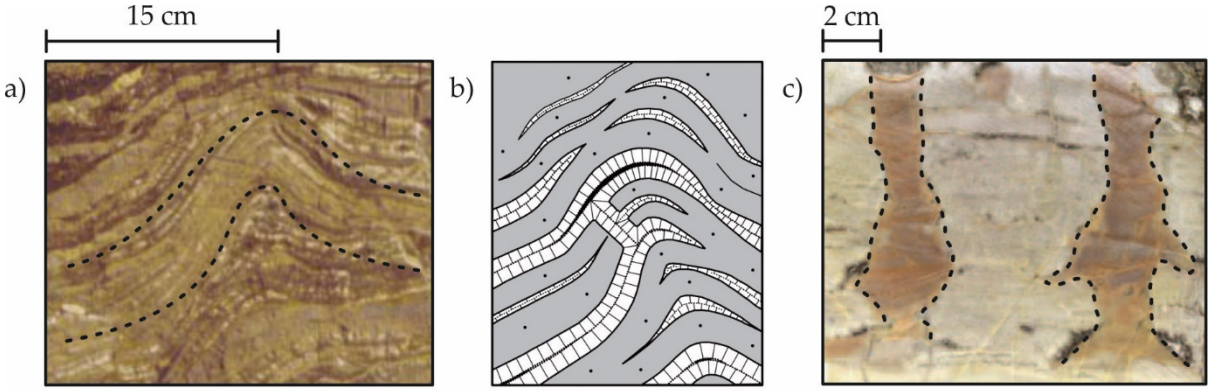


Abbildung 4.16: Beispiele typischer Strukturen von Cap Karbonaten. a) Tipi-Strukturen (verändert nach Kennedy et. al (2001)), b) schematische Skizze von Blattrissen („sheet cracks"; verändert nach Hoffman und Macdonald (2010)), c) röhrenförmige Strukturen („tube structures"; verändert nach Corsetti und Lorentz (2006)).

Dieser Überdruck könnte durch die rasche Sedimentation der Karbonate ausgelöst worden sein (Corkeron (2007), aus Hoffman und Macdonald (2010)). Ein weiteres typisches Merkmal wird häufig als „tube structures", „tubestones", oder auch als „tubestone stromatolite" beschrieben (z.B. Kennedy et al. (2001), Corsetti und Kaufman (2005), Shields (2005), Corsetti und Grotzinger (2005), Corsetti und Lorentz (2006), Jiang et al. (2006), Hoffman et al. (2007), Hoffman (2011); vgl. Abb. 4.16c). Die Bildung der röhrenförmigen Strukturen sehen Corsetti und Grotzinger (2005) in einem Zusammenspiel aus stetigem Wachstum von Mikrobialithen und andauernden Sedimentationsraten. Corsetti und Grotzinger (2005) beschreiben sie als Vertiefungen mit Sedimentfüllungen innerhalb der Stromatolith-Lagen. Andere Erklärungsansätze kommen z.B. von Kennedy et al. (2001) und Shields (2005). Sie postulieren, dass die röhrenförmigen Strukturen ihren Ursprung im Entweichen von Gasen oder Fluiden aus dem Sediment haben könnten. Weitere Sedimentstrukturen werden von Pruss et al. (2010) beschrieben (ebenfalls z.B. Kennedy et al. (2001), Corsetti und Lorentz (2006), Hoffman (2011), Young (2013)). Die Autoren postulieren Strukturen, die in der Literatur als „roll-up structures" („Wickelfalten") angesprochen werden. In Abbildung 4.17a-c werden solche „roll-up"-Strukturen aus der Rasthof-Fm. (Namibia) gezeigt. Des Weiteren wird die Entstehung schematisch dargestellt. Da keine Auswirkungen von Wellenbewegungen, Stürmen oder auch Strömungen beobachtet werden, gehen Pruss et al. (2010) davon aus, dass die Sedimente unterhalb der Sturmwellen Basis abgelagert wurden. Demnach spielen die aufgezählten Mechanismen auch keine Rolle bei der Bildung der

„roll-up"-Strukturen. Dafür spricht auch, dass solche Strukturen (<10 cm) eher lokal und unregelmäßig angeordnet sind. Im ersten Schritt der Bildung dieser Strukturen lagern sich sehr feinlaminierte Schichten von Mikrobialithen ab. In diesen Schichten bilden sich durch Entweichen von z.B. Fluiden oder Gasen Gänge bzw. Poren, die keine besondere Orientierung haben. Während der Bildung ist das zementarme Sediment noch weich und nicht lithifiziert, weshalb sich die Schichten nicht auffalten, sondern eher aufrollen. Die angelegten Gänge und Poren werden mit Sediment verfüllt und die Strukturen werden anschließend synsedimentär lithifiziert (Pruss et al. (2010)). Zum Vergleich modellieren Pruss et al. (2010) die Bildung von Gängen in dickeren, an Zement reicheren Schichten. Diese beginnen schon während der Entstehung von Gängen zu lithifizieren und es kommt zu Auffaltungen des Sediments (Abb. 4.17b).

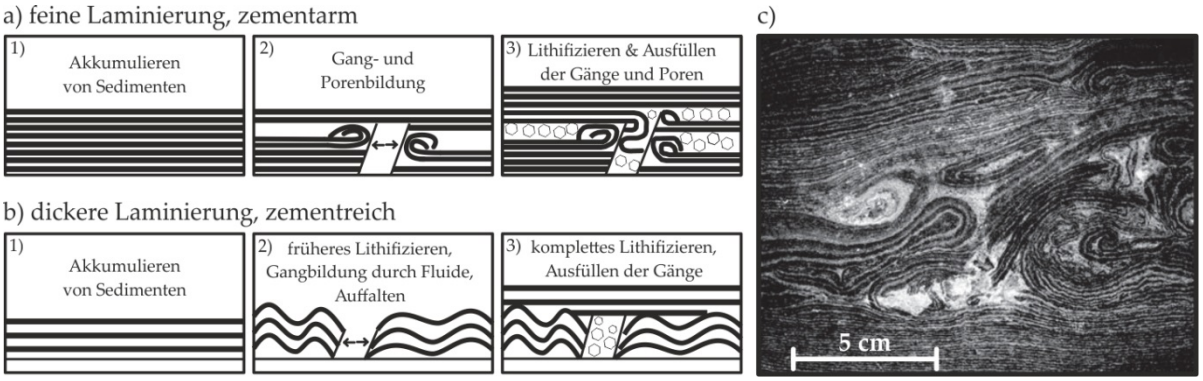


Abbildung 4.17: Schematischer Unterschied zwischen der Bildung von „roll-up"-Strukturen und Faltungen. a) Entstehung von „roll-up"-Strukturen in feinlaminierten und zementarmen Schichten und b) Bildung von Faltungen in dicklaminierten und zementreichen Ablagerungen (verändert nach Pruss et al. (2010)), c) „roll-up"-Strukturen (Rasthof-Fm., Namibia; verändert nach Corsetti und Lorentz (2006)).

Kennedy et al. (2001) beschreiben die karbonatischen Ablagerungen meist als dünn laminiert und homogen. Sie erwähnen Merkmale von „biohermen Domen", die daraufhin deuten, dass sich ihr Wachstum unterhalb der Wellenbasis vollzogen hat. Des Weiteren können die postglazialen Ablagerungen teilweise Einschlüsse von Pyrit und Baryt enthalten, was auf die Ablagerung in einem zum Teil anoxischen Milieu deutet (Kennedy et al. (2001)). Die Einlagerungen von Pyrit sieht Shields (2005) in Zusammenhang mit sulfatreduzierenden Bakterien. Die Reduktion von Sulfat könnte auch die Erklärung für Karbonatablagerungen in anoxischem Milieu sein. Vasconcelos und McKenzie (1997) beschreiben, dass bei der Reduktion von Sulfaten neben Produkten wie H_2S auch überschüssiges Mg^{2+} freigesetzt wird, welches bei Zufuhr von HCO_3^--Ionen in Form von Dolomit ausfällt (Hübner (2002)). In Cap Karbonaten aus China werden häufig „Stromatactis-like cavities" beobachtet

(z.B. Jiang et al. (2006), Wang et al. (2008), Lu et al. (2012)). Diese treten am häufigsten in den basalen Schichten der Cap Karbonate auf (Jiang et al. (2006)). Im weiteren Verlauf werden diese Strukturen als Stromatactis angesprochen. Olchowy (2011) beschreibt die sedimentären Strukturen als netzförmig angelegte Hohlräume. Sie können zum Beispiel mit mikrokristallinem Dolomit, Calcit oder Aragonit verfüllt sein (Jiang et al. (2006), und darin enthaltene Zitate). Stromatactis werden häufig in Vergesellschaftung mit zum Beispiel Tipi-Strukturen, Brekzien, Baryt und negativen $\delta^{13}C$-Isotopien in den basalen Schichten der Cap Karbonate beobachtet. Sie könnten ihren Ursprung ebenfalls in der Destabilisierung von Gashydraten haben (Jiang et al. (2006)). Hoffman et al. (2011) postulieren, dass sich die karbonatischen Einheiten der drei glazialen Phasen zum Teil unterscheiden. Cap Karbonate aus transgressiven Phasen schreiben sie nur der Marinoan-Eiszeit zu. Sie postulieren, dass die Karbonate während der Überflutung der Kontinente aus Schmelzwasser ausgefällt wurden. In Tabelle 4.1 fassen Hoffman et al. (2011) die typischen Merkmale der auf die Marinoan-Eiszeit folgenden Cap Dolomite aus verschiedenen Veröffentlichungen zusammen. In den Cap Karbonaten werden außerdem verschiedene Arten von Baryt beobachtet (z.B. Shields (2005)). Barytablagerungen auf dem Ozeanboden haben ihren Ursprung in der Durchmischung anoxischer Tiefenwässer – die jedoch reich an Schwefelwasserstoff sind – mit sauerstoffreicheren Oberflächenwässern. Shields (2005) beschreibt ozeanische Barytablagerungen, die zwischen den Cap Dolomiten und den postglazialen Kalksteinen als Ozeanboden-Baryt abgelagert wurden. Er vermutet, dass die Baryt-Lagen nach dem Absedimentieren der Cap Dolomite aus Ba-reichen, euxinischen Wässern präzipitierten, als diese sich mit sulfatreichen Wässern vermischten. Dieser Vorgang könnte ebenfalls im Zusammenhang mit austretendem Methan liegen (Shields (2005)).

Tabelle 4.1: Zusammenfassung typischer Merkmale der Cap Dolomite der Marinoan-Eiszeit. Blaue Kästchen markieren beobachtete Merkmale, rote Kästchen markieren nicht beobachtete Merkmale. Erklärung der Zahlencodes: 1. Flach einfallende Kreuzlamellen, 2. Pelloide, 3. große Wellenrippeln, 4. Blattrisse, 5. Röhrenförmiger Stromatolith („tubestone"), 6. Tipi-Brekzie, 7. Diagenetischer Baryt, 8. Ozeanbodenbaryt (aus Hoffman et al. (2011) und Hoffman (2011)).

Paleokontinent	Präglaziale Einheit	Cap-Formation	Mächtig [m]	1	2	3	4	5	6	7	8
Amazonia	Puga	Mirassol d'Oeste	24,0								
Arabia	Gadir Manqil (Fiq)	Hadash	4,50								
Arctic Alaska	No deposits	Nularvik	35,0								
Australia	Olympic	Mount Doreen	4,00								
Australia	Elatina	Nuccaleena	5,00								
Australia	Cottons	Cumberland Cree	6,00								
Australia	Landrigan	Lower Stein	8,5								
Baltica	Smalfjord	Lower Nyborg	5,00								
Congo	Ghaub	Keilberg	38,0								
Congo	Petit Conglome´rat	Calcaire rosé	10,0								
Congo	Upper Tilloid	C1 Dolomie rose	10,0								
India	Blaini	Upper Blaini	10,0								
Kalahari	Namuskluft	Dreigratberg	25,0								
Kalahari	Bla¨sskranz	Tsabesis	21,0								
Kalahari	No deposits	Bildah	80,0								
Laurentia	Stelfox (Ice Brook)	Ravensthroat	12,0								
Laurentia	Storeelv	Lower Canyon	10,0								
Laurentia	Wilsonbreen	Lower Dracoisen	10,0								
Laurentia	Stralinchy-Reelan	Cranford	4,00								
Laurentia	Stelfox (Ice Brook)	Hard Luck	4,00								
Laurentia	Wildrose	Noonday	175								
Siberia	Ulyakha	Lower Ozerki	35,0								
South China	Nantuo	Lower Doushantu	4,00								
Tarim	Tereeken	Lower Zhamoketi	6,00								
Tuva-Mongolia	Khongoryn	Ol	15,0								
Tuva-Mongolia	Khesen	Baxha	4,00								
West Africa	Fersiga	Oued Djouf	6,00								
West Africa	Jbe´liat	Amogjar	5,00								
West Africa	Banboli	Mid Sud-Banboli	1,50								

Neben den typischen Cap Karbonaten, die nur auf die Ablagerungen der beiden globalen Vereisungsphasen (Sturt und Marinoan) folgen, haben alle Ablagerungen auch die karbonatischen Ablagerungen, die auf die glazialen Abfolgen der Gaskiers Vereisung folgen, negative $\delta^{13}C$-Werte gemein. Abbildung 4.18 zeigt eine Zusammenfassung verschiedener $\delta^{13}C$-Daten (Halverson et al. (2005)), in der deutlich die negativen Einschnitte nach den glazialen Phasen zu erkennen sind. Young (2013) postuliert, dass die negativen $\delta^{13}C$-Werte durch den Einfluss von hydrothermalen Quellen entstanden sein könnten. Er weist daraufhin, dass Deines (2002) Mantelsignaturen mit $\delta^{13}C$-Werten von ca. -5 ‰ angibt.

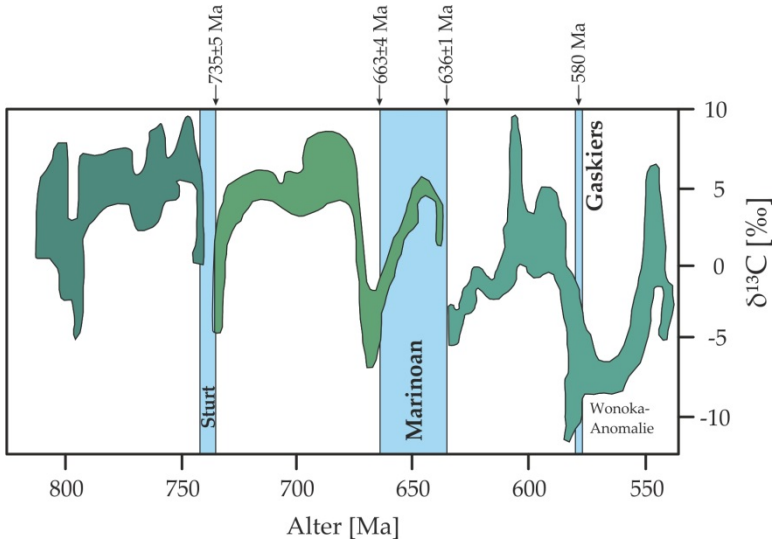


Abbildung 4.18: Zusammenfassung von $\delta^{13}C$-Werten in Zusammenhang mit den drei glazialen Phasen (markiert durch hellblaue Balken, verändert nach Halverson et al. (2005)).

Diese Behauptung wird durch Font et al. (2006), Huang et al. (2011) und Meyer et al. (2012) unterstützt. Die Autoren postulieren, dass die geochemischen Signaturen der Cap Karbonate ihren Ursprung in hydrothermalen Einflüssen haben könnten. Weitere Erklärungen zu den Anomalien liefern Grotzinger und Knoll (1995). Während den Vereisungsphasen könnte sich eine Schichtung der Ozeanwässer entwickelt haben, wobei die Isotopie des Oberflächenwassers an schwerem ^{13}C angereichert ist, da organisches Material, welches in ^{13}C abgereichert ist, in tiefere, anoxische Schichten absinkt. Durch Demineralisieren des isotopisch leichteren, organischen Materials werden Ionen von Hydrogenkarbonaten (HCO_3^-) und Karbonaten $(CO_3)^{2-}$ produziert. Aufgrund einer Durchmischung der Ozeanwässer wird das Ausfällen von Karbonaten durch die alkalischen Tiefenwässer initiiert. Dabei tragen die ausgefällten Karbonate die Signatur der leichteren Tiefenwässer. Eine andere Hypothese kommt unter anderem von Kennedy et al. (2001). Sie sehen den Ursprung der negativen $\delta^{13}C$ Werte in der Destabilisierung der Methanhydrate. Das entweichende Methan besitzt wesentlich leichtere $\delta^{13}C$-Isotopien, was sich dann in den Präzipitaten widerspiegelt. Higgins und Schrag (2003) fertigten Modelle für den Kohlenstoff-Haushalt zum Zeitpunkt der Ablagerungen der Cap Karbonate an. Sie postulieren, dass allen Theorien zur Erklärung der negativen $\delta^{13}C$-Anomalien Änderungen im Kohlenstoff-Kreislauf zu Grunde liegen. In diesem Zusammenhang kritisieren sie aber, dass immer nur ein Faktor verändert wurde. Sie vertreten die These, dass die negativen $\delta^{13}C$-Werte eher ein Ergebnis aus dem Zusammenspiel mehrerer Faktoren sind. So spielen die hohen Verwitterungsraten und die damit einhergehende Erhöhung der Ozeanalkalinität eine große Rolle. Zusätzliche Ursachen können ein hoher CO_2-Partialdruck, erhöhte

Durchmischungsraten der Ozeane, Gasaustausch zwischen der Atmosphäre und dem Ozean sowie die Raten der biologischen Produktivität sein. Weitere geochemische Merkmale der Cap Karbonate werden von z.B. Young (2013) zusammengefasst. Neben den negativen $\delta^{13}C$-Werten beschreibt er außerdem geochemische Charakteristika wie Anteile von RedOx sensitiven Elementen (Fe und Mn) oder typische Muster wie eine Abreicherung der LREE sowie leichte Y-Anomalien (positiv). Außerdem beschreibt er ein Fehlen von Ce- und Eu-Anomalien (negativ) und eine Anreicherung von Schwermetallen. Weitere geochemische Parameter werden von Kasemann et al. (2005, 2010, 2014) postuliert. Die Autoren analysieren unter anderem B- und C-Isotope, um den Paleo-PH des Ozeanwassers zu rekonstruieren. So können sie beobachten, dass sich die Ablagerungen der jüngeren Marinoan und der älteren Sturt-Vereisung in den B-Isotopen unterscheiden, weshalb sie die These von zwei unterschiedlichen Ablagerungsmilieus während den postglazialen Phasen aufstellen. Anhand von B-Isotopen der glazialen und postglazialen Ablagerungen der Sturt-Eiszeit interpretieren Kasemann et al. (2010) moderate und konstant verlaufende pH-Werte (~8,3) sowie keine erhöhten CO_2-Partialdrücke. Dies ändert sich jedoch in der Phase des Abschmelzens der Marinoan-Eismassen. Die pH-Werte der unteren post-Marinoan-Einheiten zeigen deutlich niedrigere pH-Werte (~7), welche daraufhin deuten, dass es direkt nach dem Abschmelzen zu einem starken Absinken des CO_2 kam. Das rapide Absinken des CO_2 direkt nach dem Abschmelzen unterstützt die Theorie von z.B. Hoffman et al. (1998) einer globalen Eisdecke (Kasemann et al. (2010)).

4.3.3 Überleben im Snowball earth

Über die Lebensbedingungen während und direkt nach den glazialen Phasen ist wenig bekannt. Pruss et al. (2010) berichten von Lebensspuren in postglazialen Ablagerungen der Sturt-Eiszeit (Rasthof-Fm., Namibia). Sie beschreiben Mikrobenmatten, die auf ein Ökosystem in der Tiefsee deuten, welches sich nach der Sturt-Eiszeit entwickelt hat. Von Mikrofossilien in postglazialen Ablagerungen der Sturt-Eiszeit berichten auch Bosak et al. (2011). Neben der Rasthof-Fm. in Namibia haben sie die Tsagaan Oloom-Fm. in der Mongolei beprobt. Sie bestätigen ein intaktes Ökosystem, welches sich präglazial in Bereichen unterhalb der Wellenbasis entwickelt hat. Maloof et al. (2010) untersuchen die präglaziale Trezona-Fm. (prä-Marinoan Ablagerungen unter der glazialen Elatina-Fm.) und postulieren über Fossilien, die Ähnlichkeiten mit Schwämmen besitzen (z.B. miteinander

verbundenes Kanalsystem und ein asymmetrischer Bauplan der Organismen). Funde von fossilen Steranen deuten auf das Erscheinen von Demospongien vor dem Ende der Marinoan-Eiszeit (Huqf-Supergroup, Oman; Love et al. (2009)). Die fossilen Funde weisen darauf hin, dass in manchen Ozeanbecken genug gelöster Sauerstoff vorhanden war, um einen Lebensraum für basale Metazonen zu ermöglichen und das noch vor der Kambrischen Explosion.

5. Methodik

Der methodische Teil gliedert sich in Teil A mit einer klassischen Beschreibung der angewandten Methoden und Teil B mit einer kritischen Betrachtung dieser Methoden auf.

Teil A – Klassische Methodik –

5.1 Mechanische Präparation

Von allen Proben wurden Bohrkerne (ca. 0,60 cm Durchmesser und ca. 1,00-2,00 cm Länge) aus den schon präparierten Hilfsträgern entnommen. Die Bohrkerne wurden im ersten Schritt grob zerkleinert und dann in einer Achat-Kugelmühle zu analysenfeinen Pulvern gemahlen. Bei der Entnahme der Bohrkerne wurde darauf geachtet, dass verschiedene Phasen des jeweiligen Hilfsträgers erbohrt wurden (vgl. Abb. 5.1).

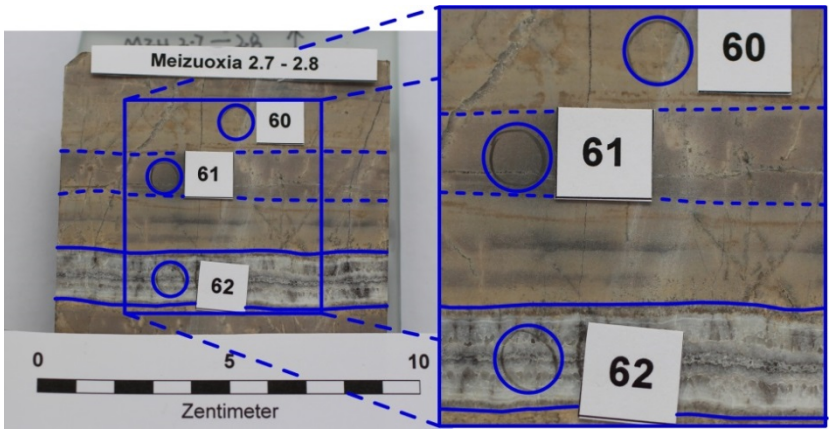


Abbildung 5.1: Bohrkerne am Beispiel eines Hilfsträgers aus der Meizuoxia Sektion. Die blauen Kreise bzw. Linien markieren die unterschiedlichen Phasen, aus denen die Proben erbohrt wurden.

5.2 Chemische Präparation

5.2.1 Stammlösungen für induktiv gekoppelte Plasma Massenspektrometrie (ICP-MS), induktiv gekoppelte optische Emissionsspektrometrie (ICP-OES) und Thermionen Massenspektrometrie (TIMS)

Die analysenfeinen Pulver wurden zur weiteren Bearbeitung in Savillex® Becher (15,0 ml) eingewogen. Bei den Proben lag das Hauptaugenmerk auf dem karbonatischen Anteil. Um diesen abzutrennen wurden die Probenpulver mit 1M Essigsäure ($C_2H_4O_2$) versetzt. Durch die Zugabe der Essigsäure werden ausschließlich die karbonatischen Teile und nicht die silikatischen Phasen gelöst. Um eine klare Probenlösung zu erhalten, wurden die gelösten karbonatischen Anteile in mehreren Schritten abpipettiert und zentrifugiert. Diese Prozedur

wurde wiederholt, bis der karbonatische Anteil komplett gelöst und abgetrennt war. Im letzten Schritt wurde der Rückstand drei Mal mit destilliertem Wasser gespült. Die wässrige Lösung wurde ebenfalls abpipettiert, zentrifugiert und zu dem gelösten karbonatischen Teil in der Essigsäure gegeben. Das Eindampfen dieser Lösung erfolgte anschließend bei 70 °C auf der Heizplatte. Zu dem eingedampften, karbonatischen Rückstand wurde in drei bis fünf Durchgängen Salpetersäure (HNO_3) und Wasserstoffperoxid (H_2O_2) gegeben. Die Lösung wurde jeweils bei 50-60 °C abgeraucht. Die Proben wurden so oft mit der HNO_3-H_2O_2-Mischung behandelt, bis eventuelle organische Anteile gelöst und abgeraucht waren und die Lösung klar war. Nach dem Abrauchen auf der Heizplatte wurden die abgekühlten, klaren Rückstände in 6N HCl gelöst und ein weiteres Mal mit Deckel erhitzt. Die abgekühlte Lösung sollte klar sein und wurde dann ein weiteres Mal abgeraucht. Im letzten Schritt wurden alle Probenrückstände mit einer für eine Verdünnung von 1:1000 definierten Menge an HNO_3 und dest. H_2O aufgenommen (für eine Probenlösung in 2 %iger HNO_3) und in PE-Flaschen abgefüllt. Aus dieser Stammlösung wurden die Proben für die Messungen an der ICP-MS, ICP-OES und für die Bestimmung der Isotope an den beiden TIMS angesetzt. Für die Messungen an der ICP-MS und ICP-OES wurden 10,0 ml der verdünnten Stammlösung abgetrennt und mit einer internen Standardlösung versehen (Ge, Rh, In, Re).

5.2.2 Chemische Präparation zur Analyse der Sr- und Ca-Isotope

5.2.2.1 Strontium (Sr)

Von den Stammlösungen wurde eine für ein vernünftiges Probe-Spike Verhältnis berechnete Menge an Probenlösung zusammen mit einem kalibrierten ^{87}Rb-^{84}Sr Spike in Savillex® Becher (Größe 15,0 ml) eingewogen und eingedampft. Im nächsten Schritt wurden je 3,0 ml 6N HCl zugefügt. Die Lösungen wurden unter Verschluss über Nacht bei 80 °C auf der Heizplatte erwärmt und nach dem Abkühlen bei 80 °C auf der Heizplatte abgeraucht. Im letzten Schritt wurden 1,5 ml 2,5N HCl zugefügt und ein weiteres Mal bei 80 °C über Nacht erhitzt. Nach dem Abkühlen auf Zimmertemperatur wurden die Lösungen zentrifugiert. Von den klaren Lösungen wurde im Anschluss Sr mit der Kationen Austauscher Methode separiert (Beschreibung der Methode im Abschnitt 5.2.3). Während der ersten Analysenreihe wurde zusätzlich Rb abgetrennt. Jedoch waren die Konzentrationen während der Messungen unterhalb der Nachweisgrenze, sodass bei den folgenden beiden Analysenreihen auf die Rb-Separation verzichtet wurde.

5.2.2.2 Calcium (Ca)

Die Vorbereitungen zur Ca-Abtrennung sind ähnlich zu denen der Sr-Abtrennung. Für ein für die Messung günstiges Probe-Spike Verhältnis wurde eine definierte Menge der karbonatischen Probenlösung zusammen mit einem kalibrierten $^{42}Ca/^{48}Ca$ Spike versetzt und eingedampft. Nach den Prozeduren, wie sie schon für die Sr-Abtrennung beschrieben wurden, wurde die eingedampfte Probe mit 1,0 ml 2,5N HCl versetzt.

5.2.3 Kationen-Austauscher-Methode

Zum Abtrennen der einzelnen Elemente wurde die Kationen-Austauscher-Methode genutzt. Die Kationen-Austauscher Säulen sind mit einem Austauscher Harz (AG 50 WX 8, 200-400 mesh) der Firma Biorad® gefüllt. Die Separation von Sr und Ca fand an unterschiedlichen Säulen statt, verlief aber nach demselben Prinzip. Die Proben wurden in 1,50 ml 2,5N HCl (Sr) beziehungsweise 1,0 ml 2,5N HCl (Ca) gelöst. Die Säulen wurden mit 2,5N HCl konditioniert und die erwähnten Mengen an Probenlösung wurden auf die Säulen pipettiert. Durch Zugabe von exakt kalibrierten Mengen von 2,5N HCl wurden Sr und Ca von den anderen Elementen separiert.

Aufgrund der Trenngenauigkeit wurden die Ca-Separate drei Mal über die Kationen-Austauscher Säulen gegeben. Die abgetrennten Separate wurden im Anschluss zur weiteren Bearbeitung auf einer Heizplatte eingedampft.

5.3 Analytische Techniken

5.3.1 Funktionsweise der induktiv gekoppelten Plasma Massenspektrometrie (ICP-MS)

Wenn nicht anders erwähnt, richtet sich die Beschreibung der Funktionsweise der ICP-MS nach dem „Beginner´s guide to ICP-MS“ von Thomas (2001). Die Spurenelemente wurden durch Messungen mittels ICP-MS bestimmt. Die Analysen wurden an einer **Perkin Elmer SCIEX ELAN DRC II ICPMS** in der geochemischen Abteilung des Geowissenschaftlichen Zentrums der Georg-August-Universität Göttingen durchgeführt.

Mit Hilfe der ICP-MS können verschiedene Arten von Elementen bestimmt werden:

- “High Field Strength”-Elemente (HFSE): Nb, Ta, Zr, Hf
- “Large Ion Lithophile”-Elemente: Rb, Ba, Cs, Th U

- Seltene Erdelemente und Yttrium (REE+Y): La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Y, Ho, Er, Tm, Yb, Lu
- außerdem: Co, Ni, Cu, Zn, Sr, Y, Mo, Cd, Sn, Sb, Te, W, Ti

Abbildung 5.2 zeigt den schematischen Aufbau eines ICP-MS. Die gelösten Proben werden durch eine peristaltische Pumpe angesogen und dann durch einen Zerstäuber („Nebuliser“) in ein Aerosol umgewandelt. Dieses wird über ein Trägergas (Argon (Ar)) in den Probeninjektor der Plasmaquelle geleitet. Das Aerosol wird durch das induktiv gekoppelte Plasma thermisch bei 8000 K bis 10000 K ionisiert. Das Plasma entsteht in einem durch zwei Hochfrequenzspulen elektromagnetisch erzeugten Feld. Dem Ar, welches als Plasmagas dient, werden Elektronen entzogen. Diese werden durch das elektromagnetische Feld der Spulen so stark beschleunigt, dass sie auf weitere Ar Atome treffen, denen wiederum Elektronen entzogen werden.

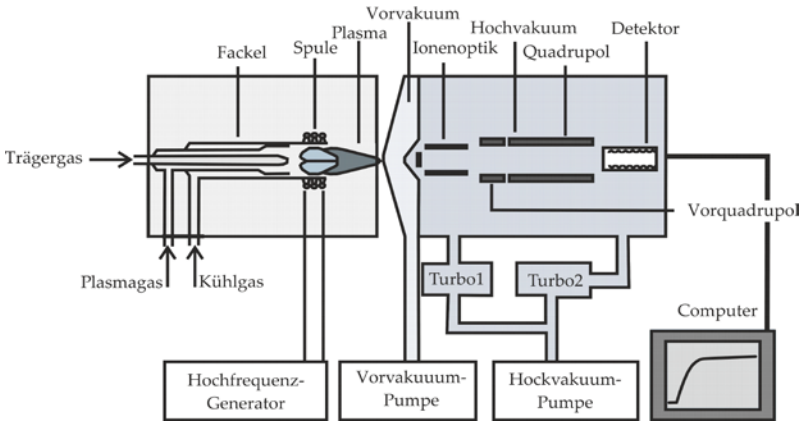


Abbildung 5.2: Schematischer Aufbau einer Quadrupol ICP-MS ELAN 6000 (bearbeitet nach Gebel (2000)).

Dieser Vorgang initiiert eine Kettenreaktion, welche in der Erzeugung der Plasmagasflamme endet. Die ionisierten Teilchen werden durch die Ionenoptik abgeführt und in den Quadrupol-Massenfilter gelenkt. Die detektierten Ionen werden in ein elektrisches Signal umgewandelt und in Form von Stromstärkenimpulsen gemessen.

5.3.2 Funktionsweise der induktiv gekoppelten optischen Emmissionspektrometrie (ICP-OES)

Wenn nicht anders zitiert, richtet sich die Beschreibung der Funktionsweise der ICP-OES nach Boss und Fredeen (1997). Die Analysen wurden an einer **ICP-OES OPTIMA 3300™ DV** mit Autosampler **AS-91** (Perkin Elmer™) in der Abteilung Geochemie des Geowissenschaftlichen Zentrums der Georg-August-Universität Göttingen durchgeführt.

Das Hauptaugenmerk lag auf den Ca-, Mg- und Mn-Konzentrationen. Des Weiteren wurden Konzentrationen von Al, Fe, K, Na, P und Ti sowie den Spurenelementen Ba, Be, Cd, Co, Cr, Cu, Li, Mo, Ni, Pb, Sc, Sr, V, Y, Zn und Zr bestimmt. Die Konzentrationen dieser Elemente lagen meist unterhalb der Nachweisgrenze. Wie bei dem ICP-MS wird die gelöste Probe durch einen Zerstäuber in ein Aerosol umgewandelt. Dieses wird über ein Trägergas (Ar) in eine Plasmaquelle geführt und in der Plasmafackel ionisiert. Die Ionisierung findet bei Temperaturen von 6000 K bis 10000 K statt. Durch die Ionisierung werden die Elektronen im Analyt auf höhere Energieniveaus angehoben. Beim Zurückfallen auf das ursprüngliche Energieniveau wird elektromagnetische Strahlung ausgesandt. Dabei besitzt jedes Element eine für sich spezifische Wellenlänge. Die ausgesandte Strahlung wird in Spektren zerlegt, spezifischen Spektrallinien detektiert und in Form von Stromstärkeimpulsen registriert.

5.3.3 Funktionsweise der Thermionen-Massenspektrometrie (TIMS)

Sowohl die Sr- als auch die Ca-Isotope wurden an Thermionen Massenspektrometern (TIMS) der Abteilung Isotopengeologie des Geowissenschaftlichen Zentrums der Georg-August-Universität Göttingen analysiert. Sr-Isotope wurden an **einer Finnigan Triton™** und Ca-Isotope an einer **Finnigan MAT 262 RPQ+** gemessen. Auf Abbildung 5.3 wird der schematische Aufbau eines Thermionen Massenspektrometers (TIMS) dargestellt. Die Ladeprozeduren für Sr und Ca sind ähnlich. Im Gegensatz zu Sr, welches auf Rhenium-Filamente geladen wurde, wurde Ca auf Tantal-Filamente aufgebracht. Sr wurde mittels Doppel-Filament-Technik analysiert, während die Ca-Analysen mit der Einzel-Filament Technik gemessen wurden. Die separierten Elemente (Sr und Ca) wurden in 2,5N HCl gelöst, homogenisiert, mit einer jeweiligen Element-Konzentration von ca. 200 ng mittig auf einem Filament aufgebracht und eingedampft. Im Falle von Sr wurden die Proben auf ein Ladebett aus 0,25N Phosphorsäure (H_3PO_4) aufgebracht. Die mit Proben bzw. Standard bestückten Filamente wurden auf Probenräder montiert. Das Probenrad für das TRITON verfügt über 21 Plätze, während in die MAT 262 RPQ+ ein Probenrad mit 13 Plätzen in das Quellengehäuse eingebaut werden kann. Die Proben bzw. Standards werden unter Vakuum einzeln erhitzt, woraufhin die Probe evaporisiert und ionisiert wird. Positiv geladene Ionen werden in der Ionenquelle beschleunigt und fokussiert. Der entstandene Ionenstrahl passiert einen Elektromagneten und wird je nach Masse- zu Ladungsverhältnis abgelenkt. Dabei ist der Radius der Ablenkung abhängig von der Lorentz- und Zentrifugalkraft sowie dem

Radius des Magneten. Bei höheren Massen ist die Ablenkung geringer als bei niedrigeren Massen. Die aufgespaltenen Ionenstrahlen werden in der Multikollektoreinheit bestehend aus neun Faraday-Bechern aufgefangen und simultan detektiert. Die detektierten Ionen erzeugen in dem jeweiligen Faraday-Becher eine elektrische Ladung, welche über einen Widerstand (10^{11} Ω) in eine messbare elektrische Spannung umgewandelt wird (Stosch (2004)).

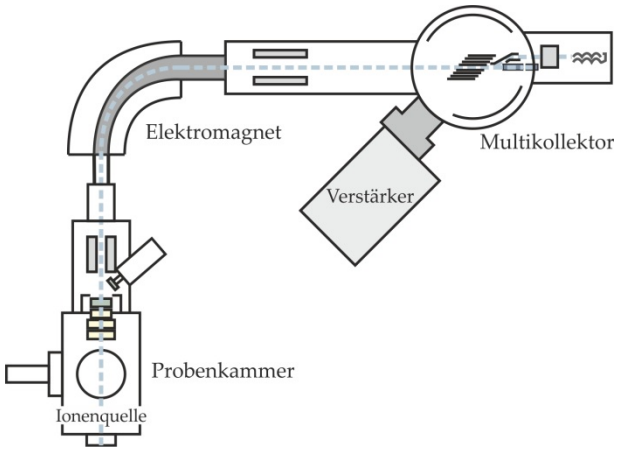


Abbildung 5.3: Schematischer Aufbau eines TIMS
(bearbeitet nach Triton Hardware Manual (2002)).

5.4 Datenqualität und Fehlerdiskussion

5.4.1 Sr-Isotope

Zur Quantifizierung der Messgenauigkeit bzw. zur Sicherung der Datenqualität wurden für das Element Sr der Standard NBS 987 mitanalysiert. Tabelle 5.1 gibt einen Überblick über die Mittelwerte der $^{87}Sr/^{86}Sr$- und $^{84}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse, welche aus insgesamt 20 Messungen des NBS 987 bestimmt wurden. Da die Messungen für die chinesischen und namibischen Probenserien gleichzeitig durchgeführt wurden, werden die Ergebnisse in einer Tabelle vorgestellt (Tab. 5.1). Im Falle der Sr-Messungen wurde die instrumentelle Massenfraktionierung durch den exponentiell ermittelten Wert basierend auf einem $^{86}Sr/^{88}Sr$-Verhältnis von 0,1194 korrigiert. Allen Proben wurde während der Laborarbeiten eine Spikelösung beigefügt, die an den Isotopen ^{87}Rb und ^{84}Sr angereichert ist.

Tabelle 5.1: Mittelwerte für den Standard NBS 987 sowie die Anzahl (n) der Messungen.

NBS 987	Messungen dieser Studie	Langjähriger Mittelwert	zertifizierter Wert
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0,710283 ± 22	0,710268 ± 43	0,71034 ± 26
$^{84}Sr/^{86}Sr$	0,05647 ± 1	0,05649 ± 6	0,05655 ± 14
	n=20	n=415	

5.4.2 Ca-Isotope

Für die Messungen des stabilen Ca werden verschiedene Standards publiziert bzw. genutzt (NIST (SRM 915a; Meerwasser, CaF_2 aus Hippler et al. (2003)). Während dieser Arbeit wurde zur Überprüfung der Messgenauigkeit der Standard NIST SRM 915b mitgemessen.

Tabelle 5.2: Mittelwerte für den Standard NBS 915b sowie die Anzahl (n) der Messungen.

NBS 915b	Messungen dieser Studie
$\delta^{44/40}Ca$	-0,93 ± 0,18
	n=37

Bei den Ca-Messungen gibt es kein stabiles Isotopenverhältnis, welches zur Korrektur der Messfraktionierung genutzt werden kann. Aus diesem Grund wird sowohl den Proben als auch den Standards während der Laborarbeit eine Doppelspike-Lösung zugefügt (Russel et al. (1978)). Während dieser Studie wird ein Spike genutzt, der an den Isotopen ^{42}Ca und ^{43}Ca angereichert ist.

Teil B – Theoretischer Teil, kritische Betrachtungen der Methoden –

Vor der Vorstellung der Daten im sechsten Kapitel folgt in diesem methodischen Teil zuerst ein kurzer Überblick zur Theorie der beiden Elemente Sr und Ca und deren Isotope. Des Weiteren soll erläutert werden, weshalb die beiden Isotopensysteme interessant für die Fragestellungen dieser Studie sein können. Im Zusammenhang mit marinen Karbonaten können die REE+Y eine weitere starke Informationsquelle darstellen. Aus diesem Grund soll im Anschluss eine Übersicht zur Thematik der REE+Y folgen. Es soll ebenfalls die Bedeutung der REE+Y in Bezug auf die Interpretation von Cap Karbonaten und deren Bedeutung für die Fragestellungen dieser Arbeit verdeutlicht werden.

5.5 Überblick über die Sr- und Ca-Isotope

5.5.1 Strontium und seine Isotope

Der Überblick richtet sich – wenn nicht anders erwähnt – nach Stosch (2004). Sr ist ein Erdalkalimetall. Es besitzt vier natürlich vorkommende stabile Isotope (^{84}Sr [0,56 %], ^{86}Sr [9,86 %], ^{87}Sr [7,00 %] und ^{88}Sr [82,58 %]; Angaben über die natürliche Häufigkeit richten sich nach URL9). ^{87}Sr ist radiogen. Der initiale Anteil des ^{87}Sr wird also durch ^{87}Sr, welches durch den radioaktiven Zerfall des ^{87}Rb (β-Zerfall) mit einer Zerfallskonstante von $1{,}42 \times 10^{-11}$ a^{-1} (Steiger und Jäger (1977)) und einer Halbwertszeit von $48{,}8 \times 10^{9}$ a entsteht, erhöht. Die ^{87}Sr/^{86}Sr-Verhältnisse werden während dieser Arbeit nicht zur Altersbestimmung genutzt. Die analysierten ^{87}Sr/^{86}Sr-Werte werden als Parameter zur Beurteilung des Ablagerungsmilieus der Karbonate eingesetzt. Aus diesem Grund wird auf die Erklärung der Zerfallsgleichung verzichtet.

5.5.1.1 Isotopenverdünnungsanalyse

Zur Bestimmung der Konzentrationen und der Isotopenverhältnisse von Mutter- und Tochternukliden wurde mit der Isotopenverdünnungsanalyse gearbeitet. Die zu messende Probe wird dabei mit einer Spike-Lösung versetzt, die eine definierte Menge an ^{87}Rb und ^{84}Sr besitzt. Anhand der folgenden Formel (5.1) kann die Konzentration berechnet werden:

$$N_{Probe}^{B} = \frac{N_{Spike}^{B}\left[\left(\frac{N^A}{N^B}\right)_{Spike} - \left(\frac{N^A}{N^B}\right)_{Mix}\right]}{\left(\frac{N^A}{N^B}\right)_{Mix} - \left(\frac{N^A}{N^B}\right)_{Probe}} \qquad \text{Formel 5.1}$$

N_{Spike}^{B}: Konzentration des Isotop B in der Spike-Lösung [mol]

N_{Probe}^{B}: Konzentration des Isotop B in der Probe [mol]

$\left(\frac{N^A}{N^B}\right)_{Spike}$: Verhältnis von Isotop A zu Isotop B in der Spike-Lösung

$\left(\frac{N^A}{N^B}\right)_{Probe}$: Verhältnis von Isotop A zu Isotop B in der Probe

$\left(\frac{N^A}{N^B}\right)_{Mix}$: Verhältnis von Isotop A zu Isotop B im Probe-Spike-Mix

5.5.1.2 Das $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis mariner Ablagerungen

Neben den bekannten Methoden der Datierung mittels Rb- und Sr-Isotopen kann das $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis als Anzeiger zur Herkunft von Gesteinen genutzt werden. Das $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis des Meerwassers wird im ausgefällten Karbonatgestein konserviert. Analysen des $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisses mariner Sedimente erlauben es demnach, Aussagen über die Zusammensetzung des Meerwassers zum Zeitpunkt der Ablagerung des Sedimentes zu treffen. In ihrem geochemischen Verhalten sind die beiden Elemente Rb und Sr eher verschieden. Rb reichert sich in krustalen Gesteinen an, während Sr eine Anreicherung in mantelgeprägten Gesteinen erfährt. Krustale Gesteine weisen demzufolge ein höheres Rb/Sr-Verhältnis auf, was sich auch in einem höheren $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis widerspiegelt. Umgekehrt verhält es sich bei mantelgeprägten Gesteinen. Das niedrigere Rb/Sr Verhältnis hat ein ebenfalls niedrigeres $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis zur Folge, welches sich wiederum – durch die Interaktion mit Meerwasser und ozeanischer Kruste – im marinen $^{87}Sr/^{86}Sr$ wiederfindet. Das globale $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis des rezenten Meerwassers beträgt ~0,7092 (Mokadem et al. (2015)). Dieser Wert kann als konstant angesehen werden, da die Ozeane eine gute Durchmischung zwischen Tiefen und Oberflächenströmungen untereinander erfahren. Dabei beträgt die Durchmischungszeit ca. 10^3 a (Stosch (2004)). Im Gegensatz dazu besitzt Sr eine lange Verweilzeit (~$5*10^6$ a; Stosch (2004)). Coogan (2009) gibt eine marine Sr-Konzentration von ca. ~7,8 µg/g an. Die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Signatur des Ozeanwassers setzt sich aus verschiedenen Faktoren zusammen. Die beiden Haupteinflüsse sind der Eintrag an terrestrischem Material und der Einfluss der ozeanischen Kruste. Bei erhöhten Verwitterungsraten wird verstärkt kontinentales Material in die Ozeane eingebracht,

wodurch das marine $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis ansteigt. Dies ist zum Beispiel nach orogenen Phasen oder auch nach großen Vereisungsphasen der Fall. So können beispielsweise erhöhte $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte in Cap Karbonaten auf einen starken terrestrischen Eintrag deuten. Dabei gilt es zu erwähnen, dass sich der terrestrische Eintrag nicht nur aus dem Hinterland zusammensetzt, sondern auch aus dem Material, welches mit den Eismassen transportiert wird (pers. Komm. J. Reitner). Im Vergleich dazu steht das durch den Mantel geprägte Sr, welches über Elementaustausch mit dem mittelozeanischen Rücken (MOR) in das Ozeanwasser eingetragen wird. Das $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis frischer ozeanischer Kruste beträgt ~0,703 (z.B. Richter et al. (1992), Hofmann (1997)). Das $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis von rezentem Ozeanwasser (~0,7092; Mokadem et al. (2015)) setzt sich zum einen aus der Signatur der ozeanischen Kruste und zum anderen aus terrestrischem Eintrag zusammen (McArthur (1994)). So wird das marine $^{87}Sr/^{86}Sr$ bei erhöhten Spreizungsraten am MOR eher erniedrigt. Diese Tatsache spiegelt sich auch in der Sr-Meerwasserkurve wider (Abb. 5.4, nach Burke et al. (1982)). Diese wurde aus Messergebnissen mariner Sedimentgesteine konstruiert. Sie repräsentiert die Zusammensetzung des Meerwassers im Laufe des Phanerozoikums. So steigen die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte nach größeren orogenen Phasen aufgrund erhöhter Verwitterungsraten an, während sie nach erhöhten Spreizungsraten des MOR (da eher mantelgeprägt) zu niedrigen $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnissen tendieren.

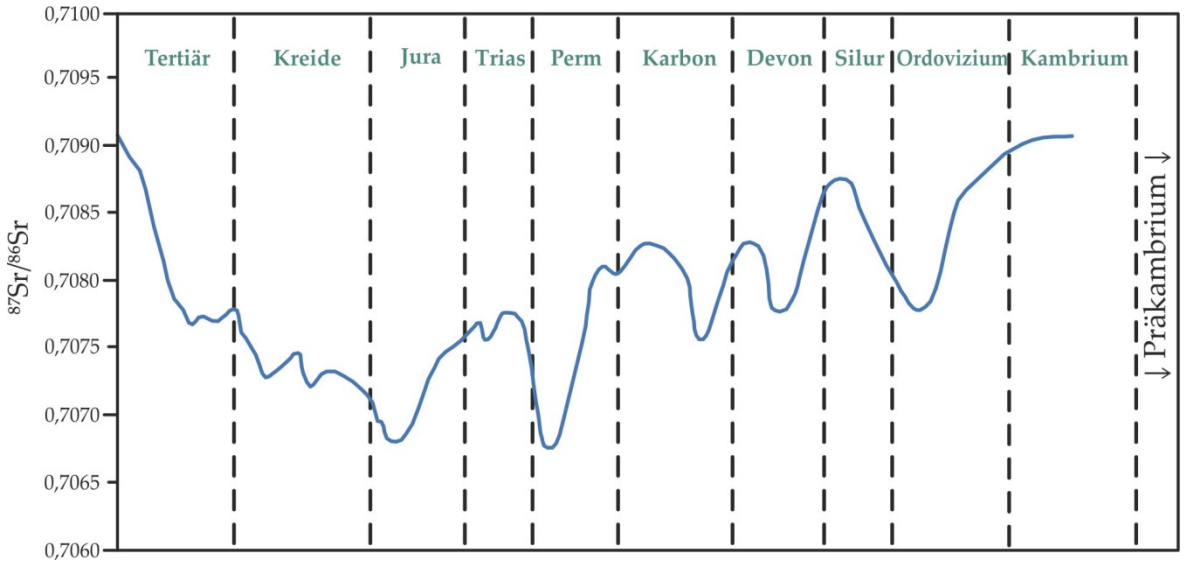


Abbildung 5.4: Sr-Meerwasserkurve für das Phanerozoikum (bearbeitet nach Burke et al. (1982)).

Geringen Einfluss auf das marine $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis können außerdem Karbonat-Ausfällungsraten oder auch ein chemischer Austausch mit den Ozeanbodensedimenten während diagenetischer Prozesse haben (Coogan (2009)). Mit diesem Hintergrundwissen

können anhand der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte mariner Sedimentgesteine Aussagen über die Konditionen während der Ablagerung getroffen werden. Demnach sollte auch identifiziert werden können, ob die postglazialen Karbonate eher durch ein marines Ablagerungsmilieu oder durch erhöhte Hinterland-Verwitterung bzw. mitgeführtes terrestrisches Material aus den Eismassen geprägt wurden. Die Sr-Meerwasserkurve wird in der Literatur hauptsächlich für das Phanerozoikum beschrieben. Schwieriger gestaltet es sich eine zuverlässige Meerwasserkurve für das Präkambrium zu erstellen. Halverson et al. ((2007), und darin enthaltene Zitate) fassen verschiedene Daten zusammen und postulieren niedrige $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse zu Beginn des Neoproterozoikums (~0,7060). Diese steigen bis zum Ende des Neoproterozoikums bis auf Werte von ca. >0,7085 kontinuierlich an. Halverson et al. (2010) beschreiben ebenfalls einen Anstieg des $^{87}Sr/^{86}Sr$ während des Neoproterozoikums mit ähnlichen Werten zwischen <0,7055 und >0,708 (Abb. 5.5). Halverson et al. ((2007), und darin enthaltene Zitate) merken jedoch an, dass die Interpretation bzw. Erstellung der präkambrischen Meerwasserkurven schwierig ist. Sie sehen die Gründe dafür in zu wenigen Altersdaten bzw. der schlechten Auflösung dieser Daten. Weiterhin sehen sie die ungleiche Qualität der Daten und die unterschiedlichen Arten der Probenaufbereitung als Problem. Veizer et al. (1999) stellen eine Datenbank aus verschiedenen Publikationen über marine Karbonate zusammen und versuchen somit die isotopische Entwicklung des phanerozoischen Meerwassers zu rekonstruieren. Diese wird durch eine Präkambrische Datenbank („Präcambrian marine carbonate database → PCMID“) von Shields und Veizer (2002) vervollständigt. Teile dieser Datenbanken und Daten von Halverson et al. (2007, 2010) werden in Abbildung 5.5 zusammengefasst. Anderes als bei Shields und Veizer (2002) werden zur Veranschaulichung nur die Daten mit sicheren Altersinformationen dargestellt (Abb. 5.5). Abgesehen von der schlechten Auflösung und dem Fehlen von genügend Altersdaten sehen Shields und Veizer (2002) elementspezifische Probleme, die zusätzlich erhebliche Variationen innerhalb der Entwicklung der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte hervorrufen können. Sie beobachten, dass alle ~1000 Proben, die auf Sr-Isotope analysiert wurden, mehr oder weniger durch Alteration beeinflusst sind. Die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse können zum Beispiel durch den Einfluss von Tonmineralen erhöht werden. Zur Erniedrigung der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse kann es andererseits durch Fluide aus juvenilen, vulkanischen Quellen kommen. Shields und Veizer (2002) merken jedoch an, dass das $^{87}Sr/^{86}Sr$ im Zuge von

Alteration meistens erhöht wird. Aus diesen Gründen legen sie die Entwicklung der Sr-Meerwasserkurve an den niedrigsten $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werten der Kurve fest.

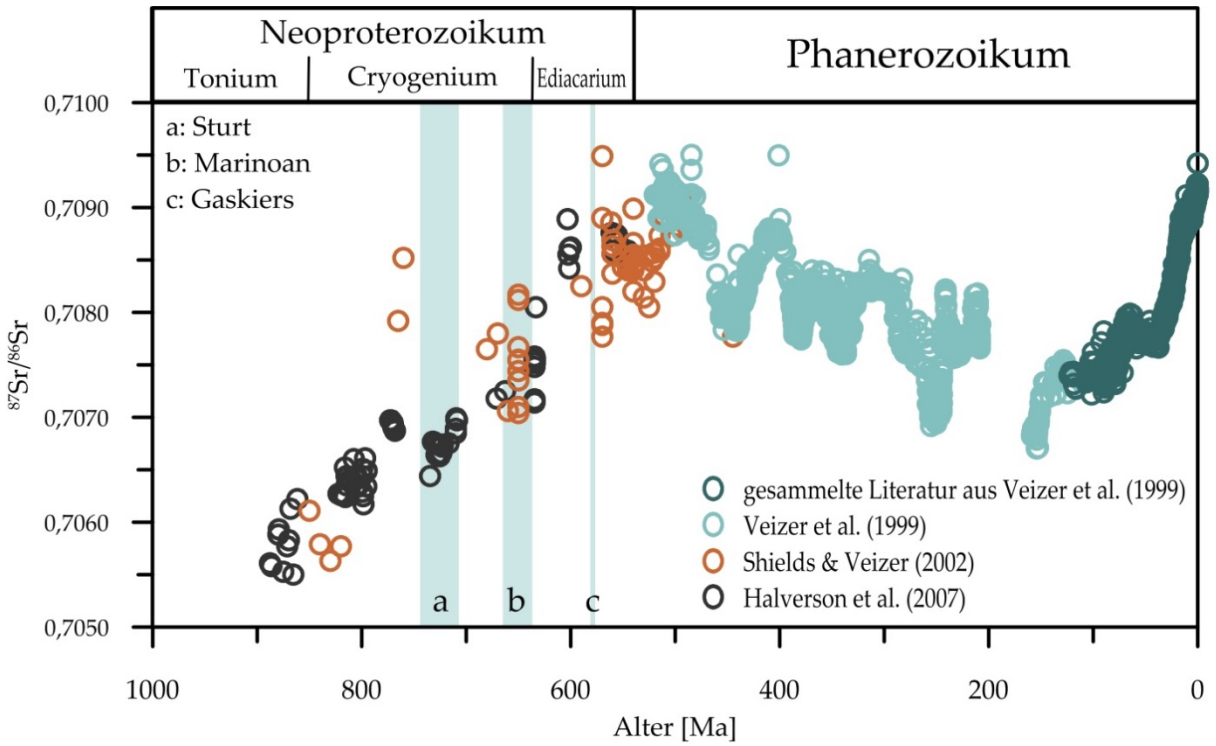


Abbildung 5.5: Sr-Meerwasserkurve für das Neoproterozoikum und Phanerozoikum (zusammengestellt aus der Datenbank von Veizer et al. (1999) sowie Shields und Veizer (2002). Weitere Daten stammen aus Halverson et al. (2007, 2010) und URL10).

Die Sr-Meerwasserkurve, die Shields und Veizer (2002) postulieren, beinhaltet ebenfalls $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte mit unsicheren Altersangaben (auf die Darstellung dieser Daten wird in Abbildung 5.5 verzichtet). In diesem Fall schwanken die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte noch wesentlich mehr. Die zum Teil hohen Variationen machen die angesprochene Problematik noch einmal deutlich.

5.5.1.3 Das marine $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis und Cap Karbonate

Aufgrund der guten Durchmischung – verglichen mit der eher geringen Zufuhr an fluviatil eingetragenem Sr – ist das $^{87}Sr/^{86}Sr$ des rezenten Ozeanwassers der oberflächennahen Schichten und denen der Tiefsee nahezu identisch (Schrag et al. (1999)). Im Neoproterozoikum könnte diese Verteilung jedoch anders gewesen sein. Nach den Vereisungsphasen war der fluviatile Eintrag an radiogenerem Sr im Verhältnis zur Durchmischungsrate der Ozeane erhöht. Dadurch ist es möglich, dass sich die Isotopie der oberflächennahen Schichten auf den terrestrischen Eintrag eingestellt hat, während die tieferen Wasserschichten in ihrer Isotopie unbeeinflusst blieben (z.B. Schrag et al. (1999)).

Die Autoren postulieren, dass der Effekt der Stratifikation der Ozeane zusätzlich durch die ansteigenden Oberflächentemperaturen gesteigert wurde. Der Effekt der Stratifikation könnte zudem durch die abnehmende Salinität der oberflächennahen Schichten im Zuge des erhöhten Eintrags an Schmelzwasser begünstigt worden sein (Schrag et al. (1999)). Ohno et al. (2008) beschreiben eine hohe Variabilität in den radiogenen Sr-Isotopen der Cap Karbonate aus China (post-Marinoan). Dabei beobachten sie, dass die basalen Schichten, die der glazialen Nantuo-Fm. aufliegen, stark radiogene $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte entwickelt haben (bis zu ~0,713). Mit zunehmender Profilhöhe nehmen diese Verhältnisse stark ab ($^{87}Sr/^{86}Sr \approx 0{,}708$). Diesen Trend postulieren auch Yoshioka et al. (2003) in post-Sturt Cap Karbonaten der Rasthof-Fm. (Namibia). Die Autoren beschreiben eine Abnahme des $^{87}Sr/^{86}Sr$ von den basalen Schichten mit $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werten bis zu ~0,717 auf weniger radiogene $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte von 0,707 ab einer Höhe von ca. 11,9 m über den glazialen Einheiten der Chuos-Fm. Yoshioka et al. (2003) und Ohno et al. (2008) sehen eine mögliche Erklärung für diese graduelle Abnahme der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse in einem – zu Ablagerungsbeginn der Cap Karbonate – vom Transport eingeschränkten Ablagerungsbecken. Dort kommt es zu einem erhöhten Eintrag an terrestrischem Material. Mit zunehmendem Abtauen der Eismassen erfolgt ein Wechsel zu einem global geprägten Milieu, welches durch eine gute Durchmischung charakterisiert ist. Die Karbonatfällung direkt nach der glazialen Phase könnte von einem Mix aus marinem Oberflächenwasser und erwärmtem Schmelzwasser geprägt sein. Charakteristisch für dieses Schmelzwasser ist eine geringe Dichte und erhöhte $^{87}Sr/^{86}Sr$ Werte, welche durch den terrestrischen Eintrag des Flusswassers geprägt sind. Im Zuge einer besseren Durchmischung der radiogeneren Oberflächenwässer mit den weniger radiogenen Tiefenwässern, nimmt das $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis der Ozeane ab (Ohno et al. (2008)). Yoshioka et al. (2003) oder auch Alvarenga et al. (2008) merken jedoch kritisch an, dass die erhöhten $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte ebenso durch diagenetische Überprägung entstanden sein könnten. Jacobsen und Kaufman (1999) nehmen ein hohes Mn/Sr-Verhältnis (>2) als Indikator für eine diagenetische Überprägung an, da die Konzentration des Mn während der Überprägung durch marine und auch meteorische Wässer zunimmt, während die Sr-Konzentration abnimmt. Auf diesen Zusammenhang wird in der Diskussion (7. Kap.) genauer eingegangen. Ferner werden in der Diskussion die Sr-Daten der postglazialen Karbonate dieser Studie mit dem Trend der neoproterozoischen Sr-Meerwasserkurve verglichen bzw. es folgt eine

Diskussion, ob die erlangten Daten für die Ergänzung der neoproterozoischen Sr-Meerwasserkurve genutzt werden können.

5.5.2 Calcium Isotope

Die Einführung in die Ca-Isotopie richtet sich – wenn nicht anders erwähnt – nach Gussone (2006). Ca gehört zu der Gruppe der Erdalkalien und ist mit einem Anteil von ca. 3,0 Gew.-% das fünfthäufigste Element in der Erdkruste und somit ein wichtiger Bestandteil gesteinsbildender Minerale. Ein weiterer Aspekt, welcher Ca für dieses Projekt so interessant macht, ist die hohe Konzentration des Ca im Meerwasser (~400 µg/g; Gussone (2006)). Die Abbildungen 5.6a-b zeigen die natürliche Häufigkeit der sechs Ca-Isotope und die Hauptreservoire in denen Ca vorkommt. Mit ^{40}Ca (96,941 %), ^{42}Ca (0,647 %), ^{43}Ca (0,135 %), ^{44}Ca (2,086 %), ^{46}Ca (0,004 %) und ^{48}Ca (0,187 %) besitzt Ca sechs stabile Isotope (natürliche Häufigkeiten nach URL11). Bei den Analysen der Ca-Isotope liegt das Augenmerk auf den beiden häufigsten Isotopen ^{40}Ca und ^{44}Ca.

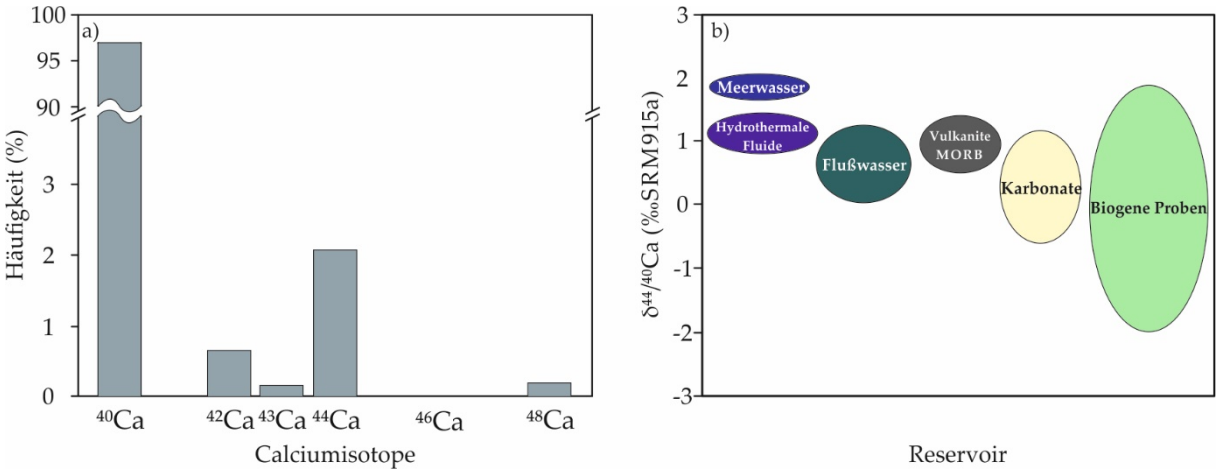


Abbildung 5.6: Informationen zu Ca-Isotopen. a) relative Häufigkeit der verschiedenen Ca-Isotope, b) Variationen des $\delta^{44/40}$Ca in verschiedenen Reservoiren (beide Abbildungen verändert nach Gussone (2006)).

In terrestrischen Materialien beträgt die isotopische Variation ca. 5 ‰ (Abb. 5.6b). Aufgrund der geringen Variation wird das ^{44}Ca/^{40}Ca-Verhältnis in der delta-Notation [‰] dargestellt. Wie in Formel 5.2 gezeigt wird, wird das ^{44}Ca/^{40}Ca der Probe in Relation zu einem Referenzmaterial gestellt. Als Referenzmaterial dient meist ein Standard oder rezentes Meerwasser. Im Falle dieses Projektes werden alle Proben in Relation zu rezentem Meerwasser ($\delta^{44/40}$Ca =1,88 ‰; Hippler et al. (2003)) gesetzt.

$$\delta^{44/40}Ca\ [‰] = \left[\frac{\left(\frac{^{44}Ca}{^{40}Ca}\right)_{Probe}}{\left(\frac{^{44}Ca}{^{40}Ca}\right)_{Referenz}} - 1\right] \times 1000 \qquad \text{Formel 5.2}$$

$\left(\frac{^{44}Ca}{^{40}Ca}\right)_{Probe}$: gemessenes Verhältnis der Probe

$\left(\frac{^{44}Ca}{^{40}Ca}\right)_{Referenz}$: gemessenes Verhältnis des Referenzmaterials

5.5.2.1 Das marine Ca-Budget

Vorgänge, die einen Einfluss auf die Zusammensetzung der marinen Ca Isotope haben, sind immer noch nicht eindeutig aufgeklärt. Es gibt diverse Untersuchungen zur Entwicklung der Zusammensetzung der Ca-Isotope der Ozeane. So wurden verschiedene Erklärungen für die Versuche getestet, den marinen Ca-Kreislauf bzw. das marine Ca-Budget zu rekonstruieren (z.B. Zhu und MacDougall (1998)). Weitere Erklärungsansätze kommen zum Beispiel von De La Rocha und DePaolo (2000), Fantle und DePaolo (2005), Kasemann et al. (2005), Farkas et al. (2007) oder auch Fantle (2010). Die Zusammensetzung des $^{44}Ca/^{40}Ca$ kann zusätzlich durch den Eintrag von radioaktiv gebildetem ^{40}Ca, welches durch den radioaktiven Zerfall des ^{40}K (dualer Zerfall) entsteht, verändert werden. Diese Art der Fraktionierung kann im Zuge dieser Studie jedoch vernachlässigt werden, da der Zerfall des ^{40}K eine hohe Halbwertszeit aufweist ($1{,}277 \times 10^9$ a) und sie daher nur bei geologisch sehr alten Proben von Bedeutung ist. Des Weiteren hat der duale Zerfall des ^{40}K eher einen Einfluss auf Materialien, die ein hohes K/Ca-Verhältnis besitzen, da die Häufigkeit des ^{40}K mit ~0,01 % im Gegensatz zu dem hohen Anteil an ^{40}Ca (96,941 %) eher gering ist. Eine Erniedrigung des $\delta^{44/40}Ca$ in Proben, die eigentlich marines Milieu anzeigen sollten, könnten demnach auf einen erhöhten Eintrag an terrestrischem Material mit hohem K-Konzentrationen deuten (angereichert an ^{40}Ca aus dem dualen Zerfall des ^{40}K). Im Zuge dieses Projektes soll die Ca-Isotopie genutzt werden, um Veränderungen im Calciumbudget der Paleo-Ozeane nachzuvollziehen. Calcium ist ein großer Bestandteil im Ozeanwasser und hat Anteile an vielen geologischen Prozessen, unter anderem auch an denen, die einen Einfluss auf den globalen Kohlenstoffkreislauf und im Zuge dessen auch auf das globale Klima haben. Das Ca-Budget wird über den Eintrag bzw. den Entzug des Ca aus dem Meerwasser gesteuert.

Abbildung 5.7 stellt schematisch die Hauptquellen für den Ca-Eintrag in den Ozean dar. Faktoren, die einen Einfluss auf die Ca-Zusammensetzung der Ozeane haben, sind unter anderem Verwitterung von kontinentalem Material und dessen Eintrag in die Ozeane. Außerdem kann Ca aus marinen Porenfluiden oder auch aus alterierenden, marinen Basalten eingetragen werden. Das Ca wird dem ozeanischen Budget wiederum durch Ausfällen in Form von Sedimenten entzogen (vgl. Abb. 5.7; Gussone (2006), Fantle und DePaolo (2005)).

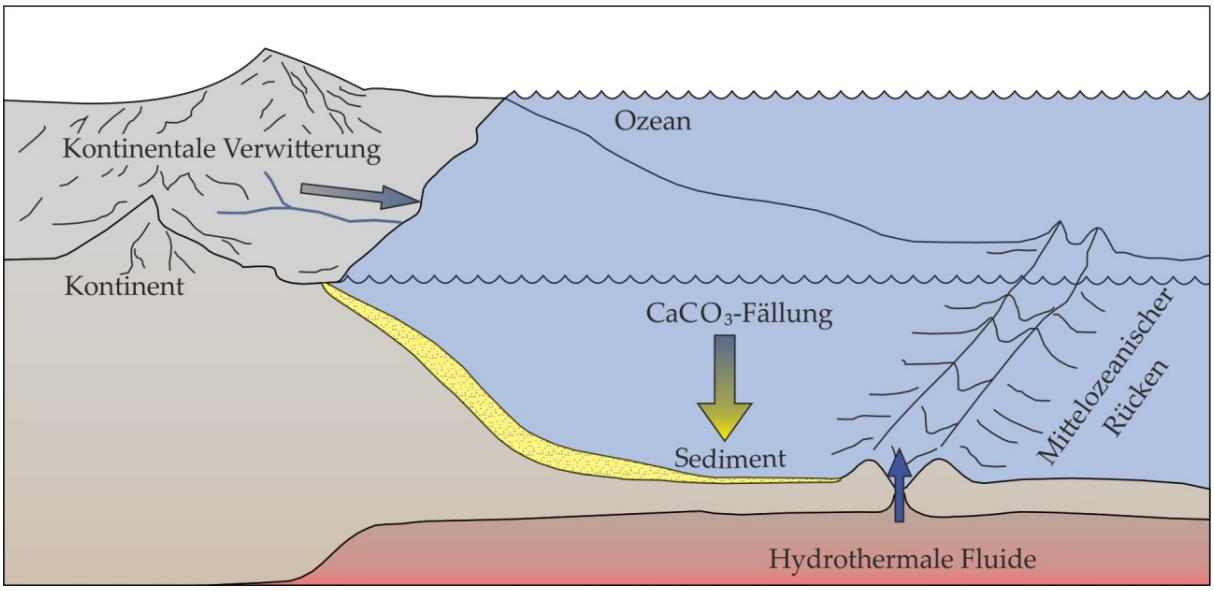


Abbildung 5.7: Schematische Darstellung des Ca-Kreislaufs. Eingetragen sind zusätzlich die Eintrags- bzw. Entzugsquellen für Ca in und aus dem Ozean (verändert nach Gussone (2006)).

Wenn die Verweilzeit des neoproterozoischen Ca (τ_{Ca}) in den Ozeanen ähnlich zu der des rezenten Ca ist (~ 1.000.000 Ma), dann zeigen Variationen im $\delta^{44/40}Ca$ der postglazialen Ablagerungen Änderungen im Calcium-Budget der Ozeane an. Eine Variation im $\delta^{44/40}Ca$ könnte zum einen durch erhöhten Calcium-Eintrag infolge ansteigender Verwitterungsraten (F_V) oder durch eine Erniedrigung der Sedimentationsrate (F_{Sed}) hervorgerufen werden. Eine Ablagerungszeit, die größer als τ_{Ca} ist und Sedimentationsraten, welche größer als die Verwitterungsraten sind ($F_{Sed} > F_V$), würden zur Folge haben, dass sich das Calcium-Budget der Ozeane nicht mehr im Gleichgewicht befindet, da die Ca^{2+}-Konzentration sinken würde während das $\delta^{44/40}Ca$ in den marinen Ablagerungen ansteigt. Wenn $F_V > F_{Sed}$, dann würde der Gehalt an Ca^{2+} zunehmen, während das $\delta^{44/40}Ca$ abnimmt. Kasemann et al. (2005) korrelieren diese Beobachtungen mit Daten, die sie an post-Marinoan Cap Karbonaten aus Namibia analysieren. Schmitt et al. (2003) betrachten Variationen des $\delta^{44/40}Ca$ natürlicher Gewässer. Die Autoren postulieren, dass die δ-Werte der verschiedenen Gewässer nur im geringen

Maße voneinander abweichen. Schmitt et al. (2003) analysieren Proben von Gewässern, die unterschiedliche Lithologien drainieren und beobachten, dass die Lithologie des durchflossenen Gesteins keine nennenswerten Auswirkungen auf die Zusammensetzung des $\delta^{44/40}Ca$ der Wasserproben hat, während das $^{87}Sr/^{86}Sr$ wesentlich stärker beeinflusst wird. Der beschriebene Effekt kann in Abbildung 5.8 beobachtet werden. Die Datenpunkte „H1" und „Rhein" repräsentieren Wasserproben, die karbonatische Gesteine drainieren. Datenpunkte „Mündung" durchfließen granitoide Gesteine im Aubure Tal.

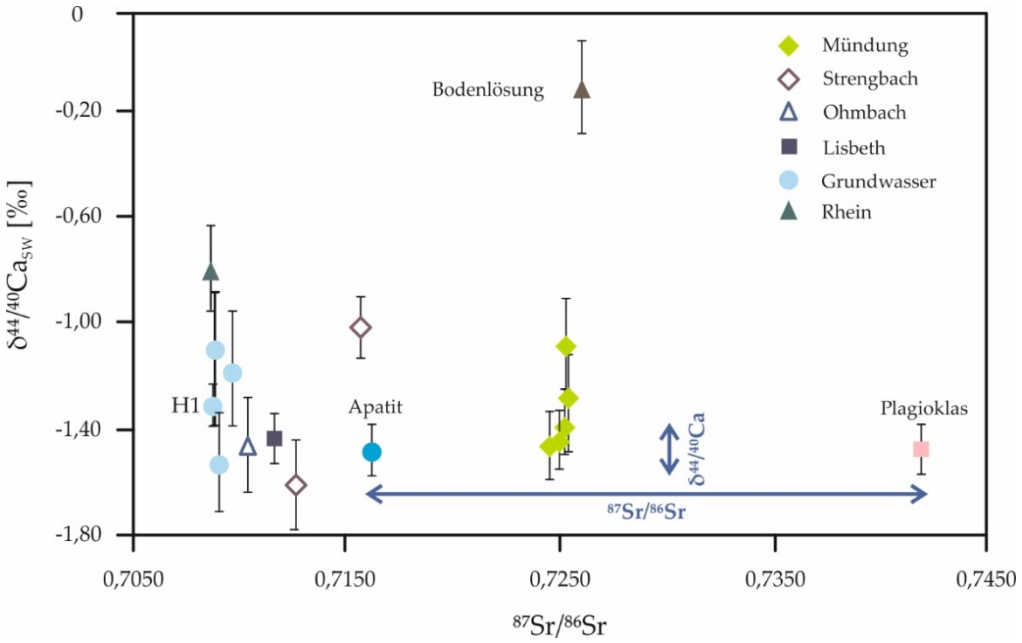


Abbildung 5.8: Gegenüberstellung von $\delta^{44/40}Ca$- und $^{87}Sr/^{86}Sr$-Daten verschiedener Reservoire. Dargestellt sind Daten von Flüssen, Grundwasser sowie Daten für Plagioklas und Apatit. H1-Daten repräsentieren Grundwasser aus einer flachen Ebene, welche karbonatische Gesteine durchfließen, wie auch Proben aus dem Rhein. Proben, die granitoide Gesteine durchfließen, stammen aus einer Mündung bei der Gemeinde Aubure („Mündung" im Diagramm, grüne Raute; verändert nach Schmitt et al. (2003)).

Während die $\delta^{44/40}Ca$-Werte innerhalb des Fehlers fast gleich sind, variieren die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte deutlicher. Derselbe Effekt kann auch für die Datenpunkte „Plagioklas" und „Apatit" beobachtet werden, welche durch die blauen Pfeile in Abbildung 5.8 angedeutet sind.

5.5.2.2 Ca-Isotope in Cap Karbonaten

Über Ca-Isotope in Cap Karbonaten gibt es zurzeit noch wenige Veröffentlichungen. Kasemann et al. (2005, 2014) und Silva-Tamayo et al. (2010a, 2010b) versuchen das Ca-Budget bzw. den Ca-Ein- und Austrag in die neoproterozoischen Ozeane an postglazialen Cap Karbonaten aus Namibia bzw. aus Brasilien und Kanada anhand von Box-Modellen zu rekonstruieren. Aufgrund der kurzen Vermischungszeit des Ca ($3x10^3$a) im Vergleich zur Ca-

Verweilzeit im Ozean von ~1x10^6 a gehen die Autoren von einem Gleichgewicht im Ca-Budget der Ozeane aus (auch Zhu und MacDougall (1998)). Das Gleichgewicht ist dabei abhängig von Ca-Eintrag in die Ozeane und Ca-Entzug aus den Ozeanen. Silva-Tamayo et al. (2010a) vergleichen eigene Daten mit denen von Kasemann et al. (2005) und führen diverse Thesen an, inwieweit die postglazialen Ablagerungen global vergleichbar sind. In diesem Rahmen analysierten Silva-Tamayo et al. (2010a, 2010b) postglaziale Ablagerungen aus Brasilien und Kanada. Die Autoren beobachten, dass die $\delta^{44/40}$Ca-Trends in allen Profilen ähnlich verlaufen. Dabei ist nicht nur auffällig, dass die Proben aus unterschiedlichen Lokalitäten stammen, sondern dass Proben teilweise schwach metamorph bzw. diagenetisch überprägt sind, während andere Proben keine Beeinflussung durch z.B. Diagenese oder Metamorphose erfahren haben. Trotzdem unterscheiden sich die Daten nur wenig voneinander. So postulieren Silva-Tamayo et al. (2010a), dass alle analysierten Proben die Signatur des ursprünglichen marinen Milieus zeigen und dass die Daten global miteinander vergleichbar sind. Des Weiteren beobachten sie Ähnlichkeiten zwischen ihren Ergebnissen der brasilianischen und kanadischen Cap Karbonate und denen von Kasemann et al. ((2005); Namibia), weshalb sie von einer globalen Vergleichbarkeit der postglazialen Karbonate ausgehen. Anhand ihrer Ergebnisse kommen die Autoren außerdem zu dem Schluss, dass das Ablagerungsmilieu (z.B. intertidal oder subtidales Milieu) keine Auswirkung auf die Calcium-Isotopie hat. Kasemann et al. (2014) vergleichen Ca-Isotope von post-Marinoan Flachwasser Karbonaten (Ombaatje und Khowarib Sektion) und Karbonaten, die in tieferen Gewässern abgelagert wurden (Fransfontein Sektion) aus Namibia. Die geologische Situation wird in Abbildung 5.9 dargestellt. Anhand ihrer Ergebnisse von Ca-Isotopen stimmen Kasemann et al. (2014) nicht mit der Aussage überein, dass die Ca-Isotope der postglazialen Ablagerungen global miteinander vergleichbar sind (Silva-Tamayo et al. (2010a)). Die zum Teil starken Variationen zwischen den einzelnen Profilen (Fransfontein, Ombaatje und Khowarib, Namibia aus Kasemann et al. (2014)), welche teilweise sogar gleiche Ablagerungsmilieus repräsentieren, sind durch lokale Einflüsse charakterisiert und sprechen gegen einen globalen Vergleich der $\delta^{44/40}$Ca-Daten. Zur Rekonstruktion der verschiedenen Ablagerungsmilieus haben Kasemann et al. (2014) Box-Modelle erstellt. Die beiden Profile aus der Schelf-Region (Ombaatje, Khowarib) deuten auf einen doppelt so hohen Eintrag an terrestrischem Material. Für die Ombaatje Sektion sehen Kasemann et al. (2014) ein von Frischwasserzufuhr abgeschnittenes Milieu vor.

So könnte sich der kontinentale Einfluss im Gegensatz zu dem Profil am Kontinentalhang (Fransfontein) verstärkt haben. Auch die Ca-Isotope, die im Profil der Khowarib Sektion stark variieren, signalisieren lokale Einflüsse auf die Ca-Zusammensetzung (Abb. 5.9). Als Gründe zählen Kasemann et al. (2014) Wassertemperatur, Karbonat-Übersättigung und schwankende Sedimentationsraten auf. So besteht die Gefahr, die Muster der Ca-Isotope falsch zu interpretieren, wenn sie auf den globalen Maßstab projiziert werden. Auf diese Problematik soll ebenfalls in der Diskussion im siebten Kapitel genauer eingegangen werden.

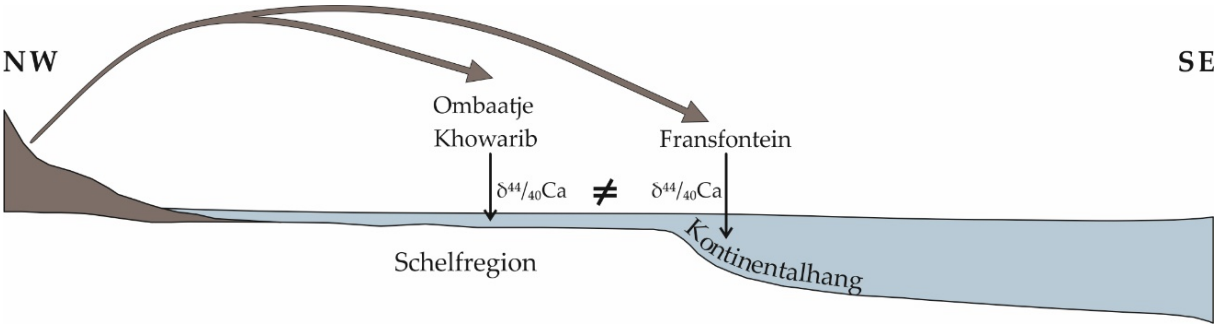


Abbildung 5.9: Schematische Skizze der regionalen Verteilung der post-Marinoan Ombaatje, Khowarib und Fransfontein Sektionen (Namibia). Die Ombaatje und Khowarib Sektionen wurden in einer Schelfregion abgelagert, während die Proben der Fransfontein Sektion Ablagerungen an einem Kontinentalhang repräsentieren (erstellt nach Informationen aus Kasemann et al. (2014)).

Neben der globalen Reproduzierbarkeit beobachten Silva-Tamayo et al. (2010a) Unterschiede in der Vergleichbarkeit von post-Marinoan und post-Sturt Karbonaten. Die Autoren beschreiben, dass sich die Calcium-Isotope der postglazialen Ablagerungen soweit unterscheiden, um sie zur Unterscheidung von post-Sturt und post-Marinoan Ablagerungen zu nutzen.

Im folgenden Abschnitt wird genauer auf die Spurenelemente inklusive der Seltenen Erdelemente (REE) und Yttrium (Y) eingegangen. Es soll verdeutlicht werden, auf welche Werte, Muster und Anomalien in der folgenden Diskussion (7. Kap.) geachtet wird und welche Proxys genutzt werden können um Aussagen über das Ablagerungsmilieu bzw. über die Bedingungen während der Ablagerung der karbonatischen Sedimente zu treffen. Bevor diese Muster betrachtet werden, wird auf Elementverhältnisse und Diagramme hingewiesen, die es ermöglichen, die Validität der erlangten Daten zu testen bzw. zu gewährleisten.

5.6 Seltene Erdelemente und Yttrium (REE+Y) in Karbonaten

Die Berechnungen der Anomalien beziehen sich auf Formeln aus Lawrence et al. (2006). Anomalien mit Werten >1 werden als positiv, Anomalien mit Werten <1 werden als negativ angesprochen. Um dem Odo Harkins Effekt in Multivariations-Diagrammen vorzubeugen, werden alle REE+Y auf „Post Archaean Australien Shale" (PAAS) normiert (nach McLennan (1989), entnommen aus Rollinson (1993)). Die genutzten Konzentrationen werden in Tabelle 5.3 aufgeführt. Normalisierte Elemente werden mit einem tiefgestellten N markiert.

Tabelle 5.3: Konzentrationen von PAAS (nach McLennan (1989), aus Rollinson (1993)).

Element	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
[µg/g]	38,2	79,6	8,83	33,9	5,55	1,08	4,66	0,774	4,68	27,0	0,991	2,85	0,405	2,82	0,433

Europium-Anomalie: $$\frac{Eu_N}{Eu_N^*} = \frac{Eu_N}{(Sm_N^2 \times Tb_N)^{\frac{1}{3}}}$$ Formel 5.3

Lanthan-Anomalie: $$\frac{La_N}{La_N^*} = \frac{La_N}{(Pr_N \times Nd_N)^2}$$ Formel 5.4

Cerium-Anomalie: $$\frac{Ce_N}{Ce_N^*} = \frac{Ce_N}{Pr_N \times (Pr_N/Nd_N)}$$ Formel 5.5

Gadolinium Anomalie: $$\frac{Gd_N}{Gd_N^*} = (Tb_N^2 \times Sm_N)^{\frac{1}{3}}$$ Formel 5.6

Bei Betrachten der Ce-Anomalie sollte berücksichtigt werden, dass die Anomalien durch das Verhalten des Nachbarelements La beeinflusst bzw. verfälscht werden können. Eine Anreicherung von La kann den Eindruck einer negativen Ce-Anomalie erwecken. Dies versuchen Lawrence et al. (2006) zu verhindern, indem sie La nicht in ihre Berechnung der Anomalie miteinbeziehen. REE+Y-Muster aquatischer Systeme sind schwieriger zu beurteilen als die von Feststoffen (Lawrence et al. (2006)). Bei der Berechnung muss darauf geachtet werden, dass die Nachbarelemente, die zur Kalkulation genutzt werden, nicht ebenfalls Anomalien bzw. anomale Muster entwickelt haben. Daher beziehen Lawrence et al. (2006) in ihren Kalkulationen die nächsten Elemente mit ein, die selber keine anomalen Verteilungsmuster zeigen. Auf diese Problematik wird in der Diskussion im siebten Kapitel genauer eingegangen. Eine Anreicherung der schweren REE+Y (HREE+Y) wird über Pr_N/Yb_N-Verhältnis kalkuliert, wobei Werte <1 eine Anreicherung der HREE+Y relativ zu den leichteren REE+Y (LREE+Y) bedeuten und Werte >1 eine Anreicherung der LREE+Y relativ zu den HREE+Y bedeuten. Abreicherungen der mittleren REE+Y (MREE+Y) werden über die

Division von Sm_N/Yb_N berechnet. Werte >1 bedeuten eine Anreicherung, Werte <1 eine Abreicherung. Auch in diesem Fall achten Lawrence et al. (2006) darauf, dass weder Pr und Sm noch Yb anomale Verteilungsmuster zeigen. Aufgrund ihres geochemischen Verhaltens haben sich die Spurenelemente, insbesondere die REE+Y als wichtige Informationsquelle bewährt. Karbonatische Gesteine können die Zusammensetzung des Milieus, aus dem sie präzipitiert werden, archivieren. In diesem Zusammenhang eignen sie sich als Anzeiger für marine oder nicht marine Eintragsquellen wie zum Beispiel hydrothermale Fluide, Flüsse oder äolische Quellen um somit die Paleo-Umgebung während der Ablagerung der karbonatischen Gesteine zu rekonstruieren (Elderfield (1988)). Die REE+Y umfassen die Elemente La bis Lu. Aufgrund seiner starken Ähnlichkeit zu den REE wird Y häufig zu den REE gezählt. Hinsichtlich der ähnlichen Ionenradien wird Y in den dargestellten Diagrammen zwischen Dy und Ho eingereiht. Die Gruppe der REE+Y zeichnet sich durch eine hohe Ähnlichkeit der Elemente untereinander aus. Die äußere Elektronenhülle ist bei allen REE+Y gleich besetzt. Sie unterscheiden sich nur durch Auffüllen des 4f-Niveaus (z.B. Stosch (2000)). Durch wachsende Anzahl der Protonen einhergehend mit einer ansteigenden Anziehung auf die Elektronenhüllen sinken mit steigendem Atomgewicht die Atom- und Ionenradien. Dies ist bekannt als Lanthaniden-Kontraktion (z.B. Stosch (2000)). Bis auf zwei Ausnahmen kommen alle REE+Y drei-wertig vor. Ce kann auch in vier-wertiger und Eu in zwei-wertiger Form vorkommen. Beide Elemente sind RedOx sensitiv und können zum Beispiel Informationen über den Sauerstoffhaushalt des Ozeanwassers liefern (z.B. Webb und Kamber (2000), Nath et al. (1997)). Die REE+Y besitzen eine kurze Residenzzeit im Ozeanwasser (~2500 a, Elderfield und Greaves (1982)) und eine geringe Löslichkeit. Wichtigste Eintragsquelle der REE+Y in das Ozeanwasser sind hauptsächlich Flüsse, welche wiederum an die kontinentale Verwitterung gekoppelt sind (Piper (1974a)). Die Konzentration der REE+Y wird ebenfalls über Faktoren wie Salinität, Wassertiefe und Oxidationsstufen reguliert (z.B. Piepgras und Jacobsen (1992), Bertram und Elderfield (1993), Greaves et al. (1999), Nozaki und Alibo (2003), Nothdurft et al. (2004)). Eine weitere Quelle für REE+Y wird über den äolischen Transportweg gesteuert (Greaves et al. (1999)).

5.6.1 Interessante Eigenschaften der REE+Y in Kombination mit Karbonaten

Abbildung 5.10 zeigt die REE+Y-Muster verschiedener Reservoire. Dabei handelt es sich um spätarchaische-paleoproterozoische Eisenformationen (EF) der Penge- und Kuruman-Fm. aus Süd-Afrika (Bau und Dulski (1996), dunkelrot), Werte für rezentes Meerwasser aus verschiedenen Tiefen des Pazifiks in der Nähe von Japan (Alibo und Nozaki (1999), hellblau), hydrothermale Fluide vom mittelozeanischen Rücken (MOR, Bau und Dulski (1999), orange), Werte von einem Frischwasser-Stromatolithen der eozänen Green River Formation (USA) aus einem lakustrinen Milieu (Bolhar und Van Kranendonk (2007), blau) und von einem hydrothermal überprägten Dolomit aus China (Zhang et al. (2014), dunkelbraun).

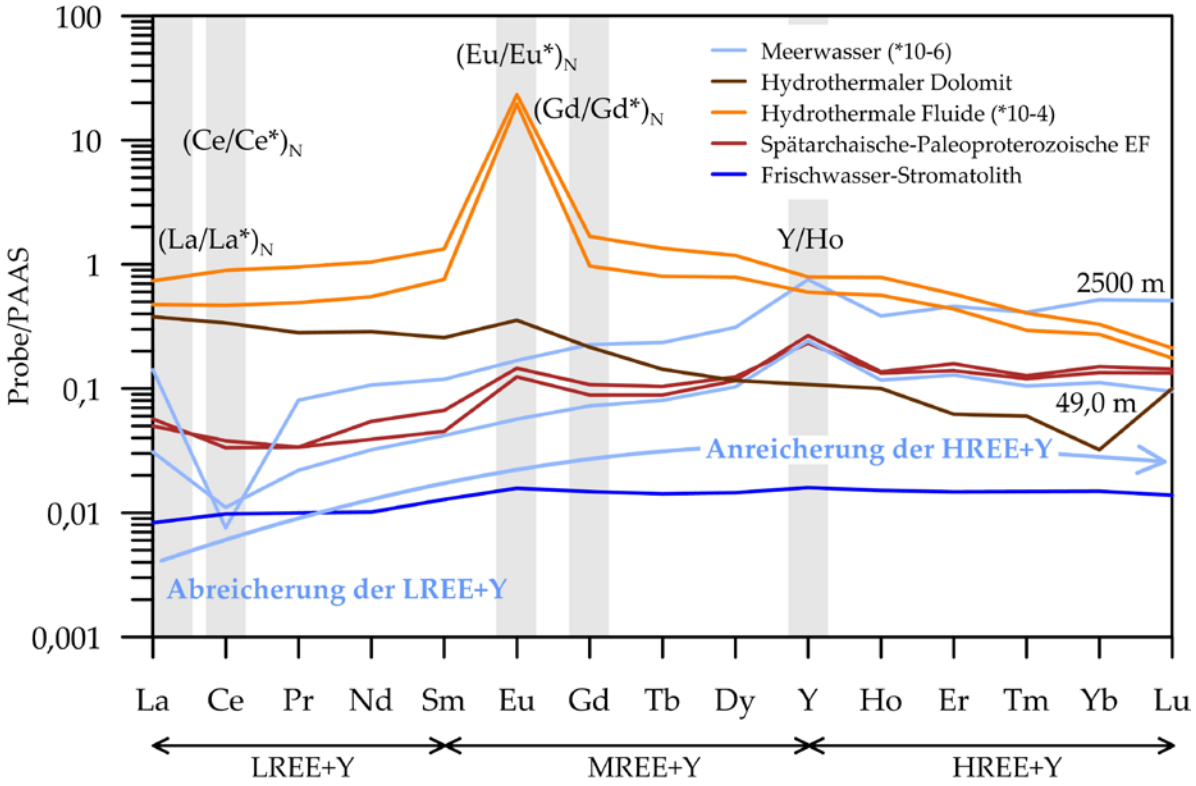


Abbildung 5.10: Multivariations-Diagramm mit typischen REE+Y-Mustern verschiedener Reservoire. Mittelwerte spätarchaischer-paleoproterozoischer EF (Penge- und Kuruman-Fm., Bau und Dulski (1996), dunkelrot), Werte für rezentes Meerwasser aus verschiedenen Tiefen (Alibo und Nozaki (1999), hellblau), hydrothermale Fluide des MOR (Bau und Dulski (1999), orange), Frischwasser-Stromatolith (Bolhar und Van Kranendonk (2007), blau), hydrothermal überprägter Dolomit (Zhang et al. (2014), dunkelbraun), grau unterlegte Balken markieren wichtige Anomalien bzw. Verhältnisse (La-, Ce-, Eu- und Gd-Anomalien sowie das Y/Ho-Verhältnis).

Ein Hauptaugenmerk bei der Betrachtung der REE+Y wird auf Parallelen bzw. Unterschiede zwischen den REE+Y-Mustern der Proben dieser Studie und denen des rezenten Meerwassers liegen. In diesem Zusammenhang muss erwähnt werden, dass die

Literaturwerte des Meerwassers und auch der hydrothermalen Fluide in der Einheit pmol/kg angegeben werden. Zur Berechnung der Anomalien und Darstellung der REE+Y-Muster in den Multivariations-Diagrammen werden die Daten unter Berücksichtigung der unterschiedlich großen Einheiten durch Multiplizieren mit den Atomgewichten berechnet (Atomgewichte nach URL12). Die Y/Ho-Verhältnisse werden als molare Y/Ho-Verhältnisse angegeben. Aufgrund der hohen Konzentrationsunterschiede zwischen Meerwasser bzw. den hydrothermalen Fluiden und den anderen Daten würde in den Multivariations-Diagrammen eine sehr hohe Spannweite auf der Y-Achse entstehen. Daher werden die Daten für Meerwasser mit dem Faktor $x10^{-6}$ und die Daten für die hydrothermalen Fluide mit dem Faktor $x10^{-4}$ dargestellt (vgl. Abb. 5.10). Die Auftragung in Multivariations-Diagrammen erfolgt – wenn nicht anders erwähnt – in logarithmischer Skala. Abbildung 5.10 zeigt eine Abreicherung der LREE+Y des Meerwassers. Dies liegt daran, dass die LREE+Y dem Meerwasser durch marine Partikel entzogen werden, während die HREE+Y eher in Lösung verbleiben und somit relativ zu den LREE+Y angereichter sind (z.B. Tachikawa et al. (1999)). Dieses für ein marines Milieu typisches Muster wird in Abbildung 5.10 für zwei verschiedene Meerwassertiefen (49,0 m und 2500 m) dargestellt. Negative Ce-Anomalien sind ebenfalls charakteristisch für rezentes Ozeanwasser. Sie deuten auf ein oxisches Milieu bzw. eine sauerstoffreiche Wassersäule hin. In einem sauerstoffreichen Milieu oxidiert drei-wertiges Ce zu vier-wertigem Ce auf, welches unlöslicher ist als die anderen nur in drei-wertiger Form vorkommenden REE+Y (z.B. Ling et al. (2013)). Das vier-wertige Ce erfährt eine Anreicherung in Mn- und Fe-reichen Sedimenten. Diese entwickeln im Zuge dieses Umstands eine positive Ce-Anomalie (z.B. Elderfield (1988), Bau (1996), Shields und Stille (2001), Hühne (2005), Ling et al. (2013)). Im Folgenden werden verschiedene Berechnungen für Ce-Anomalien und resultierende Probleme dargestellt. Frühere Kalkulationen von De Baar et al. (1985) lauten $(Ce/Ce^*)_N=2Ce_N/(La_N+Pr_N)$ oder $(Ce/Ce^*)_N=3Ce_N/(2La_N+Nd_N)$ (De Baar et al. (1988)). Eine weitere Kalkulation erfolgt nach Bau und Dulski (1996): $Ce_N/(0{,}5La_N+0{,}5Pr_N)$. Da La und Gd (Gd in Bezug auf Eu-Anomalie, siehe folgender Absatz) im Gegensatz zu ihren Nachbarelementen eine Anreicherung im Ozeanwasser erfahren können, kann der Eindruck vermeintlicher Anomalien entstehen (z.B. Lawrence et al. (2006), Ling et al. (2013)). Im Falle der Ce-Anomalien versuchen Bau und Dulski (1996) dieses Problem über das $(Pr/Pr^*)_N$, welches über die Formel $Pr_N/(0{,}5Ce_N+0{,}5Nd_N)$ bestimmt wird, zu kontrollieren. Bau und Dulski (1996) gehen davon aus, dass es keine Anomalien für Pr_N und

Nd_N gibt. In diesem Falle resultiert eine negative Ce-Anomalie in einem $(Pr/Pr^*)_N$ >1, während ein $(Pr/Pr^*)_N$ <1 eine positive Ce-Anomalie bedeutet. Im Falle von $(Ce/Ce^*)_N$ <1 und einem gleichzeitigen $(Pr/Pr^*)_N \approx 1$, ist von einer positiven La-Anomalie auszugehen (vgl. Abb. 5.11). Im Rahmen dieser Arbeit wird die Ce-Anomalie außerdem nach der Formel von Lawrence et al. (2006) berechnet und mit den Ergebnissen nach der Berechnung von Bau und Dulski (1996) verglichen. Lawrence et al. (2006) verzichten in ihrer Formel auf La, welches bei erhöhter Konzentration die erwähnten Ce-Anomalien bewirken kann (vgl. Formel 5.5). Der Vergleich der Ergebnisse der verschiedenen Berechnungen erfolgt in der Diskussion im siebten Kapitel.

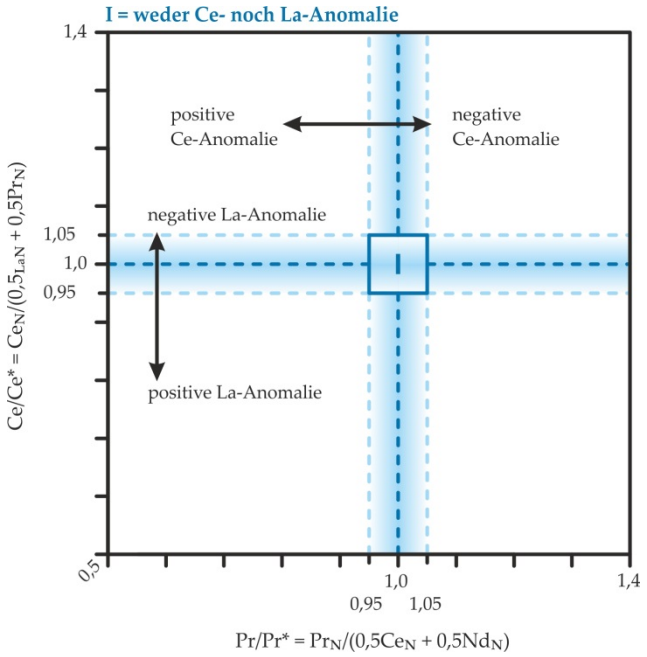


Abbildung 5.11: Schematische Darstellung zur Bestimmung wahrer Ce-Anomalien (verändert nach Bau und Dulski (1996)).

Ein weiteres RedOx-sensitives REE+Y-Element ist Eu. Wie die anderen REE+Y kommt Eu drei-wertig vor, kann jedoch durch RedOx-Bedingungen eine andere Wertigkeit annehmen. Sverjensky (1984) publiziert über Eu in wässrigen Lösungen. Er beschreibt, dass zwei-wertiges Eu bei Temperaturen ab 250 °C und erhöhten Drücken überwiegt. Diese Erkenntnis wird von mehreren Veröffentlichungen über positive Eu-Anomalien an hydrothermalen Quellen unterstützt (z.B. Bau (1991), Olivarez und Owen (1991), Shields und Stille (2001), Huang et al. (2009)). Eine weitere in diesem Zusammenhang weniger betrachtete Ursache für die positiven Eu-Anomalien könnte durch den Eintrag terrestrischen Materials kommen, da das stabilere Eu^{2+} in Feldspäten Sr substituieren kann. Durch erhöhte Verwitterung gelangt das zwei-wertige Eu in den Ozean, was eine positive Eu-Anomalie bewirken kann (z.B. Taylor und McLennan (1985)). Eine Gefahr bei der Interpretation von Eu-Anomalien sehen

zum Beispiel Huang et al. (2009) in erhöhten Ba-Konzentrationen. Sie weisen darauf hin, dass dadurch in Kombination mit Messeffekten an der ICP-MS falsche Eu-Anomalien entstehen können. Ob die Eu-Anomalien diesem Effekt unterliegen, testen die Autoren durch das Auftragen der Ba/Sm-Verhältnisse gegen die Eu-Anomalien. Bei einer Korrelation, welche durch die hohen Ba-Konzentrationen entsteht, gehen sie von einer falschen Eu-Anomalie aus. Eine konventionelle Formel für die Bestimmung der Eu-Anomalie lautet: $(Eu/Eu^*)_N = \frac{Eu_N}{\sqrt{(Sm_N \times Gd_N)}}$ (Taylor und McLennan (1985)). Wie aber schon im oberen Abschnitt erwähnt wurde, kann in Ozeanwasser eine erhöhte Konzentration von Gd vorkommen, wodurch eine „falsche" Anomalie entsteht. Aus diesem Grund wird die Eu-Anomalie nach der Formel von Lawrence et al. (2006) berechnet (Formel 5.3). Ein weiteres für marine Ablagerungen typisches Muster sind positive La-Anomalien (z.B. Bau und Dulski (1996), Nothdurft et al. (2004), Lawrence et al. (2006)). Mit Rücksicht darauf, dass Pr und Nd die nächsten Nachbarn des La sind, welche kein anomales Verhalten zeigen, beziehen Lawrence et al. (2006) diese beiden REE+Y in ihre Berechnung mit ein (vgl. Formel 5.4). Des Weiteren können marine Ablagerungen eine leicht positive Gd-Anomalie entwickeln (z.B. Zhang und Nozaki (1996), Nagarajan et al. (2011)). Es gilt jedoch zu beachten, dass dieses Muster nicht unbedingt als charakteristisch angesehen werden muss (Frimmel (2009)). Lawrence et al. (2006) haben ebenfalls positive Gd-Anomalien in rezenten Flusswässern analysiert. Ein markantes Kennzeichen zur Charakterisierung mariner Sedimente ist ein superchondritisches Y/Ho-Verhältnis. Ein Y/Ho > ~28 (28 = typisch für Chondrite; Bau et al. (1996)) deutet auf ein marines Ablagerungsmilieu. Y und sein REE Zwilling Ho sind beide typisch für karbonatische Gesteine und zeigen im Meerwasser ein ähnlich chemisches Verhalten (Bau et al. (1996)). Da Ho dem Ozeanwasser aber schneller entzogen wird, entsteht eine Überanreicherung an Y gegenüber Ho (Lawrence et al. (2006)). Nothdurft et al. (2004) postulieren, dass Dolomitisierung einen Einfluss auf die geochemischen Muster mariner Karbonate haben könnte. Sie beobachten, dass das Y/Ho-Verhältnis je nach Zunahme des Grades der Dolomitisierung abnimmt, so auch die Abreicherung der LREE+Y. Außerdem beobachten die Autoren, dass negative Ce-Anomalien in vielen dolomitisierten Proben fehlen können.

5.7 Die Rolle der Spurenelemente in Cap Karbonaten

Frimmel (2009) analysiert neoproterozoische Karbonate und beschreibt für marine Ablagerungen untypische REE+Y-Muster (sehr flacher Verlauf). Einen Ursprung sieht er in der Kontamination durch detritisches Material. Spurenelemente wie Zr, Th Sc oder auch das in den Cap Karbonaten weniger, jedoch in Tonmineralen häufig vorkommende Hauptelement Al, können als Anzeiger für Kontaminierung durch detritisches Material genutzt werden (Nédélec et al. (2007), Frimmel (2009), Zhao et al. (2009), Huang et al. (2011)). Sie reagieren sehr sensibel auf verschiedene Umweltbedingungen oder diagenetische Effekte (Huang et al. (2011)). Ein Indikator für Alterationseffekte können hohe Mn-Konzentrationen sein. Jacobsen und Kaufman (1999) postulieren, dass erhöhte Mn-Konzentrationen in Kombination mit Mn/Sr-Verhältnissen >2 auf einen diagenetischen Einfluss deuten, da nicht-marine, diagenetische Fluide häufig an Mn angereichert sind (Nédélec et al. (2007)). Jacobsen und Kaufman (1999) sehen den Grund darin, dass die Mn-Konzentration im Zuge mariner Diaganese bzw. Diagenese durch meteorische Fluide stark erhöht wird, während Sr abgeführt wird. Zum Beispiel Nédélec et al. (2007) und Huang et al. (2011) beobachten solche hohen Mn/Sr-Verhältnisse an chinesischen Doushantuo Cap Karbonaten und interpretieren die erhöhten Mn-Konzentrationen jedoch als Fingerabdruck des Paleo-Meerwassers, aus dem die Karbonate ausgefällt wurden. Eine Begründung sehen sie darin, dass Mn die gleichen Trends zeigt wie andere RedOx-sensitive Elemente. Yoshioka et al. (2003) deuten die hohen Mn-Konzentrationen als ungewöhnliche Meerwasserzusammensetzung. Zum Beispiel sehen Font et al. (2006) erhöhte Mn-Konzentrationen in Zusammenhang mit der Ablagerung in einem anoxischen Milieu. Die Mn/Sr-Verhältnisse werden in Bezug auf die Daten dieser Studie in der Diskussion im siebten Kapitel besprochen.

6. Vorstellung der Daten

Im Rahmen dieser Arbeit wurden insgesamt 89 Proben bearbeitet. Davon wurden alle Proben auf Haupt- und Spurenelemente und 85 bzw. 73 Proben auf Sr- und Ca-Isotope analysiert (Tab. 5.1). Das Augenmerk lag bei den Hauptelementen auf den Calcium (Ca)- und Magnesium (Mg)-Konzentrationen. Bei der Analyse der Spurenelemente lag der Fokus auf den Seltenen Erdelementen inklusive Yttrium (Y). In der weitläufigen Literatur werden die Seltenen Erdelemente inklusive Yttrium meist mit dem englischen Begriff „rare earth elements“ und der Abkürzung REE+Y angesprochen. Diese Begrifflichkeit wird auch in dieser Studie übernommen. Die Isotopen-Analysen wurden in der Abteilung Isotopengeologie des GZG an der Georg-August-Universität (Göttingen) durchgeführt. Die Analysen der Haupt- und Spurenelemente erfolgte in der Abteilung Geochemie des GZG an der Georg-August-Universität (Göttingen). Zu den im Rahmen dieses Projektes analysierten Proben werden zusätzlich 48 Ergebnisse postglazialer Karbonate der Marinoan-Eiszeit und 16 postglaziale Karbonate der Sturt-Eiszeit aus Namibia miteinbezogen (Eisenhauer, (unveröff.)). Von diesen Proben stehen hauptsächlich Sr-Isotope sowie einige Ca-Isotope zur Verfügung. Die Analysen der chinesischen und der namibischen Proben wurden ausschließlich an den karbonatischen Anteilen durchgeführt. Bei Angaben von Werten bzw. Konzentrationen werden die zugehörigen Probennummern in Klammern angefügt. Die Probennummern können in den Anhängen sowie in Tabelle 1.1 (1. Kap.) eingesehen werden.

Tabelle 6.1: Herkunftsland, Anzahl der Proben (n) sowie Aufteilung und Anzahl der durchgeführten Methoden.

Herkunft	Einheit/Serie	Schichtglied/Lokation	n	Hauptelemente	Spurenelemente	Sr-Analysen	Ca-Analysen
China	post-Marinoan	(Doushantuo-Fm.) Cap Karbonat	63	63	63	59	50
	Ediacara (Dengying-Fm.)	Shibantan	3	3	3	3	3
Namibia	Ediacara (Nama-Gruppe)	Mooifontein-SG	4	4	4	4	4
		Omkyk-SG	2	2	2	2	2
	post-Marinoan	"Cap1" Fransfontein	5	5	5	5	4
		"Cap2" Fransfontein	2	2	2	2	1
		"Cap2" Tweelingskop	2	2	2	2	2
		"Cap4" pinker Dolomit	1	1	1	1	1
	post-Sturt	"Cap2" Tweelingskop	2	2	2	2	2
		"Cap4" Bothas-Hof	2	2	2	2	2
		Ombaatje-Fm.	3	3	3	3	2
gesamt			**89**	**89**	**89**	**85**	**73**

Die Beschreibung der Daten erfolgt für China und Namibia getrennt. Bei den chinesischen Proben gilt, dass alle Proben mit gleicher Bezeichnung bzw. Höhenangabe im Profil [m] aber anderer Probenummer aus je ein und demselben Hilfsträger erbohrt wurden.

6.1 Hauptelemente

Die Analyse der Hauptelemente erfolgte mittels ICP-OES und wurde während drei unterschiedlichen Messreihen durchgeführt. Da es sich bei den Proben um die karbonatischen Anteile handelt, ist der Hauptbestandteil Ca. Ein weiterer Hauptbestandteil ist bei den zum Teil dolomitischen Proben Mg. Die restlichen Hauptelemente (Aluminium (Al), Kalium (K), Eisen (Fe) und Natrium (Na)) sind zum größten Teil gering konzentriert. Wenn nicht anders erwähnt, werden die Elementkonzentrationen in µg/g bzw. in % angegeben. Eine komplette Übersicht der Ergebnisse ist in Anhang B einzusehen.

6.1.1 Hauptelemente – China –

Abbildung 6.1 stellt eine Übersicht über die Verteilung der relevanten Hauptelemente für die Probenserien aus China in Form von Histogrammen dar. Tabelle 6.2 zeigt die Minima und Maxima der Hauptelementkonzentrationen der jeweiligen Sektionen. Die Verteilungen der Ca-Konzentrationen weichen teilweise deutlich voneinander ab. Bei Betrachten der Proben der Huajipo Sektion zeigt sich, dass diese Schwankungen schon auf wenigen Höhenmetern im Profil auftreten können. Die Proben aus den oberen Profilmetern haben im Mittel niedrigere Ca-Konzentrationen als die Proben aus den unteren, basalen Bereichen. Die Jiulongwan Sektion zeigt schon innerhalb der einzelnen Hilfsträger zum Teil hohe Variationen in der Ca-Konzentration (1,70 % (542) - 26,4 % (530)). Lediglich in den Hilfsträgern aus den Höhen 3,30 m bis 3,40 m und 3,45 m bis 3,55 m scheinen die Konzentrationsverteilungen ähnlich. Die Karbonate der Huangniuya Sektion haben Ca-Konzentrationen zwischen 38,2 % (96) und 46,2 % (534) ausgebildet. Deutliche Unterschiede in Abhängigkeit von der Höhe im Profil werden auch innerhalb der Nantuocun Sektion erfasst. Die Ca-Konzentrationen aus der Profilhöhe 4,18 m bis 4,25 m (37,0 % (506) - 45,0 % (531)) sind fast doppelt so hoch wie aus den knapp darüber liegenden Bereichen (4,25-4,40 m: 21,9 % (68) - 22,6 % (67)). Auch in der Meizuoxia Sektion wird eine Höhenabhängigkeit beobachtet. Zwischen 2,70 m bis 2,80 m und 1,90 m bis 2,05 m sind die Ca-Konzentrationen mit Werten zwischen 21,5 % (60) und 24,5 % (64) eher gering. In den unteren Profilmetern (0,65 m bis 0,75 m) steigen die Ca-Konzentration wieder auf 28,6 % (66) - 35,1 % (65). Die Probe aus 3,20 m Profilhöhe grenzt sich mit den generell höchsten Ca-Konzentrationen von 46,7 % (43) deutlich von den anderen Proben ab. In der Tianjiayuanzi Sektion kristallisiert sich ebenfalls eine Höhenabhängigkeit heraus. Die

Probe aus dem höchsten Teil im Profil hat mit 34,1 % (551) auch die höchste Ca-Konzentration ausgebildet. Die anderen Proben variieren zwischen niedrigeren und sehr ähnlichen Ca-Konzentrationen (20,1 % (70) - 20,6 % (71)). Auffällig niedrige Ca-Konzentrationen wurden für die beiden Proben aus der Beidoushan Sektion analysiert. Diese schwanken zwischen 11,5 % (540) und 24,1 % (539). Die Abbildungen 6.1a und 6.1b zeigen, dass die Ca-Verteilung genau entgegengesetzt zu der des Mg verläuft. Innerhalb der Huajipo Sektion werden zum Teil höhere Mg-Werte bestimmt. Dies gilt für die Proben aus 1,50 m (11,5 % (80) und 13,0 % (81)). Die anderen Proben variieren zwischen 5,53 % (71) und 8,94 % (29). Eine Probe (0,50-0,60 m) fällt jedoch durch extrem niedrige Mg-Konzentrationen auf (0,229 % (78)). Diese Probe zeigt im inversen Trend sehr hohe Ca-Konzentrationen. Die Jiulongwan Sektion hat mit Werten zwischen 0,153 % (22) und 11,2 % (77) deutliche Schwankungen in der Mg-Verteilung entwickelt. Für die Karbonate der Huangniuya Sektion wurden geringe Mg-Konzentrationen mit Konzentrationen zwischen 0,269 % (555) und 2,22 % (96) analysiert. In den Profilmetern zwischen 4,18 m und 4,25 m der Nantuocun Sektion sind die Mg-Konzentrationen ebenfalls niedrig (0,879 % (531) - 1,84 % (506)), während zwischen 4,25 m bis 4,40 m Profilhöhe etwas höhere Mg-Konzentrationen beobachtet werden (8,85 % (69) - 10,4 % (67)). In der Meizuoxia Sektion grenzt sich die Probe aus 3,20 m Profilhöhe durch eine niedrigere Mg-Konzentration deutlich ab (1,71 % (533)). In den Höhen zwischen 1,90 m und 2,80 m sind die Konzentrationen fast gleich (12,1 % (60) - 12,9 % (63)). Im basalen Teil des Profils (0,65 m bis 0,75 m) zeigen sich Werte von 5,57 % (65) und 8,71 % (66). Innerhalb der Tianjiayuanzi Sektion sind die Mg-Konzentrationen in den oberen 2,70 m mit 2,11 % (44) sehr gering. Zwischen 2,40 m und 2,50 m liegen die Mg-Konzentrationen dagegen zwischen 10,6 % (72) und 11,2 % (71). Die beiden Proben aus der Beidoushan Sektion haben eher mittel-hohe bis hohe Mg-Konzentrationen entwickelt (6,23 % (540) - 13,6 % (539)), während die Karbonate aus der Wuhe-Yanjiahe Sektion niedrigere Mg-Konzentrationen zwischen 0,0574 % (528) und 1,98 % (526) zeigen. Teilweise relativ hohe Al-Konzentrationen – wenn auch nur in Einzelfällen – werden innerhalb der Huajipo- und Jiulongwan Sektion beobachtet. In den Nantuocun und Tianjiayuanzi Sektionen lässt sich erneut eine leichte Konzentrationsverteilung in Abhängigkeit von der Profilhöhe beobachten. Teilweise wurden sehr niedrige Al-Konzentrationen analysiert. Dies gilt generell für die Proben aus den Beidoushan, Huangniuya und Wuhe-Yanjiahe Sektionen.

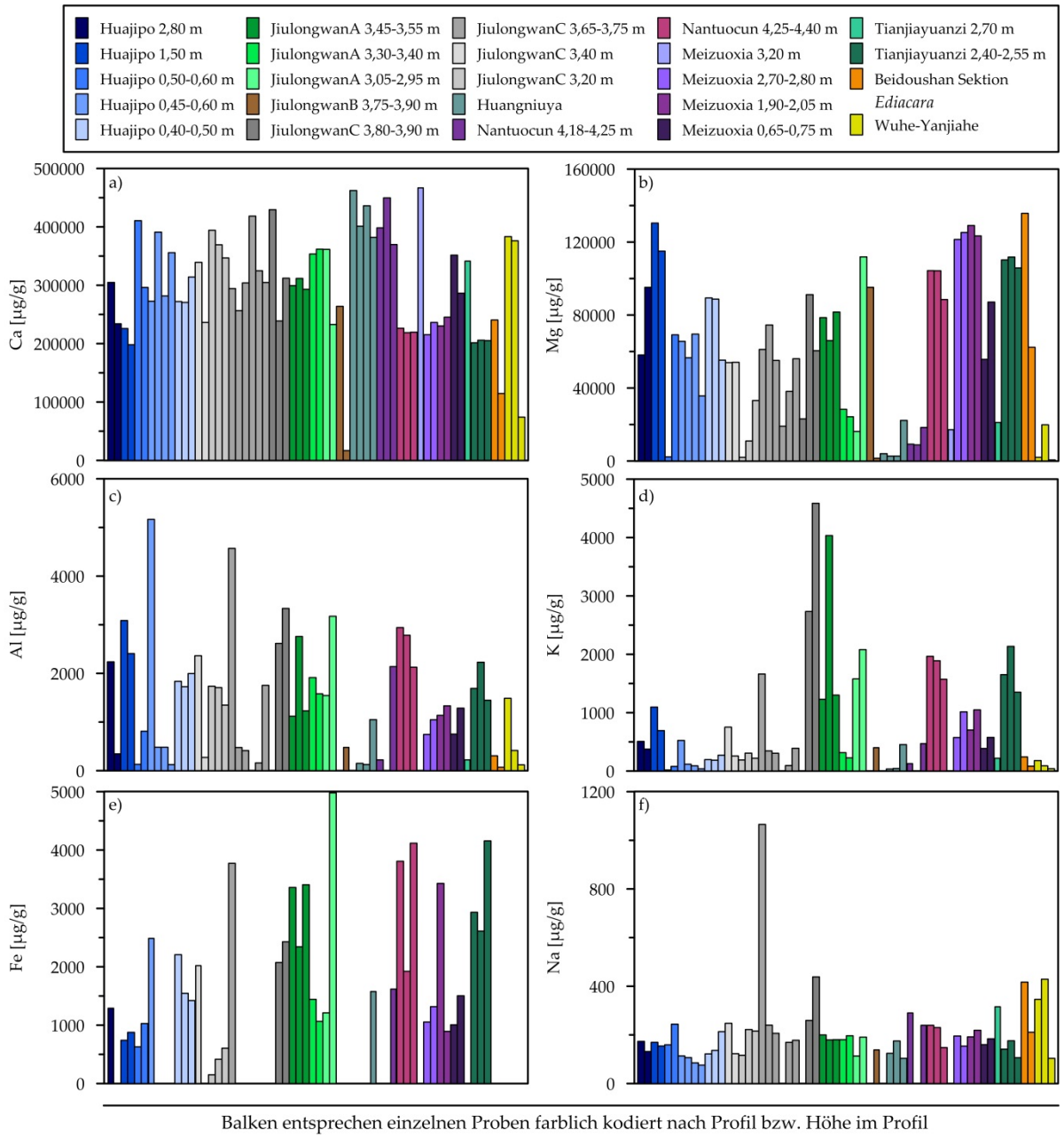


Abbildung 6.1: Übersicht über die Verteilung der Hauptelemente der chinesischen Probenserie. a) Ca, b) Mg, c) Al, d) K, e) Fe und f) Na. Die Probenserien aus den jeweiligen Sektionen werden durch unterschiedliche Farben, die Höhen in den Profilen werden durch unterschiedliche Farbabstufungen markiert, siehe Legende.

Die K-Konzentrationen sind meist gering. Einzig Proben aus den höheren Profilmetern der Jiulongwan Sektion (3,80 m bis 3,90 m und 3,45 m bis 3,55 m) haben im Vergleich zu den anderen Sektionen teilweise höhere K-Konzentrationen entwickelt. Auch in den Meizuoxia und Tianjiayuanzi Sektionen scheint sich eine Aufteilung nach Profilhöhe abzuzeichnen. Fe wurde bei vielen Karbonaten unterhalb der Nachweisgrenze bestimmt. Jedoch gilt es zu erwähnen, dass einige Proben mit relativ hohen Al-Konzentrationen zum Teil erhöhte Fe-Konzentrationen ausgebildet haben. In diesem Zusammenhang kann auch für die Nantuocun, und Tianjiayuanzi Sektionen eine leichte Elementverteilung in Abhängigkeit

von der Profilhöhe festgestellt werden. In der Na-Verteilung zeigen fast alle Sektionen ähnlich niedrige Konzentrationen. Lediglich innerhalb der Jiulongwan und Wuhe-Yanjiahe Sektion sind die Konzentrationen leicht erhöht.

Tabelle 6.2: Zusammenfassung der Minima und Maxima der Hauptelemente Ca, Mg, Al, K, Fe und Na für die chinesische Probenserie.

	[%]		[µg/g]				
	Ca	Mg	K	Al	Na	Fe	Sektion
Min	19,8	0,229	19,2	126	75,8	629	Huajipo
Max	41,1	13,0	1096	5166	244	2486	
Min	1,70	0,153	93,8	161	113	150	Jiulongwan
Max	42,9	11,2	4586	4570	1065	4979	
Min	38,2	0,269	35,0	127	104	1577	Huangniuya
Max	46,2	2,22	452	1051	175	1577	
Min	21,9	0,879	128	223	148	1617	Nantuocun
Max	45,0	10,4	1965	2941	290	4117	
Min	21,5	1,71	387	743	154	893	Meizuoxia
Max	46,7	12,9	1048	1334	219	3428	
Min	20,1	2,11	220	224	106	2611	Tianjiayuanzi
Max	34,1	11,2	2135	2229	315	4157	
Min	11,5	6,23	82,8	69,6	211	nwg*	Beidoushan
Max	24,1	13,6	243	305	417		
Min	7,41	0,0574	39,1	121	104	nwg*	Wuhe-Yanjiahe
Max	38,3	1,98	180	1487	429		

nwg* unterhalb der Nachweisgrenze

6.1.2 Hauptelemente – Namibia –

Auch bei den namibischen Proben handelt es sich um die karbonatischen Anteile, weshalb erwartet wird, dass die Ca- und Mg-Konzentrationen am höchsten sind. Zur Übersicht werden die Ergebnisse in Abbildung 6.2 in Form von Histogrammen und einer Tabelle (Tab. 6.3), welche Minima und Maxima der jeweiligen Hauptelementkonzentrationen zeigt, dargestellt.

	[%]		[µg/g]				
	Ca	Mg	K	Al	Na	Fe	Serie
Min	37,8	0,102	79,8	200	39,0	1542	Ediacara
Max	48,1	1,84	1955	8879	286	2774	
Min	22,3	2,47	64,0	216	48,1	392	post-Marinoan
Max	38,8	15,0	3344	2653	360	7190	
Min	21,1	1,20	146	304	25,3	463	post-Sturt
Max	39,4	15,3	1125	2143	424	4075	

Tabelle 6.3: Zusammenfassung der Minima und Maxima der Hauptelemente Ca, Mg, Al, K, Fe und Na für die namibische Probenserie.

Bei Betrachten der Histogramme (Abb. 6.3a-b) fällt auf, dass sich die Ediacara Probenserie in den Ca-, Mg- und auch teilweise in den Al-Konzentrationen deutlich von denen der Marinoan und Sturt-Eiszeit unterscheiden. So zeigen die Ediacara Karbonate mit Werten zwischen 37,7 % (501) und 48,1 % (525) die höchsten Ca-Konzentrationen. Für die post-Marinoan Karbonate wurden Ca-Konzentrationen zwischen 22,3 % (500) und 38,8 % (88) analysiert, wobei der Wert von 38,8 % eher eine Ausnahme bildet. Die post-Sturt Karbonate zeigen ebenfalls niedrige Ca-Konzentrationen (21,1 % (92) – 25,5 % (538)).

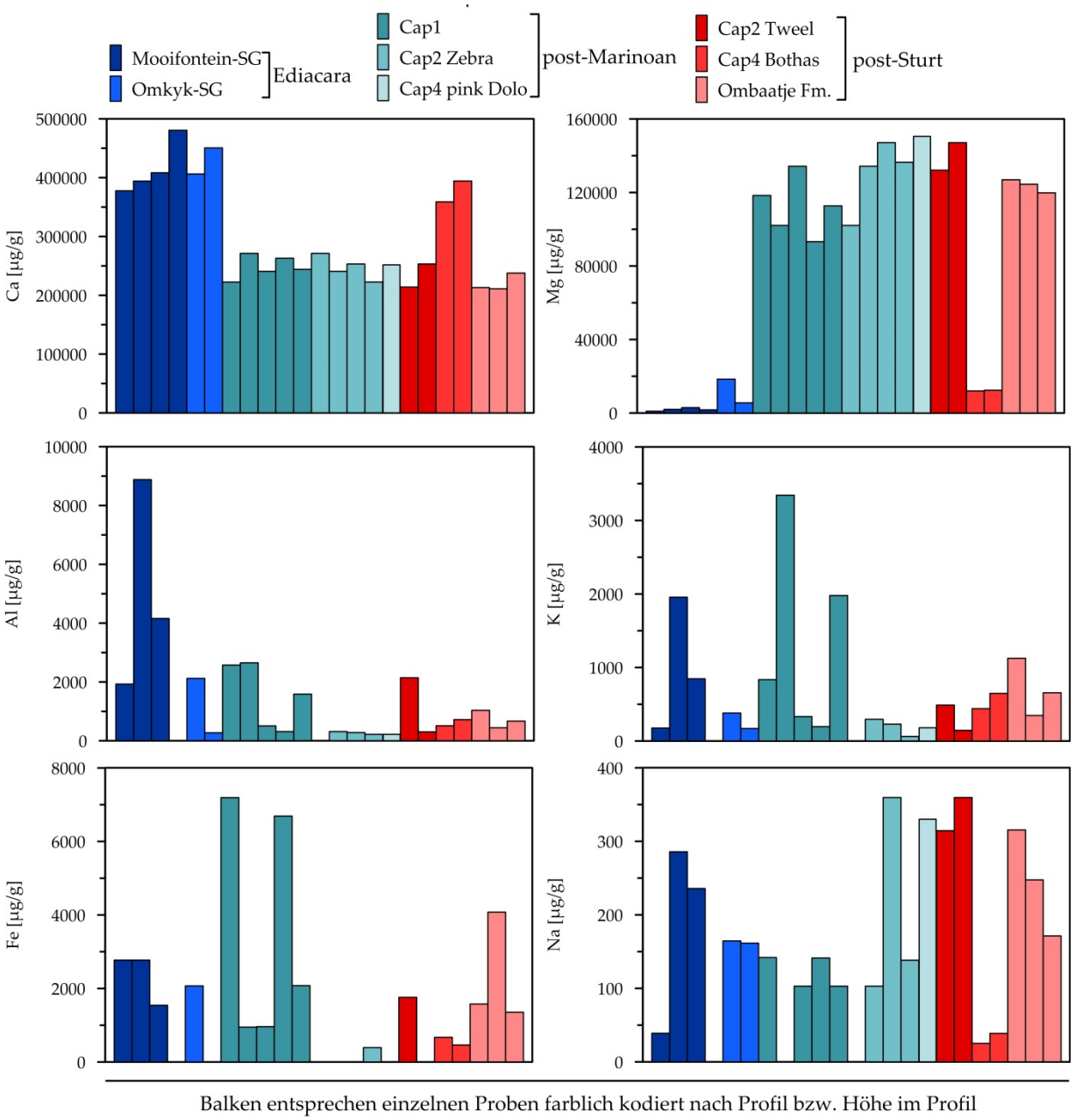


Abbildung 6.2: Übersicht über die Verteilung der Hauptelemente der namibischen Probenserie. a) Ca, b) Mg, c) Al, d) K, e) Fe und f) Na. Die Probenserien (Ediacara, post-Marinoan, post-Sturt) von unterschiedlichen Lokationen bzw. Formationen werden durch unterschiedliche Farbtöne markiert, siehe Legende.

Ausnahmen werden von den beiden post-Sturt Karbonaten von der Lokation Bothas-Hof gebildet (35,8 % (89) - 39,4 % (90)). Innerhalb der Mg-Konzentrationen zeigt sich ein inverser Trend. Während für die Ediacara-Serie sehr geringe Mg-Konzentrationen gemessen wurden (0,102 % (501) - 1,84 % (503)), sind für die post-Marinoan (2,47 % (88) - 15,0 % (527)) und die post-Sturt Serien (12,0 % (93) - 15,3 % (538)) wesentlich höhere Mg-Konzentrationen analysiert worden. Auch bei den Mg-Konzentrationen wird die Ausnahme von den beiden post-Sturt Karbonaten mit niedrigen Werten (1,20 % (89) und 1,24 % (90)) gebildet. Die Al-Konzentrationen schwanken stärker, jedoch kristallisiert sich heraus, dass die Ediacara Karbonate zum Teil höhere Al-Konzentrationen (200 µg/g (525) - 8879 µg/g (521)) als die post-Marinoan (216 µg/g (84) - 2653 µg/g (85)) und die post-Sturt (304 µg/g (538) - 2143 µg/g (504)) Proben ausgebildet haben. Es gilt jedoch zu beachten, dass die Konzentrationen stark schwanken. Innerhalb der K-Konzentration kann für keine der Probenserien ein klarer Trend beobachtet werden. Generell gilt, dass die K-Werte bei allen Probenserien deutlich variieren. Eindeutige Trends werden ebenfalls nicht für die Fe- und Na-Konzentrationen beobachtet. Die Fe-Konzentrationen schwanken innerhalb der Ediacara Probenserie zwischen 1542 µg/g (520) und 2774 µg/g (501/521), für die post-Marinoan Proben sehr deutlich zwischen 392 µg/g (84) und 7190 µg/g (500) und für die post-Sturt Proben ebenfalls sehr stark zwischen 463 µg/g (90) und 4075 µg/g (92). Die Na-Konzentrationen variieren bei den Ediacara Proben zwischen 39,0 µg/g (501) und 286 µg/g (520), bei den post-Marinoan Proben zwischen 48,1 µg/g (88) und 360 µg/g (524) und bei den post-Sturt Proben zwischen 25,3 µg/g (89) und 4075 µg/g (538).

6.2 Spurenelemente und Seltene Erdelemente inklusive Yttrium (REE+Y)

Die Analyse der Spurenelemente und der REE+Y erfolgte mittels ICP-MS und wurde während drei unterschiedlichen Messreihen durchgeführt. Die REE+Y werden in Form von Multivariations-Diagrammen dargestellt. Zum Vergleich werden zusätzlich Multivariations-Diagramme mit Vergleichsreservoiren aus Abschnitt 5.6.1 (Abb. 5.10) gezeigt. Eine komplette Auflistung der Spurenelemente sowie der REE+Y ist in Anhang B und C einzusehen. Neben den REE+Y werden die Konzentrationen von Mangan (Mn), Strontium (Sr) und Barium (Ba) näher betrachtet. Die Daten werden in Form von Diagrammen und Tabellen vorgestellt. Neben den Konzentrationen werden außerdem markante Muster, Anomalien und Verhältnisse beschrieben.

6.2.1 Spurenelemente

6.2.1.1 Mn- und Sr-Konzentrationen

In den Abbildungen 6.3a und d werden die Mn/Sr-Verhältnisse und die Mn- sowie die Sr-Konzentrationen für die chinesischen und für die namibischen Probenserien gemeinsam vorgestellt. In den Abbildungen 6.3b, c, e und f werden die Daten getrennt nach Herkunftsland dargestellt.

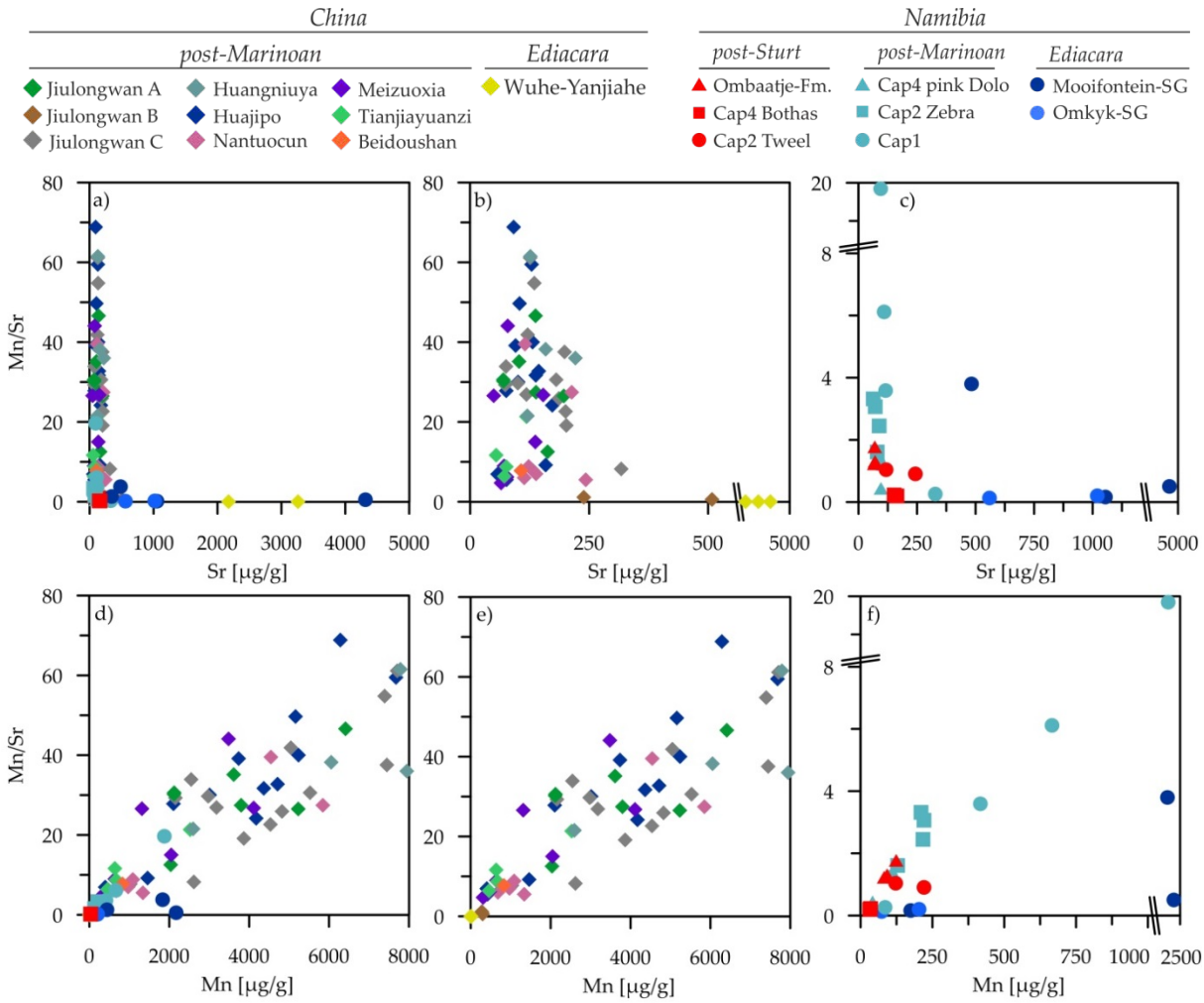


Abbildung 6.3: Korrelationsdiagramme zwischen Mn/Sr-Verhältnissen und Sr [µg/g] bzw. Mn [µg/g]. Korrelationsdiagramme zwischen Mn/Sr und Sr [µg/g] für die Proben aus a) Namibia (dargestellt durch Punkte, Drei- und Vierecke) und China (dargestellt durch Rauten) sowie getrennt nach Herkunftsland b) China und c) Namibia. Korrelationsdiagramme zwischen Mn/Sr und Mn [µg/g] für die Proben aus d) Namibia und China und getrennt nach Herkunftsland e) China und f) Namibia.

Die Proben aus China zeigen zum Teil fast vier Mal höhere Mn/Sr-Verhältnisse, als die namibischen Proben. In den Karbonaten der Huajipo Sektion wird mit einem Wert von 68,8 (78) das höchste Mn/Sr-Verhältnis bestimmt. Die Karbonate dieser Sektion schwanken

außerdem deutlich (5,51 (80) - 68,8 (78)). Solche erhöhten Schwankungen werden auch für Proben der Jiulongwan Sektion beobachtet, welche Mn/Sr-Verhältnisse zwischen 0,593 (542) und 61,2 (532) zeigen. Die Karbonate aus der Huangniuya Sektion haben generell sehr hohe Mn/Sr-Verhältnisse entwickelt (21,6 (96) - 61,5 (554)). Weitere Sektionen mit sehr hohen Mn/Sr-Verhältnissen sind die Meizuoxia Sektion (4,70 (60) - 44,1 (65)), die Nantuocun Sektion (5,51 (531) - 39,5 (543)) und die Tianjiayuanzi Sektion (6,35 (71) - 21,3 (551)). Aus dem Muster fallen die beiden Proben aus der Beidoushan Sektion (5,73 (540) - 7,77 (539)) und die Proben der Wuhe-Yanjiahe Sektion mit sehr niedrigen Mn/Sr-Verhältnissen zwischen 0,000768 (502) und 0,0118 (528). Dies spiegelt sich auch in auffallend hohen Sr-Konzentrationen (1035 µg/g (528) - 3259 µg/g (502)) in Kombination mit sehr niedrigen Mn-Konzentrationen (2,50 µg/g (502) - 12,2 µg/g (528)) in den Karbonaten dieser Sektion wider.

	Mn/Sr	Sr [ppm]	Mn [ppm]	Sektion/Serie	
Min	5,51	57,6	398	Huajipo	China
Max	68,8	172	7678		
Min	0,593	69,4	277	Jiulongwan	
Max	61,2	508	7705		
Min	21,6	120	2595	Huangniuya	
Max	61,5	221	7947		
Min	5,51	113	678	Nantuocun	
Max	39,5	243	5847		
Min	4,70	49,5	307	Meizuoxia	
Max	44,1	153	4113		
Min	6,35	54,8	455	Tianjiayuanzi	
Max	21,3	118	2525		
Min	5,73	107	776	Beidoushan	
Max	7,77	135	830		
Min	0,000768	1036	2,50	Wuhe-Yanjiahe	
Max	0,0118	3259	12,2	(Ediacara)	
Min	0,130	344	73,0	Ediacara	Namibia
Max	3,80	4317	2172		
Min	0,261	63,5	42,0	post-Marinoan	
Max	19,7	328	1874		
Min	0,198	67,1	32,5	post-Sturt	
Max	1,78	243	221		

Tabelle 6.4: Zusammenstellung der Minima und Maxima von Mn/Sr, Sr [µg/g] und Mn [µg/g] der chinesischen und namibischen Probenserien.

Die Mn/Sr-Verhältnisse der Proben aus Namibia sind kleiner und variieren für die Ediacara Karbonate aus den Mooifontein- und Omkyk-SG zwischen 0,130 (537) und 3,80 (501). Die Mn/Sr-Verhältnisse der post-Sturt Karbonate wurden auf Werte zwischen 0,198 (90) und 1,78 (93) berechnet. Lediglich die post-Marinoan Proben haben höhere Mn/Sr-Verhältnisse

bzw. höhere Variationen (0,261 (88) - 6,12 (86)) entwickelt. Eine Probe der post-Marinoan Serie fällt mit einen noch höheren Mn/Sr-Verhältnis (19,7 (500)) aus diesem Muster.

6.2.1.2 Weitere Spurenelemente

Tabelle 6.5 fasst die Minima und Maxima der „High field strength" Elemente (HFSE), „large ion litophile" Elemente (LILE) und RedOx-sensitiven Elemente zusammen (Mn wurde in Abschnitt 6.2.1.1 vorgestellt). Manche Elementkonzentrationen wurden unterhalb der Nachweisgrenze bestimmt (markiert mit nwg*). Bei anderen Elementen sind die Konzentrationen für alle Proben so gering, dass auf die Darstellung dieser Elemente verzichtet wird. Sowohl die Proben aus Namibia, als auch die Proben aus China zeigen bei den Konzentrationen der HFSE (Scandium (Sc), Zirkonium (Zr) und Thorium (Th)) keine Auffälligkeiten. Generell sind die Elemente sehr gering konzentriert. Im Vergleich mit den PAAS-Konzentrationen (McLennan (1989)) sind Sc, Zr und Th stark abgereichert (vgl. Tab. 6.5). Auch das LILE Rubidium (Rb) ist in keiner Probenserie hoch angereichert und ist im Vergleich mit Rb_{PAAS} zu gering konzentriert. Im Gegensatz dazu werden für Ba teilweise höhere Konzentrationen ermittelt. Dieser Trend gilt jedoch nicht für alle Proben, da starke Variationen auch innerhalb einzelner Probeserien auffallen. Die höchste Ba-Konzentration wurde mit einem Wert von 604 µg/g (79) in der Huajipo Sektion analysiert, welcher der Ba-Konzentration für PAAS (650 µg/g) entspricht. Darüber hinaus variieren die Werte der Sektion zwischen 14,0 µg/g (398) und 344 µg/g (79), wobei die meisten Proben im Bereich von ~150 µg/g liegen. Eine hohe Ba-Konzentration von 398 µg/g (544) ist auch in der Jiulongwan Sektion eher die Ausnahme. Die Konzentrationen schwanken ansonsten zwischen 3,53 µg/g (547) und 173 µg/g (553), wobei sich der Großteil der Proben um 75 µg/g bewegt. Die Proben der Nantuocun (19,6 µg/g (531) - 185 µg/g (69)), Meizuoxia (13,9 µg/g (60) - 272 µg/g (66)) und Huangniuya (40,9 µg/g (96) - 434 µg/g (554)) Sektionen zeigen ähnliche Trends. So auch die Tianjiayuanzi Sektion, die zwar geringere Ba-Konzentrationen ausgebildet hat, aber ebenfalls Schwankungen (11,1 µg/g (71) - 76,4 µg/g (551)) zeigt. Im Gegensatz dazu wurden innerhalb der Beidoushan Sektion (n=2) fast ähnliche Konzentrationen (71,4 µg/g (539) - 81,4 µg/g (540)) analysiert. Die Ediacara Proben der Wuhe-Yanjiahe Sektion folgen nicht diesem Trend. Die Ba-Konzentrationen sind mit Werten von 5,46 µg/g (502) bis 12,2 µg/g (528). eher gering. In Bezug auf die V-Konzentrationen zeigt sich in der Jiulongwan Sektion eine deutliche Aufteilung nach der

Profilhöhe. Die meisten Karbonate dieser Sektion haben niedrige Konzentrationen bzw. liegen unterhalb der Nachweisgrenze. Die beiden Proben aus den oberen Profilmetern (3,75-3,90 m; C3-SG) grenzen sich mit Werten zwischen 81,5 µg/g (542) und 87,6 µg/g (530) deutlich ab. Außerdem konnte bei den Proben aus der Höhe um 3,70 m eine sehr hohe Variation zwischen 0,534 µg/g (514) und 89,5 µg/g (544) beobachtet werden, wobei die erhöhte V-Konzentration als Ausreißer gedeutet wird. Es gilt jedoch zu beachten, dass sich diese Probe auch in der Ba-Konzentration von denen aus dieser Höhe unterscheidet.

Tabelle 6.5: Zusammenstellung der HFSE, LILE und RedOx-sensitiven Elemente der chinesischen und namibischen Probenserien. Untere Datenzeile stellt die Werte für PAAS (McLennan (1989)) dar. Alle Konzentrationen werden in µg/g angegeben.

	HFSE			LILE		RedOx sensitiv			Sektion/Serie	
	Sc	Zr	Th	Rb	Ba	V	Ni	U		
Min	0,192	0,101	0,00284	0,00564	14,0	0,0793	0,815	0,0402	Huajipo	China
Max	0,982	0,755	0,290	0,982	604	2,73	14,9	0,340		
Min	0,0570	0,0373	0,00624	0,0308	3,53	0,534	0,578	0,0282	Jiulongwan	
Max	3,15	8,34	1,80	6,25	398	89,5	49,6	174		
Min	0,235	0,0584	0,00143	0,0107	40,9	0,645	0,448	0,0417	Huangniuya	
Max	0,397	1,69	0,0790	0,365	434	3,93	3,23	2,09		
Min	1,02	0,107	0,0827	0,0793	19,6	7,24	0,419	0,114	Nantuocun	
Max	2,89	0,609	0,619	1,59	185	19,4	3,63	1,61		
Min	0,539	0,070	0,135	0,207	13,9	13,6	5,03	0,203	Meizuoxia	
Max	1,84	0,353	0,282	0,600	272	13,6	5,03	3,27		
Min	0,112	0,107	0,0376	0,0925	11,1	k.W	2,83	0,0596	Tianjiayuanzi	
Max	1,18	0,411	0,278	1,10	76,4		2,83	0,357		
Min	nwg*	0,0237	0,0159	0,0625	71,4	4,87	2,22	0,0465	Beidoushan	
Max		0,345	0,0159	0,111	81,4	4,87	2,64	0,153		
Min	0,132	0,358	0,00779	0,0409	5,46	1,32	1,65	0,873	Wuhe-Yanjiahe	
Max		1,80	0,0153	0,129	12,2	10,6	22,2	3,57	(Ediacara)	
Min	0,350	0,0945	0,00859	0,00841	0,949	0,399	0,338	0,00766	Ediacara	Namibia
Max	0,995	1,50	0,836	1,44	12,2		1,55	0,524		
Min	0,277	0,0627	0,00988	0,0160	1,59	0,819	0,872	0,317	post-Marinoan	
Max	2,19	2,07	0,535	3,14	61,3	4,90	23,9	0,784		
Min	0,0516	0,0860	0,0860	0,0918	3,44	0,390	0,547	0,382	post-Sturt	
Max	0,823	0,832	0,832	1,28	19,9	1,97	0,839	2,24		
PAAS	**16,0**	**210**	**14,6**	**160**	**650**	**150**	**55,0**	**3,10**	**PAAS**	

nwg* unterhalb der Nachweisgrenze

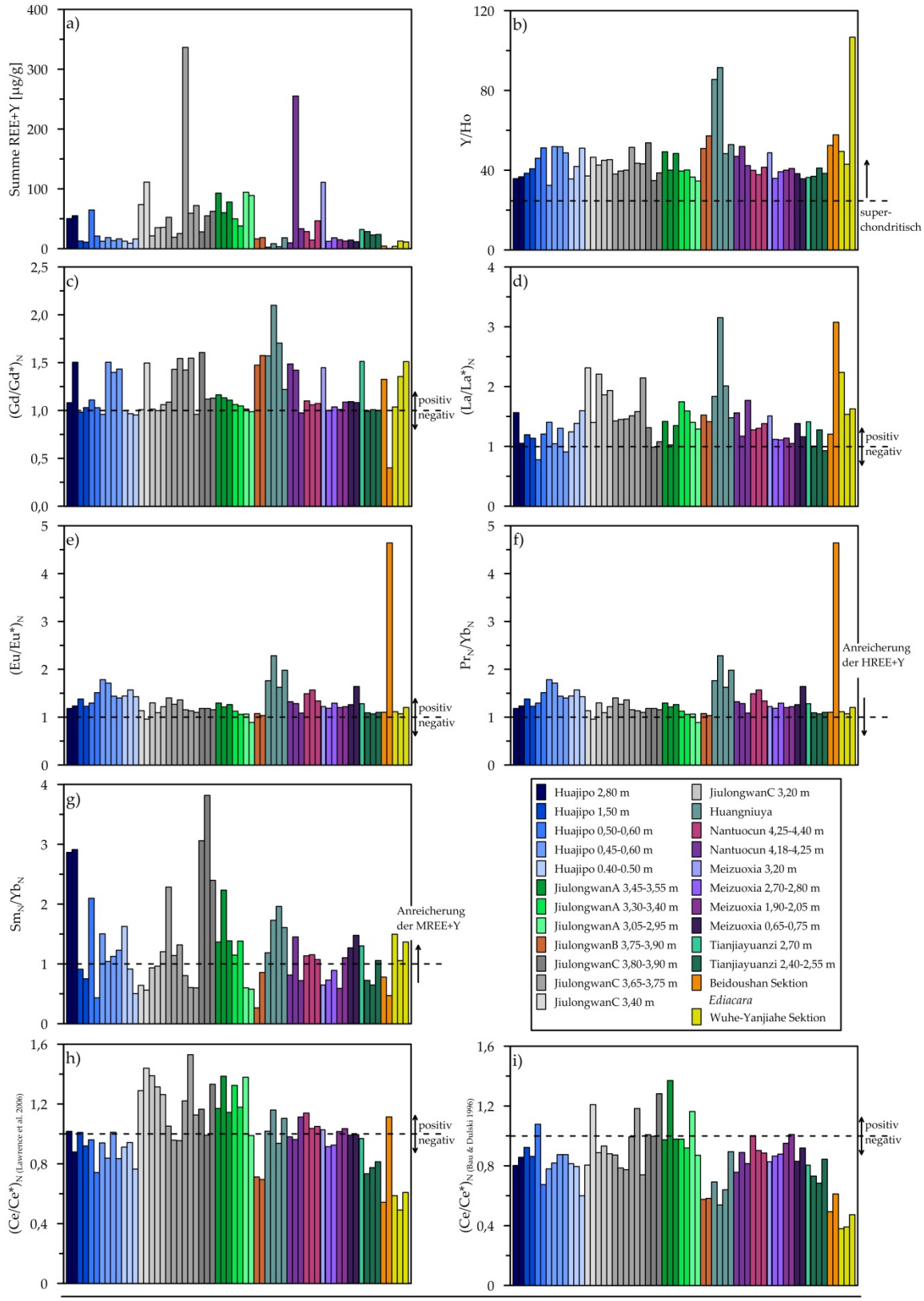
Die Proben aus der Nantuocun Sektion zeigen ebenfalls eine höhenabhängige Verteilung der V-Konzentrationen. So wurden in dem Proben aus den Höhen 4,18 m bis 4,25 m V-Werte zwischen 7,24 µg/g (543) und 19,4 µg/g (506) analysiert, während die Daten in den Höhenmetern 4,25 m bis 4,40 m alle unterhalb der Nachweisgrenze liegen. Innerhalb der Meizuoxia Sektion fällt auf, dass nur die Probe aus der Höhe von 3,20 m eine messbare V-Konzentration zeigt (13,6 µg/g (533)), während die anderen Proben dieser Serie unterhalb

der Nachweisgrenze analysiert wurden. Die Proben aus der Wuhe-Yanjiahe Sektion variieren mit geringen V-Konzentrationen zwischen 1,32 µg/g (526) und 10,6 µg/g (528).

Im Gegensatz zu den teilweise erhöhten V-Konzentrationen werden in den Proben aus Namibia generell niedrigere Konzentrationen beobachtet, wobei auch hier die meisten Proben unterhalb der Nachweisgrenze liegen. Im Vergleich zu den hohen V-Konzentrationen des PAAS von 150 µg/g sind alle Proben abgereichert. Dieselben Beobachtungen gelten auch für die Ni-Konzentrationen. Generell wurden alle Proben mit sehr geringen Konzentrationen oder unterhalb der Nachweisgrenze bestimmt bzw. sind sie in Bezug auf Ni_{PAAS} sehr stark abgereichert. Auch in den U-Konzentrationen sind alle Proben sehr gering konzentriert und damit in Bezug auf PAAS stark abgereichert. Wenn auch nicht so stark wie bei der chinesischen Probenserie können auch bei den namibischen Probenserien zum Teil Abweichungen innerhalb mancher Elementkonzentrationen beobachtet werden. Wie bei den Proben aus China werden bei Sc, Zr und Th sehr geringe Elementkonzentrationen dargestellt. Rb ist ebenfalls bei allen drei Probenserien gering konzentriert. Im Vergleich zu den Proben aus China, zeigen alle drei Probenserien aus Namibia geringere Ba-Werte. Die höchste Ba-Konzentration wurde ebenfalls innerhalb der Ediacara Proben analysiert. RedOx-senstitive Elemente wie Cr, Co, Cd und Zn haben ebenfalls sehr niedrige Konzentrationen bzw. sind sie unterhalb der Nachweisgrenze. V ist meist sehr gering konzentriert, wobei es in den meisten Fällen sogar unterhalb der Nachweisgrenze ist.

6.2.2 Seltene Erdelemente und Yttrium (REE+Y) – China –

Die Abbildungen 6.4a-i sollen einen ersten Überblick über die Verteilung der ermittelten Konzentrationen, Anomalien bzw. Element-Verhältnisse geben. Der Mittelwert der Gesamtsumme aller REE+Y liegt bei 42,6 µg/g, wobei die Summen der REE+Y je nach Sektion von gering bis stark variieren. Teilweise zeigen sich sogar innerhalb der Hilfsträger – folglich im kleinflächigen Maßstab [cm] – Schwankungen. Starke Variationen haben die Nantuocun und Jiulongwan Sektionen ausgebildet. Diese Beobachtung trifft nicht nur für die Summen der REE+Y, sondern auch für andere Parameter zu. Alle Proben zeigen superchondritische Yttrium/Holmium (Y/Ho)-Verhältnisse.



Balken entsprechen einzelnen Proben farblich kodiert nach Profil bzw. Höhe im Profil

Abbildung 6.4: Histogramme zur Darstellung von REE+Y-Mustern der chinesischen Probenserie. a) Konzentrationsverteilung der Summen der REE+Y, b) Ausprägung der Y/Ho-Anomalien, c) Verteilung der Gd-Anomalien, d) Verteilung der La-Anomalien, e) Verteilung der Eu-Anomalien, f) Anreicherung der HREE+Y (bei Pr_N/Yb_N <1), g) Anreicherung der MREE+Y (bei Sm_N/Yb_N>1), h) Verteilung der Ce-Anomalien nach Lawrence et al. (2006) und i) Verteilung der Ce-Anomalien nach Bau und Dulski (1996).

Bei den Gd-Anomalien zeichnen sich zwei verschiedene Trends ab. Zum einen haben sich bei einigen der Proben stark positive Anomalien entwickelt und zum anderen zeigen die Proben weniger deutliche Gd-Anomalien (sowohl positiv als auch negativ). Mit Werten zwischen 0,777 (78) und 3,15 (554) schwanken die La-Anomalien sehr stark und es zeichnen sich keine deutlichen Trends ab. Weniger starke Unterschiede gibt es bei der Verteilung der Eu-Anomalien. Abgesehen von drei Proben der Jiulongwan Sektion haben alle Proben schwach positive bis deutlich positive Eu-Anomalien ausgebildet. Eine weitere Ausnahme stellt eine Probe der Beidoushan Sektion mit einer sehr deutlichen Eu-Anomalie (4,58 (540)) dar. Inwiefern dieser Wert mit den anderen Daten vergleichbar ist soll in der späteren Diskussion (7. Kap.) erörtert werden. Je nach Art der Berechnung der Ce-Anomalien zeigen die Daten zum Teil deutliche Unterschiede. Nach Lawrence et al. (2006) werden wesentlich mehr schwach positive bis positive Ce-Anomalien bestimmt, als nach der Berechnung von Bau und Dulski (1996). Auf diesen Sachverhalt wird ebenfalls in der Diskussion (7. Kap.) eingegangen. Die folgenden Texte beschäftigen sich mit den REE+Y-Mustern der einzelnen Sektionen der chinesischen Probenserie. Die Abbildungen 6.5a-e geben eine Übersicht über die REE+Y-Muster aller chinesischen Proben. Wie schon erwähnt werden ebenfalls Literaturwerte zum Vergleich in Abbildung 6.5f dargestellt.

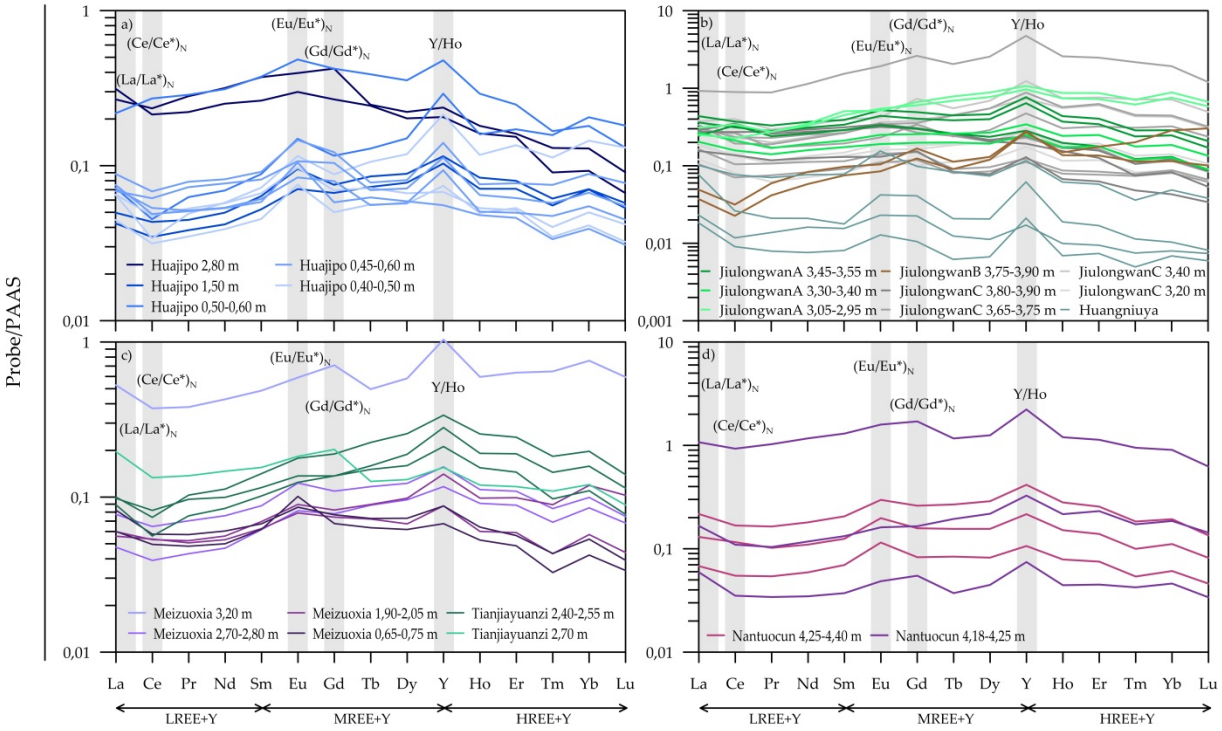
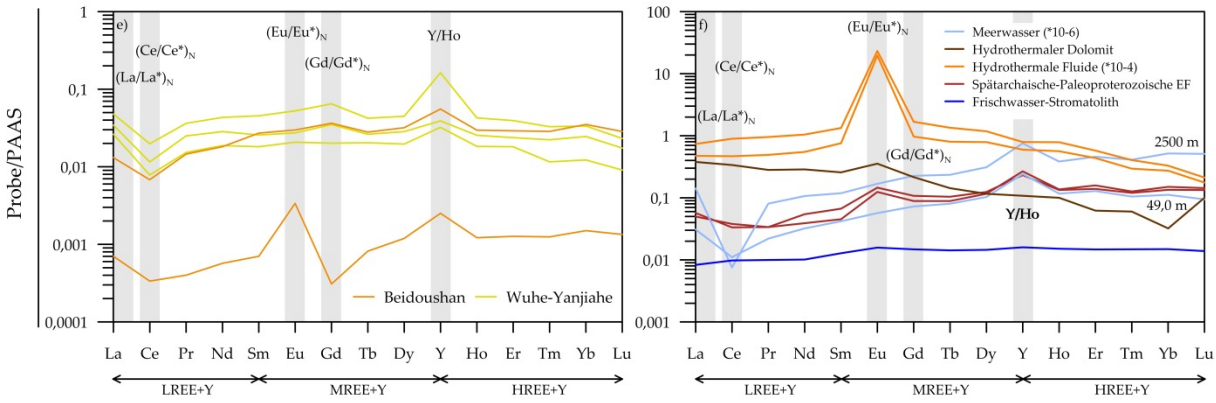


Abbildung 6.5: Übersicht über die Multivariations-Diagramme der einzelnen Sektionen aus China (normalisiert auf PAAS (McLennan (1989)) für a) Huajipo Sektion, b) Jiulongwan Sektion, c) Meizuoxia und Tianjiayuanzi Sektion, d) Nantuocun Sektion, …

Fortsetzung zu Abbildung 6.5: …e) Zusammenstellung kleinerer Probenserien (Beidoushan und der Ediacara Wuhe-Yanjiahe Sektion) sowie f) Literaturwerte zum Vergleich (spätarchaische-paleoproterozoische EF (Bau und Dulski (1996)), Meerwasser (49,0 m und 2500 m Tiefe, nach Alibo und Nozaki (1999)), hydrothermale Fluide (Bau und Dulski (1999)), Frischwasser-Stromatolith (Bolhar und Van Kranendonk (2007)), hydrothermal überprägter Dolomit (Zhang et al. (2014)). Graue Balken und Beschriftungen markieren typische Anomalien).



Die Multivariations-Diagramme der jeweiligen Sektionen sowie die der Vergleichswerte werden außerdem in den Unterkapiteln 6.2.2.1 bis 6.2.2.7, welche sich mit der Beschreibung der einzelnen Sektionen befassen, dargestellt.

6.2.2.1 Huajipo Sektion

Es handelt sich um insgesamt 13 Proben, die aus vier Hilfsträgern erbohrt wurden. Die Ergebnisse werden – wie auch für die nachfolgenden Probenserien – in Form von Multivariations-Diagrammen dargestellt.

Generell wird beobachtet, dass sich die Proben aus 2,80 m Höhe mit einem flachen Verlauf der REE+Y-Muster von den Proben aus den anderen Profilhöhen unterscheiden. In 2,80 m Profilhöhe zeigen beide Proben eine ungefähre Übereinstimmung in der Gesamtmenge der REE+Y von 50,2 µg/g (505) beziehungsweise 55,1 µg/g (541). Proben aus 1,50 m Höhe sind in den REE+Y geringer konzentriert, variieren aber auch nur schwach (10,9 µg/g (81) und 12,8 µg/g (80)). In dem Handstück aus der Höhe zwischen 0,50 und bis 0,60 m haben sich Gesamtkonzentrationen von 21,0 µg/g (79) bis 64,0 µg/g (78) ausgebildet. Zwischen 0,40 m bis 0,50 m Profilhöhe sind die Variationen geringer (9,20 µg/g (509) - 16,2 µg/g (510)). Diese Beobachtung gilt auch für die Proben aus der Profilhöhe 0,45 m bis 0,60 m (13,5 µg/g (549) – 18,6 µg/g (548)). Alle Proben dieser Sektion besitzen superchondritische Y/Ho-Verhältnisse (32,4 (544) - 51,8 (549)). Die Eu-Anomalien sind mit Werten zwischen 1,18 (505) und 1,76 (522) alle deutlich positiv. Die Ce-Anomalien schwanken zwischen negativ (0,742 (79))

und keiner eindeutigen Anomalie (1,01 (505)). Bis auf zwei Ausnahmen (0,777 (78) und 0,909 (550)) zeigen alle Proben positive La-Anomalien mit einem Maximum von 1,60 (510). Die meisten Proben aus der Serie haben positive Gd-Anomalien (Maximum = 1,50 (541)) oder schwanken im flach negativen Bereich (Minimum = 0,953 (510)). Die Karbonate haben weder einen klaren Trend zur Anreicherung noch einen Trend in Richtung Abreicherung der HREE+Y entwickelt.

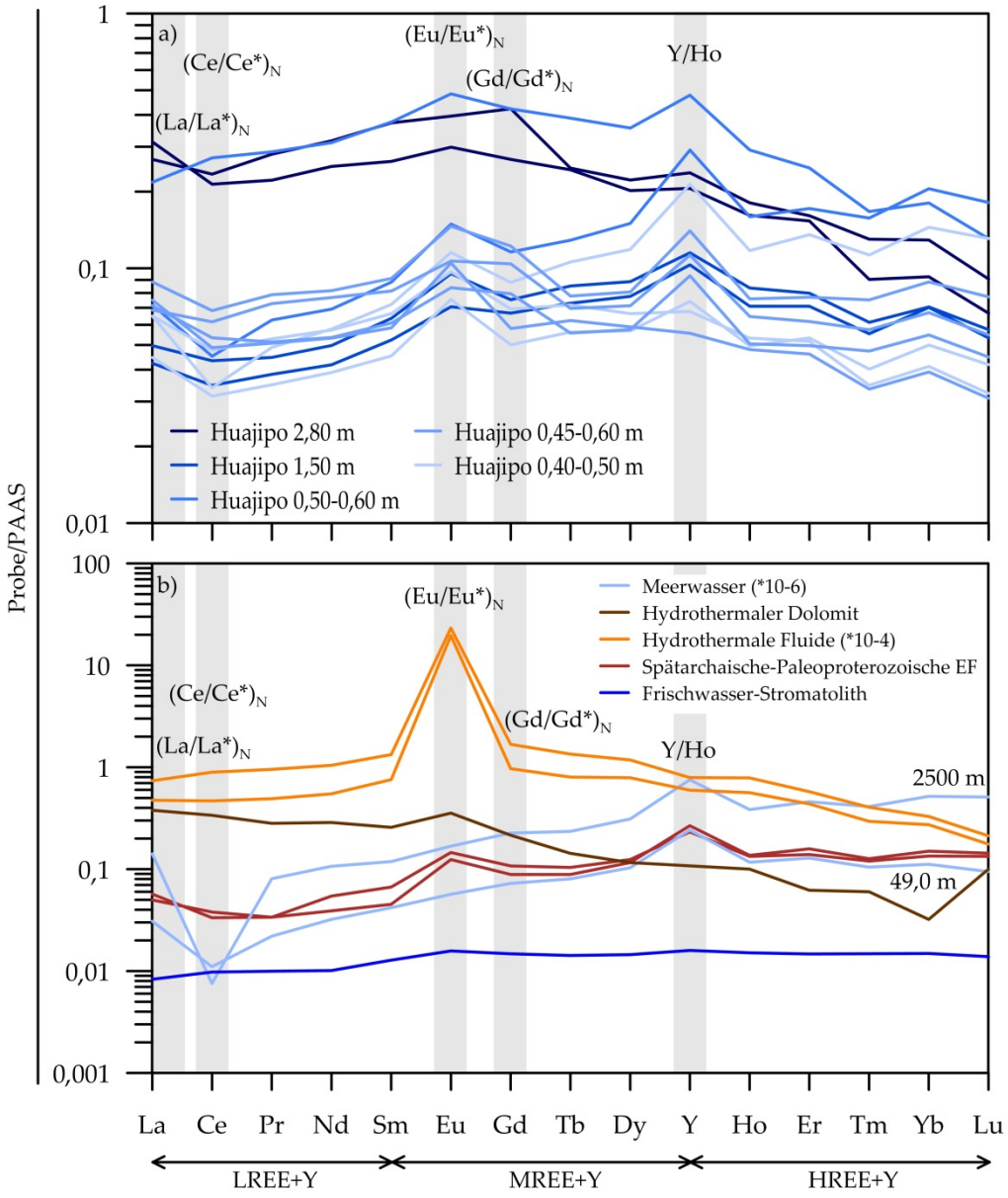


Abbildung 6.6: Multivariations-Diagramme für die Huajipo Sektion sowie für Vergleichsreservoire (normalisiert auf PAAS, McLennan (1989)). a) Huajipo Sektion und b) Literaturwerte zum Vergleich (spätarchaische-paleoproterozoische EF (Bau und Dulski (1996)), Meerwasser (49,0 m und 2500 m Tiefe, nach Alibo und Nozaki (1999)), hydrothermale Fluide (Bau und Dulski (1999)), Frischwasser-Stromatolith (Bolhar und Van Kranendonk (2007)), hydrothermal überprägter Dolomit (Zhang et al. (2014)). Graue Balken und Beschriftungen markieren typische Anomalien).

Auffällig sind jedoch die beiden Proben aus 2,80 m Profilhöhe. Diese zeigen beide deutliche Anreicherung der LREE+Y in Relation zu den HREE+Y (Pr_N/Yb_N = 2,43 (541) - 2,21 (505)). Die beiden Proben zeichnen sich mit Sm_N/Yb_N-Verhältnissen von 2,93 (541) und 2,88 (505) ebenfalls deutlich von den anderen Proben ab. Diese zeigen mit zum Teil starken Variationen zwischen den Sm_N/Yb_N-Verhältnissen von 0,507 (510) und 2,11 (78) keinen klaren Trend zur An- bzw. Abreicherung der mittleren REE+Y (MREE+Y). Proben aus 1,50 m Höhe sind mit Sm_N/Yb_N-Verhältnissen von 0,757 (81) und 0,918 (80) in den MREE+Y abgereichert. Proben, die zwischen 0,50 m bis 0,60 m entnommen wurden, schwanken stärker in den Sm_N/Yb_N-Verhältnissen (0,436 (79) - 2,11 (78)). In den Höhenmetern von 0,45 m bis 0,60 m sind alle Proben mit Werten zwischen 1,05 (548) und 1,51 (522) positiv. Im Gegensatz dazu zeigen die Proben aus dem Hilfsträger zwischen 0,40 m und 0,50 m Profilhöhe deutliche Variationen (1,64 (508) - 0,507 (510)). Bei Betrachten der Abbildungen 6.6a-b fällt auf, dass manche REE+Y-Muster der Proben Ähnlichkeiten zu den Mustern der spätarchaisch-paleoproterozoischen EF (nach Bau und Dulski (1996)) sowie teilweise zu denen des rezenten Meerwassers (nach Alibo und Nozaki (1999)) zeigen.

6.2.2.2 Jiulongwan Sektion

Mit 23 Proben hat diese Sektion den größten Umfang. Diese wurden aus insgesamt neun Hilfsträgern erbohrt. Wie schon erwähnt, stammen die Proben aus unterschiedlichen Profilen, welche aber nah beieinanderliegen (im Abstand von ca. 2,0 m). In den Abbildungen 6.7a-b werden die unterschiedlichen Profile durch die Buchstaben A, B und C gekennzeichnet. Aufgrund der geringen Distanz zwischen den Profilen werden sie jedoch wie Proben aus einem Profil behandelt. Außerdem werden Proben der Huangniuya Sektion in den Diagrammen dargestellt (Abb. 6.7). Die Proben aus dieser Serie entstammen aus dem unteren C1-SG und können auch der Jiulongwan Sektion zugeordnet werden. Aus Gründen der Übersicht werden die Probenserien in zwei Multivariations-Diagrammen dargestellt (Abb. 6.7a-b). Die kleineren Probenserien – die JiulongwanB und die Huangniuya Sektion – werden in beiden Abbildungen zum besseren Vergleich dargestellt, während die größeren Probenserien – JiulongwanA (Abb. 6.7a) und JiulongwanC (Abb. 6.7b) – in getrennten Diagrammen gezeigt werden. Neben den REE+Y-Mustern werden die Summen der REE+Y-Konzentrationen und weitere typische Anomalien und Verhältnisse in Abbildung 6.4 dargestellt.

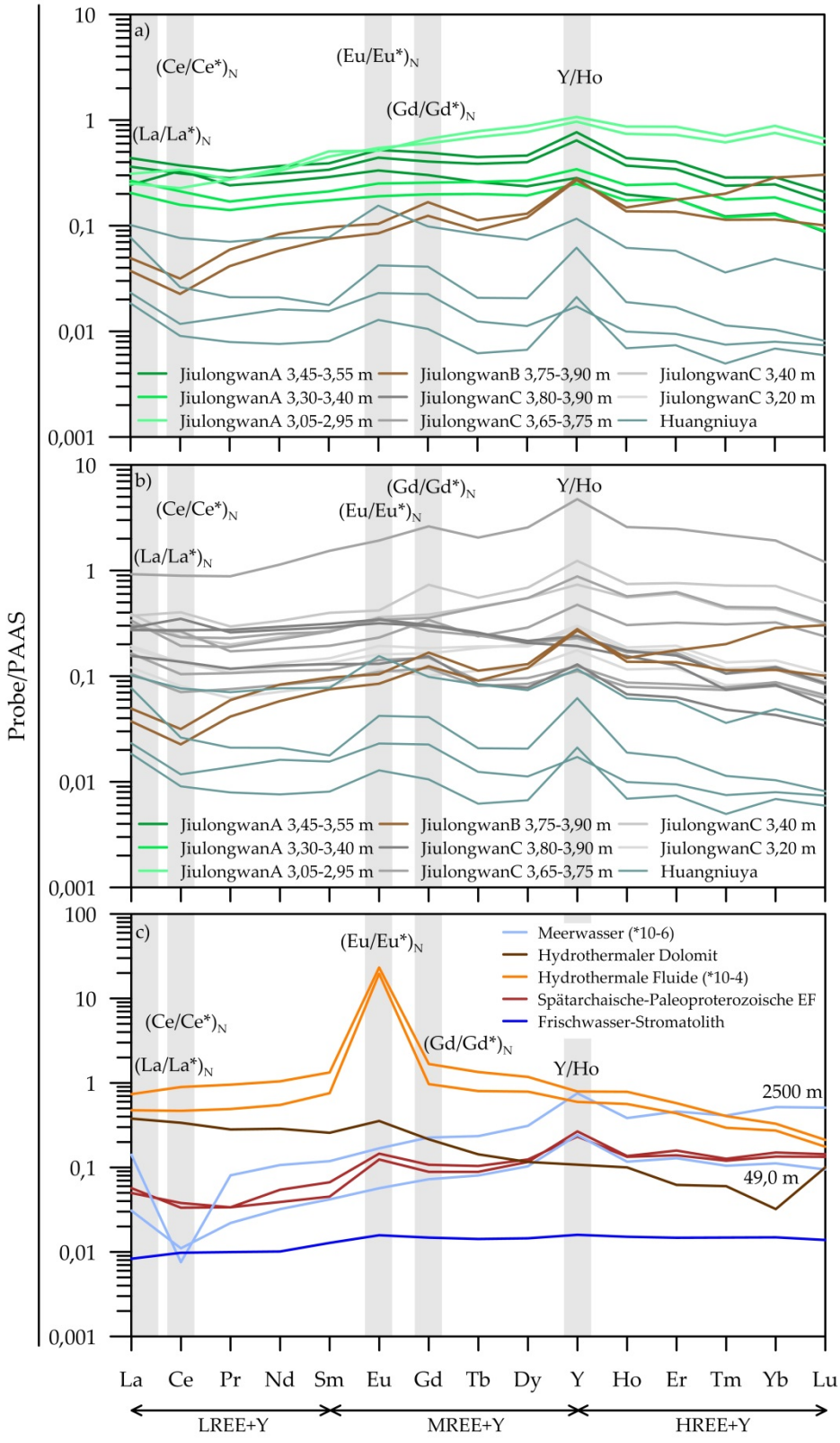


Abbildung 6.7: Multivariations-Diagramme für die Jiulongwan Sektion sowie für Vergleichsreservoire (normalisiert auf PAAS (McLennan (1989)). a) JiulongwanA, JiulongwanB und Huangniuya Sektion, b) JiulongwanB, JiulongwanC und Huangniuya Sektion und c) Literaturwerte zum Vergleich (spätarchaische-paleoproterozoische EF (Bau und Dulski (1996)), Meerwasser (49,0 m und 2500 m Tiefe, nach Alibo und Nozaki (1999)), hydrothermale Fluide (Bau und Dulski (1999)), Frischwasser-Stromatolith (Bolhar und Van Kranendonk (2007)), hydrothermal überprägter Dolomit (Zhang et al. (2014)). Graue Balken und Beschriftungen markieren typische Anomalien).

Generell haben die Proben der Jiulongwan Sektion starke Variationen in der Summe der REE+Y-Konzentrationen entwickelt. Sie schwanken zwischen 16,4 µg/g (530) und 336 µg/g (544). Die 336 µg/g sind generell die höchste Konzentration für die Summe der REE+Y und bilden eher die Ausnahme. Die vier Proben der Huangniuya Sektion haben zum Teil sehr geringe REE+Y-Konzentrationen und sollten aufgrund dessen mit Vorsicht interpretiert werden. Die Konzentrationen variieren mit Werten zwischen 2,56 µg/g (534) und 18,3 µg/g (96) sehr gering. Die Probe 544 der Jiulongwan Sektion mit den erhöhten REE+Y-Konzentrationen fällt auch durch teilweise erhöhte Konzentrationen von Spurenelementen auf. Es wurden Spurenelement-Konzentrationen für z.B. V und U mit unverhältnismäßig hohen Konzentrationen analysiert (vgl. Tab. 6.5). Ohne die Ausreißer zeigen die Proben der Jiulongwan Sektion im Mittel REE+Y-Konzentrationen von ca. 55,0 µg/g. Alle Y/Ho-Verhältnisse sind mit Werten zwischen 34,6 (77) und 57,2 (542) superchondritisch. Diese Beobachtung gilt auch für die Proben der Huangniuya Sektion (48,3 (555) - 85,5 (534)). Die Eu-Anomalien sind mit einem Maximum von 1,40 (514) meist im positiven bis leicht positiven Bereich. Ausnahmen bilden zwei Proben mit leicht negativen Eu-Anomalien (0,890 (77) und 0,959 (553)). Mit Variationen zwischen 1,62 (555) und 2,23 (554) sind die Eu-Anomalien der Huangniuya Sektion deutlich positiver. Die Ce-Anomalien der Karbonate schwanken zwischen 0,955 (547) und 1,53 (545), wobei der Hauptteil im positiven Bereich liegt. Ausnahmen sind die beiden Proben aus dem oberen Teil des Profils (~3,975 m), welche mit Werten von 0,696 (542) und 0,712 (530) deutlich negativ sind. Moderat positiv verlaufen auch die Ce-Anomalien der Proben der Huangniuya Sektion (0,937 (555) und 1,16 (554)). Bis auf eine Ausnahme (0,988 (82)) haben alle Karbonate schwach positive bis positive La-Anomalien entwickelt (1,02 (74) - 2,31 (519)). Dies gilt auch für die Proben der Huangniuya Sektion, welche deutlich positive La-Anomalien zwischen 1,48 (96) und 3,15 (554) ausgebildet haben. Wie auch die anderen Parameter verlaufen die Gd-Anomalien mit Werten zwischen 1,21 (96) und 2,06 (554) innerhalb der Huangniuya Sektion positiv. Bei den restlichen Proben der Jiulongwan Sektion zeigen sich Variationen zwischen 0,960 (507) - 1,57 (542), wobei die meisten Proben aber im positiven Bereich liegen. Bei den Pr_N/Yb_N-Verhältnissen scheinen sich grobe Höhenabhängigkeiten abzuzeichnen. So zeigen die Proben in den unteren Profilmetern (≤3,20 m) nur eine Anreicherung der HREE+Y (Pr_N/Yb_N <1). Mit steigenden Höhenmetern variieren die Proben zwischen Anreicherung bzw. Abreicherung der HREE+Y. Drei Proben, die aus einer Profilhöhen (C3-SG) stammen,

haben extrem hohe Pr_N/Yb_N-Verhältnisse ausgebildet (2,16 (83) - 3,36 (82)). Innerhalb der Huangniuya Sektion haben alle Proben eine Abreicherung in Richtung der HREE+Y entwickelt (Pr_N/Yb_N = 1,170 (534) bis 2,07 (554)). Auch in den Sm_N/Yb_N-Verhältnissen wird eine Höhenabhängigkeit beobachtet. Die beiden Proben aus ~3,975 m Profilhöhe sind in den MREE+Y deutlich abgereichert (Sm_N/Yb_N = 0,267 (530) - 0,863 (542)). Nur wenige cm tiefer im Profil (bei ~3,85 m) sind die Pr_N/Yb_N-Verhältnisse mit Werten zwischen 2,42 (83) und 3,85 (82) deutlich angereichert. In den Höhenmetern von ~3,70 m haben die Proben, welche aus zwei verschiedenen Hilfsträgern erbohrt wurden, deutliche Variationen entwickelt. Je nach Handstück zeigen die Proben deutlich positive Sm_N/Yb_N-Verhältnisse (1,15 (514) - 2,30 (546)). Proben aus einem anderen Handstück zeigen im Gegensatz dazu mit Werten zwischen 0,604 (507) und 0,811 (544) eine deutliche Abreicherung der MREE+Y. In den Höhenmetern zwischen ~3,50 m und 3,35 m wird hingegen eine Anreicherung der MREE+Y beobachtet (1,40 (75) - 2,21 (25 (74)). Die Proben aus ~3,40 m Profilhöhe sind stärker abgereichert (0,566 (533) - 0,646 (519)), während die Karbonate aus ~3,20 m Profilhöhe keinen eindeutigen Trend in den Sm_N/Yb_N-Verhältnissen zeigen (0,940 (511) – 1,21 (513)). Die Karbonate der Profilhöhe von ~3,00 m sind in MREE+Y hingegen deutlich abgereichert (0,581 (77) - 0,605 (76)). Alle Proben der Huangniuya Sektion entwickeln mit Sm_N/Yb_N-Verhältnissen zwischen 1,20 (534) und 1,97 (555) eine Anreicherung der MREE+Y gegenüber den HREE+Y. Bei Betrachten der REE+Y-Muster fallen die drei Proben der Huangniuya Sektion auf, da sie zwischen Eu und Gd eine Art Plateau ausbilden. Damit unterscheiden sie sich deutlich von den Mustern der anderen Proben der Jiulongwan Sektion. Mit den hauptsächlich sehr flach verlaufenden REE+Y Mustern zeigen nur wenige Proben dieser Sektion typische REE+Y-Signaturen des rezenten Meerwassers. Teilweise ähneln die Proben der Jiulongwan Sektion denen der spätarchaischen-paleoproterozoischen EF (nach Bau und Dulski (1996); vgl. Abb. 6.7c).

6.2.2.3 Nantuocun Sektion

In Abbildung 6.8a werden die REE+Y-Muster der Nantuocun Sektion gezeigt. Es handelt sich um sechs Proben, die aus zwei verschiedenen Profilhöhen (4,18 m bis 4,25 m und 4,25 m bis 4,40 m) bzw. aus zwei verschiedenen Hilfsträgern stammen. Abbildung 6.4 zeigt die Summen der REE+Y-Konzentrationen sowie weitere typische Anomalien und Verhältnisse.

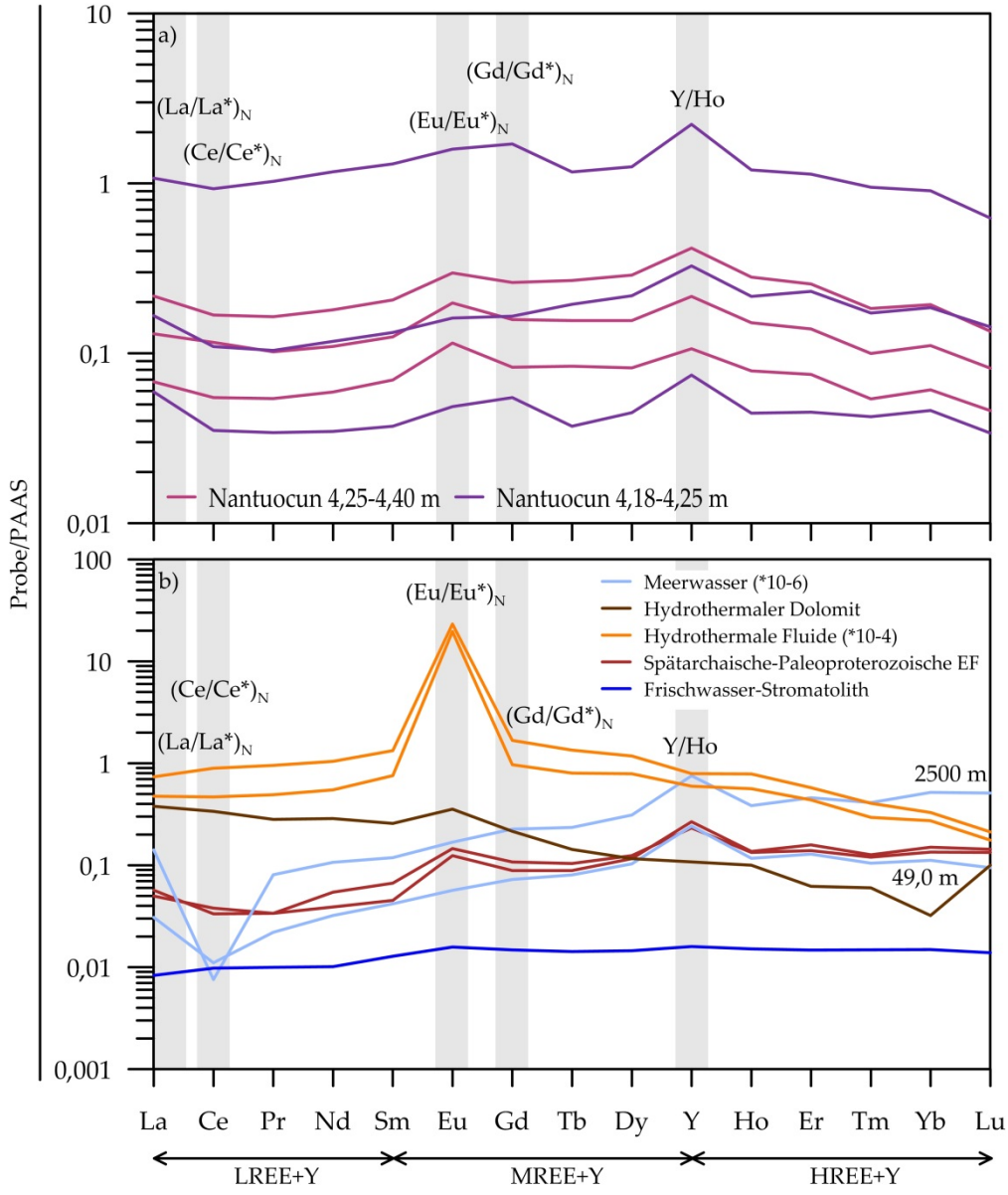


Abbildung 6.8: Multivariations-Diagramme für die Nantuocun Sektion sowie für Vergleichsreservoire (normalisiert auf PAAS (McLennan (1989)). a) Nantuocun Sektion und b) Literaturwerte zum Vergleich (spätarchaische-paleoproterozoische EF (Bau und Dulski (1996)), Meerwasser (49,0 m und 2500 m Tiefe, nach Alibo und Nozaki (1999)), hydrothermale Fluide (Bau und Dulski (1999)), Frischwasser-Stromatolith (Bolhar und Van Kranendonk (2007)), hydrothermal überprägter Dolomit (Zhang et al. (2014)). Graue Balken und Beschriftungen markieren typische Anomalien).

Die Summen der REE+Y schwanken zwischen 9,65 µg/g (543) und 46,5 µg/g (69). Probe 531 aus der Profilhöhe 4,25 m bis 4,40 m zeigt erhöhte REE+Y-Konzentrationen von 255 µg/g. Dies liegt daran, dass die Konzentrationen von La, Ce, Pr, Nd, Sm und Gd im Vergleich zu den anderen Proben aus der Sektion stärker angereichert sind. Alle Proben besitzen superchondritische Y/Ho-Verhältnisse (37,8 (68) - 51,9 (531)). Mit Werten zwischen 1,09 (506) und 1,57 (68) sind die Eu-Anomalien schwach bis deutlich ausgeprägt. Auch die La-Anomalien sind positiv und zum Teil deutlich ausgeprägt (1,17 (531) – 1,77 (506)).

Die Ce-Anomalien schwanken zwischen 0,963 (531) und 1,14 (67). Die meist positiven Trends führen sich auch in den Gd-Anomalien fort. So haben fast alle Proben positive Werte zwischen 1,06 (68) und 1,49 (543) ausgebildet. Probe 506 zeigt mit 0,975 keine bis eine schwach negative Gd-Anomalie. Mit einer Ausnahme (Pr_N/Yb_N = 1,15 (531)) zeigen alle Proben eine relative Anreicherung der HREE+Y. Mit Sm_N/Yb_N-Verhältnissen zwischen 1,08 (69) und 1,46 (531) sind fast alle Proben dieser Sektion in den MREE+Y angereichert. Ausnahme bilden zwei Proben aus der Profilhöhe zwischen 4,18 m und 4,25 m. Diese haben Sm_N/Yb_N-Verhältnisse zwischen 0,727 (506) und 0,821 (543). Wie schon bei der Huajipo und der Jiulongwan Sektion zeigen die meisten Proben zum Teil Übereinstimmungen mit den REE+Y-Mustern der spätarchaischen-paleoproterozoischen EF und nicht mit denen des rezenten Meerwassers (Abb. 6.8a-b).

6.2.2.4 Meizuoxia Sektion

Die Histogramme in Abbildung 6.4 zeigen die Summen der REE+Y-Konzentrationen sowie weitere typische Anomalien und Verhältnisse, in Abbildung 6.9a werden die REE+Y-Muster der Proben der Meizuoxia Sektion dargestellt. Die Proben der Meizuoxia Sektion haben in den ∑REE+Y niedrige Konzentrationen entwickelt (11,6 µg/g (66) – µg/g 18,1 (61)). Mit vergleichsweise erhöhten La-, Ce-, und Nd- Konzentrationen fällt die Probe aus Profilhöhe 3,20 m (∑REE+Y = 110 µg/g (533)) aus diesem Trend. Mit Variationen zwischen 35,7 (66) und 48,8 (533) zeigen alle Proben superchondritische Y/Ho-Verhältnisse. Allen Proben sind positive Eu-Anomalien (1,18 (60) - 1,64 (66)) gemein. Dies gilt auch für die La-Anomalien, welche zwischen 1,05 (64) und 1,51 (533) liegen. Die Ce-Anomalien schwanken mit Ergebnissen von 0,915 (60) bis 1,04 (64) zwischen leicht negativen und keinen Ce-Anomalien. Alle Proben haben Gd-Anomalien ≥1 ausgebildet (1,00 (60) - 1,44 (533)). Bis auf zwei Karbonate aus dem C1-SG des Profils (0,65 m – 0,75 m) mit Pr_N/Yb_N-Verhältnissen von 1,09 (65) und 1,16 (66) deuten die anderen Proben auf eine Anreicherung der HREE+Y (0,447 (63) – 0,898 (63)). Eine grobe Aufteilung nach der Höhe zeigt sich auch in Bezug auf die MREE+Y. Während die Proben aus 0,65 m – 0,75 m Profilhöhe in den MREE+Y angereichert sind (1,28 (65) und 1,49 (66)), haben die Proben aus den oberen Teilen des Profils Sm_N/Yb_N <1 ausgebildet (0,595 (63) – 0,899 (61)). Einzig Probe 64 bildet mit einem Wert >1 (1,11) eine Ausnahme.

Die Karbonate der Meizuoxia Sektion zeigen wie auch die vorherigen Sektionen keine eindeutigen Meerwassersignaturen (Abb. 6.9).

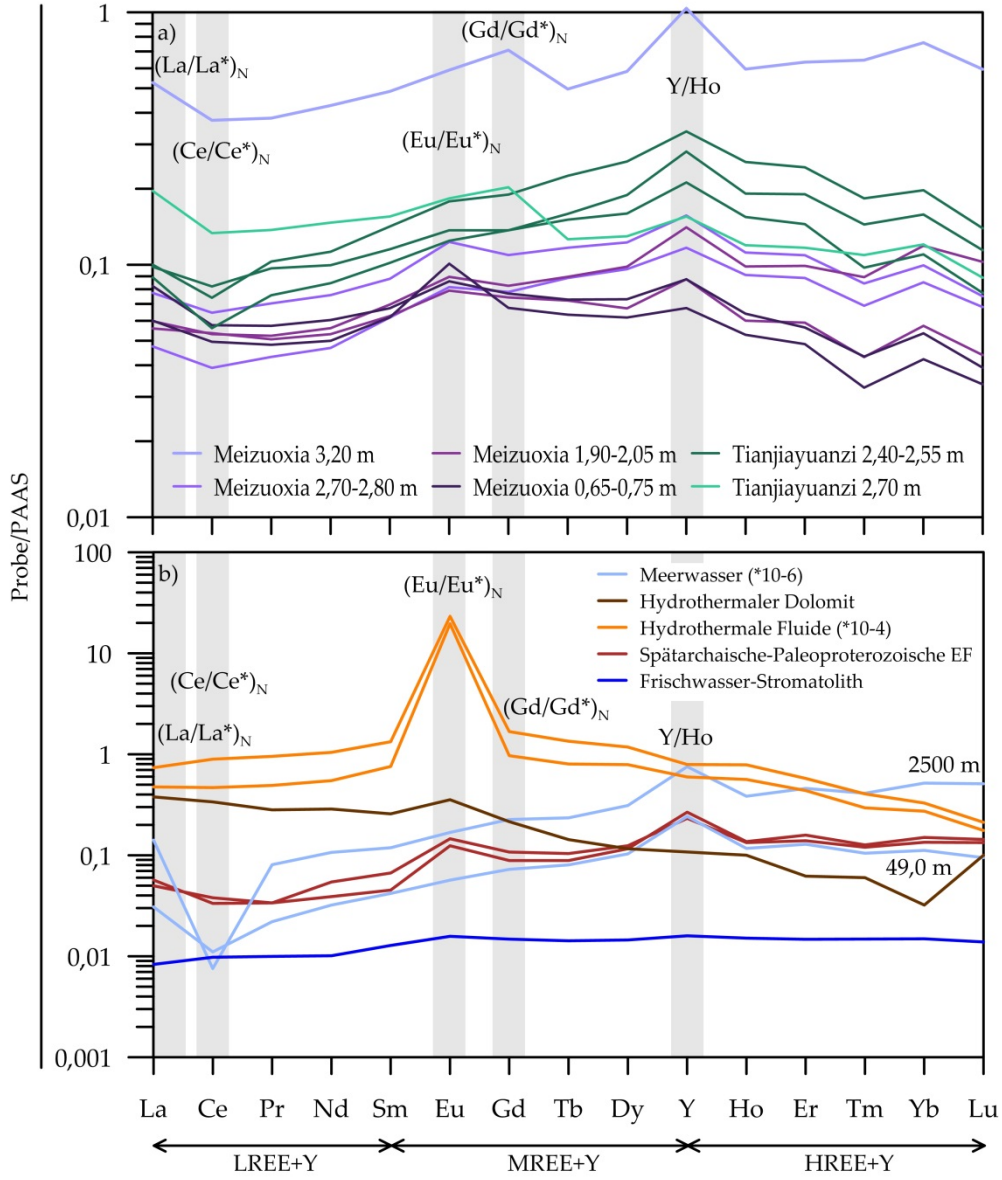


Abbildung 6.9: Multivariations-Diagramme für die Meizuoxia und Tianjiayuanzi Sektion sowie für Vergleichsreservoire (normalisiert auf PAAS (McLennan (1989)). a) Meizuoxia und Tianjiayuanzi Sektion und b) Literaturwerte zum Vergleich (spätarchaische-paleoproterozoische EF (Bau und Dulski (1996)), Meerwasser (49,0 m und 2500 m Tiefe, nach Alibo und Nozaki (1999)), hydrothermale Fluide (Bau und Dulski (1999)), Frischwasser-Stromatolith (Bolhar und Van Kranendonk (2007)), hydrothermal überprägter Dolomit (Zhang et al. (2014)). Graue Balken und Beschriftungen markieren typische Anomalien).

6.2.2.5 Tianjiayuanzi Sektion

Neben den Proben der Meizuoxia Sektion werden in Abbildung 6.9a auch die REE+Y-Signaturen der Karbonate aus der Tianjiayuanzi Sektion gezeigt. In Abbildung 6.4 werden die Summen der REE+Y-Konzentrationen sowie weitere typische Anomalien und Verhältnisse dargestellt. Aus dem Profil stammen vier Proben, die wiederum aus zwei

verschiedenen Hilfsträgern (2,40-2,55 m und 2,70 m) kommen. Die Summe der Konzentrationen der REE+Y schwankt gering zwischen 22,7 µg/g (71) und 32,0 µg/g (551). Die Y/Ho-Verhältnisse sind superchondritisch und weichen mit Werten zwischen 36,4 (551) und 41,1 (71) nur gering voneinander ab. Alle Proben haben positive Eu-Anomalien ausgebildet, die zwischen 1,07 (71) und 1,28 (551) schwanken. In den La-Anomalien zeigen sich mit Werten zwischen 0,928 (72) und 1,41 (551) keine eindeutigen Trends. Die Ce-Anomalien sind mit Werten zwischen 0,733 (70) und 0,970 (551) schwach negativ bis negativ. In den Höhen zwischen 2,40 m und 2,55 m haben die Karbonate keine Gd-Anomalien ausgebildet. Ausnahme bildet die Probe aus 2,70 m Profilhöhe. Diese hat mit 1,51 (551) eine positive Gd-Anomalie ausgebildet. Eine ähnliche Höhenverteilung wird bei der Anreicherung der HREE+Y beobachtet. In den Höhen zwischen 2,40 m und 2,55 m sind die HREE+Y angereichert (0,486 (71) – 0,894 (72)), während die Probe aus 2,70 m Profilhöhe leicht abgereichert ist (1,16 (551)). Die Karbonate dieser Sektion zeigen nur im oberen Teil des Profils (2,70 m) eine eindeutige Anreicherung der MREE+Y (1,31 (551)). Die Proben aus 2,40 m – 2,55 m haben mit Werten zwischen 0,653 (71) und 1,07 (72) keine eindeutigen Trends. Die Probe aus 2,70 m Profilhöhe (551) unterscheidet sich auch in den REE+Y-Mustern (Abb. 6.9a) von den anderen Karbonaten, welche eher einen flachen Verlauf ausgebildet haben.

6.2.2.6 Beidoushan und Wuhe-Yanjiahe Sektion

Die nachfolgenden Proben der Beidoushan sowie der Ediacara Wuhe-Yanjiahe Sektion werden in einem Multivariations-Diagramm (Abb. 6.10a) zusammengefasst.

Die beiden Phosphorit Proben aus der Beidoushan Sektion stammen aus einem Hilfsträger und zeigen zum Teil Unterschiede zu den Analysenergebnissen bzw. REE+Y-Mustern der anderen Sektionen (vgl. Abb. 6.4, Abb. 6.10 sowie Anhang C.1). Die Summe der REE+Y ist eher gering. Probe 539 zeigt eine Gesamtkonzentration von 4,07 µg/g. Noch geringere Konzentrationen wurden für Probe 540 (0,171 µg/g) ermittelt. Beide Proben haben superchondritische Y/Ho-Verhältnisse ausgebildet (52,5 (539) und 57,7 (540)). Da gerade die für die Berechnung der Anomalien und Verhältnisse relevanten Elemente sehr gering konzentriert sind (z.B.: Gd, Pr, Eu, Yb, Sm ~1 ng/g), werden die Ergebnisse für Probe 540

eher mit Vorsicht betrachtet. Die REE+Y-Muster für diese Probe werden in Abbildung 6.10 lediglich durch eine gestrichelte Linie dargestellt.

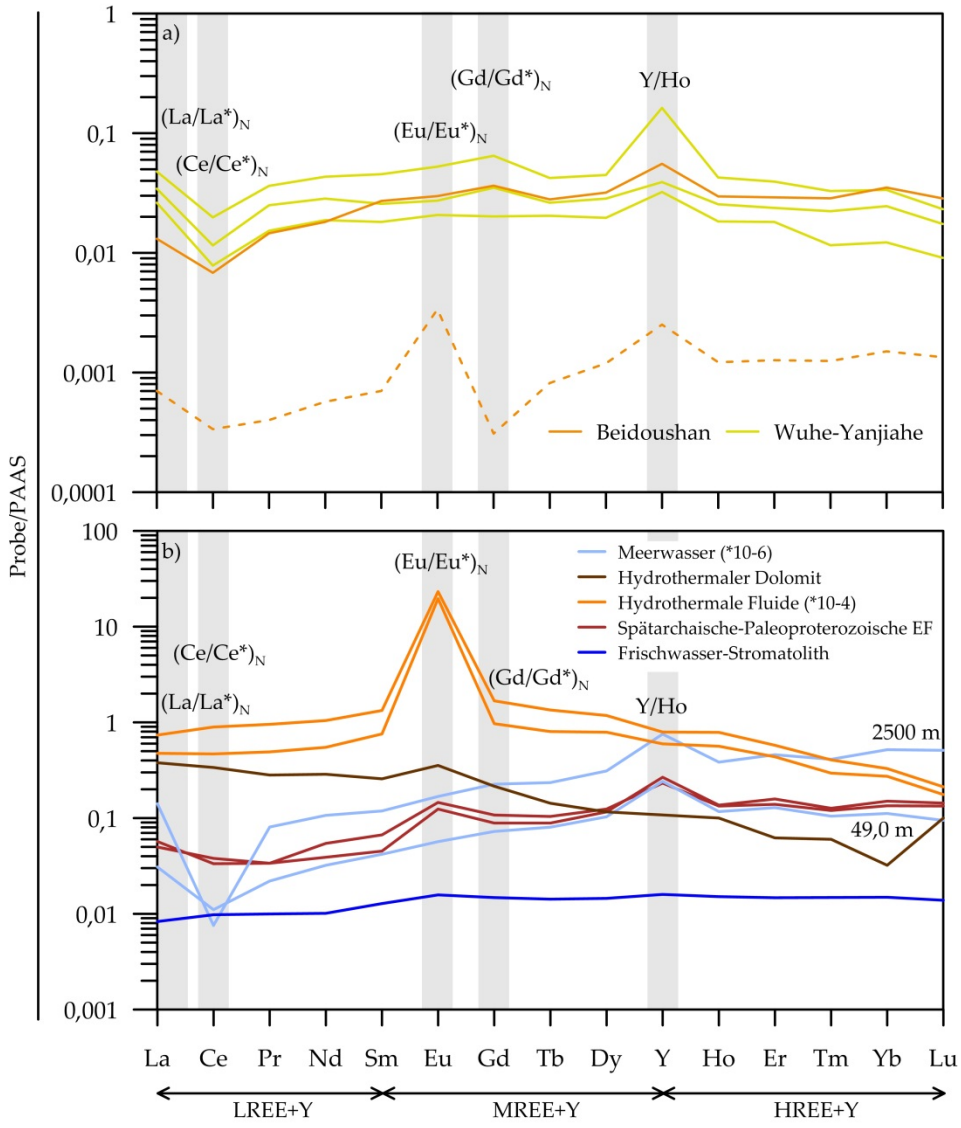


Abbildung 6.10: Multivariations-Diagramme für die Beidoushan- und Wuhe-Yanjiahe Sektion sowie für Vergleichsreservoire (normalisiert auf PAAS (McLennan (1989)). a) Beidoushan Wuhe-Yanjiahe Sektion (Probe 540 wird aufgrund unsicherer Daten durch eine gestrichelte Linie dargestellt. b) Literaturwerte zum Vergleich (spätarchaische-paleoproterozoische EF (Bau und Dulski (1996)), Meerwasser (49,0 m und 2500 m Tiefe, nach Alibo und Nozaki (1999)), hydrothermale Fluide (Bau und Dulski (1999)), Frischwasser-Stromatolith (Bolhar und Van Kranendonk (2007)), hydrothermal überprägter Dolomit (Zhang et al. (2014)). Graue Balken und Beschriftungen markieren typische Anomalien).

Die Eu- und auch die La-Anomalien sind für beide Proben positiv ausgebildet, variieren jedoch stark voneinander. Während die Anomalien für Probe 539 eher moderate Werte zeigen ($(Eu/Eu^*)_N$=1,10, $(La/La^*)_N$=1,20), sind die berechneten Eu- und La-Anomalien für Probe 540 stark erhöht ($(Eu/Eu^*)_N$=4,64, $(La/La^*)_N$=3,07). Die Ce-Anomalien variieren ebenfalls sehr deutlich. Während Probe 539 eine negative Ce-Anomalie entwickelt hat (0,543), zeigt Probe 540 eine moderat positive Ce-Anomalie (1,10). Weitere Schwankungen

werden in den Gd-Anomalien beobachtet. Während für Probe 539 eine positive Anomalie (1,32) kalkuliert wurde, ist der Wert für die Gd-Anomalie der Probe 540 deutlich negativ (0,401). Das Verhältnis von Pr_N zu Yb_N zeigt für beide Proben eine Anreicherung der HREE+Y. In den MREE+Y sind beide Proben mit Sm_N/Yb_N-Verhältnissen von 0,474 (540) und 0,786 (539) abgereichert.

6.2.2.7 Wuhe-Yanjiahe Sektion

Die REE+Y-Muster der Ediacara Proben der Wuhe-Yanjiahe Sektion werden ebenfalls in Abbildung 6.10 dargestellt. In den Histogrammen in Abbildung 6.4 werden Summen der REE+Y-Konzentrationen sowie weitere typische Anomalien und Verhältnisse gezeigt. Generell sind die REE+Y-Konzentrationen mit leichten Variationen zwischen 3,88 µg/g (502) und 12,7 µg/g (526) eher gering. Allen Proben ist eine negative Ce-Anomalie gemein (0,491 (526) - 0,609 (528)). Bei allen Proben der Sektion werden superchondritische Y/Ho-Verhältnisse beobachtet (43,0 (526) – 106 (528)). Die La-, und Gd-Anomalien wurden für alle Proben aus dem Hilfsträger positiv berechnet, während die Eu-Anomalien eher flach verlaufen ($(La/La^*)_N$=1,56 (526) - 2,41 (502), $(Gd/Gd^*)_N$=1,04 (502) - 1,51 (528), $(Eu/Eu^*)_N$=1,07 (526) - 1,20 (528)). Der Wert für die Anreicherung der HREE+Y wurde für alle Proben >1 kalkuliert (1,02 (526) - 1,27 (502). Die Proben aus dieser Sektion haben ähnliche REE+Y-Muster wie die des rezenten Meerwassers entwickelt (Abb. 6.10a-b).

6.2.3 Seltene Erdelemente und Yttrium (REE+Y) – Namibia –

Die Besprechung der Daten aus Namibia erfolgt nach Alter sortiert, beginnend mit der Ediacara Probenserie in Richtung der älteren Proben Serien (→ post-Marinoan → post-Sturt).

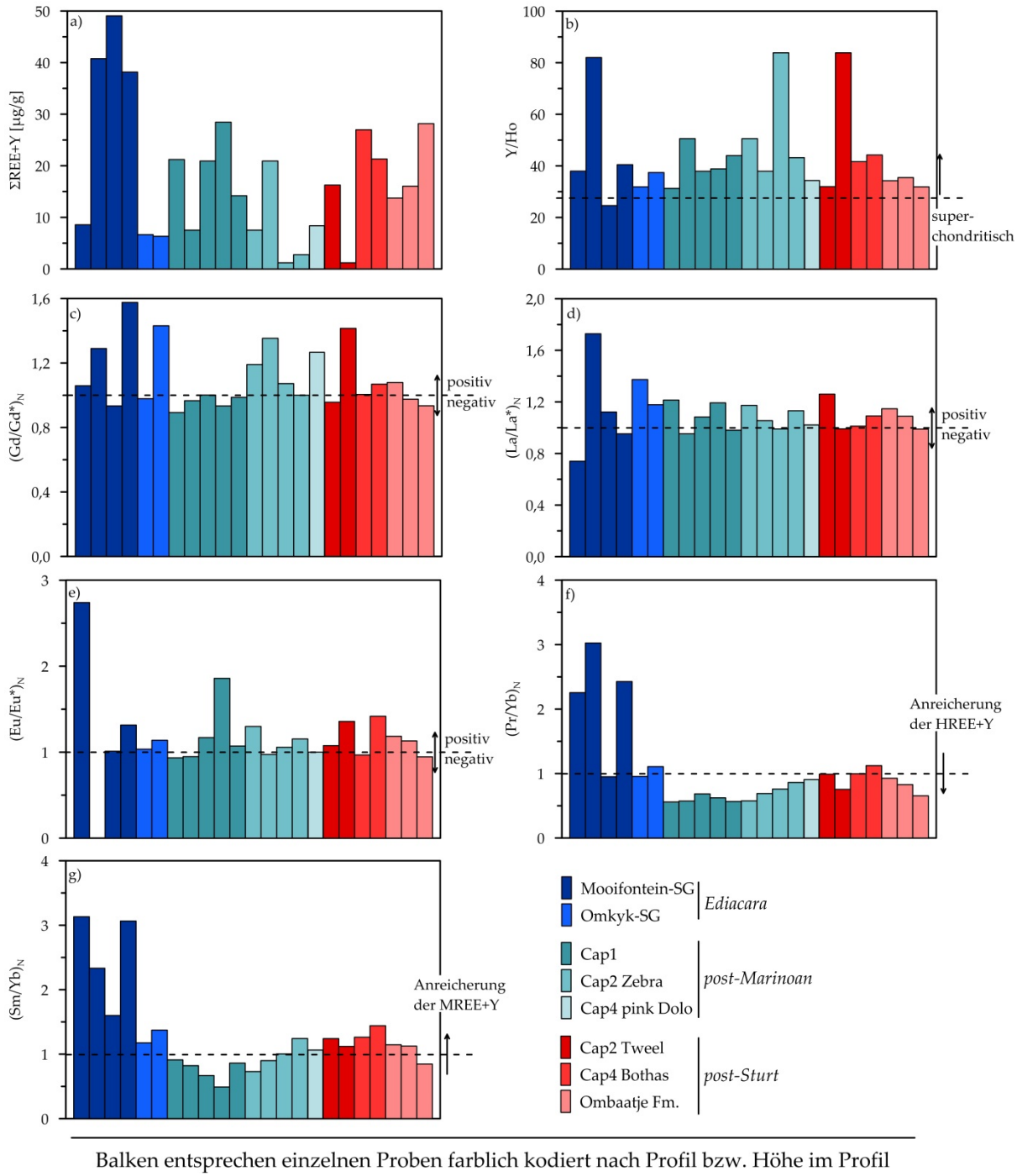
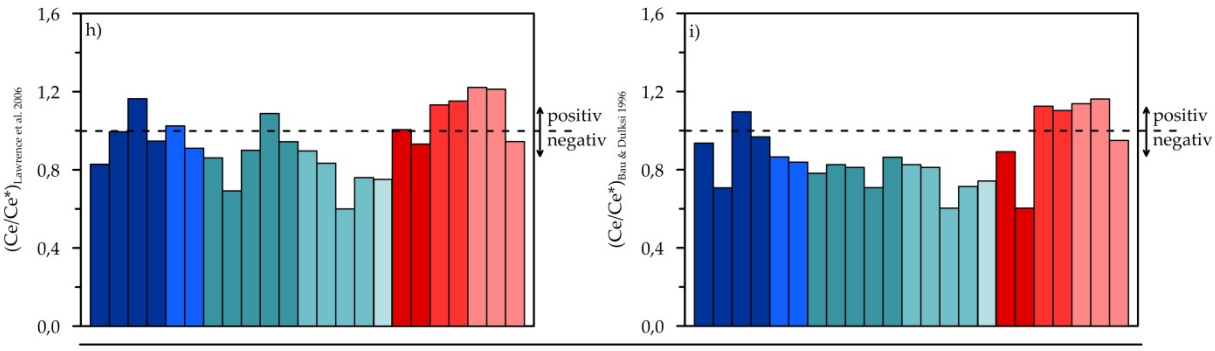


Abbildung 6.11: Histogramme zur Darstellung von REE+Y-Mustern der namibischen Probenserie. a) Konzentrationsverteilung der Summen der REE+Y, b) Ausprägung der Y/Ho-Anomalien, c) Verteilung der Gd-Anomalien, d) Verteilung der La-Anomalien, e) Verteilung der Eu-Anomalien, f) Anreicherung der HREE+Y (wenn Pr_N/Yb_N <1), g) Anreicherung der MREE+Y (wenn $Sm_N>Yb_N$), …

Fortsetzung zu Abbildung 6.11: … h) Verteilung der Ce-Anomalien nach Lawrence et al. (2006), i) Verteilung der Ce- Anomalien nach Bau und Dulski (1996).



Balken entsprechen einzelnen Proben farblich kodiert nach Profil bzw. Höhe im Profil

6.2.3.1 Ediacara Karbonate

Die Proben stammen aus zwei verschiedenen Gebieten im südlichen Teil Namibias. Insgesamt handelt es sich um sechs Proben aus zwei verschiedenen Hilfsträgern (zwei Zebra-Thrombolithe aus dem Omkyk-SG und vier Karbonate aus dem Mooifontein-SG). Die Summen der REE+Y-Konzentrationen und weitere typische Anomalien bzw. Verhältnisse werden in Abbildung 6.11 in Form von Histogrammen zusammengefasst. Die Auftragung der REE+Y-Muster erfolgt in Abbildung 6.12. Die Zebra-Thrombolithe (Omkyk-SG) sind im Gegensatz zu den anderen Proben eher gering in den REE+Y konzentriert. Beide Proben schwanken um ~6,00 µg/g (503, 537). Die Karbonate aus dem Mooifontein-SG variieren im Gegensatz dazu sehr stark zwischen niedrigen 8,55 µg/g (501) und 49,1 µg/g (520). Mit einer Ausnahme zeigen auch hier alle Proben superchondritische Y/Ho-Verhältnisse (31,9 (503) - 82,0 (521)). Probe 520 liegt mit einem Y/Ho-Verhältnis von 24,6 knapp unter dem von Bau und Dulski (1996) definierten Wert für superchondritisches Material (~28). Je nach Literaturquelle, kann das Y/Ho-Verhältnis aber auch mit einem etwas geringeren Wert angegeben werden. Daher wird das etwas niedrigere Y/Ho-Verhältnis nicht als kritisch betrachtet. Die Eu-Anomalien schwanken zwischen schwach positiven Werten (1,01 (520)) bis zu stark ausgeprägten Eu-Anomalien (2,74 (501)). Probe 521 fällt mit einem unrealistischen Wert von 70,5 aus der Betrachtung und wird nicht in Abbildung 6.11e dargestellt. Auch bei den Ce-Anomalien lässt sich kein klarer Trend erkennen. Die Daten schwanken zwischen deutlich negativen 0,828 (501) und leicht positiven 1,16 (520) Werten. Bis auf eine Probe aus dem Mooifontein-SG mit einer deutlich negativen La-Anomalie von 0,740 (501) variieren die restlichen Karbonate zwischen schwach negativen 0,953 (525) und deutlich positiven 1,73 (521) La-Anomalien. Bei allen Ediacara Proben schwanken die

Gd-Anomalien zwischen schwach negativen 0,934 (520) und deutlich positiven 1,58 (525) Werten. Es zeichnet sich kein klarer Trend von An- bzw. Abreicherung der LREE+Y relativ zu den HREE+Y ab. Die Pr_N/Yb_N-Verhältnisse schwanken zwischen 0,956 (520) und stark erhöhten 3,04 (521). Die MREE+Y sind mit Sm_N/Yb_N-Verhältnissen zwischen 1,18 (503) und 3,06 (501) angereichert. In Abbildung 6.12a fällt auf, dass sich die beiden Proben der Zebra-Thrombolithe aus dem Omkyk-SG durch ihren flachen Verlauf von den Proben aus dem Mooifontein-SG unterscheiden.

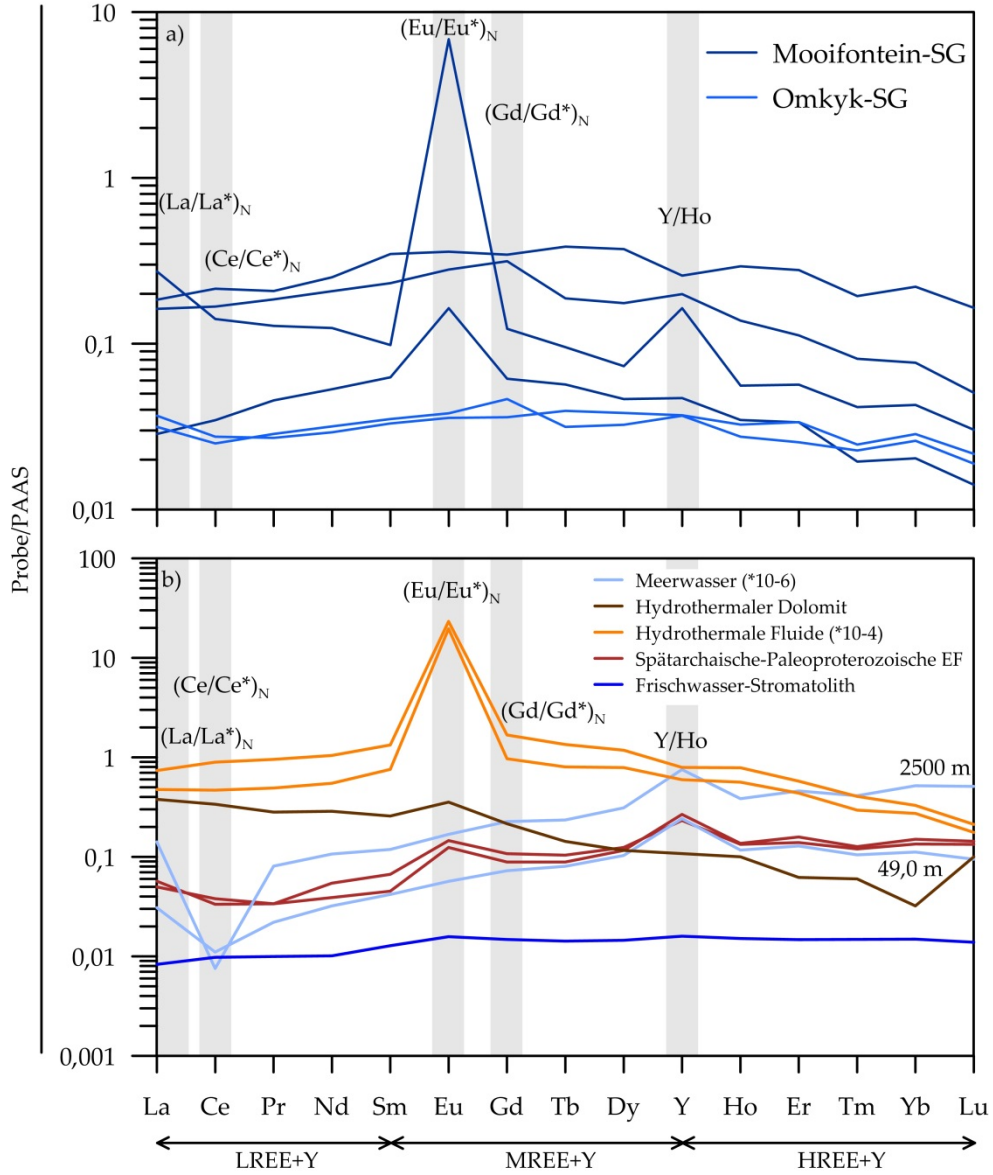


Abbildung 6.12: Multivariations-Diagramme für die Ediacara Karbonate sowie für Vergleichsreservoire (normalisiert auf PAAS (McLennan (1989)). a) Ediacara Probenserie, b) Literaturwerte zum Vergleich (spätarchaische-paleoproterozoische EF (Bau und Dulski (1996)), Meerwasser (49,0 m und 2500 m Tiefe, nach Alibo und Nozaki (1999)), hydrothermale Fluide (Bau und Dulski (1999)), Frischwasser-Stromatolith (Bolhar und Van Kranendonk (2007)), hydrothermal überprägter Dolomit (Zhang et al. (2014)). Graue Balken und Beschriftungen markieren typische Anomalien).

6.2.3.2 Post-Marinoan Karbonate

Die post-Marinoan Karbonate haben mit einer Anzahl von zehn Proben den größten Umfang innerhalb der namibischen Probenserie. Die REE+Y-Muster werden in Abbildung 6.13 in Form eines Multivariations-Diagrammes dargestellt. Die Summen der REE+Y-Konzentrationen, typische Anomalien sowie Verhältnisse werden ebenfalls in den Histogrammen in Abbildung 6.11 gezeigt.

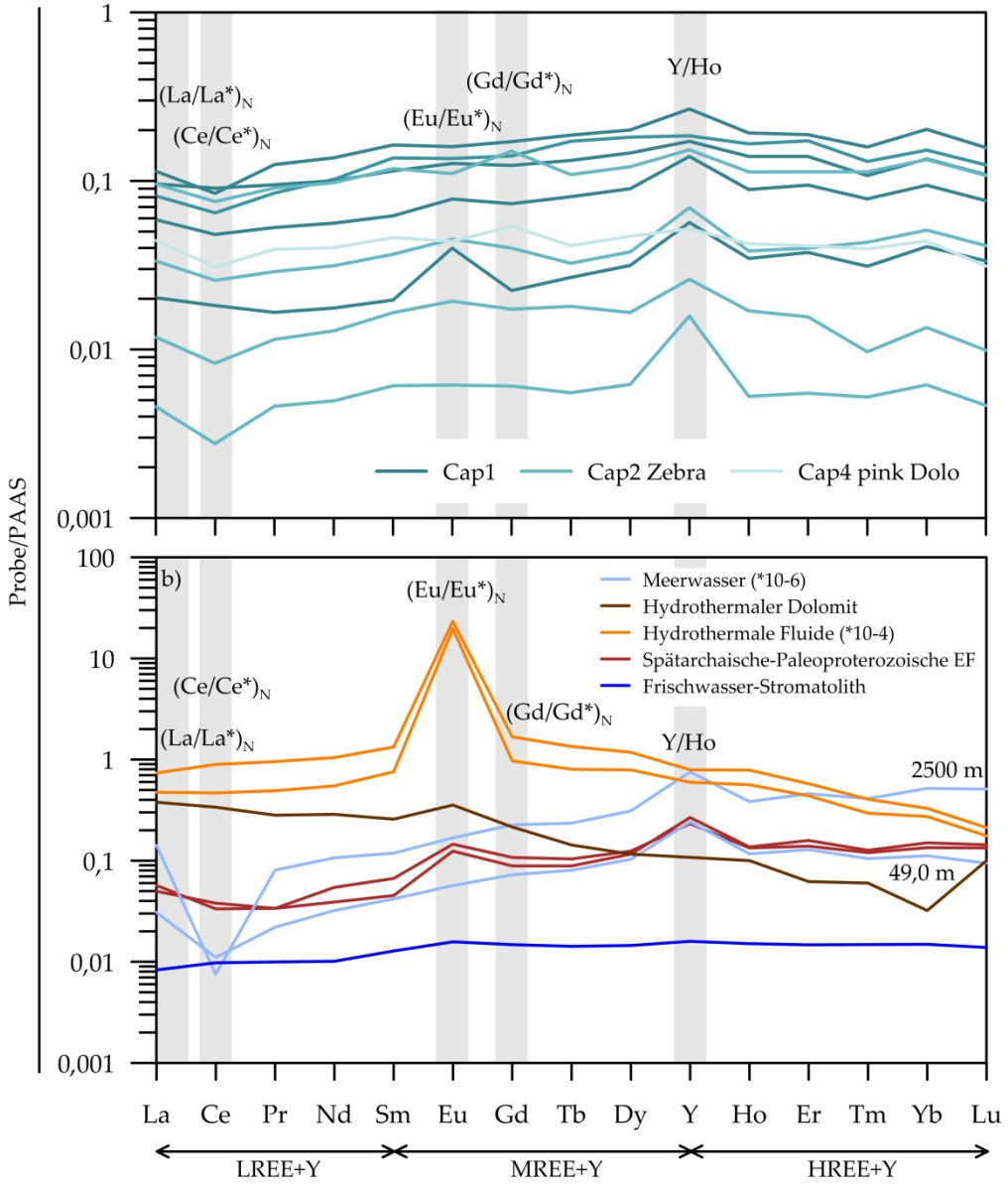


Abbildung 6.13: Multivariations-Diagramme für die post-Marinoan Karbonate sowie für Vergleichsreservoire (normalisiert auf PAAS (McLennan (1989)). a) post-Marinoan Karbonate, b) V Literaturwerte zum Vergleich (spätarchaische-paleoproterozoische EF (Bau und Dulski (1996)), Meerwasser (49,0 m und 2500 m Tiefe, nach Alibo und Nozaki (1999)), hydrothermale Fluide (Bau und Dulski (1999)), Frischwasser-Stromatolith (Bolhar und Van Kranendonk (2007)), hydrothermal überprägter Dolomit (Zhang et al. (2014)). Graue Balken und Beschriftungen markieren typische Anomalien).

Die Gesamtkonzentrationen der REE+Y sind gering und schwanken zwischen 1,18 μg/g (524) und 28,4 μg/g (85). Die Proben mit den sehr niedrigen REE+Y-Konzentrationen werden aufgrund der geringen Konzentrationen mit Vorsicht betrachtet. Die post-Marinoan Karbonate haben alle superchondritische Y/Ho-Verhältnisse ausgebildet (31,3 (500) – 50,6 (529)). Mit einem Y/Ho-Verhältnis von 83,8 (524) fällt eine Probe von der Lokalität Tweelingskop-Hof (524) deutlich aus dem Muster. Mit Werten zwischen 0,953 (85) und 1,21 (500) zeigen die post-Marinoan Proben keine bis leicht positive La-Anomalien. Die Variation der Eu-Anomalien ist mit Werten zwischen 0,935 (500) und 1,86 (87) sehr stark, wobei der Hauptteil der Proben mit Werten um 1,00 keine Anomalien ausgebildet hat. Die erhöhte Eu-Anomalie von 1,86 (87) bildet eher eine Ausnahme. Der Hauptteil der post-Marinoan Karbonate hat leicht negative bis negative Ce-Anomalien ausgebildet, wovon ein geringer Teil sehr schwache bis keine Anomalien zeigt. Die Werte für die Ce-Anomalien schwanken zwischen 0,600 (524) und 1,09 (87). Im Falle der Gd-Anomalien zeigt sich mit Werten zwischen 0,892 (500) und 1,35 (536) kein klarer Trend. Das Pr_N/Yb_N-Verhältnis, welches für den Hauptteil der Proben deutlich <1 ist, weist für alle post-Marinoan Proben auf eine Anreicherung der HREE+Y hin (0,414 (87) – 0,907 (527)). Die Sm_N/Yb_N-Verhältnisse schwanken zwischen 0,490 (87) und 1,24 (84) und zeigen daher keine deutlichen Muster für die Anreicherung bzw. Abreicherung der MREE+Y. Bei Betrachten der REE+Y-Muster in Abbildung 6.13 fällt auf, dass die Proben keine eindeutigen Trends entwickelt haben. Wenige Proben haben REE+Y-Signaturen ähnlich denen der spätarchaischen-paleoproterozoischen EF ausgebildet. Jedoch zeigen sich in der post-Marinoan Serie deutlich negativere Ce-Anomalien, als bei den REE+Y Mustern der spätarchaischen-paleoproterozoischen EF. Außerdem sind die Eu-Anomalien dort weniger ausgeprägt.

6.2.3.3 Post-Sturt Karbonate

Insgesamt wurden sieben post-Sturt Karbonate analysiert. Die REE+Y-Muster der einzelnen Karbonate dieser Serie werden in Abbildung 6.14 gezeigt. Eine Übersicht über die Summen der REE+Y-Konzentrationen, typische Anomalien und Verhältnisse wird in Abbildung 6.11 gegeben. Die Summen der REE+Y sind mit Werten zwischen 9,59 μg/g (538) und 27,0 μg/g (89) eher gering. Dabei fällt auf, dass die Konzentrationen der Karbonate von der Lokalität Tweelingskop Hof im Vergleich zu den anderen post-Sturt Karbonaten am geringsten sind.

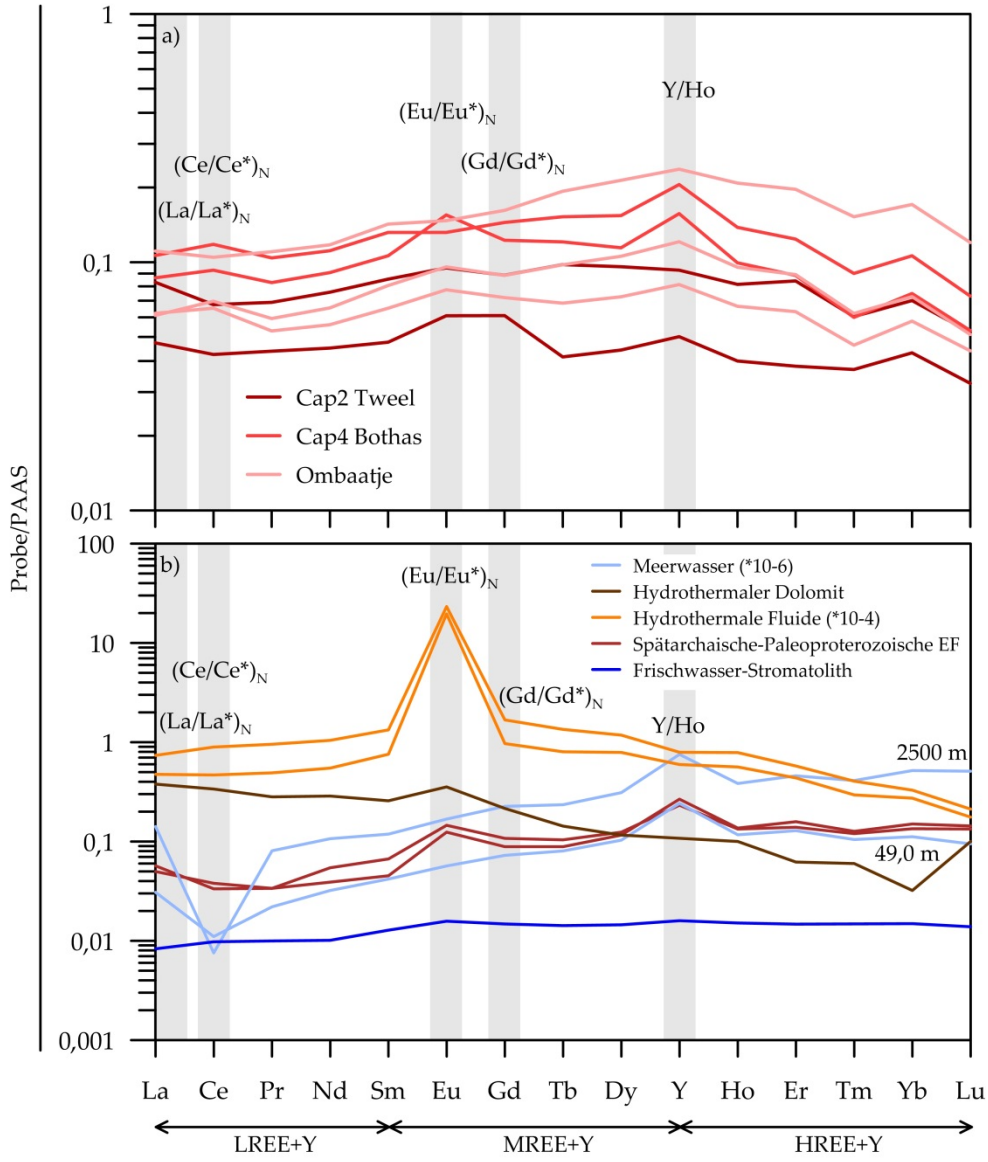


Abbildung 6.14: Multivariations-Diagramme für die post-Sturt Karbonate sowie für Vergleichsreservoire (normalisiert auf PAAS (McLennan (1989)). a) post-Sturt Karbonate, b) Literaturwerte zum Vergleich (spätarchaische-paleoproterozoische EF (Bau und Dulski (1996)), Meerwasser (49,0 m und 2500 m Tiefe, nach Alibo und Nozaki (1999)), hydrothermale Fluide (Bau und Dulski (1999)), Frischwasser-Stromatolith (Bolhar und Van Kranendonk (2007)), hydrothermal überprägter Dolomit (Zhang et al. (2014)). Graue Balken und Beschriftungen markieren typische Anomalien).

Alle sieben Proben haben superchondritische Y/Ho-Verhältnisse entwickelt (31,9 (93) - 44,2 (90)). Die meisten Proben der post-Sturt Karbonate haben keine bis schwach positive La-Anomalien ausgebildet (0,992 (538) - 1,26 (504)). Die Gd-Anomalien schwanken zwischen schwach negativen 0,957 (504) und positiven 1,42 (90) Werten. Der Hauptteil der Proben zeigt jedoch keine bis schwach negative Anomalien. Innerhalb der Eu-Anomalien zeichnet sich mit Werten zwischen schwach negativen 0,946 (93) und positiven 1,42 (89) kein deutlicher Trend ab. Während die post-Marinoan Karbonate negative Ce-Anomalien ausgebildet haben, zeigen sich innerhalb der post-Sturt Karbonate eher Variationen zwischen

0,932 (538) und 1,22 (91), wobei der Hauptteil der Proben schwach positive Anomalien ausgebildet hat. Bis auf zwei Proben, die mit Pr_N/Yb_N-Verhältnissen von 1,03 (538) und 1,12 (90) eine leichte Abreicherung der HREE+Y ausgebildet haben, liegt der Rest der Proben mit Werten zwischen 0,655 (93) und 0,996 (89) unterhalb 1 und ist somit in den HREE+Y angereichert. Mit Ausnahme einer Probe, die ein Sm_N/Yb_N-Verhältnis von 0,848 (93) ausgebildet hat, ist der Rest der post-Sturt Karbonate mit Sm_N/Yb_N-Verhältnissen >1 (1,13 (92) – 1,44 (90)) in den MREE+Y angereichert. Generell zeigen sich bei Betrachten der REE+Y-Muster relativ flache Verläufe, wobei sich die Muster der Karbonate der einzelnen Lokalitäten ebenfalls voneinander unterscheiden. Dies wird noch deutlicher, wenn man diese Trends mit denen von rezentem Meerwasser vergleicht (Abb. 6.14a-b).

6.3 Sr- und Ca-Isotope

Die Ca- und Sr-Isotope wurden während drei Messperioden analysiert. Die chemische Aufbereitung für die Ca-Messungen war sehr aufwendig. Aus diesem Grund wurden in der zweiten und dritten Messreihe nur noch die Proben aus einem Hilfsträger auf Ca-Isotope untersucht, die sich in ihren Sr-Isotopen unterscheiden. Die Ergebnisse der Sr- und Ca-Analysen werden in den Abbildungen 6.15 bis 6.22 dargestellt. Eine komplette Auflistung der Ergebnisse Sr-Messungen erfolgt in Anhang D, eine Auflistung der Ca-Messungen in Anhang E. Die geringen Analysenfehler der Sr-Isotope entsprechen der Größe der Symbole in den Diagrammen. Aus diesem Grund werden nur die Fehlerbalken der Ca-Isotope dargestellt.

6.3.1 Sr- und Ca-Isotope – China –

Die Vorstellung der Isotopen-Daten aus China richtet sich nach den einzelnen Sektionen, aus denen die Proben entnommen wurden. Des Weiteren werden die Daten je nach Lage im Profil unterteilt bzw. vorgestellt. Die unterschiedlichen Schichtglieder (C1-C3) werden in den Abbildungen durch Farben markiert (C1-SG=rosa, C2-SG=grün, C3-SG=grau).

6.3.1.1 Huajipo Sektion

Die Abbildungen 6.15a-c zeigen die Ergebnisse der Ca- und Sr-Isotope der Huajipo Sektion. Schon bei Proben, die aus einem Hilfsträger erbohrt wurden bzw. aus ähnlichen Profilhöhen stammen variieren die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse mit Werten zwischen 0,70847 ± 1 (78) und 0,71027 ± 3 (522) sehr stark. Ähnliche Abweichungen werden innerhalb der Ca-Isotope beobachtet. Hier variieren die $\delta^{44/40}Ca$-Werte zwischen -1,93 ± 0,26 ‰ (548) und -0,81 ± 0,11 ‰ (505). In den unteren Profilhöhen (C1-SG) sind die Variationen am höchsten.

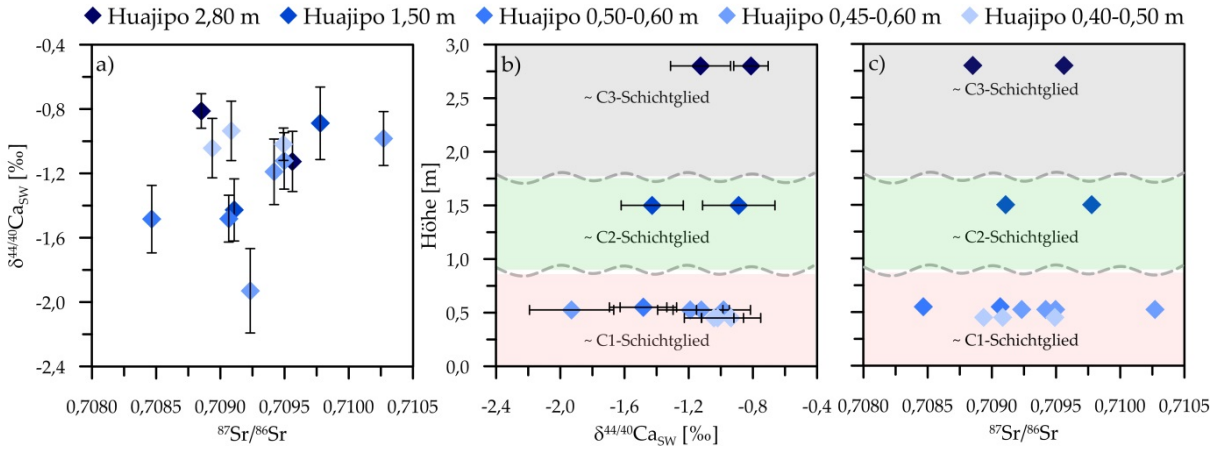


Abbildung 6.15: Darstellung der Isotopen-Ergebnisse für der Huajipo Sektion. a) $\delta^{44/40}Ca$ gegen $^{87}Sr/^{86}Sr$, b) Höhe [m] gegen $^{87}Sr/^{86}Sr$, c) Höhe gegen $\delta^{44/40}Ca$. Die Größe der Symbole entspricht in etwa dem Analysenfehler des Sr.

6.3.1.2 Jiulongwan Sektion

In Abbildung 6.16 werden die Ergebnisse der Ca- und Sr-Isotope für die Jiulongwan Sektion (inklusive Huangniuya Sektion) vorgestellt. Die Variation der Sr-Isotope liegt zwischen 0,70834 ± 1 (532) und 0,71239 ± 4 (77) und ist damit bei der chinesischen Probenserie am größten. Dasselbe gilt auch für die Ca-Isotope, bei denen mit $\delta^{44/40}Ca$-Werten zwischen -1,49 ± 0,16 ‰ (73) und 0,01 ± 0,10 ‰ (518) die extremsten Schwankungen ermittelt wurden. Die geringsten Variationen werden in einem Handstück aus dem unteren Profilbereich (C1-SG) beobachtet. In der Probenserie JiulongwanA haben sich die radiogeneren $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse ausgebildet. Die vier Proben aus der Huangniuya Sektion (C1-SG) zeigen – wie auch die Pendants aus der Jiulongwan Sektion – sowohl in den Sr- als auch in den Ca-Isotopen deutliche Variationen. So schwanken die Proben in den $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnissen zwischen 0,70840 ± 1 (555) und 0,71081 ± 3 (555), und im $\delta^{44/40}Ca$ extrem zwischen -1,23 ± 0,20 ‰ (96) und -0,24 ± 0,18 ‰ (555).

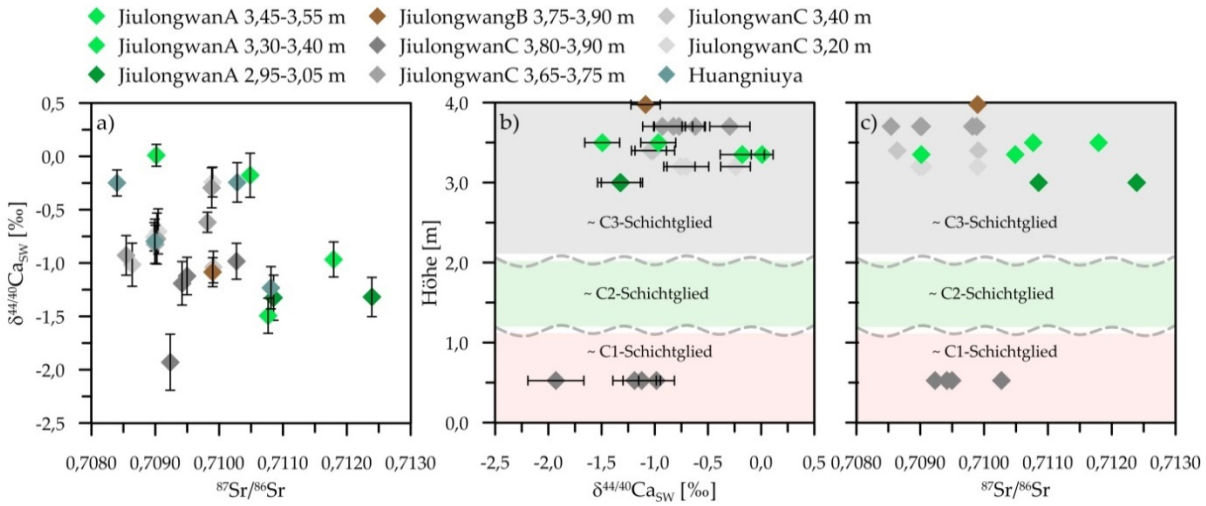


Abbildung 6.16: Darstellung der Isotopen-Ergebnisse für die Jiulongwan Sektion (inklusive Huangniuya Sektion). a) $\delta^{44/40}Ca$ gegen $^{87}Sr/^{86}Sr$, b) Höhe [m] gegen $^{87}Sr/^{86}Sr$, c) Höhe gegen $\delta^{44/40}Ca$. Die Größe der Symbole entspricht in etwa dem Analysenfehler des Sr.

6.3.1.3 Nantuocun Sektion

Aus zwei verschiedenen Hilfsträgern wurden insgesamt sieben Proben erbohrt und auf Sr-Isotope analysiert. Von sechs Proben wurden Ca-Isotope bestimmt. Die Proben der Nantuocun Sektion stammen alle aus den oberen Profilmetern. Abbildung 6.17a zeigt einen leichten Trend zu steigenden $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnissen und abnehmenden $\delta^{44/40}Ca$-Werten. Es gilt jedoch zu beachten, dass es sich um wenige Proben handelt und die Bezeichnung „Trend“ mit Vorsicht betrachtet wird.

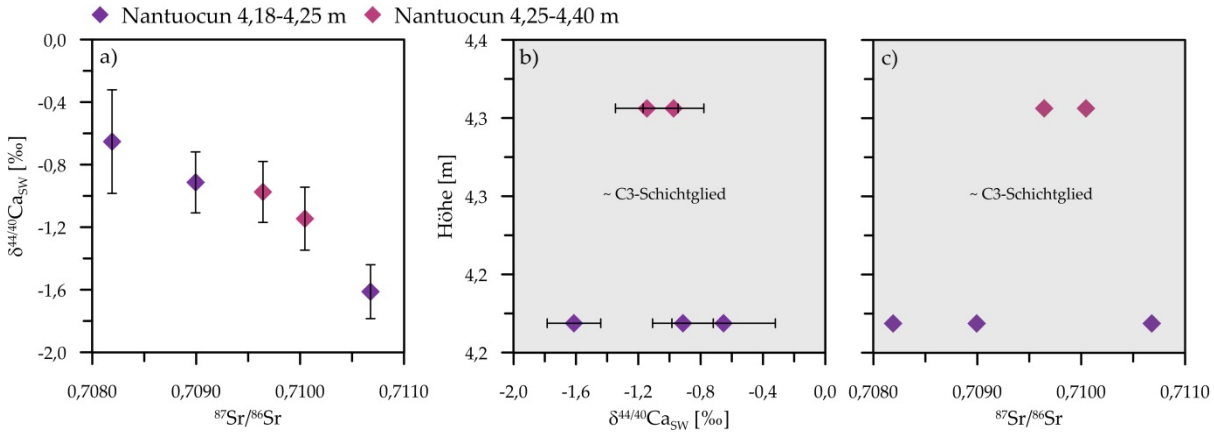


Abbildung 6.17: Darstellung der Isotopen-Ergebnisse für die Nantuocun Sektion. a) $\delta^{44/40}Ca$ gegen $^{87}Sr/^{86}Sr$, b) Höhe [m] gegen $^{87}Sr/^{86}Sr$, c) Höhe gegen $\delta^{44/40}Ca$. Die Größe der Symbole entspricht in etwa dem Analysenfehler des Sr.

Die Proben aus dem obersten Bereich des C3-SG zeigen in den Ergebnissen für beide Isotopen-Analysen die geringsten Variationen. Die Sr-Isotope schwanken zwischen 0,70819 ± 1 (543) bis 0,71068 ± 2 (531) und die Ca-Isotope zwischen -1,61 ± 0,17 ‰ (531) und -0,65 ± 0,33 ‰ (543). Der generelle Trend zeigt in den Ca-Isotopen niedrigere Werte.

6.3.1.4 Meizuoxia und Tianjiayuanzi Sektion

Insgesamt wurden innerhalb der Meizuoxia Sektion sechs Proben auf Sr-Isotope und vier Proben auf Ca-Isotope analysiert. Die Proben der Meizuoxia Sektion zeigen bei dem Vergleich der Sr-Isotope gegen die Höhe deutliche Unterschiede. Die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse schwanken in den oberen Bereichen des Profils (C3-SG; 3,20 m bis 2,05 m) zwischen 0,70828 ± 2 (61) und 0,70890 ± 3 (63). Im Gegensatz dazu werden in den unteren Metern des Profils (C1-SG; 0,65-0,75 m) deutlich radiogenere Sr-Verhältnisse beobachtet. Beide Verhältnisse sind mit Werten zwischen 0,71017 ± 2 (66) und 0,71020 ± 1 (65) sehr ähnlich. Auch die Ca-Isotope zeigen mit Werten zwischen -0,92 ± 0,19 ‰ (C2-SG) und -1,36 ± 0,21 ‰ (60) höhere Variationen (Abb. 6.18a-c).

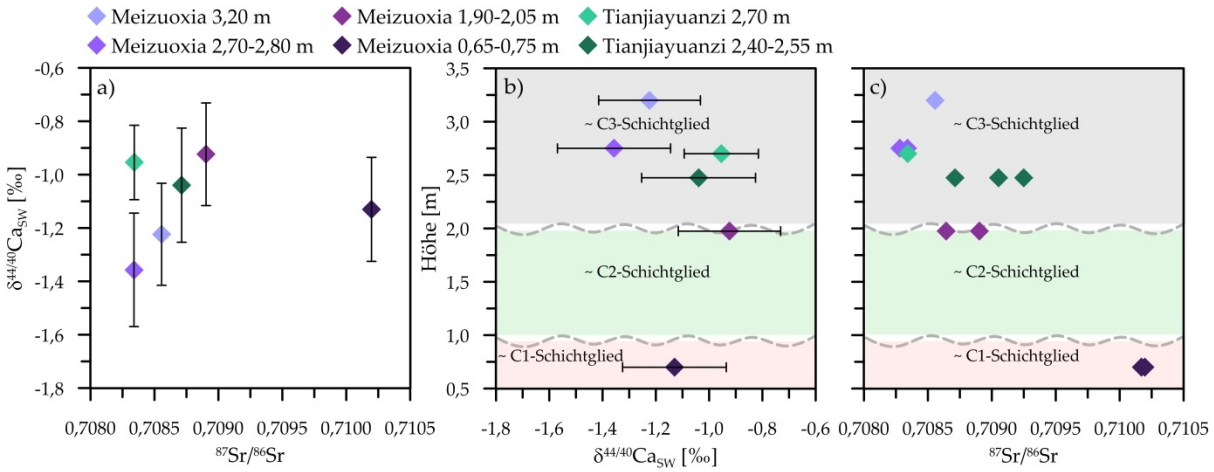


Abbildung 6.18: Darstellung der Isotopen-Ergebnisse für die Meizuoxia und Tianjiayuanzi Sektion. a) $\delta^{44/40}Ca$ gegen $^{87}Sr/^{86}Sr$, b) Höhe [m] gegen $^{87}Sr/^{86}Sr$, c) Höhe gegen $\delta^{44/40}Ca$. Die Größe der Symbole entspricht in etwa dem Analysenfehler des Sr.

Die Proben der Tianjiayuanzi Sektion stammen aus den Höhen zwischen 2,40 m bis 2,70 m und zeigen ähnliche Trends wie die der Meizuoxia Sektion (vgl. Abb. 6.18). Die beiden Proben, die auf Ca-Isotope analysiert wurden, liegen mit Werten von -1,04 ± 0,21 ‰ (71) und -0,95 ± 0,14 ‰ (551) nah beieinander. Die vier Proben die auf Sr-Isotope analysiert wurden, zeigen auch einen leichten Trend zu weniger radiogenen $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnissen in den obersten Bereichen des Profils (0,70834 ± 1 (551) bei 2,70 m → C3-SG).

Da aus dieser Höhe aber nur ein Wert analysiert wurde, sollte der Begriff „Trend“ mit Vorsicht betrachtet werden. Die restlichen drei Proben stammen aus der Höhe zwischen 2,40 m und 2,55 m und variieren im Bereich von 0,70871 ± 1 (71) bis 0,70925 ± 2 (72).

Von den folgenden Proben (Beidoushan und Wuhe-Yanjiahe Sektion) existieren keine Höhenangaben, weshalb die Messergebnisse in Form von $\delta^{44/40}$Ca gegen $^{87}Sr/^{86}Sr$ vor- und dargestellt werden (Abb. 6.19).

6.3.1.5 Beidoushan und Wuhe-Yanjiahe Sektion

Auch die beiden Proben aus der Beidoushan Sektion haben Variationen ausgebildet. Die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse liegen bei 0,70848 ± 1 (539) und 0,70952 ± 1 (540), während die $\delta^{44/40}$Ca-Werte mit Ergebnissen zwischen -1,37 ± 0,18 ‰ (539) und -0,50 ± 0,22 ‰ (540) noch deutlicher variieren. Im Gegensatz dazu zeigen die Ediacara Karbonate der Wuhe-Yanjiahe Sektion mit $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnissen zwischen 0,70844 ± 1 (528) und 0,70849 ± 2 (502) nur sehr geringe Schwankungen. Auch die $\delta^{44/40}$Ca-Werte der Ediacara Proben liegen mit Werten zwischen -1,12 ± 0,15 ‰ (502) und -1,00 ± 0,18 ‰ (528) nah beieinander.

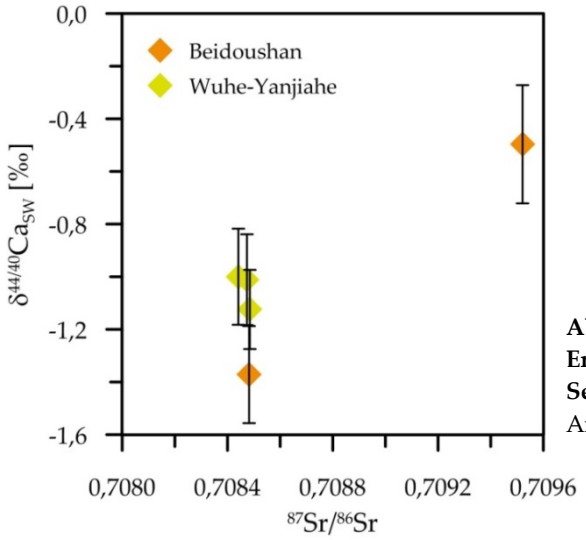


Abbildung 6.19: Darstellung der $\delta^{44/40}$Ca- und $^{87}Sr/^{86}Sr$-Ergebnisse für die Beidoushan und Wuhe-Yanjiahe Sektionen. Die Größe der Symbole entspricht in etwa dem Analysenfehler des Sr.

6.3.1.6 Allgemeine Beobachtungen zu den Isotopen-Daten – China –

Um einen generellen Trend innerhalb der chinesischen Probenserie erkennen zu können, werden in den Abbildungen 6.20a-b sowohl die gesamten Ca-Isotope als auch die gesamten Sr-Isotope der chinesischen Probenserie gegen die Profilhöhe aufgetragen. Obwohl die Analysenergebnisse aus unterschiedlichen Profilen bzw. Probenserien stammen, lassen sich sowohl in den Ca- als auch in den Sr-Ergebnissen Trends beobachten. Es fällt auf, dass die

Daten nicht nur in den Ca-Isotopen, sondern auch in den Sr-Isotopen in den unteren (C1-SG) und mittleren (C2-SG) Bereichen der Profile weniger variieren als in den Bereichen, die über drei Metern Profilhöhe liegen (C3-SG). Dazu gehören die Probenserien der Nantuocun und auch der Jiulongwan Sektion. So wurde bei einer Probe aus der Nantuocun Sektion das niedrigste $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70819 ± 1 (533)) und bei einer Probe aus der Jiulongwan Sektion das höchste $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,71239 ± 4 (77)) analysiert. Der niedrigste $\delta^{44/40}Ca$-Wert wurde innerhalb der Huajipo Sektion gemessen (-1,93 ± 0,26 ‰ (548)). Der höchste $\delta^{44/40}Ca$-Wert wurde bei einer karbonatischen Probe aus der Jiulongwan Sektion analysiert (0,01 ± 0,10 ‰ (518)).

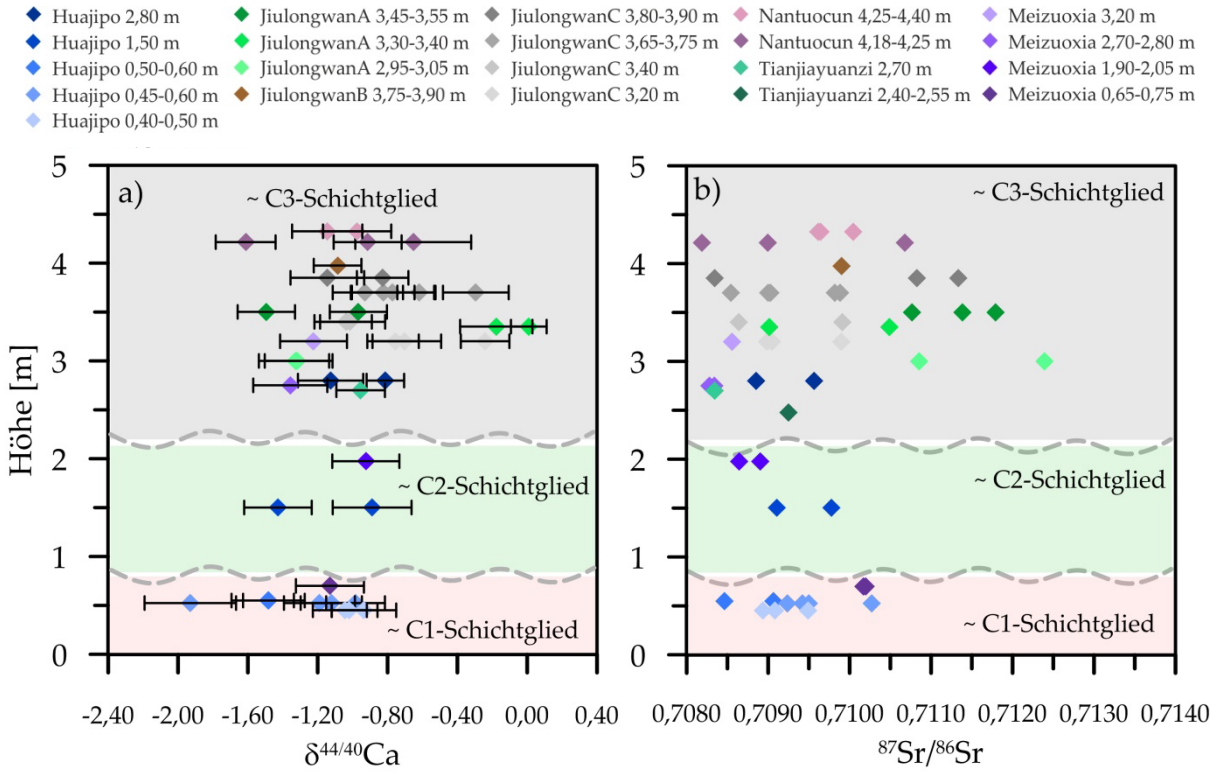


Abbildung 6.20: Zusammenfassung der chinesischen Isotopen-Ergebnisse aufgetragen gegen die Profilhöhe. a) $\delta^{44/40}Ca$-Daten gegen die Höhe [m], b) $^{87}Sr/^{86}Sr$-Daten gegen die Höhe [m]. Die Größe der Symbole entspricht in etwa dem Analysenfehler des Sr.

6.3.2 Sr- und Ca-Isotope – Namibia –

Von den namibischen Proben sind nur die ungefähren Positionen in den Einheiten, in denen sie abgelagert wurden, bekannt. Die Daten werden zum einen in Form von $\delta^{44/40}Ca$ gegen $^{87}Sr/^{86}Sr$ Diagrammen vorgestellt (Abb. 6.21a-b) und zum anderen in Bezug auf die stratigrafischen Einheiten in schematischen Höhenprofilen miteinander verglichen (Abb. 6.21e, g).

Die post-Marinoan (Ca und Sr) und post-Sturt (Sr) Daten von Eisenhauer (unveröff.) werden ebenfalls vorgestellt (Abb. 6.21c, d, f). Von diesen Daten sind keine weiteren Höhenangaben bekannt. In den Abbildungen 6.22b, d und f werden die Daten von Eisenhauer (unveröff.) in Form von Schaukästen über den jeweiligen Diagrammen angefügt. Diese Art der Darstellung soll einerseits einen Vergleich mit den Daten dieser Studie als auch einen Überblick über die Variation der Daten ermöglichen. Von den post-Sturt Karbonaten von Eisenhauer (unveröff.) sind keine Ca-Daten vorhanden, weshalb sie nicht in Abbildung 6.22c dargestellt werden.

6.3.2.1 Sr- und Ca-Isotope der post-Sturt Karbonate

Die postglazialen Karbonate der Sturt-Eiszeit zeigen große Variationen. Die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse variieren zwischen 0,70788 ± 1 (538) und 0,71162 ± 3 (93). In den post-Sturt Karbonaten von Eisenhauer (unveröff.) werden ebenfalls deutliche Variationen mit $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnissen zwischen 0,70769 und 0,71136 beobachtet. In Abbildung 6.22e zeigt sich, dass die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse mit steigender stratigrafischer Höhe zunehmen. Die drei Proben aus dem Ombaatje-SG zeigen schon innerhalb eines Handstückes deutliche Variationen, welche jedoch nicht innerhalb der Ca-Isotope so deutlich ausgeprägt sind. Die Daten variieren zwischen -1,41 ± 0,24 ‰ (89) und -1,16 ± 0,13 ‰ (504). In Bezug auf die Ca-Isotope ist kein höhenabhängiger Trend zu beobachten. Im Gegensatz zu Sr liegen die Ca-Daten der verschiedenen Handstücke näher beieinander.

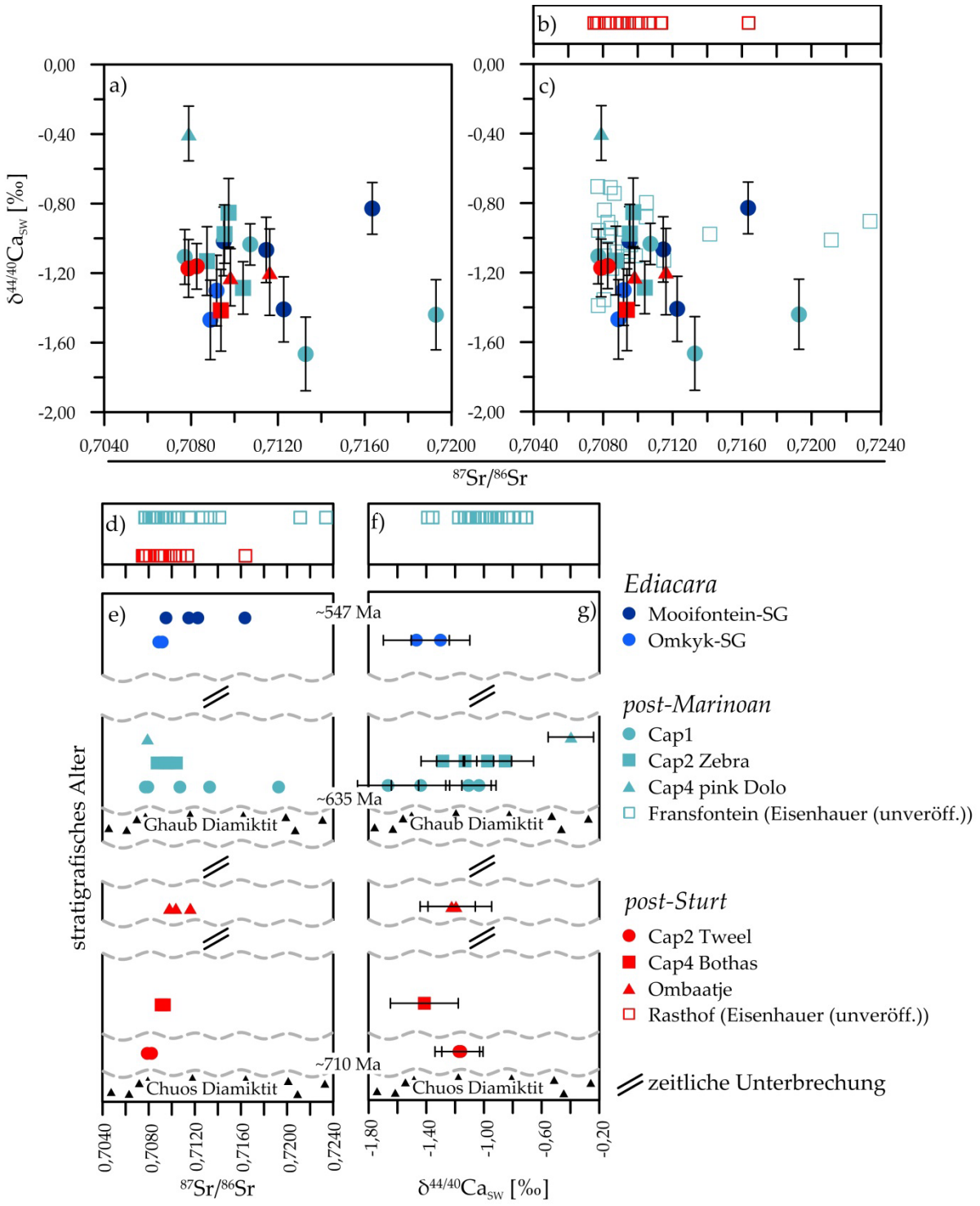


Abbildung 6.21: Zusammenfassung der Isotopenergebnisse der namibischen Probenserie. a) $\delta^{44/40}$Ca-Werte gegen $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse der namibischen Probenserie dieser Studie, b) Variationen der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse der post-Sturt Karbonate von Eisenhauer (unveröff.), c) $\delta^{44/40}$Ca-Werte gegen $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse der gesamten Proben aus Namibia inklusive der post-Marinoan Daten von Eisenhauer (unveröff.), d) Variationen der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse der post-Sturt und post-Marinoan Karbonate von Eisenhauer (unveröff.), e) $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse der unterschiedlichen stratigrafischen Einheiten aufgeteilt nach Zeit, f) Variationen der $\delta^{44/40}$Ca-Werte der post-Marinoan Karbonate von Eisenhauer (unveröff.), g) $\delta^{44/40}$Ca-Werte der unterschiedlichen stratigrafischen Einheiten aufgeteilt nach Zeit. Zur besseren Orientierung sind in e) und f) markante Alter aufgeführt (~710 Ma nach Fanning und Link (2004), ~635 Ma nach Hoffmann et al. (2004), ~547 Ma nach Schmitz (2012)). Bei allen Darstellungen der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Daten entspricht die Größe der Symbole in etwa dem Analysenfehler des Sr.

6.3.2.2 Sr- und Ca-Isotope der post-Marinoan Karbonate

Die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse der post-Marinoan Karbonate aus dieser Studie schwanken sehr deutlich (0,70771 ± 2 (87) - 0,71928 ± 3 (85)). Diese extremen Variationen können auch innerhalb der post-Marinoan Probenserie von Eisenhauer (unveröff.) beobachtet werden. In dieser Probenserie weichen die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse mit Werten zwischen 0,70769 und 0,72338 ebenfalls stark voneinander ab (Abb. 6.22c, d). Die deutlichsten Variationen der Daten dieser Studie zeigen sich in den basalen Lagen der Cap 1-Einheiten (turbiditischer Mikrit; vgl. Abb.3.10). Dort können die Schwankungen schon auf wenigen Zentimetern innerhalb eines Handstückes auftreten (Abb. 6.22a, c, e). Auch innerhalb der Ca-Isotope haben sich sowohl in den Karbonaten dieser Studie, als auch in denen von Eisenhauer (unveröff.) deutliche Variationen ausgebildet. Die post-Marinoan Karbonate dieser Studie zeigen $\delta^{44/40}$Ca-Werte zwischen -1,67 ± 0,21 ‰ (86) und -0,40 ± 0,16 ‰ (527). Ähnlich wie schon bei den Sr-Isotopen werden die stärksten Variationen in den untersten Einheiten der post-Marinoan Karbonate beobachtet. Jedoch variieren die Ca-Isotope ebenfalls in den Cap 2-Einheiten (Zebra-Dolomit; vgl. Abb.3.10).

6.3.2.3 Sr- und Ca-Isotope der Ediacara Karbonate

Die Isotopen-Daten der Ediacara Probenserie werden in den Abbildungen 5.22a-g dargestellt. Die Ediacara Karbonate haben sowohl in den Sr-Isotopen als auch in den Ca-Isotopen die geringsten Variationen. Ein Grund dafür könnte die kleinere Anzahl der Proben sein. Bei dem Vergleich der Proben aus den unterschiedlichen Ablagerungsmilieus (Omkyk-SG und Mooifontein-SG) wird deutlich, dass die Proben des Mooifontein-SG in Bezug auf die Ediacara-Serie am deutlichsten variieren. Diese Beobachtung gilt sowohl für die Sr- als auch für die Ca-Daten. Innerhalb der Sr-Isotope schwanken die vier Proben aus dem Mooifontein-SG zwischen 0,70951 ± 2 (520) und 0,71635 ± 3 (521), während die beiden Proben aus dem Omkyk-SG $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte von 0,70888 ± 1 (537) und 0,70918 ± 5 (503) entwickelt haben. Die $\delta^{44/40}$Ca Werte der Karbonate aus dem Mooifontein-SG liegen zwischen -1,41 ± 0,19 ‰ (501) und -0,83 ± 0,15 ‰ (521), während die des Omkyk-SG mit Werten von -1,47 ± 0,23 ‰ (537) und -1,30 ± 0,20 ‰ (503) näher beieinander liegen.

7. Diskussion

Wenn nicht anders erwähnt, folgen zunächst für jedes Thema jeweils ein Abschnitt über die chinesische und anschließend ein Abschnitt über die namibische Probenserie. Anschließend werden die einzelnen Themenabschnitte mit vergleichenden Betrachtungen zwischen den chinesischen und den namibischen Probenserien abgeschlossen.

Bevor in der folgenden Diskussion geochemische Muster interpretiert werden, gilt es Verfälschungen der Signaturen durch Kontamination (z.B. Detritus), diagenetische Überprägung oder Messeffekte auszuschließen. Schon während der Probenpräparation wurde der Einfluss durch Silikat-Kontamination gering gehalten, in dem niedrig molare (1M) Essigsäure genutzt wurde, um die karbonatischen Anteile zu lösen (vgl. 5 Kap.). Marine Karbonate – im Falle dieser Studie Cap Karbonate – können die Zusammensetzung des Meerwassers zum Zeitpunkt ihrer Ablagerung konservieren (vgl. 5. Kap.). Die Analyse der Karbonate bietet somit eine Möglichkeit, die Zusammensetzung vergangener Ozeane zu rekonstruieren. Dazu können sowohl Analysen von REE+Y als auch von Spurenelementen mariner Karbonate genutzt werden (z.B. Kamber und Webb (2001), Nothdurft et al. (2004), Huang et al. (2009), Wang et al. (2014a)). Bolhar und Van Kranendonk (2007) postulieren, dass Karbonate sehr resistent gegenüber diagenetischen und metamorphen Effekten sind (in diesem Zusammenhang zitieren sie Zhong und Mucci (1995)). Einen Hinweis dafür sehen die Autoren in sehr geringen REE+Y-Konzentrationen in Porenwässern der Küstensedimente (in diesem Zusammenhang zitieren sie Elderfield und Sholkovitz (1987) und Sholkovitz et al. (1989)). Um eine Verfälschung der Daten jedoch vollständig auszuschließen, werden in den folgenden Abschnitten bestimmte Elementmuster bzw. Konzentrationen betrachtet.

7.1 Betrachten der REE+Y, Haupt- und Spurenelemente – China –

7.1.1 Kontamination durch Sulfide und Oxide

Wang et al. (2014a) führen diverse Kontaminationsmöglichkeiten durch Sulfide oder Oxide auf. Im Vergleich zu Karbonaten zeigen sowohl Sulfide als auch Oxide stark unterschiedliche REE+Y Muster (Wang et al. (2014a)). Um diesen Einfluss auszuschließen, tragen die Autoren verschiedene Spurenelemente gegen die REE+Y [µg/g] bzw. Y/Ho-Verhältnisse auf. Diese Vergleiche werden für die chinesische Probenserie in den Abbildungen 7.1 dargestellt.

Eine Korrelation der Y/Ho-Verhältnisse gegen die Pb-Konzentrationen lässt sich auf Sulfide bzw. im Falle einer Korrelation mit Cu auf Oxide zurückführen. Das in Abbildung 7.1a dargestellte Diagramm mit der Auftragung der Y/Ho-Verhältnisse gegen die Pb-Konzentrationen zeigt keine klaren Korrelationen. In dem Diagramm werden nicht alle Proben dargestellt, da bei vielen Proben Pb-Konzentrationen unterhalb der Nachweisgrenze analysiert wurden (vgl. Anhang C). Diese beiden Beobachtungen schließen eine Kontamination durch Sulfide aus. Ein Teil der Proben – wovon der Hauptteil innerhalb der Jiulongwan Sektionen liegt – zeigt mit einer Variation zwischen 10,2 µg/g bis 50,1 µg/g etwas höhere Pb-Konzentrationen (n=8). Auffällig ist dabei, dass die zum Teil erhöhten Konzentrationen ausschließlich in den C3-SG der Cap Karbonate liegen (dargestellt durch den grauen Bereich in Abb. 7.1b).

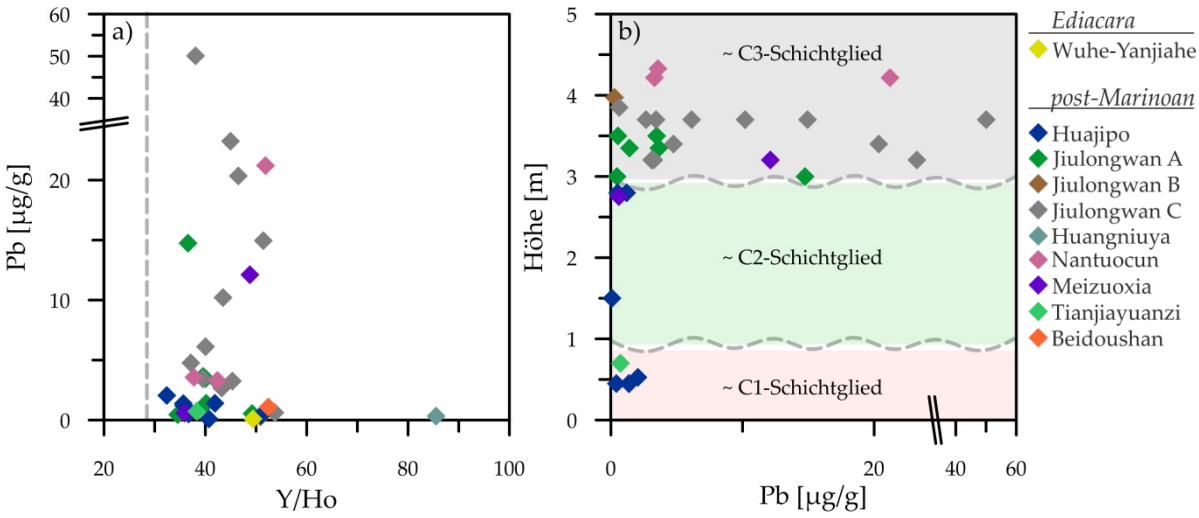


Abbildung 7.1: Korrelationsdiagramme zur Kontrolle auf Kontamination durch Sulfide und Oxide. a) Pb [µg/g] gegen Y/Ho und b) Pb [µg/g] gegen die Höhe [m]. Die graue Linie in a) markiert die Grenze für superchondritische Y/Ho-Verhältnisse (> ~28 (nach Bau et al. (1996)), farblich unterlegte Bereiche in b) definieren die ungefähre Lage und Mächtigkeit der C1-C3 Schichtglieder.

Diese Variationen auf wenigen Profilmetern passen zu der von Jiang et al. (2003) postulierten Unterteilung der Cap Karbonate in drei Schichtglieder (C1-C3). Die Veränderung der Pb-Konzentrationen deutet auf Veränderungen im Ablagerungsmilieu hin, welche innerhalb kürzester geologischer Zeitabstände stattfanden. Wang et al. (2014a) tragen zur Kontrolle auf Kontamination durch Oxide die Cu-Konzentrationen gegen die Y/Ho-Verhältnisse auf. Im Rahmen dieser Studie wurde darauf verzichtet, da die meisten Proben sehr geringe Cu-Konzentrationen beziehungsweise Konzentrationen unterhalb der Nachweisgrenze zeigen (vgl. Anhang C). Einzig wenige Proben der Huajipo (n=3, alle Proben aus der Profilhöhe ~0,50 m; C1-SG) und Jiulongwan (n=4; alle Proben der Profilhöhen ~3,0 m bzw. ~3,90 m,

C3-SG) Sektionen zeigen im Vergleich zu den anderen Proben erhöhte Cu-Konzentrationen. Generell lassen die in den meisten Fällen sehr niedrigen Cu-Konzentrationen darauf schließen, dass eine Kontamination durch Oxide zu vernachlässigen ist.

7.1.2 Kontamination durch Detritus und Diagenese

Elemente wie Al, Th, Zr und Sc werden häufig durch Detritus eingetragen. Außerdem verhalten sie sich während diagenetischer Vorgänge relativ immobil, weshalb sie gute Anzeiger für Detritus sind (Chen et al. (2015), und darin enthaltene Zitate). Diagramme, in denen diese Indikatoren gegeneinander aufgetragen werden, sollten bei detritischem Einfluss positive Trends zeigen. Chen et al. (2015) geben zusätzliche verschiedene Richtwerte zum Nachweis detritischer Einträge an, welche durch graue gestrichelte Linien in den Abbildungen 7.2a-c markiert sind (Al-Konzentrationen >3000 μg/g, Th-Konzentrationen >0,30 μg/g und Sc-Konzentrationen >2,0 μg/g). Wang et al. (2014a) nutzen außerdem Zr-Konzentrationen zur Kontrolle des Detritus. Dabei tragen sie die Zr-Konzentrationen gegen Y/Ho-Verhältnisse auf. Neben der Beeinflussung durch Detritus können die Ergebnisse ebenfalls durch Diagenese verfälscht worden sein. Dabei wird das Y/Ho-Verhältnis während diagenetischen Vorgängen erniedrigt, während die Fe-Konzentration ansteigt (Chen et al. (2015)). Um den Einfluss diagenetischer Vorgänge zu kontrollieren, haben Chen et al. (2015) ebenfalls Richtwerte angegeben. Demnach deuten Y/Ho-Verhältnisse von <34 und Fe-Konzentrationen >4500 μg/g auf Einflüsse durch Diagenese hin. Die erwähnten Parameter und Richtwerte werden in den Abbildungen 7.2a-f dargestellt. Die meisten Proben dieser Studie zeigen keine positiven Korrelationen. Lediglich bei der Auftragung der Sc-Konzentrationen gegen die Al-Konzentrationen deutet sich eine positive Korrelation an (Abb. 7.2). Da aber alle Proben mit ihren Sc, Al sowie den Th, und Fe-Konzentrationen unterhalb der genannten Richtwerte liegen, und auch der Richtwert von >34 für die Y/Ho-Verhältnisse der Proben nicht unterschritten wird, wird davon ausgegangen, dass die Proben weder durch Detritus noch durch Diagenese beeinflusst sind.

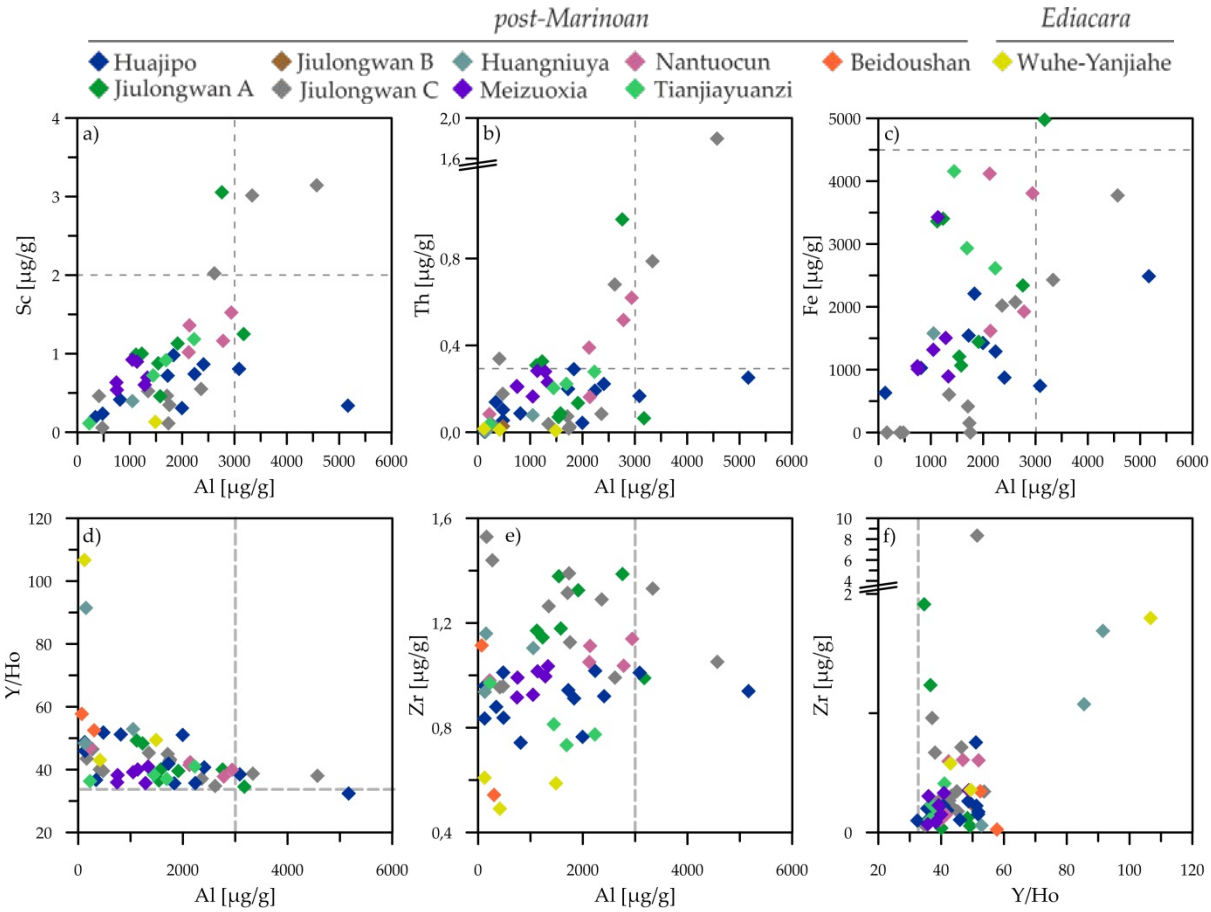


Abbildung 7.2: Korrelationsdiagramme zur Bestimmung der Einflüsse durch Detritus und Diagenese. a) Sc [µg/g] gegen Al [µg/g], b) Th [µg/g] gegen Al [µg/g], c) Fe [µg/g] gegen Al [µg/g], d) Y/Ho gegen Al [µg/g], e) Zr [µg/g] gegen Al [µg/g] und f) Zr [µg/g] gegen Y/Ho. Die grauen Linien markieren die Grenzwerte für die verschiedenen Elementkonzentrationen bzw. Verhältnisse, wie sie in Chen et al. (2015) angegeben werden.

In Karbonaten verhalten sich die REE+Y während diagenetischen Vorgängen relativ immobil (Webb et al. (2009), zitiert in Chen et al. (2015)). Dennoch kann es während der Diagenese zu Ce-Anreicherungen, Eu-Abreicherungen sowie zu einer Abnahme der Dy_N/Sm_N-Verhältnisse in den REE+Y Mustern kommen (Shields und Stille (2001), in Chen et al. (2015)). Diese Effekte führen bei der Auftragung von $(Ce/Ce^*)_N$ gegen $(Eu/Eu^*)_N$ sowie $(Ce/Ce^*)_N$ gegen die Sm_N/Dy_N-Verhältnisse zu einem negativen Trend, was ebenfalls als Anzeiger für diagenetische Einflüsse in Karbonaten genutzt werden kann. Die erwähnten Kontrollparameter werden in Abbildung 7.3 dargestellt. Bei Betrachten der Abbildungen kann beobachtet werden, dass sich weder für den Vergleich zwischen den Eu- und den Ce-Anomalien, noch für den Vergleich zwischen den Eu-Anomalien und den Dy_N/Sm_N-Verhältnissen Korrelationen entwickelt haben. Dies untermauert die Theorie, dass die Karbonate die REE+Y-Muster des Meerwassers zum Zeitpunkt der Ablagerung zeigen und nicht durch Diagenese beeinflusst wurden.

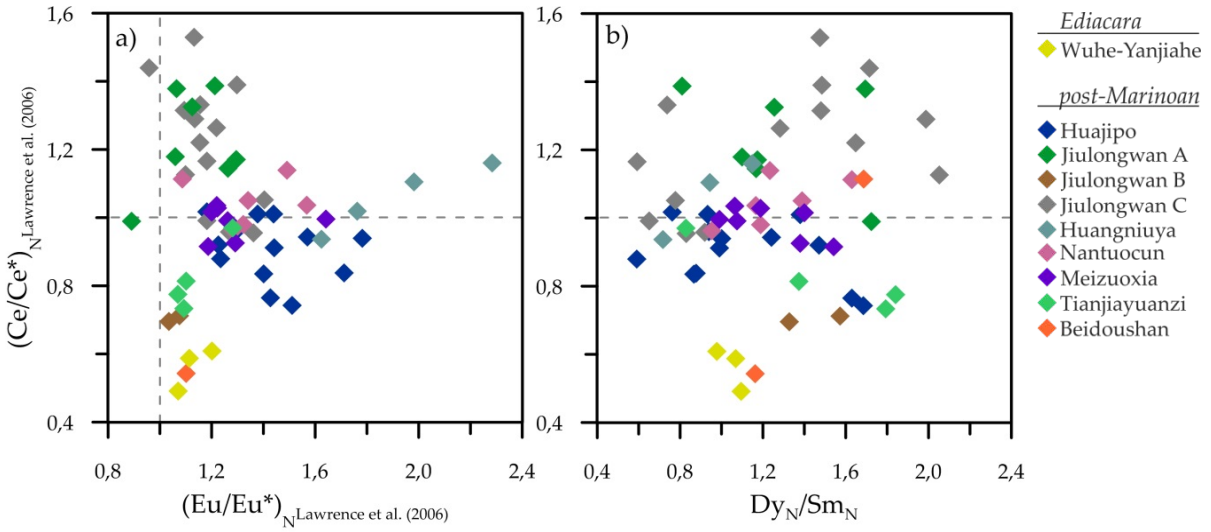


Abbildung 7.3: Korrelationsdiagramme zur Bestimmung diagenetischer Einflüsse. a) $(Ce/Ce^*)_N$ gegen $(Eu/Eu^*)_N$ und b) $(Eu/Eu^*)_N$ gegen Dy_N/Sm_N. Die grauen Linien markieren die Grenze zwischen positiven- und negativen Anomalien. Probe 540 der Beidoushan Sektion wird mit einer Eu-Anomalie von 4,58 nicht dargestellt.

7.1.3 Eu-und Ce-Anomalien und Kontaminationsquellen

Deutlich positive Eu-Anomalien sind eher untypisch für Meerwasser (Chen et al. (2014)). Ursachen für deutlich positive Eu-Anomalien sehen Chen et al. (2014) in dem Eintrag detritischer Feldspäte oder diagenetischer Umwandlung in Kalksteinen. Meyer et al. (2012) postulieren jedoch, dass Eu-Anomalien nicht durch Diagenese beeinflusst werden, da die REE+Y im Kristallgitter von Kalzit eingebaut sind und auch nicht im Zuge metamorpher Vorgänge beeinflusst werden können. Um Verfälschungen der Eu-Anomalien durch diagenetische Fluide auszuschließen, tragen Wang et al. (2014a) die Eu-Anomalien gegen die Pr_N/Sm_N-Verhältnisse auf (nach Bolhar und Van Kranendonk (2007); Abb. 7.4). Bolhar und Van Kranendonk (2007) beobachten bei Karbonaten, welche nicht durch Diagenese beeinflusst wurden, positive Trends zwischen den Eu-Anomalien und den Pr_N/Sm_N- bzw. den Pr_N/Yb_N-Verhältnissen. Ähnliche Trends werden auch für einen Großteil der Proben dieser Studie beobachtet (Abb. 7.4). Die leicht positiven Trends der meisten chinesischen Proben lassen darauf schließen, dass Eu nicht durch diagenetische Effekte von den anderen RedOx-„unsensibleren" REE+Y isoliert wurde (nach Bolhar und Van Kranendonk (2007)). Abbildung 7.4b zeigt, dass einige wenige Proben nicht im positiven Trend der Eu-Anomalien gegen die Pr_N/Sm_N- bzw. Pr_N/Yb_N-Verhältnisse liegen. Dabei handelt es sich hauptsächlich um Proben der Huajipo- und Jiulongwan Sektionen. Auffällig dabei ist, dass es sich um Proben handelt, die aus den oberen Bereichen der Cap Karbonate – den C3-SG – stammen (Huajipo 2,80 m; JiulongwanC 3,85 m).

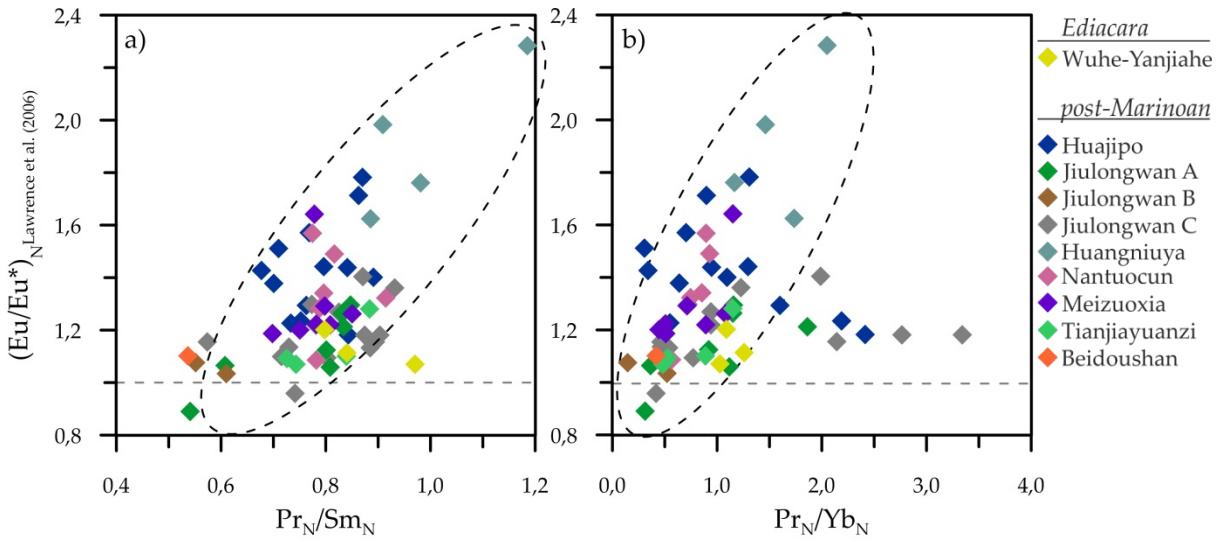


Abbildung 7.4: Korrelationsdiagramme zur Beurteilung der Verfälschung der Eu-Anomalien der chinesischen Karbonate durch Diagenese. a) $(Eu/Eu^*)_N$ gegen Pr_N/Sm_N, b) $(Eu/Eu^*)_N$ gegen Pr_N/Yb_N. Probe 540 der Beidoushan Sektion wird mit einer Eu-Anomalie von 4,58 nicht dargestellt.

In einigen Diagrammen wird eine der beiden Proben aus der Beidoushan Sektion (540) aufgrund von stark voneinander abweichenden Werten nicht berücksichtigt (z.B. Abb. 7.3 und 7.4). Für diese Probe wurde eine sehr hohe Eu-Anomalie von 4,58 berechnet. Die Probe ist generell mit Vorsicht zu betrachten, da die meisten Element-Konzentrationen sehr gering bis unterhalb der Nachweisgrenze bestimmt wurden. Dies gilt auch für die Elemente Eu, Sm und Tb, welche zum Berechnen der Eu-Anomalie benutzt werden. Diese variieren in ihren Konzentrationen zwischen 0,00338 µg/g (Eu) und 0,000702 µg/g (Sm). In diesem Zusammenhang sollte die erhöhte Eu-Anomalie eher als nicht real betrachtet werden. Um die im oberen Abschnitt erwähnte Kontamination durch detritischen Feldspat auszuschließen, erwähnen Chen et al. (2014) sowohl Zr-, als auch Th-Konzentrationen. In Korrelationsdiagrammen werden die Konzentrationen der beiden Elemente gegen die Eu-Anomalien aufgetragen (Abb. 7.5). Die Diagramme in Abbildung 7.5 zeigen keine positiven Korrelationen zwischen den genannten Komponenten, weshalb eine Kontamination bzw. Verfälschung der Eu-Anomalien durch detritische Feldspäte ausgeschlossen wird. Neben Verfälschungen geochemischer Muster durch Kontamination kann es zu Fehlinterpretationen geochemischer Signale durch Messeffekte kommen (Shields und Stille (2001), Huang et al. (2009), Chen et al. (2015)). Im Falle der Eu-Anomalien kann ein solcher Messeffekt durch BaO/BaOH-Interferenzen hervorgerufen werden.

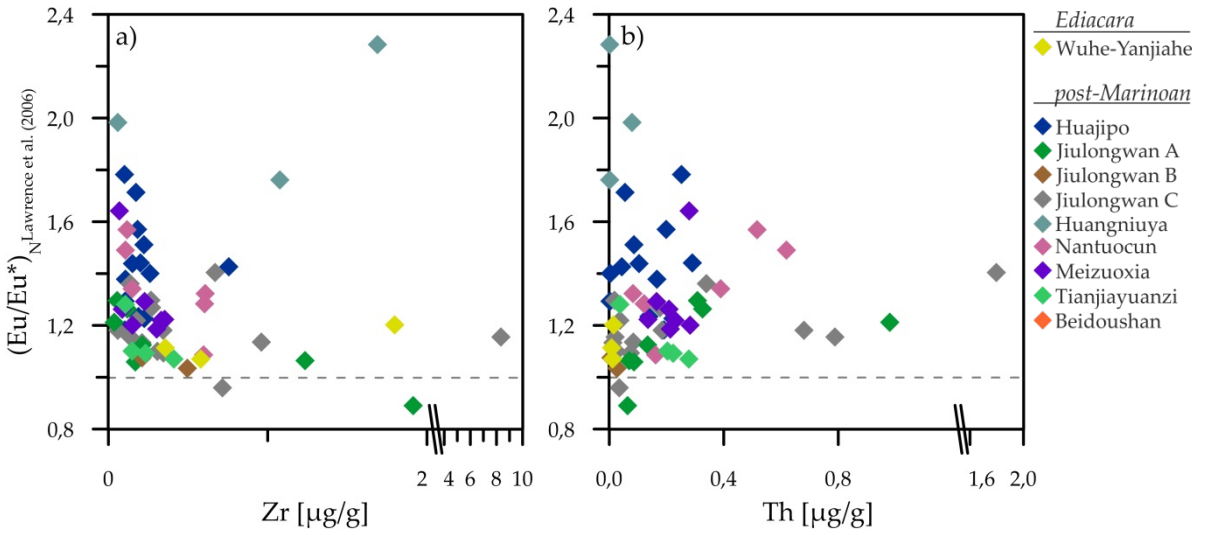


Abbildung 7.5: Korrelationsdiagramme zur Beurteilung der Kontamination durch detritische Feldspäte. a) $(Eu/Eu^*)_N$ gegen Zr [µg/g], b) $(Eu/Eu^*)_N$ gegen Th [µg/g]. Die grau gestrichelten Linien markieren die Grenzen zwischen positiven und negativen Eu-Anomalien.

Um eine Verfälschung der Eu-Anomalien durch Messeffekte auszuschließen, tragen Huang et al. (2009) Ba/Sm-Verhältnisse gegen die Eu-Anomalien auf (Abb. 7.6a-b). Einen ähnlichen Ansatz benutzen z.B. Shields und Stille (2001), Ling et al. (2013) oder auch Chen et al. (2015), in dem Sie die Eu-Anomalien mit Ba/Nd-Verhältnisse vergleichen (Abb. 7.6d-e), da Nd ähnlich wie Sm nicht durch Ba-Interferenzen beeinflusst wird. Sowohl die Ba/Sm-Verhältnisse als auch die Ba/Nd-Verhältnisse gegen die Eu-Anomalien zeigen ähnliche Muster (Abb. 7.6a-b, d-e). Bis auf die Proben der Jiulongwan-, der Huangniuya-, der Tianjiayuanzi und Wuhe-Yanjiahe Sektionen zeigen viele Proben eine leicht positive Korrelation (vgl. Abb. 7.6a, b, d und e). Die Proben der Beidoushan Sektion werden aufgrund der geringen Werte nicht berücksichtigt. Des Weiteren zeigt Probe 540 der Beidoushan Sektion neben der unrealistischen Eu-Anomalie (4,58) auch sehr hohe Ba/Sm- (20717) bzw. Ba/Nd-Verhältnisse (4463). Ein Hauptteil der Proben der Nantuocun-, Huajipo-, und Meizuoxia Sektionen zeigen sowohl bei der Auftragung der Ba/Sm-Verhältnisse gegen die Eu-Anomalien, als auch bei der Auftragung der Ba/Nd-Verhältnisse gegen die Eu-Anomalien einen positiven Trend. Auffällig ist, dass ein großer Teil dieser Proben aus den basalen bzw. oberen Teilen (C1- und C3-SG) der Profile stammen (Abb. 7.6c, f, g). Für diese Proben wird angenommen, dass die Eu-Anomalien durch Ba-Interferenzen beeinflusst sind, daher werden sie in diesem Zusammenhang nicht in der Interpretation beachtet. Ling et al. (2013) tragen die Eu-Anomalien gegen die Ba/Nd-Verhältnisse auf und beobachten bei Proben mit erhöhten Ba/Nd-Verhältnissen (>20) und positiven Eu-Anomalien eine positive

Korrelation. Bei diesen Proben handelt es sich hauptsächlich um Proben mit erhöhten Si-, Fe- und niedrigen Al-Konzentrationen. Im Zuge dieser Studie wurden keine Si-Konzentrationen analysiert, weshalb in diesem Fall kein Zusammenhang ermittelt werden kann.

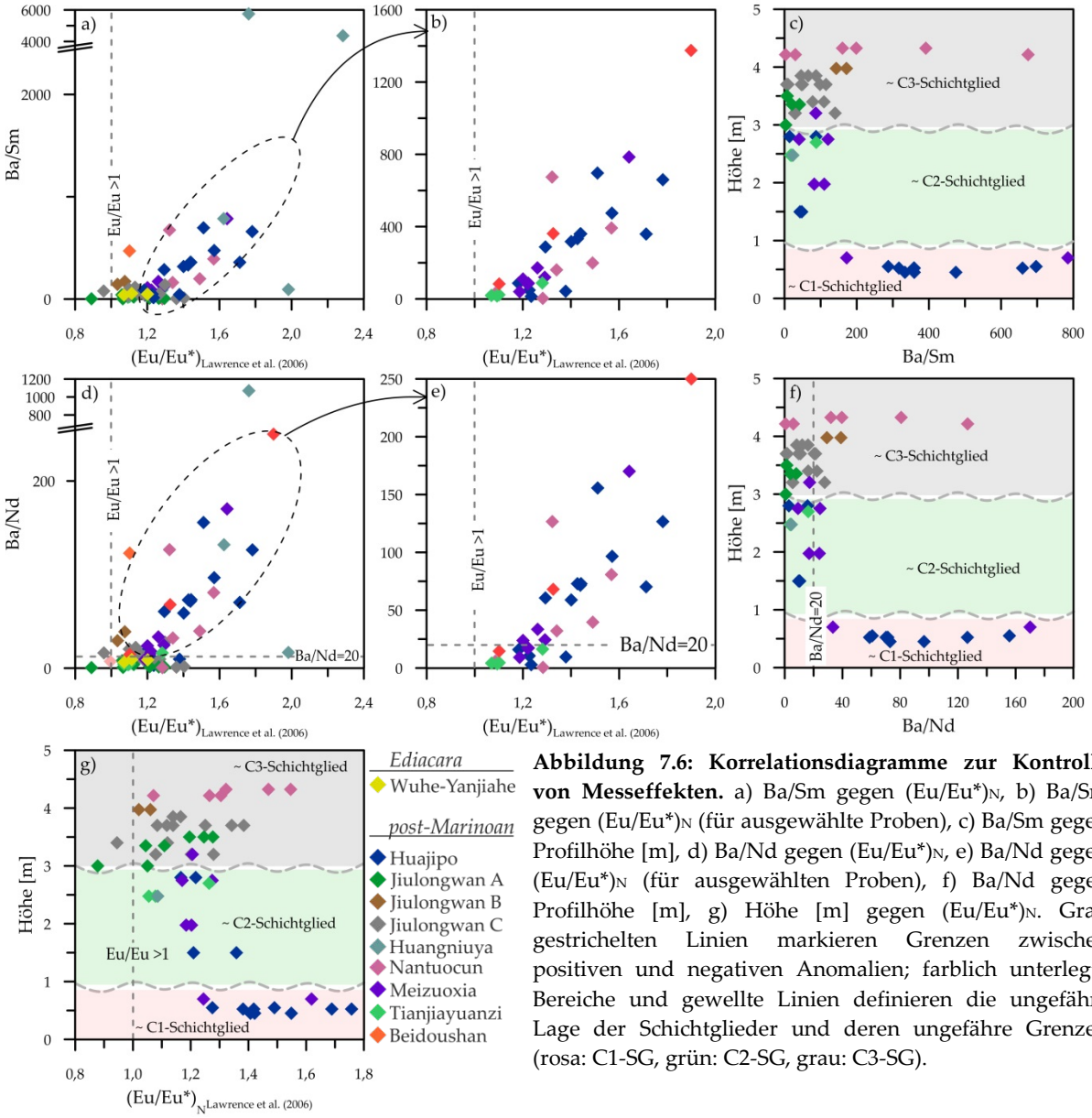


Abbildung 7.6: Korrelationsdiagramme zur Kontrolle von Messeffekten. a) Ba/Sm gegen $(Eu/Eu^*)_N$, b) Ba/Sm gegen $(Eu/Eu^*)_N$ (für ausgewählte Proben), c) Ba/Sm gegen Profilhöhe [m], d) Ba/Nd gegen $(Eu/Eu^*)_N$, e) Ba/Nd gegen $(Eu/Eu^*)_N$ (für ausgewählten Proben), f) Ba/Nd gegen Profilhöhe [m], g) Höhe [m] gegen $(Eu/Eu^*)_N$. Grau gestrichelten Linien markieren Grenzen zwischen positiven und negativen Anomalien; farblich unterlegte Bereiche und gewellte Linien definieren die ungefähre Lage der Schichtglieder und deren ungefähre Grenzen (rosa: C1-SG, grün: C2-SG, grau: C3-SG).

Aufgrund erhöhter Fe-Konzentrationen sehen Ling et al. (2013) Eisenoxide als eine weitere mögliche Ursache für erhöhte Eu-Anomalien. Daher tragen sie die Fe-Konzentrationen gegen die Eu-und die Ce-Anomalien auf, wie es auch in den Abbildungen 7.7a-d erfolgt. Da keine der Probenserien eine eindeutige Korrelation mit den Fe-Konzentrationen entwickelt hat, wird davon ausgegangen, dass die Anomalien nicht durch Eisenoxide verursacht wurden.

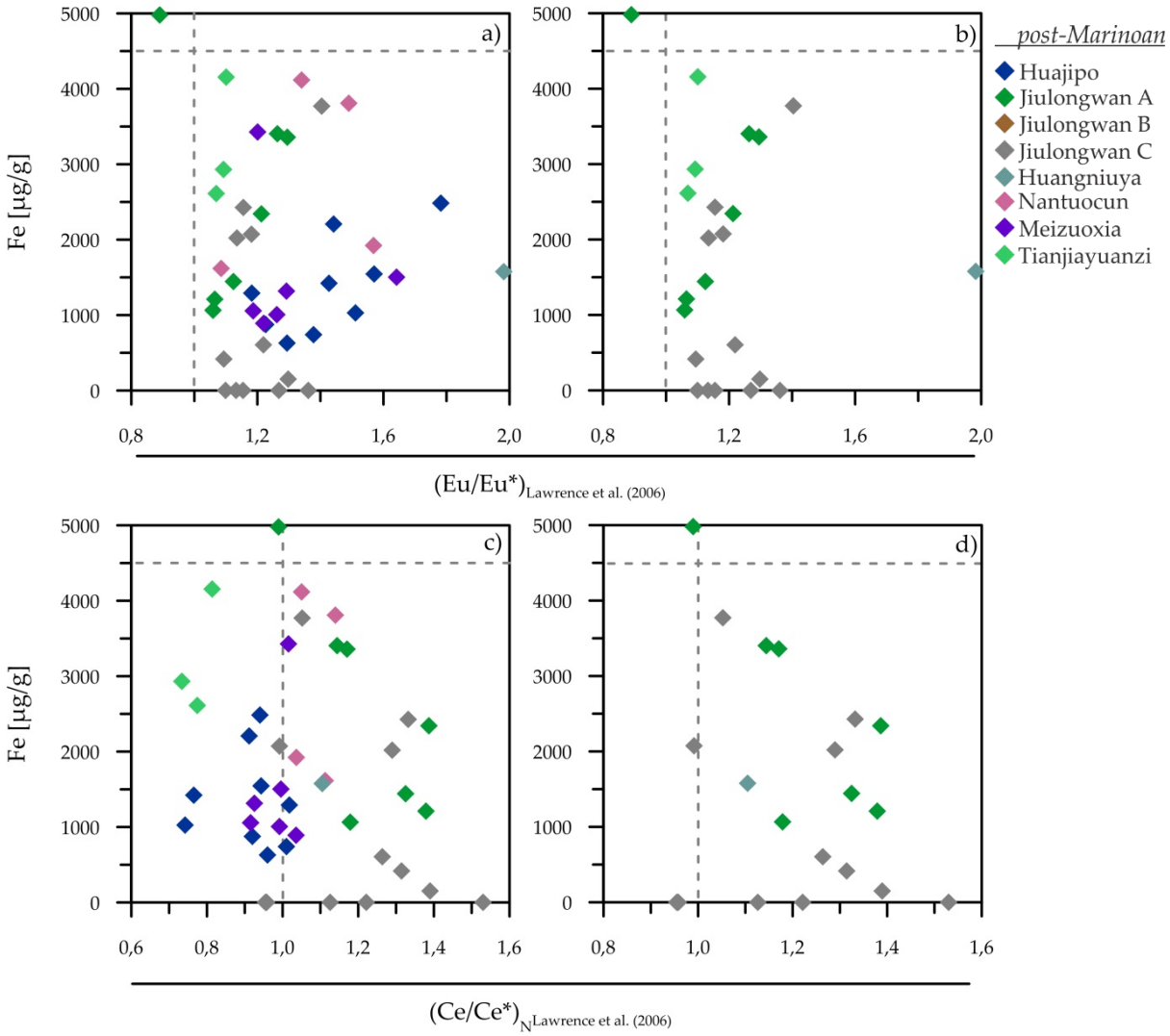


Abbildung 7.7: Korrelationsdiagramme zur Kontrolle von Kontamination durch Eisenoxide. a) Fe [µg/g] gegen $(Eu/Eu^*)_N$ für alle Proben mit Fe-Konzentrationen > der Nachweisgrenze, b) Fe [µg/g] gegen $(Eu/Eu^*)_N$ für die Jiulongwan und Huangniuya Sektionen, c) Fe [µg/g] gegen $(Ce/Ce^*)_N$ für alle Proben mit Fe-Konzentrationen > der Nachweisgrenze und d) Fe [µg/g] gegen $(Ce/Ce^*)_N$ für die Jiulongwan und Huangniuya Sektionen. Während in a) und c) alle Proben dargestellt werden, zeigen die Abbildungen b) und d) nur die Daten, welche nach der Diskriminierung in Abbildung 7.6a, b, d und e nicht durch Ba-Interferenzen verfälscht sind. Grau gestrichelte Linien markieren Grenzen zwischen positiven und negativen Anomalien bzw. den Richtwert für die Fe-Konzentration (nach Chen et al. (2015)).

Um detritische Einflüsse auf die Ce- und Eu-Anomalien auszuschließen, werden in der Abbildungen 7.8 die Ce-Anomalien gegen die Eu-Anomalien bzw. die Dy_N/Sm_N-Verhältnisse erneut aufgetragen (unter der Berücksichtigung, dass Proben mit den durch Ba-Interferenzen erzeugten Eu-Anomalien nicht beachtet werden). Zum Vergleich werden außerdem die Ce- und Eu-Anomalien von rezentem Meerwasser verschiedener Wassertiefen (5,00 m bis 2576 m, nach Alibo und Nozaki (1999)) eingetragen. Die Proben zeigen weder bei dem Vergleich der Eu-Anomalien mit den Ce-Anomalien noch bei dem Vergleich der Eu-Anomalien mit den Dy_N/Sm_N-Verhältnissen eine negative Korrelation.

Es wird somit davon ausgegangen, dass diese Eu-Anomalien nicht durch Detritus verursacht wurden. Es lässt sich also feststellen, dass ein Teil der Proben positive Eu-Anomalien entwickelt hat, welche weder durch detritischen Einfluss, noch durch Messeffekte erzeugt wurden.

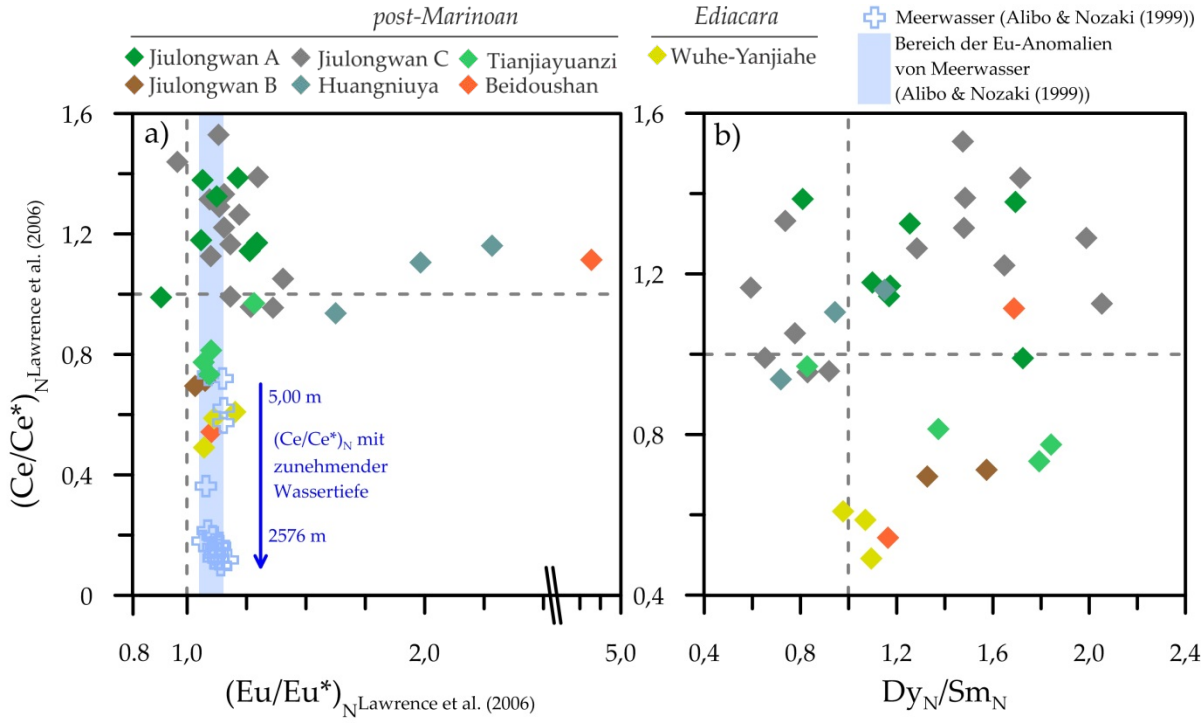


Abbildung 7.8: Korrelationsdiagramme zur Bestimmung des Detritus für ausgewählte Proben. a) $(Ce/Ce^*)_N$ gegen $(Eu/Eu^*)_N$ und b) $(Ce/Ce^*)_N$ gegen Dy_N/Sm_N. Hellblaue Kreuze markieren Signaturen rezenten Meerwassers, hellblauer Balken den Bereich der Eu-Anomalien des Meerwassers (Werte für Meerwasser nach Alibo und Nozaki (1999)).

Um Fehlinterpretationen zu vermeiden, werden auch die Daten aus Namibia vor einem Interpretationsansatz auf Kontamination bzw. Verfälschung der Daten durch Messeffekte überprüft. In den Abbildungen 7.9a-k werden die dafür genutzten Diagramme zusammengefasst.

7.2 Betrachten der REE+Y, Spuren- und Hauptelemente – Namibia –

7.2.1 Kontamination durch Sulfide und Oxide

Um Einflüsse von Sulfiden zu kontrollieren, werden in Abbildung 7.9a die Pb-Konzentrationen gegen die Y/Ho-Verhältnisse aufgetragen. Ähnlich wie bei den chinesischen Proben sind die Pb-Konzentrationen mit Werten zwischen 0,00153 µg/g und 0,987 µg/g sehr gering. Nur eine Probe aus dem Mooifontein-SG liegt in der Pb-Konzentration etwas höher (6,93 µg/g (521)). Viele der Proben zeigen Pb-Werte unterhalb der Nachweisgrenze, weshalb sie nicht im Diagramm dargestellt werden (Abb. 7.9a). Die niedrigen Pb-Konzentrationen und eine nicht vorhandene Korrelation mit den für marines Milieu typischen Y/Ho-Verhältnissen, lassen darauf schließen, dass die Karbonate nicht durch den Einfluss von Sulfiden verändert wurden. Um eine Beeinträchtigung durch Oxide auszuschließen, vergleichen Wang et al. (2014a) die Cu-Konzentrationen mit den Y/Ho-Verhältnissen. Da die Cu-Konzentrationen der namibischen Karbonate so gering sind, bzw. unterhalb der Nachweisgrenze liegen, wird auf ein Diagramm verzichtet und eine Kontamination durch Oxide wird ausgeschlossen.

7.2.2 Kontamination durch Detritus und Diagenese

Zur Prüfung von Kontamination durch Detritus werden die Elemente Al, Th, Zr und Sc in verschiedenen Korrelationsdiagrammen (Abb. 7.9b-g sowie l und m) aufgetragen. Aufgrund der zum Teil nicht nachweisbaren Sc-Konzentrationen werden in den entsprechenden Abbildungen nicht alle Proben dargestellt. Bei der Gegenüberstellung von Sc [µg/g] gegen Al [µg/g] (Abb. 7.9b) wird ein leichter positiver Trend beobachtet. Es gilt jedoch zu berücksichtigen, dass die meisten Proben in ihren Elementkonzentrationen unterhalb den von Chen et al. (2015) angegebenen Richtwerten liegen. Generell werden bei den Gegenüberstellungen der weiteren Elemente keine klaren Korrelationen beobachtet. In Bezug auf diese Diagramme wird ein detritischer Einfluss vernachlässigt.

Indikatoren zur Kontrolle diagenetischer Einflüsse sind nach Chen et al. (2015) erhöhte Fe-Konzentrationen, während die Y/Ho-Verhältnisse herabgesenkt sein können. Die Fe-Konzentrationen sind in den meisten Proben unterhalb der angegebenen Grenze von 4500 µg/g (Chen et al. (2015)). Lediglich drei Proben (500, 520, 504) zeigen Fe-Konzentrationen oberhalb dieser Richtwerte.

Davon zeigt eine Probe (500) ein Y/Ho-Verhältnis, welches unterhalb 34 dargestellt wird. Abgesehen von dieser Probe werden diagenetische Effekte in diesem Fall ausgeschlossen. Wie schon in Zusammenhang mit der chinesischen Probenserie erläutert wurde, können eine positive Korrelation zwischen den Eu- und den Ce-Anomalien bzw. zwischen den Ce-Anomalien und den Dy_N/Sm_N-Verhältnissen auf eine diagenetische Umwandlung deuten. In den Abbildungen 7.9h-i kann keine eindeutige positive Korrelation beobachten werden, weshalb auch in diesem Fall diagenetische Einflüsse auf die Element-Muster ausgeschlossen werden können.

7.2.3 Eu-Anomalien, Kontaminationsquellen und Messeffekte

In den Abbildungen 7.9j-k werden die Eu-Anomalien gegen die Pr_N/Sm_N- bzw. die Pr_N/Yb_N-Verhältnisse aufgetragen. Für die einzelnen Probenserien hat sich bei der Gegenüberstellung der Eu-Anomalien gegen die Pr_N/Sm_N-Verhältnisse sowie bei dem Vergleich der Eu-Anomalien mit den Pr_N/Sm_N-Verhältnissen eine leicht positive Korrelation entwickelt. Zwei Proben des Mooifontein-SG (501 und 525) und eine Probe der post-Marinoan Karbonate (500) scheinen komplett aus diesen Trends zu fallen. Die für Kontamination anfälligen Eu-Anomalien werden in Abb.7.9l-m gegen die für Detritus typischen Spurenelemente Zr und Th aufgetragen. Auch in diesen Diagrammen entwickeln sich keine positiven Korrelationen, so dass die Eu-Anomalien in diesem Fall nicht durch Detritus verfälscht wurden. Verfälschungen der Eu-Anomalien im Zuge erhöhter Ba-Konzentrationen werden durch eine Auftragung der Eu-Anomalien gegen die Ba/Sm-Verhältnisse bzw. die Ba/Nd-Verhältnisse kontrolliert (Abb. 7.9m-n). Die Ba/Sm- und Ba/Nd-Verhältnisse zeigen keine eindeutigen positiven Korrelationen mit den Eu-Anomalien. Es wird kein eindeutiger Hinweis auf eine Verfälschung durch Ba-Interferenzen erkannt. Nur wenige Proben der post-Marinoan Serie haben Ba/Sm-Verhältnisse >20 entwickelt. Diese Proben (84, 524, 527) sollten mit Vorsicht betrachtet werden.

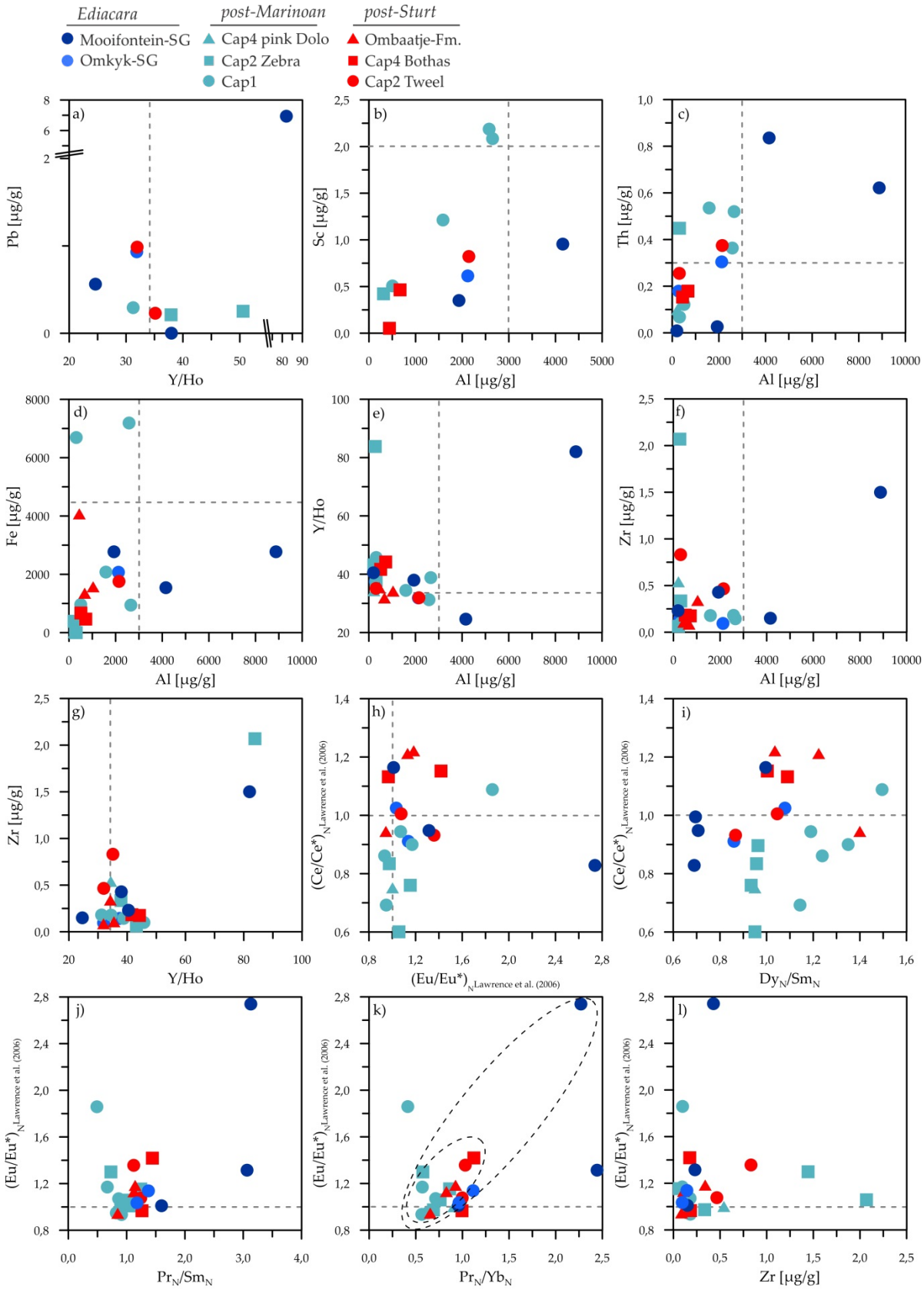
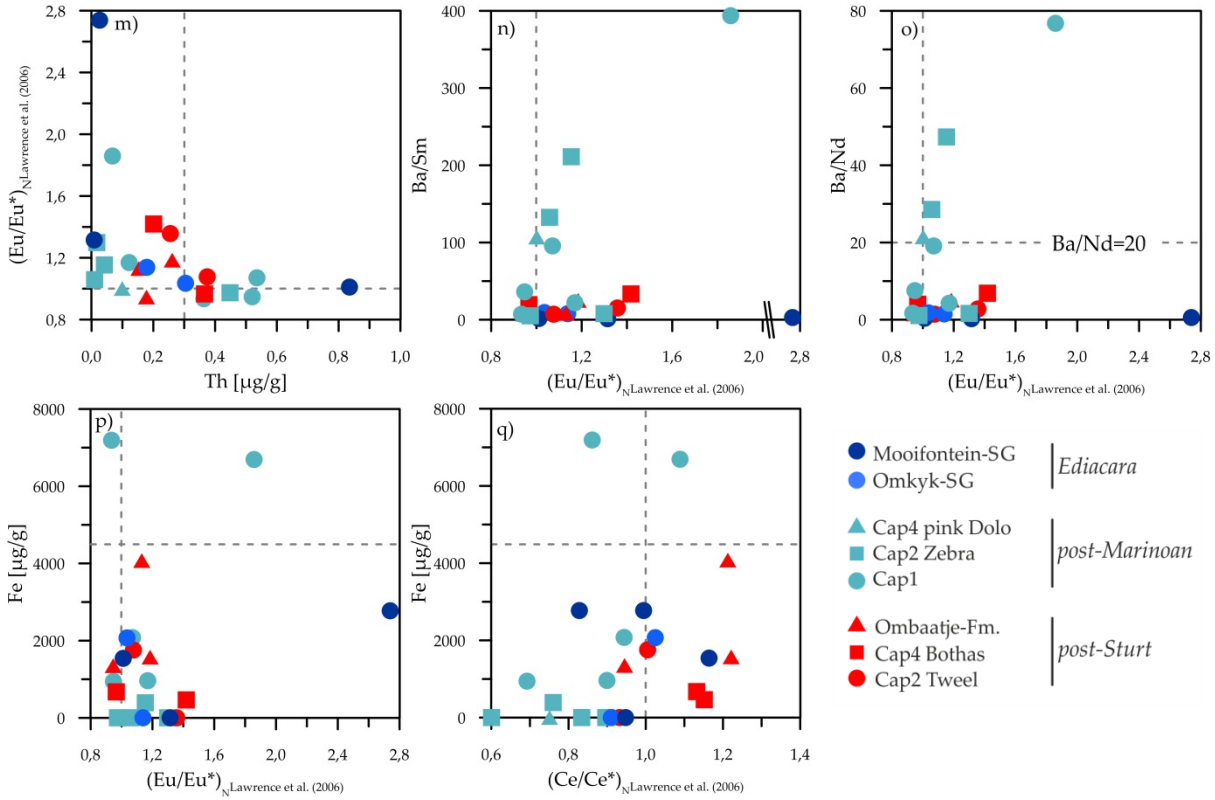


Abbildung 7.9: Korrelationsdiagramme zur Beurteilung der Kontaminationen bzw. der Einflüsse durch Messeffekte für die namibische Probenserie. a) Pb [µg/g] gegen Y/Ho, b) Sc [µg/g] gegen Al [µg/g], c) Th [µg/g] gegen Al [µg/g], d) Fe [µg/g] gegen Al [µg/g], e) Y/Ho gegen Al [µg/g], f) Zr [µg/g] gegen Al [µg/g], g) Zr [µg/g] gegen Y/Ho, h) $(Ce/Ce^*)_N$ gegen $(Eu/Eu^*)_N$, i) $(Ce/Ce^*)_N$ gegen Dy_N/Sm_N, j) $(Eu/Eu^*)_N$ gegen Pr_N/Sm_N, k) $(Eu/Eu^*)_N$ gegen Pr_N/Yb_N, l) $(Eu/Eu^*)_N$ gegen Zr [µg/g], …

Fortsetzung zu Abbildung 7.9: … m) $(Eu/Eu^*)_N$ gegen Th [µg/g], n) Ba/Sm gegen $(Eu/Eu^*)_N$, o) Ba/Nd gegen $(Eu/Eu^*)_N$, p) Fe [µg/g] gegen $(Eu/Eu^*)_N$ und q) Fe [µg/g] gegen $(Ce/Ce^*)_N$. Die grauen gestrichelte Linien markieren Grenzen zwischen positiver und negativer Anomalie sowie Richtwerte (Sc =2,00 µg/g, Al=3000 µg/g, Th=0,300 µg/g und Fe=4500 µg/g; nach Chen et al. (2015)).



Nachdem Verfälschungen der REE+Y-Muster bzw. Element-Konzentrationen durch verschiedene Faktoren ausgeschlossen wurden, sollen in den nachfolgenden Texten der Diskussion auffällige Muster/Anomalien innerhalb der REE+Y betrachtet werden.

7.3 Auffällige Muster und Anomalien innerhalb der REE+Y

7.3.1 Betrachten der Eu-Anomalien – China –

Die Ausprägungen der Eu-Anomalien wurden schon in vorangegangenen Abschnitten (7.1.3) vorgestellt. In der Abbildung 7.10 werden die Eu-Anomalien gegen die Profilhöhen aufgetragen. Neben den Eu-Anomalien der chinesischen Probenserie dieser Studie werden zur Gegenüberstellung Literatur-Daten vergleichbarer Sektionen aus China gezeigt (Huang et al. (2009), Ling et al. (2013), Wang et al. (2014a), Hohl et al. (2015)). Während in Abbildung 7.10a alle Proben der chinesischen Probenserie dargestellt werden, zeigt Abbildung 7.10b nur die Proben, deren Eu-Anomalien als „real“ angesehen werden (vgl. Abschnitt 7.1.3). Des Weiteren sind neben den Eu-Anomalien des rezenten Meerwassers aus verschiedenen Tiefen

(5,00 m bis 2576 m nach Alibo und Nozaki (1999), hellblaue Balken in Abb. 7.10) die Eu-Anomalien weiterer Reservoire in Abbildung 7.10 eingetragen (spätarchaisch-paleoproterozoische EF: dunkelroter Balken nach Bau und Dulski (1996), Frischwasser-Stromatolith: blauer Balken nach Bolhar und Van Kranendonk (2007); hydrothermal überprägter Dolomit: grauer Balken nach Zhang et al. (2014); vgl. Abb. 7.10)). Der Vergleich mit den Literaturdaten (Kreuze in Abb. 7.10) vergleichbarer Sektionen macht deutlich, dass sowohl die Daten dieser Studie (Rauten in Abb. 7.10) als auch die Literaturdaten deutliche Variationen in der Ausprägung der Eu-Anomalien entwickelt haben.

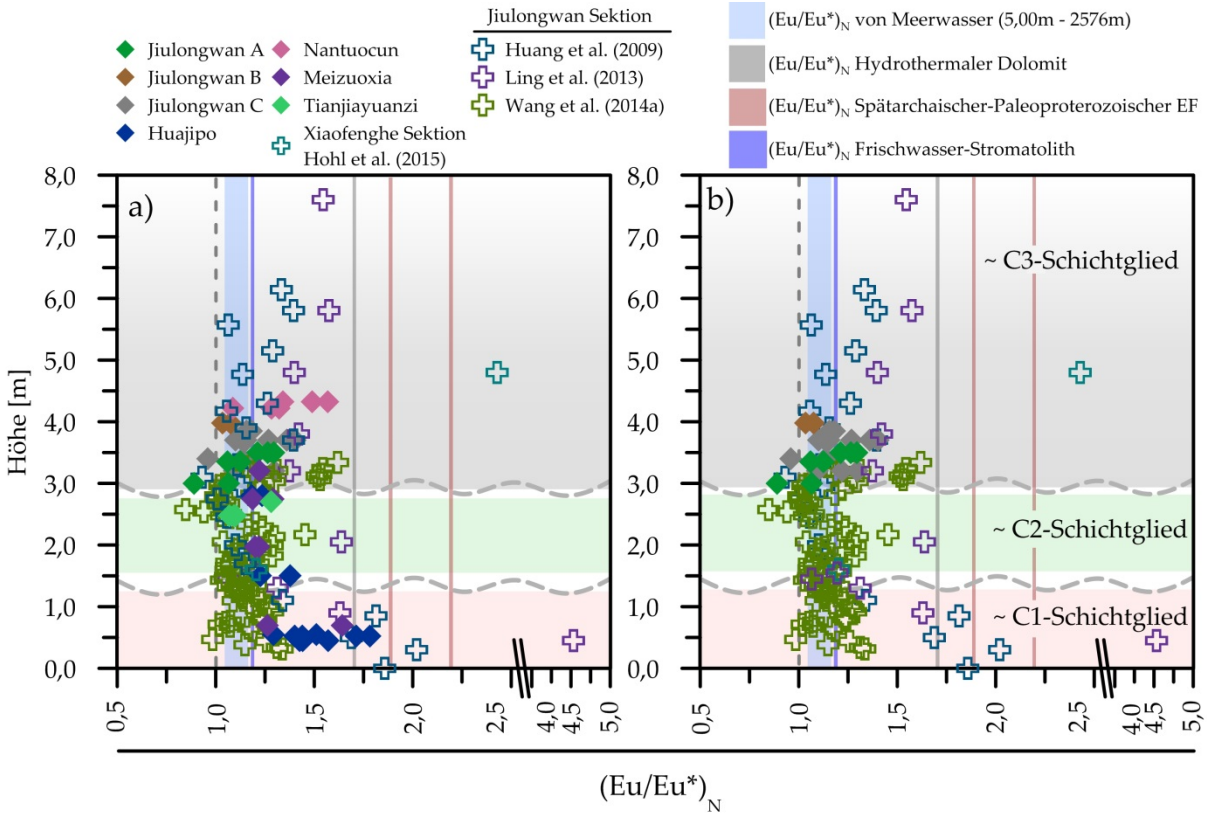


Abbildung 7.10: Korrelationsdiagramme zwischen Profilhöhe [m] und (Eu/Eu*)N. a) für alle Proben der chinesischen Serie und Literaturwerte der Jiulongwan Sektion (Huang et al. (2009), Ling et al. (2013), Wang et al. (2014a)) und Xiaofenghe Sektion (Hohl et al. (2015)) und b) für Proben der chinesischen Serie mit „realen" Eu-Anomalien und Literaturwerten. Die Balken repräsentieren Bereiche der Eu-Anomalien verschiedener Reservoire: rezentes Meerwasser (hellblauer Balken; Alibo und Nozaki (1999)), hydrothermal überprägter Dolomit (grauer Balken; Zhang et al. (2014)), spätarchaische-paleoproterozoische EF (dunkelroter Balken; Bau und Dulski (1996)), Frischwasser-Stromatolith (blauer Balken; Bolhar und Van Kranendonk (2007)). Daten dieser Studie werden durch Rauten repräsentiert, Literaturdaten durch Kreuze. Farblich unterlegte Bereiche und gewellte Linien definieren die ungefähre Lage der Schichtglieder (C1- bis C3) und deren ungefähre Grenzen.

Im Vergleich zu den Daten dieser Studie und denen aus der Literatur, hat das Meerwasser deutlich geringere Variationen in den Eu-Anomalien entwickelt. Nach der Berechnung von Lawrence et al. (2006) schwanken die Eu-Anomalien für die verschiedenen Meerwassertiefen (zwischen 5,00 m und 2576 m) zwischen 1,06 und 1,17 und werden daher in der Literatur als

nicht sehr ausgeprägt beschrieben (z.B. Kamber und Webb (2001), Wang et al. (2014a)). Dabei zeigt sich kein klarer Trend in Bezug auf die Wassertiefe. Ein großer Teil der Proben aus der Jiulongwan Sektion des C3-SG zeigt Eu-Anomalien, die durchaus in dem Bereich des Meerwassers liegen. Jedoch hat ein Teil der Proben deutlich positivere Eu-Anomalien ausgeprägt. Dabei ist auffällig, dass alle Proben der Huajipo Sektion aus dem C1-SG die stärksten Eu-Anomalien zeigen (Abb. 7.10). Von den Proben der zu der Jiulongwan Sektion zählenden Huangniuya Sektion sind keine genauen Höhenangaben vorhanden. Bekannt ist aber, dass die Proben aus dem C1-SG stammen. Wie auch die Proben der Huajipo Sektion (C1-SG) haben die postglazialen Karbonate deutlich erhöhte Eu-Anomalien ausgebildet. Diese schwanken zwischen 1,62 und 2,28 und sind damit zum Teil noch höher als die der Huajipo Sektion. Wie schon im Zusammenhang mit anderen geochemischen Daten wird auch bei den Eu-Anomalien eine Abhängigkeit von der Profilhöhe bzw. von den verschiedenen Schichtgliedern (C1-C3) beobachtet. Neben Huang et al. (2009) veröffentlichen auch Wang et al. (2014a) Daten der drei Schichtglieder (C1-C3) der Cap Karbonate aus der Jiulongwan Sektion. Aufgrund unterschiedlicher geochemischer Signale teilen Wang et al. (2014a) diese Schichtglieder noch einmal in sechs Untergruppen auf (A-F, mit ansteigender Profilhöhe). Bei den Literaturdaten zeigt sich ebenfalls, dass innerhalb der basalen Bereiche der Cap Karbonate (C1-SG) zum Teil stark erhöhte Eu-Anomalien vorkommen (Abb. 7.10). Auch wenn davon ausgegangen wird, dass die Proben der Huajipo Sektion durch Ba-Interferenzen verfälscht sein könnten, zeigt sich, dass die Proben dieser Sektion dem Trend der Literaturdaten entsprechen. Die erhöhten Eu-Anomalien der aus der Huangniuya Sektion stammenden Proben (C1-SG) passen ebenfalls in diesen Trend. Im Gegensatz zu den Proben aus der Huajipo Sektion wird für die Karbonate der Huangniuya Sektion keine Verfälschung der Eu-Anomalien vermutet. Die Variationen innerhalb der unterschiedlichen Schichtglieder werden ebenfalls von Kamber und Webb (2001) beobachtet. Sie betrachten die Variationen als Ergebnis einer schlecht gemischten bzw. einer geschichteten Wassersäule. Diese Entwicklung könnte auch für die Proben dieser Studie gelten. Wie in den Abbildungen 7.10 dargestellt wird, liegen viele der Eu-Anomalien über dem kalkulierten Bereich des Meerwassers. Abgesehen von den Einflüssen, die Detritus, Diagenese oder auch Messeffekte haben können, ist der Hauptgrund für erhöhte Eu-Anomalien mariner Karbonate der Eintrag hydrothermaler Fluide bzw. niedrige Sauerstoffgehalte des Ozeanwassers (z.B. Olivarez und Owen (1991), Kamber und Webb (2001), Huang et al. (2011), Meyer et al. (2012),

Chen et al. (2014), Wang et al. (2014a)). Huang et al. (2011) postulieren hingegen, dass die positiven Eu-Anomalien nicht direkt mit hydrothermalen Quellen zusammenhängen, sondern eher eine Mischung des Ozeanwassers repräsentieren könnten. In den rezenten Ozeanen wird die Zusammensetzung des Wassers nicht durch REE+Y-Muster der hydrothermalen Quellen beeinflusst, da diese dem Ozeanwasser durch ausgefällte Hydroxide entzogen werden. Huang et al. ((2011), und darin enthaltene Zitate) beschreiben, dass der Sauerstoffgehalt des früheren Ozeanwassers sehr niedrig war. In Kombination mit einem geringen Eintrag an Sulfaten aus Flusswässern kommt es zu anoxischen Bedingungen und niedrigen Gehalten an Schwefelwasserstoff (H_2S) in den Tiefenwässern. Dadurch bleiben wiederum Mn^{2+} und Fe^{2+} in Lösung, wodurch dem Ozeanwasser weniger REE+Y entzogen werden. Diese Muster spiegeln sich dann in den marinen Karbonaten der vergangenen Ozeane wider. So können positive Eu-Anomalien auch ein indirekter Anzeiger für anoxische Bedingungen bzw. niedrigere Sauerstoffgehalte im Ozeanwasser sein. Slack et al. (2007) beschreiben in Verbindung mit positiven Eu-Anomalien erhöhte Einträge von Eu^{2+} aus hochtemperierten Fluiden, die aus Milieus mit reduzierenden Bedingungen stammen. Meyer et al. (2012) vermuten einen Austausch von Fluiden, die reduziertes Eu^{2+} von MOR Basalten aufgenommen haben. So könnte das Ozeanwasser auch durch aufsteigende Tiefenwässer aus aktiven Riftzonen und durch hydrothermale Aktivitäten beeinflusst worden sein. Dieser Einfluss könnte je nach Sauerstoffgehalt verstärkt bzw. abgeschwächt werden. Die erhöhten Eu-Anomalien können demnach auf niedrige Sauerstoffgehalte im Ozeanwasser deuten, welche den Einfluss hydrothermaler Fluide zeigen. Neben hydrothermalen Fluiden und Sauerstoffgehalten sehen Wang et al. (2014a) eine weitere Möglichkeit für erhöhte Eu-Anomalien im Eintrag von magmatischen Mineralen wie Feldspäten. In diesem Fall könnten die erhöhten Eu-Anomalien auf erhöhte Verwitterungsraten deuten (auch z.B. Kamber et al. (2005)). Diese Möglichkeit wird zum Beispiel durch höhere Ba-Konzentrationen in den C1-SG untermauert. Die Probe der Beidoushan Sektion sowie die drei Ediacara Karbonate der Wuhe-Yanjiahe Sektion liegen mit leicht positiven Eu-Anomalien im Bereich des rezenten Meerwassers.

7.3.2 Betrachten der Eu-Anomalien – Namibia –

Abbildung 7.11 zeigt die Ausprägung der Eu-Anomalien für die verschiedenen stratigrafischen Einheiten der namibischen Probenserien. Auf die Darstellung einer Probe (521) aus der Ediacara-Serie wird verzichtet, da für sie eine unrealistische Eu-Anomalie von 71,5 kalkuliert wurde. Außerdem werden die Bereiche der Eu-Anomalien verschiedener Reservoire in Form von Balken dargestellt (spätarchaisch-paleoproterozoische EF: dunkelroter Balken nach Bau und Dulski (1996); Meerwasser aus verschiedene Tiefen: 5,00 m bis 2576 m, hellblauer Balken nach Alibo und Nozaki (1999); Frischwasser-Stromatolith: blauer Balken nach Bolhar und Van Kranendonk (2007); hydrothermal überprägter Dolomit: grauer Balken nach Zhang et al. (2014)).

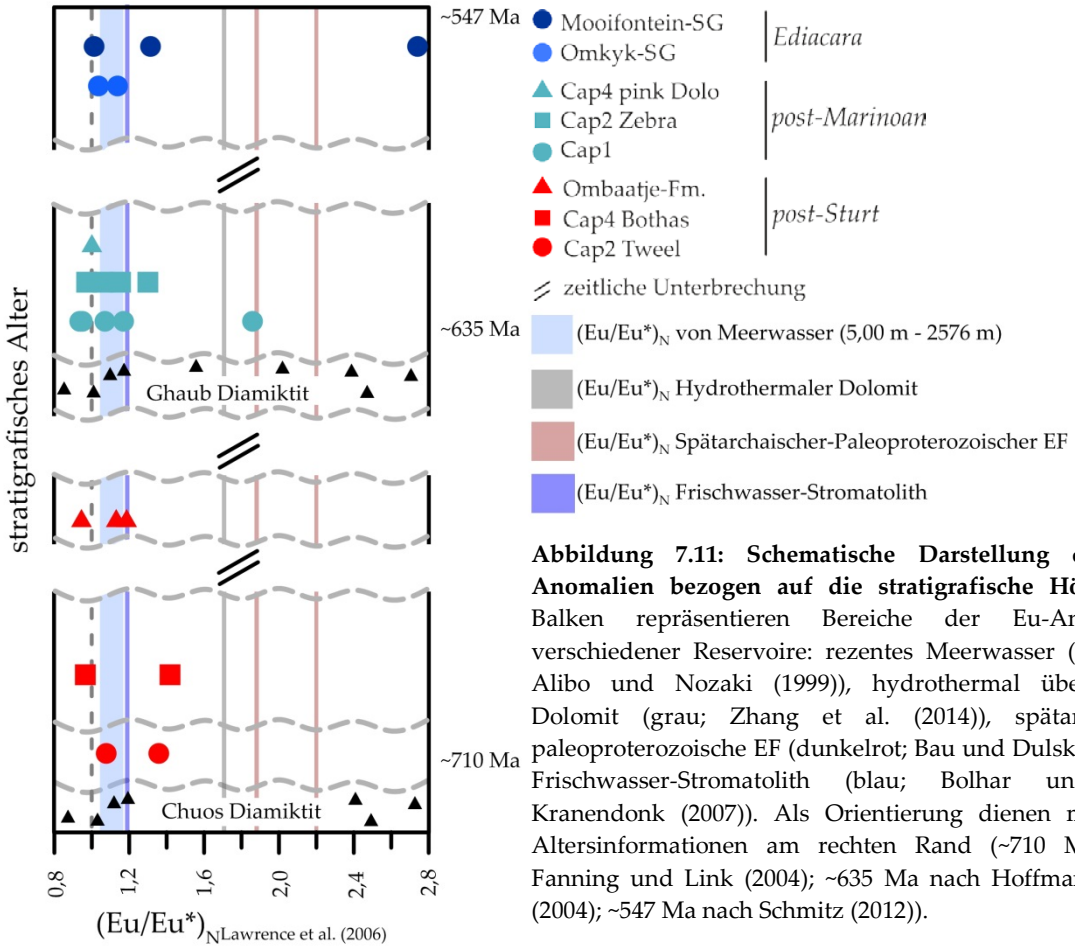


Abbildung 7.11: Schematische Darstellung der Eu-Anomalien bezogen auf die stratigrafische Höhe. Die Balken repräsentieren Bereiche der Eu-Anomalien verschiedener Reservoire: rezentes Meerwasser (hellblau; Alibo und Nozaki (1999)), hydrothermal überprägter Dolomit (grau; Zhang et al. (2014)), spätarchaisch-paleoproterozoische EF (dunkelrot; Bau und Dulski (1996)), Frischwasser-Stromatolith (blau; Bolhar und Van Kranendonk (2007)). Als Orientierung dienen markante Altersinformationen am rechten Rand (~710 Ma nach Fanning und Link (2004); ~635 Ma nach Hoffmann et al. (2004); ~547 Ma nach Schmitz (2012)).

Um einen Vergleich der Daten dieser Studie mit Daten postglazialer Karbonate aus der Literatur durchzuführen, werden die Daten aufgrund fehlender Höhenangaben in einem Histogramm (Abb. 7.12) dargestellt. Die Literaturdaten stammen von postglazialen Karbonaten der Marinoan-Eiszeit (Keilberg-SG/Maieberg-Fm. in grün, Frimmel (2009)),

der Sturt-Eiszeit (Pocatello-Fm./Idaho in pink, Meyer et al. (2012)) sowie von einem hydrothermal überprägten Dolomit (grau, Zhang et al. (2014)), spätarchaischen-paleoproterozoischen EF (in dunkelrot, Bau und Dulski (1996)), und von rezentem Meerwasser aus 5,00 m und 2576 m Tiefe (hellblau, Alibo und Nozaki (1999)). Die Ausprägungen der Eu-Anomalien der postglazialen Karbonate dieser Studie liegen alle in einem ähnlichen Bereich. Neben der bereits erwähnten Probe (521) mit einer unrealistisch hohen Eu-Anomalie zeigen zwei weitere Proben erhöhte Eu-Anomalien (500, 525). Für diese beiden Proben wurde jedoch schon in einem vorangegangenen Abschnitt vermutet, dass die Eu-Anomalien vermutlich durch Diagenese verändert wurden. Der Vergleich mit den Eu-Anomalien des rezenten Meerwassers zeigt, dass einige Proben in diesem Bereich dargestellt werden (Abb. 7.11). Wenige Proben liegen über diesem Bereich. Auffällig ist, dass auch wenige Proben im Gegensatz zu der chinesischen Probenserie negative Eu-Anomalie ausgebildet haben. Sowohl in Abbildung 7.11 als auch in Abbildung 7.12a kann beobachtet werden, dass sich die Ediacara Probenserien leicht unterscheiden, da die Proben des Omkyk-SG mit moderat positiven Eu-Anomalien eher im Bereich des rezenten Meerwassers liegen, während die Proben aus dem Mooifontein-SG etwas deutlicher variieren.

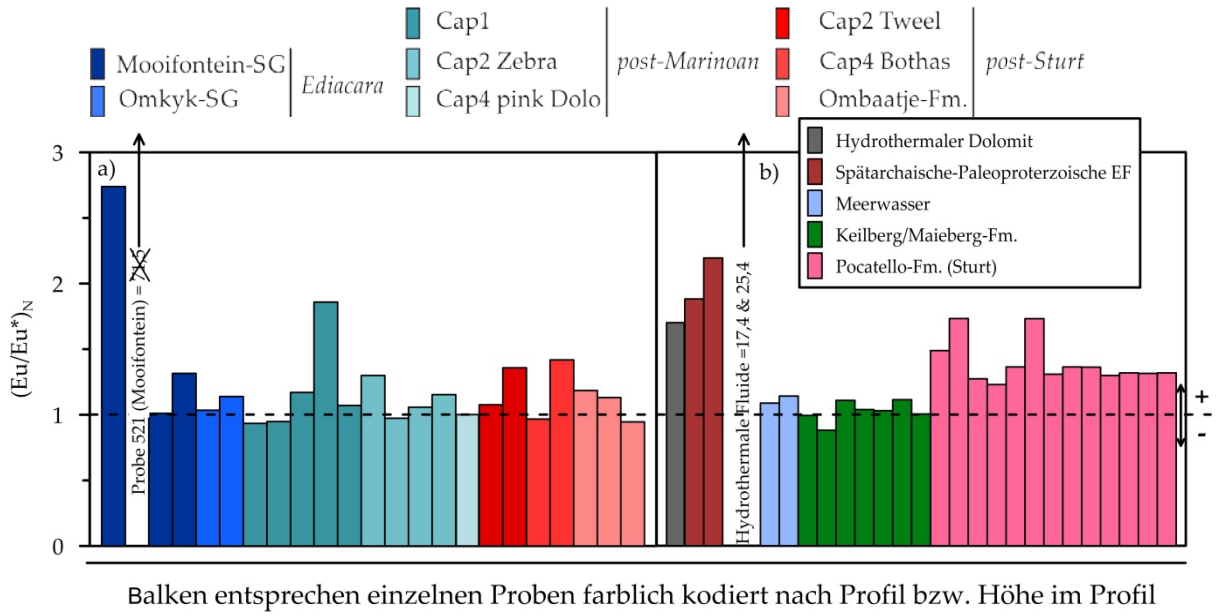


Abbildung 7.12: Histogramm zur Ausprägung der Eu-Anomalien. a) Probenserien aus Namibia und b) Literaturdaten zum Vergleich: hydrothermal überprägter Dolomit (Zhang et al. (2014), grauer Balken), spätarchaisch-paleoproterozoische EF (Bau und Dulski (1996), dunkelrote Balken), ohne Balken: Werte für hydrothermale Fluide (Bau und Dulski (1999); Meerwasser aus 49,0 m und 2500 m Wassertiefe (Alibo und Nozaki (1999), hellblaue Balken), post-Marinoan Karbonate der Keilberg-SG/Maieberg-Fm. (Frimmel (2009), grüne Balken), post-Sturt Karbonate der Pocatello-Fm. (Meyer et al. (2012), pinke Balken).

Die Proben mit den erhöhten Eu-Anomalien stammen beide aus einem Hilfsträger bzw. aus gering voneinander abweichenden Profilhöhen (wenige Zentimeter), während die Proben mit den meerwasserähnlichen Eu-Mustern aus einem anderen Hilfsträger erbohrt wurden. So könnte die Schicht mit den erhöhten Eu-Anomalien auf den Einfluss von sauerstoffarmem Wasser deuten, welches das Muster von hydrothermalen Fluiden angenommen hat (vgl. Abschnitt 7.3.1). Innerhalb der post-Marinoan Karbonate werden ebenfalls Schwankungen beobachtet. Zwei Proben ((87) Cap 1, turbiditischer Mikrit; (529) Cap 2, Zebra Dolomit) deuten mit höheren Eu-Anomalien als die des Meerwassers auf hydrothermalen Einfluss bzw. niedrige Sauerstoffgehalte. Diese Variationen treten hauptsächlich in den Lagen der turbiditischen Mikrite auf (Cap 1, vgl. Abb. 7.11 und Abb. 7.12) und passen zu dem heterogenen Erscheinungsbild dieser Gesteine (vgl. Abschnitt 3.2.2 oder Anhang A). Der Rest der post-Marinoan Probenserie variiert zwischen schwach negativ bis leicht positiven Werten ähnlich wie sie für rezentes Meerwasser sind. Bis auf die beiden post-Marinoan Proben mit den erhöhten Eu-Anomalien, ähneln die Muster denen der Proben von Frimmel (2009), der ebenfalls Proben aus dem post-Marinoan Maieberg- bzw. Keilberg-SG entnommen hat (Abb. 7.12a-b). Frimmel (2009) gibt im Zusammenhang mit ausgeprägten negativen Eu-Anomalien in der Probenserie einen Hinweis auf Ablagerungsmilieus, welche reich an Fe-Oxiden sind. Da die Ausprägung der negativen Eu-Anomalien sowie die Fe-Konzentrationen in der Probenserie dieser Studie eher gering sind, wird jedoch kein Hinweis auf ein Ablagerungsmilieu gesehen, welches reich an Fe-Oxiden ist. Die post-Sturt Karbonate der Rasthof-Fm. variieren zwischen schwach negativen bis hauptsächlich positiven Eu-Anomalien, die zum größten Teil im Bereich des Meerwassers liegen (Abb. 7.11 und Abb. 7.12a-b). Die ausgeprägten Eu-Anomalien könnten ebenfalls aus einer Kombination aus sauerstoffärmeren Wässern und REE+Y-Mustern aus hydrothermalen Fluiden sein. Meyer et al. (2012) berechnen für die post-Sturt Karbonate positive Eu-Anomalien. Im Vergleich zu den post-Sturt Karbonaten dieser Studie sind sie deutlicher ausgeprägt und zeigen geringere Variationen (vgl. Abb. 7.12). Auch Meyer et al. (2012) vermuten in diesem Zusammenhang Einflüsse von hydrothermalen Fluiden, welche durch auftreibende Tiefenwässer in die oberen Wasserschichten transportiert wurden. Die drei post-Sturt Karbonate der kurz vor der Marinoan-Vereisung abgelagerten Ombaatje-Fm. verhalten sich in der Ausprägung der Eu-Anomalien ähnlich wie die post-Sturt oder auch post-Marinoan Karbonate.

Die Variationen, wie sie schon innerhalb der verschiedenen Probenserien beobachtet wurden, können ein Resultat der heterogenen Zusammensetzung des Meerwassers sein.

7.3.3 Eu-Anomalien – ein Vergleich –

Sowohl in der chinesischen Probenserie als auch in der namibischen Probenserie gibt es mit positiven Eu-Anomalien deutliche Hinweise auf sauerstoffarme Wässer, die durch hydrothermale Fluide beeinflusst wurden. Die chinesischen Proben haben zum Teil deutlich positivere Eu-Anomalien ausgebildet, während die post-Marinoan Karbonate aus Namibia weniger deutlich ausgeprägte und zum Teil leicht negative Anomalien entwickelt haben. Dies könnte einen Hinweis darauf geben, dass die entsprechenden Proben aus China in erhöhtem Maße durch sauerstoffarme Wässer beeinflusst waren. Eine ähnliche Beobachtung wird auch für die post-Sturt Karbonate aus Namibia gemacht. Die Ediacara Karbonate aus dem Mooifontein-SG unterscheiden sich in der Ausbildung der Eu-Anomalien von denen des Omkyk-SG. Dies könnte darauf zurückzuführen sein, dass die etwas älteren Gesteine des Omkyk-in einem anderen Milieu abgelagert wurden. Eine Begründung könnte in der Trennung der beiden Ablagerungsbecken durch den Osis-Rücken liegen (vgl. 4. Kap.). Die meerwasserähnlichen Trends der Karbonate aus dem Omkyk-SG passen zu den Ediacara Karbonaten aus der Wuhe-Yanjiahe Sektion (China). Da die Eu-Anomalien generell keine deutliche Systematik zeigen und sie sich nicht global miteinander vergleichen lassen, sind sie allein nicht dazu geeignet eine Aussage über eine globale Vergleichbarkeit der postglazialen Karbonate zu treffen.

7.3.4 Ce-Anomalien – Art der Berechnung –

Da die Ce-Anomalien gegen die Dy_N/Sm_N-Verhältnisse keine positive Korrelation zeigen, kann der Einfluss diagenetischer Fluide auf die Muster der Ce-Anomalien ausgeschlossen werden (Shields und Stille (2001); Abb. 7.3b für die chinesische Probenserie; Abb. 7.9i für die Probenserie aus Namibia). Nachdem in Abschnitt 7.1 ebenfalls ausgeschlossen wurde, dass die Ce-Anomalien durch Detritus verfälscht wurden, gilt es vor einem Diskussionsansatz die Art der Berechnung der Ce-Anomalien näher zu betrachten und festzulegen. Wie schon im methodischen Teil (5. Kap) erläutert wurde, gibt es verschiedene Möglichkeiten für die Berechnung. Im Folgenden werden zwei dieser Methoden vorgestellt. Ob eine Ce-Anomalie positiv oder negativ ausfällt, kann schon je nach Art der Berechnung variieren und muss

nicht ausschließlich mit der Zusammensetzung des ursprünglichen Ablagerungsmilieus zu tun haben bzw. die Interpretation kann verfälscht werden. Im folgenden Abschnitt werden die Berechnungen nach Bau und Dulski (1996) und Lawrence et al. (2006) verglichen. Nachfolgend wird erläutert, weshalb im Rahmen dieser Arbeit Ergebnisse nach der Berechnung von Lawrence et al. (2006) berücksichtigt werden. Um den Vergleich der Ce-Anomalien übersichtlich zu gestalten, werden die nach der Berechnung von Lawrence et al. (2006) kalkulierten Ce-Anomalien in den Abschnitten 7.3.4.1 bis 7.3.4.3 mit einem tiefgestellten $_{L}$ und die Ce-Anomalien nach Bau und Dulski (1996) mit tiefgestellten $_{BD}$ markiert.

7.3.4.1 China

Abbildung 7.13 stellt die Diskriminierung der Ce-Anomalien für die chinesische Probenserie nach Bau und Dulski (1996) dar, während in Abbildung 7.14 die Ergebnisse der Berechnung der Ce-Anomalien nach Lawrence et al. (2006) gezeigt werden.

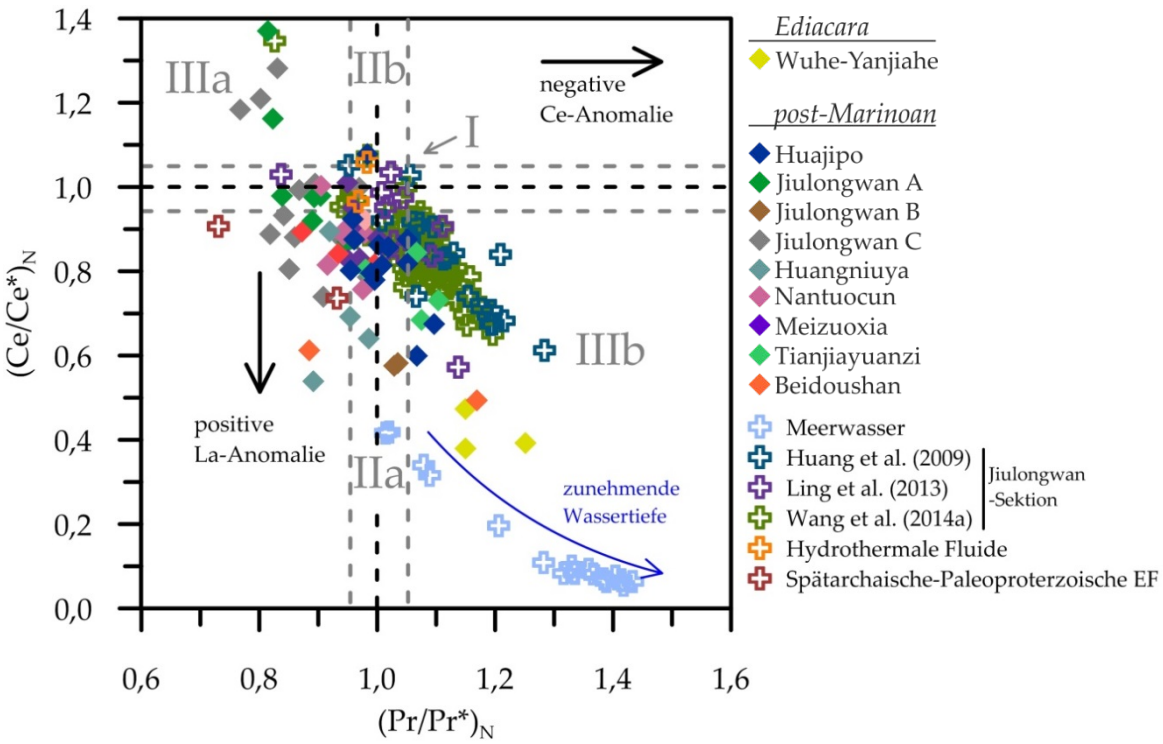


Abbildung 7.13: Diskriminierung der Ce-Anomalien$_{BD}$ der chinesischen Probenserie und von Vergleichsreservoiren. Proben aus dieser Studie sind durch Rauten markiert, Literaturdaten durch Kreuze: Meerwasser nach Alibo und Nozaki ((1999); in hellblau), spätarchaische-paleoproterozoische EF nach Bau und Dulski ((1996); in dunkelrot), hydrothermale Fluide nach Bau und Dulski ((1999); in orange); Literaturdaten für die Jiulongwan Sektion nach Huang et al. ((2009); in dunkelblau), Ling et al. ((2013); in violett) und Wang et al. ((2014a); in grün). Felder I, IIa, IIb, IIIa und IIIb nach Bau und Dulski (1996). I: weder La- noch Ce-Anomalie; IIa: positive La-Anomalie aber keine Ce-Anomalie; IIb: negative La-Anomalie aber keine Ce-Anomalie; IIIa: positive Ce-Anomalie; IIIb: negative Ce-Anomalie.

Vor einer Beurteilung der Ce-Anomalien$_{BD}$ müssen diese gegen die Praseodym (Pr)-Anomalien aufgetragen werden. Erst anhand des Diagramms (Abb. 7.13) kann beurteilt werden, ob es sich um positive oder negative Ce-Anomalien$_{BD}$ handelt. Zum Vergleich sind in den Abbildungen die Ce-Anomalien von verschiedenen Vergleichsreservoiren sowie von Literaturwerten für die Jiulongwan Sektion dargestellt. Je nach Art der Berechnung zeigen sich deutlich negative Ce-Anomalien für Meerwasser von $(Ce/Ce^*)_{NBD}$=0,416 (5,00 m) bis $(Ce/Ce^*)_{NBD}$=0,0550 (2576 m) und $(Ce/Ce^*)_{NL}$=0,719 (5,00 m) bis $(Ce/Ce^*)_{NL}$=0,100 (2576 m). Die Ce-Anomalien der chinesischen Probenserie zeigen nach der Kalkulation von Bau und Dulski (1996) zwei unterschiedliche Trends (Abb. 7.13). Zum einen die Proben, die im Feld IIa dargestellt werden. Diese Proben haben eine positive La-Anomalie aber keine Ce-Anomalie entwickelt. Dazu zählen die meisten Proben der Huajipo, JiulongwanB, Nantuocun und Meizuoxia Sektion. Zum anderen liegt eine Gruppe bei der Berechnung der Ce-Anomalien$_{BD}$ unterhalb einem Wert von 1, mit der Tendenz zu negativen Ce-Anomalien. Es gilt dabei zu beachten, dass sie nach der Nomenklatur von Bau und Dulski (1996) in einem nicht benannten Feld dargestellt werden, welches eher die Tendenz zu erhöhten La-Anomalien zeigt. Dies deutet darauf hin, dass die negativen Ce-Anomalien ebenfalls durch positive La-Anomalien erzeugt werden (Abb. 7.13). Wenige Proben der JiulongwanA- und C Sektion haben nach der Einteilung von Bau und Dulski (1996) eine positive Ce-Anomalie. Tatsächliche negative Ce-Anomalien$_{BD}$, wie sie typisch für Meerwasser sind, werden nur bei wenigen Proben der Tianjiayuanzi, Huajipo, Beidoushan sowie der Wuhe-Yanjiahe Sektion beobachtet. Die Proben der Wuhe-Yanjiahe Sektion sowie eine Probe der Beidoushan Sektion sind die einzigen Proben, die eine eindeutige Tendenz zu rezentem Meerwasser entwickelt haben (vgl. Abb. 7.13). Auch nach der Berechnung von Lawrence et al. (2006) werden für wenige post-Marinoan Karbonate der chinesischen Probenserie für Meerwasser typische Ce-Anomalien$_{L}$ berechnet. Die Proben der Sektionen JiulongwanA und C, Nantuocun und Meizuoxia entwickeln hauptsächlich leichte bis deutlich positive Ce-Anomalien$_{L}$ (Abb. 7.14), während die Proben der Huajipo Sektion zwischen keinen bis leicht negativen Ce-Anomalien$_{L}$ schwanken. Nur für wenige Sektionen bzw. Proben werden eindeutig negative Ce-Anomalien$_{L}$ kalkuliert (wenige Proben der Huajipo, JiulongwanB, Tianjiayuanzi, Beidoushan sowie Wuhe-Yanjiahe Sektion). Davon zeigen einzig die Proben der JiulongwanB, eine Probe der Beidoushan Sektion sowie die Ediacara Karbonate der Wuhe-Yanjiahe Sektion Werte wie sie für rezentes Meerwasser typisch sind.

Wie auch schon nach der Berechnung nach Bau und Dulski (1996) unterscheiden sich die beiden Proben aus der Beidoushan Sektion extrem, obwohl sie aus einem Handstück entnommen wurden (Abb. 7.14a).

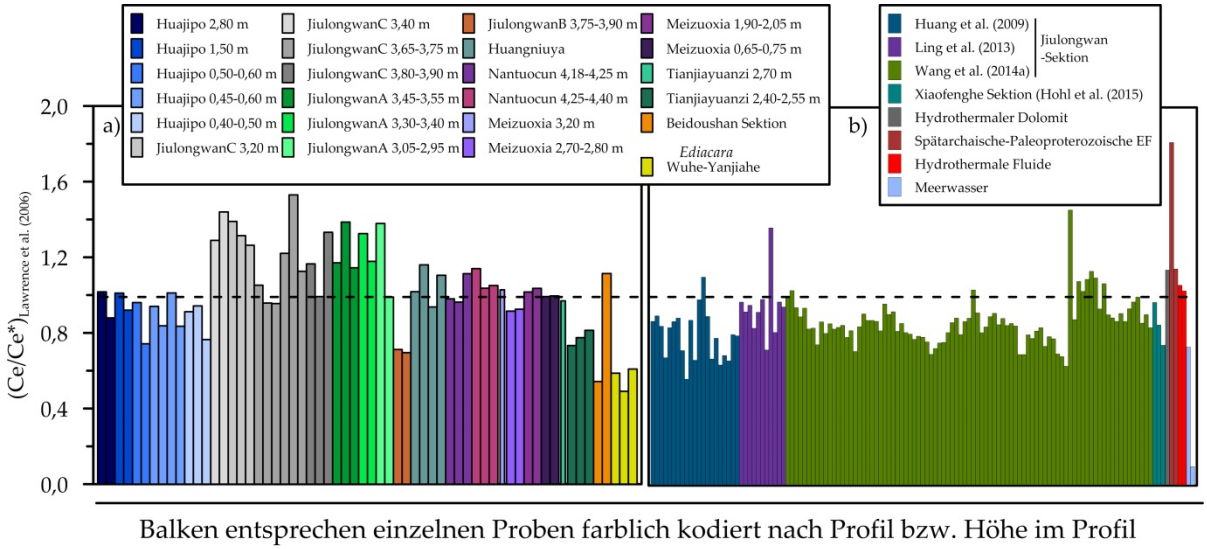


Abbildung 7.14: Gegenüberstellung der Ce-Anomalien$_L$ der chinesischen Probenserie und von Vergleichsreservoiren. a) Proben dieser Studie, b) Literaturdaten (Jiulongwan Sektion: Huang et al. (2009) in blau; Ling et al. (2013) in violett und Wang et al. (2014a) in grün; Xiaofenghe Sektion (Hohl et al. (2015) in türkis); hydrothermal überprägter Dolomit (Zhang et al. (2014) in grau); hydrothermale Fluide (Bau und Dulski (1999) in rot); Meerwasser (Alibo und Nozaki (1999) 49,0 m und 2500 m Wassertiefe, in hellblau).

7.3.4.2 Namibia

Die Beurteilung der Ce-Anomalien für die Proben aus Namibia erfolgt ähnlich wie für die Probenserie aus China. Nach Bau und Dulski (1996) zeigen lediglich drei Proben der postglazialen Karbonate der Sturt-Eiszeit und eine der Marinoan-Eiszeit deutlich negative Ce-Anomalien$_{BD}$ (vgl. Abb. 7.15). Die anderen beiden Proben werden durch erhöhte La-Anomalien erzeugt. Bei den anderen Karbonaten liegen hauptsächlich positive La-Anomalien und keine Ce-Anomalien$_{BD}$ vor. Wie auch wenige Proben der JiulongwanA und C Sektion werden wenige Proben (post-Marinoan und Ediacara) auch in dem Feld mit eindeutig positiven Ce-Anomalien$_{BD}$ dargestellt (Abb. 7.15). Keine der namibischen Proben wird in dem Bereich von rezentem Meerwasser dargestellt. Die in das Diagramm eingefügten Literaturdaten zeigen ähnliche Trends (vgl. Abb. 7.15). Der Hauptteil der Daten der Keilberg-SG/Maieberg-Fm. (Frimmel (2009)) hat nach der Nomenklatur von Bau und Dulski (1996) weder Ce- noch La-Anomalien entwickelt. Die Daten zeigen aber Tendenzen zu positiven La-Anomalien. Einige der post-Sturt Karbonate der Pocatello-Fm.

(Idaho, Meyer et al. (2012)) werden in dem nicht benannten Feld dargestellt, welches eher Tendenzen zu positiven La-Anomalien andeutet (vgl. Abb. 7.15).

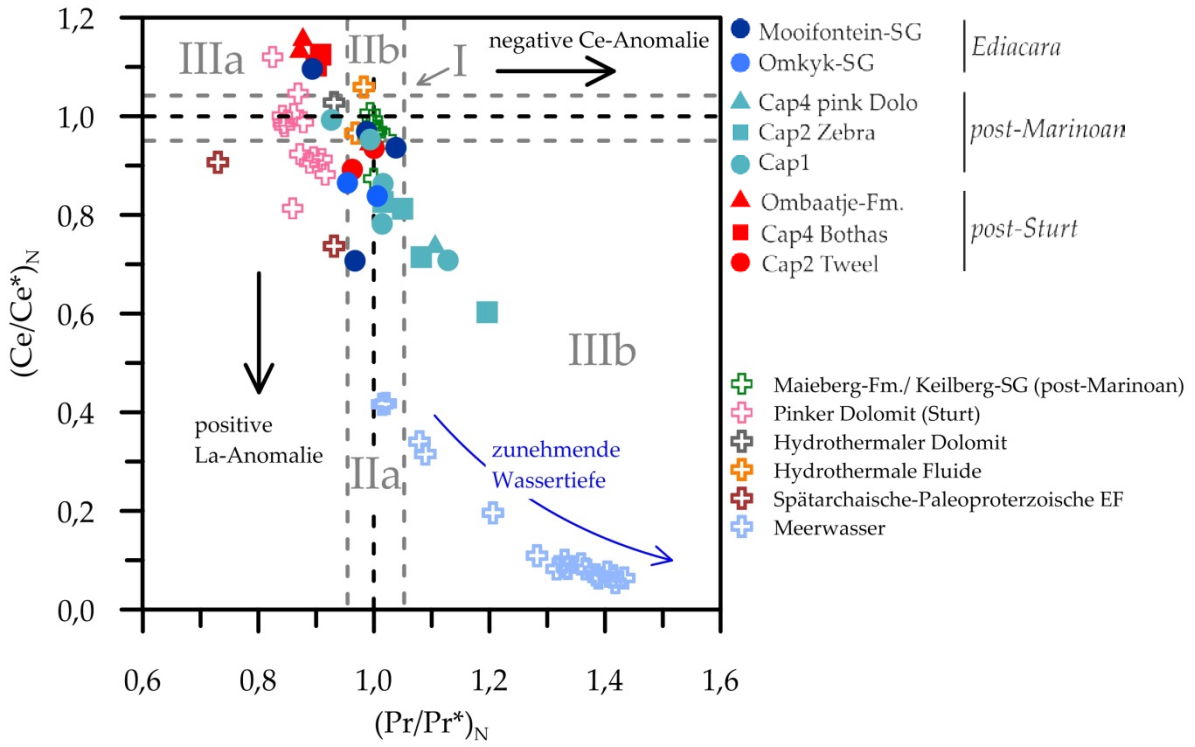


Abbildung 7.15: Diskriminierung der Ce-Anomalien$_{BD}$ der namibischen Probenserie und von Vergleichsreservoiren. Literaturwerte werden durch Kreuze markiert: Daten für Meerwasser nach Alibo und Nozaki ((1999), hellblau), Daten für spätarchaische-paleoproterozoische EF nach Bau und Dulski ((1996), dunkelrot), Daten des Keilberg-SG/Maieberg-Fm. nach Frimmel ((2009), grün), Daten der post-Sturt-Karbonate aus der Pocatello-Fm. in Idaho nach Meyer et al. ((2012), pink). Felder I, IIa, IIb, IIIa und IIIb nach Bau und Dulski (1996): I: weder La- noch Ce-Anomalie; IIa: positive La-Anomalie aber keine Ce-Anomalie; IIb: negative La-Anomalie aber keine Ce-Anomalie; IIIa: positive Ce-Anomalie; IIIb: negative Ce-Anomalie.

In diesem Fall sind die negativen Ce-Anomalien$_{BD}$ eher auf den Einfluss der positiven La-Anomalien zurückzuführen. Auch in den Literaturdaten der postglazialen Ablagerungen wird kein Trend ähnlich dem des rezenten Meerwassers beobachtet. Nach der Berechnung von Lawrence et al. (2006) hat in der Ediacara-Serie nur eine Probe eine deutlich negative Ce-Anomalie$_{L}$ entwickelt. Der Hauptteil der anderen Karbonate schwankt im Bereich von leicht negativen Ce-Anomalien$_{L}$. Wie auch nach der Berechnung von Bau und Dulski (1996) lässt ein Karbonat aus der Ediacara-Serie eine deutlich positive Ce-Anomalie$_{L}$ erkennen. Die post-Marinoan Proben zeigen im Gegensatz zu der Berechnung nach Bau und Dulski (1996) mit Ausnahme von einer Probe leichte bis deutliche Ce-Anomalien$_{L}$. Innerhalb der post-Sturt Karbonate werden nach der Formel von Lawrence et al. (2006) nur zwei Proben mit einer leicht negativen Ce-Anomalie$_{L}$ beobachtet. (vgl. Abb. 7.16).

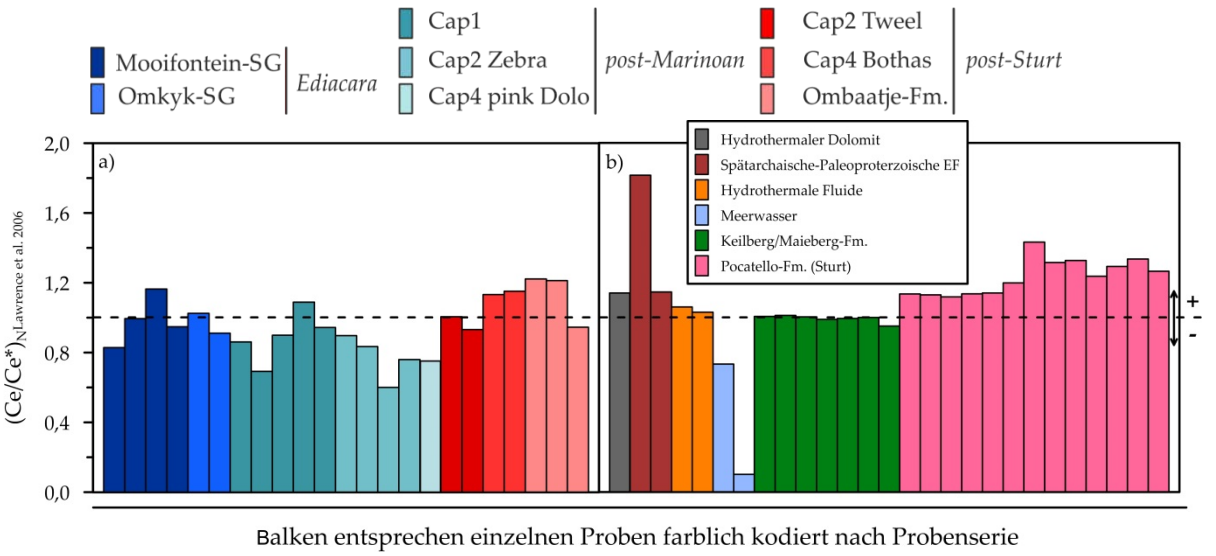


Abbildung 7.16: Gegenüberstellung der Ce-Anomalien$_L$ der namibischen Probenserie und von Vergleichsreservoiren. a) Namibia und b) Literaturdaten für hydrothermalen Dolomit (Zhang et al. (2014), grauer Balken)); spätarchaische-paleoproterozoische EF (Bau und Dulski (1996), dunkelrote Balken); hydrothermale Fluide (Bau und Dulski (1999), orangene Balken)); Meerwasser (für 49,0 m und 2500 m Wassertiefe, Alibo und Nozaki (1999), hellblaue Balken)); Keilberg-SG/Maieberg-Fm. (Frimmel (2009), grüne Balken); Pocatello-Fm. aus Idaho (Meyer et al. (2012), pinke Balken).

7.3.4.3 Auswahl der Berechnung für die Ce-Anomalien

Die Abbildung 7.17 zeigt einen Vergleich zwischen den Ce-Anomalien$_L$ der chinesischen und namibischen Probenserien in Form eines Histogramms. Zusätzlich werden die negativen Ce-Anomalien nach der Diskriminierung von Bau und Dulski (1996) durch schwarze Punkte mit grüner Umrandung an den entsprechenden Proben markiert. Des Weiteren werden die negativen Ce-Anomalien$_L$, welche nach Bau und Dulski (1996) nicht als solche diskriminiert wurden, durch schwarze Pfeile sowie der roten Beschriftung „≠B&D“ gekennzeichnet. Innerhalb der chinesischen Probenserie weichen die Ce-Anomalien$_{BD}$ um 22,2 % (Minimum=2,47 % (550); Maximum=57,0 % (554)) von den Ce-Anomalien$_L$ ab. In der Probenserie aus Namibia wird für die Abweichung der Ce-Anomalien$_{BD}$ von den Ce-Anomalien$_L$ ein Mittelwert von 11,7 %, eine minimale Abweichung von 4,79 % (85) und eine maximale Abweichung von 34,0 % (521) berechnet. Dabei ist es schwierig von tatsächlichen Abweichungen zu sprechen, da die berechneten Ce-Anomalien nach Bau und Dulski (1996) keine realen Ce-Anomalien darstellen, sondern erst nach der Diskriminierung gegen eine extra berechnete Pr-Anomalie in einem Diagramm (z.B. Abb. 7.13 und 7.15) als tatsächliche Ce-Anomalien oder nur durch positive La-Anomalien erzeugte Ce-Anomalien diskriminiert werden. Wenn davon abgesehen wird, dass ein extra Diagramm und eine weitere Berechnung (Pr-Anomalie) erforderlich sind, um tatsächliche Ce-Anomalien$_{BD}$ zu benennen,

ist es nicht möglich einen genauen Wert für eine Ce-Anomalie nach der Berechnung von Bau und Dulski (1996) zu erhalten. Dies macht es schwierig die Daten mit anderen Daten (zum Beispiel aus der Literatur) zu vergleichen oder zu beurteilen wie stark eine Anomalie ausgebildet ist. Die Abbildung 7.17a zeigt, dass es auch innerhalb der chinesischen Probenserie Übereinstimmungen zwischen der Diskriminierung von Bau und Dulski (1996) und der Berechnung nach Lawrence et al. (2006) gibt. Dennoch unterscheiden sich einige Proben eindeutig (vgl. Abb. 7.17).

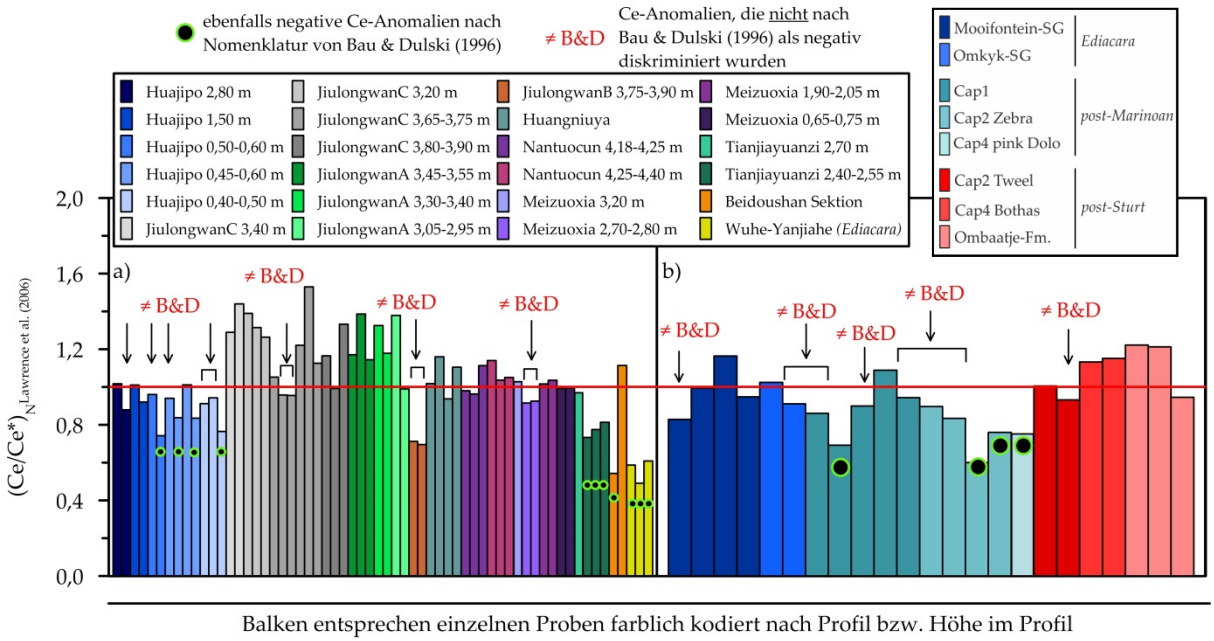


Abbildung 7.17: Vergleich der Ce-Anomalien$_L$ der aller Probenserien. a) Für die chinesischen Karbonate und b) für die namibischen Karbonate. Zusätzlich wird die Ausprägung der Ce-Anomalien$_{BD}$ dargestellt (markiert durch schwarze Punkte mit grünem Rand). Ce-Anomalien, die nach Lawrence et al. (2006) aber nicht nach Bau und Dulski (1996) als negativ diskriminiert wurden, werden durch „≠B&D" gekennzeichnet.

Nach der Berechnung von Lawrence et al. (2006) werden mehr Proben mit einer negativen bzw. schwach negativen Ce-Anomalie kalkuliert. Die Ce-Anomalien$_L$ werden im Falle der Berechnung nach Lawrence et al. (2006) ohne La-Konzentrationen berechnet, weshalb davon ausgegangen wird, dass es durchaus positive La-Anomalien geben kann, diese aber keinen Einfluss auf die Ausprägung der Ce-Muster haben. Da die Berechnung nach Lawrence et al. (2006) nicht durch La-Anomalien beeinflusst wird und die Ergebnisse der beiden Berechnungsarten meist übereinstimmen, werden die Beurteilungen der Ce-Anomalien auf der Grundlage der Kalkulation nach Lawrence et al. (2006) erfolgen.

7.3.5 Beurteilung der Ce-Anomalien

Wie schon in dem methodischen Teil (5. Kap.) erläutert wurde, sind negative Ce-Anomalien typisch für rezentes Ozeanwasser, da Ce sowohl als Ce^{3+} als auch als Ce^{4+} – je nach Oxidationsgrad – auftreten kann (z.B. Kamber und Webb (2001), Lawrence et al. (2006), Ling et al. (2013)). Das aufoxidierte Ce^{4+} ist unlöslich und wird z.B. in Mn-Oxiden ausgefällt und somit dem Meerwasser entzogen (Lawrence et al. (2006)). Der Bereich der Ce-Anomalien von rezentem Meerwasser (nach Werten von Alibo und Nozaki (1999)) wird in den Abbildungen 7.18 und 7.19 durch einen hellblauen Balken repräsentiert. Die Ausprägung der Ce-Anomalie ist abhängig von dem Gehalt an gelöstem Sauerstoff im Meerwasser. So ist die Ausprägung in mit Sauerstoff angereicherten, tieferen Ozeanwässern wesentlich stärker, als in suboxischen bzw. anoxischen Gewässern (z.B. German et al. (1991), Ling et al. (2013)). In diesem Zusammenhang lässt sich die Ausprägung der Ce-Anomalie nutzen, um die Sauerstoffsättigung bzw. Veränderungen im Sauerstoffhaushalt der Ozeane zu beobachten bzw. die RedOx-Verhältnisse des Ablagerungsmilieus zu beurteilen (Ling et al. (2013)). Lawrence et al. (2006) geben verschiedene Quellen wie Verwitterungsraten oder auch biologische Vorgänge an, die ebenfalls einen Einfluss auf die Ausprägung der Ce-Anomalie des Meerwassers haben können. Neben Meerwasser können negative Ce-Anomalien auch in Flusswässern vorkommen (Lawrence et al. (2006), Sholkovitz (1995), Byrne und Sholkovitz (1996)). Lawrence et al. (2006) postulieren eine Unabhängigkeit der Ce-Anomalien vom pH-Wert des Wassers und widersprechen damit z.B. den Theorien von Goldstein und Jacobsen (1988), Elderfield et al. (1990) oder auch Byrne und Sholkovitz (1996). Eine mögliche Erklärung für den Widerspruch zu den Ergebnissen der aufgeführten Autoren sehen Lawrence et al. (2006) in der Art der Berechnung der Ce-Anomalie, da die erwähnten Autoren mit La-Konzentrationen kalkulieren, welche durch überschüssige La-Konzentrationen bzw. positive La-Anomalien verfälscht werden können. Diese Möglichkeit wurde bereits in den Abschnitten 7.3.4.1 bis 7.3.4.3 besprochen und ausgeschlossen.

7.3.5.1 China

Die Histogramme in den Abbildungen 7.14 und 7.17a zeigen, dass die Proben der Huajipo Sektion hohe Variationen entwickelt haben. Ebenfalls werden in dieser Serie zum Teil sehr niedrige Ce-Anomalien beobachtet. Dabei zeigen sich die niedrigsten Werte im Bereich des

C1-SG (dazu auch Abb. 7.18). Negative Ce-Anomalien haben sich auch innerhalb der Tianjiayuanzi Sektion im Bereich des C2-SG ausgebildet. Was nach ersten Beobachtungen signalisiert, dass sich die Sektionen in ihren Trends unterscheiden, kann durch Abbildung 7.18 erklärt werden. In der Abbildung werden die Ce-Anomalien der chinesischen Probenserie in Abhängigkeit von der Höhe im Profil aufgetragen. Es sind nicht von allen Proben Höhenangaben vorhanden, weshalb diese nicht in Abbildung 7.18 dargestellt werden. Es wird deutlich, dass die Variationen nicht von Sektion zu Sektion auftreten sondern dass sich eher eine Abhängigkeit von der Höhe bzw. von den Schichtgliedern (C1 bis C3) im Profil herauskristallisiert. Die Karbonate der Huangniuya Sektion aus dem C1-SG zeigen zwar nicht so deutliche Ce-Anomalien wie die Proben der Huajipo und Tianjiayuanzi Sektion, aber mit Werten zwischen 0,937 bis 1,16 reihen sie sich in die Trends dieser Sektionen ein. Die Daten, die für die Proben im mittleren Schichtglied kalkuliert wurden, zeigen mit Werten um 1 keine deutlichen Ce-Anomalien. Dieser Trend ändert sich im Bereich des Übergangs zwischen dem C2- und C3-SG. Nachdem die Daten der Tianjiayuanzi Sektion negative Anomalien zeigen, scheint sich das Ablagerungsmilieu zu verändern, da fast alle Proben aus dem C3-SG – mit Ausnahme der beiden Proben der JiulongwanB Sektion – deutlich positivere Ce-Anomalien ausgebildet haben (vgl. Abb. 7.18). Der Wechsel der Ce-Anomalien deutet auf eine Abnahme des Sauerstoffgehaltes. So wurden die C1- und C2-SG in einem Milieu abgelagert, welches im Gegensatz zu dem Milieu in dem die C3-SG abgelagert wurden, einen etwas höheren Sauerstoffgehalt gehabt haben könnte. Die Aufteilung der Ce-Anomalien nach den unterschiedlichen Schichtgliedern passt zu den Beobachtungen, die schon bei der Beschreibung der Eu-Anomalien gemacht wurden. Abgesehen von den deutlichen Variationen zeigen nur sehr wenige Proben negative Ce-Anomalien, wie sie typisch für rezentes Meerwasser sind (Abb. 7.18). Auch die Vergleichsdaten aus der Literatur zeigen bei dem Vergleich mit den Ce-Anomalien des rezenten Meerwassers, dass nur wenige Proben eindeutige Meerwassertrends entwickelt haben. Ähnlich wie bei den post-Marinoan Karbonaten dieser Serie werden auch mit Werten aus der Literatur positive Ce-Anomalien kalkuliert. So haben die Cap Karbonate von Wang et al. (2014a) ebenfalls in den oberen Profilmetern (C3-SG) zum Teil positive bzw. keine Ce-Anomalien ausgebildet. Eine solche Höhenabhängigkeit lässt sich weniger innerhalb der Daten von Huang et al. (2009) beobachten (vgl. Abb.7. 18).

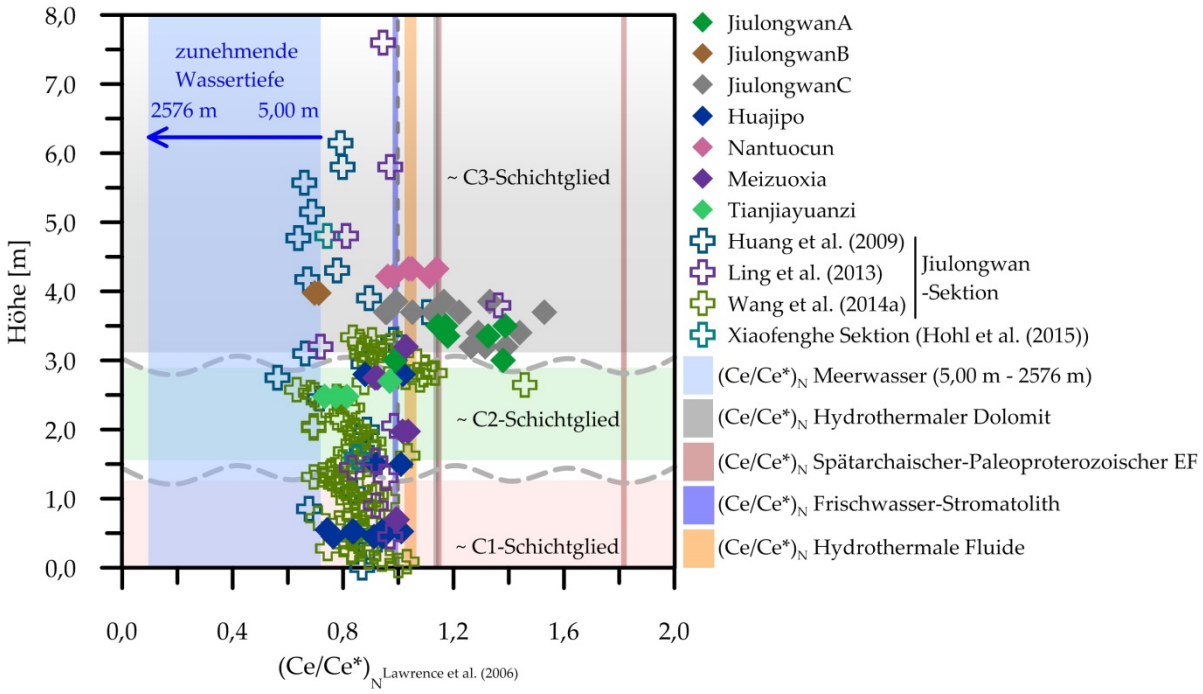


Abbildung 7.18: Korrelationsdiagramm zwischen Profilhöhe [m] und Ce-Anomalien für die chinesische Probenserie und Literaturwerte. Daten dieser Studie sind durch Rauten markiert, Literaturdaten durch Kreuze: Jiulongwan Sektion (Huang et al. ((2009), blau), Ling et al. ((2013), violett) Wang et al. ((2014a), grün)); Xiaofenghe Sektion (Hohl et al. (2015), türkis). Die Balken repräsentieren Bereiche der Ce-Anomalien verschiedener Reservoire: rezentes Meerwasser (Alibo und Nozaki (1999), hellblau), hydrothermal überprägter Dolomit (Zhang et al. (2014), grau), spätarchaische-paleoproterozoische EF (Bau und Dulski (1996), dunkelrot), Frischwasser-Stromatolith (Bolhar und Van Kranendonk (2007), blau). Farblich unterlegte Bereiche und gewellte Linien definieren die ungefähre Lage der Schichtglieder (C1-C3) und deren ungefähre Grenzen.

Die Variationen der Ce-Anomalien unterstützen die in Abschnitt 7.3.1 geäußerte Vermutung einer schlecht gemischten Wassersäule. Zusätzlich muss erwähnt werden, dass z.B. Huang et al. (2009) sowie Meyer et al. (2012) positive Ce-Anomalien innerhalb ihrer postglazialen Karbonate beobachten. Sie sehen reduzierende Bedingungen im Meerwasser als Grund für die Ausbildung der für Meerwasser untypischen Ce-Anomalien. Auch Huang et al. (2011) sehen in einem anoxischen bzw. euxinischen Ablagerungsmilieu eine mögliche Erklärung für die erhöhten Ce-Anomalien. Sie vergleichen die Tendenz zu erhöhten Ce-Anomalien ihrer Cap Karbonate mit denen aus anoxischen Ablagerungsmilieus wie denen des Schwarzen Meeres. Diese Beobachtung passt zu den zum Teil positiven Eu-Anomalien, welche gerade in den C3-SG beobachtet werden. Diese könnten auch auf Meerwasser mit niedrigem Sauerstoffgehalt zurückgeführt werden. In Bezug auf die Höhenabhängigkeit könnte dies daraufhin deuten, dass das Ablagerungsmilieu mit zunehmender Ablagerungshöhe immer ärmer an Sauerstoff wurde. Die Probe aus der Beidoushan Sektion zeigt im Gegensatz zu den Cap Karbonaten eine deutlichere Ce-Anomalie$_L$, welche eher

typisch für rezentes Meerwasser ist (vgl. Abb. 7.17). So könnten sich im Laufe der Ablagerungszeit eher meerwasserähnlichere Trends entwickelt haben. Meerwasserähnliche Ce-Anomalien haben auch die drei Ediacara Karbonate der Wuhe-Yanjiahe Sektion ausgebildet (0,491 (526) - 0,609 (528)). Diese grenzen sich mit eher marinen Signaturen deutlich von den post-Marinoan Karbonaten ab.

7.3.5.2 Namibia

Neben den Darstellungen der Ce-Anomalien in den Abbildungen 7.16a und 7.17b werden die Ce-Anomalien der namibischen Probenserien schematisch in Abbildung 7.19 in Abhängigkeit von der stratigrafischen Höhe aufgetragen. Innerhalb der Probenserien scheinen sich abhängig von der Ablagerungszeit bzw. der stratigrafischen Höhe leicht unterschiedliche Trends abzuzeichnen. Die Ediacara Karbonate aus dem Mooifontein-SG haben bis auf zwei Ausnahmen (501 und 520) weder deutlich positive noch deutlich negative Anomalien ausgebildet. Eine ähnliche Beobachtung gilt für die Ediacara Proben des Omkyk-SG. Alle Karbonate aus der Ediacara-Serie liegen über dem Bereich der Ce-Anomalien des rezenten Meerwassers. Diese Beobachtung könnte darauf hindeuten, dass das Ablagerungsmilieu durch sauerstoffärmeres Wasser geprägt war. Die post-Marinoan Karbonate zeigen zum Teil deutliche Abweichungen untereinander, jedoch liegt der Hauptteil der Karbonate im Bereich von negativen Ce-Anomalien. Zwei Proben werden in dem Feld der Ce-Anomalien des rezenten Meerwassers dargestellt (85 und 524). Der leichte Trend zu negativen Ce-Anomalien könnte darauf hindeuten, dass das Meerwasser zum Zeitpunkt der Ablagerung einen höheren Sauerstoffgehalt hatte als zum Beispiel das Meerwasser zum Zeitpunkt der Ablagerung der Ediacara Karbonate. Dieser Trend scheint sich innerhalb der post-Marinoan Serie im schematischen Profil mit zunehmender stratigrafischer Höhe in Richtung der negativen Ce-Anomalien zu bewegen (Abb. 7.19). Im Vergleich zu den post-Marinoan Karbonaten dieser Studie zeigen die post-Marinoan Karbonate nach Frimmel (2009) keine eindeutigen Anomalien (Abb. 7.17b). Die ältesten Proben der post-Sturt Karbonate („Cap 2 Tweel“ (schwarz laminierte Karbonate) in Abb. 7.19) unterscheiden sich im Ablagerungsmilieu deutlich von den leicht jüngeren Proben der Lokation Bothas-Hof („Cap 4 Bothas“ (schwarze Mikrite) in Abb. 7.19), welche auf ein sauerstoffärmeres Ablagerungsmilieu deuten. Diese Veränderung des Ablagerungsmilieus müsste innerhalb einer relativ kurzen Zeitspanne stattgefunden zu haben.

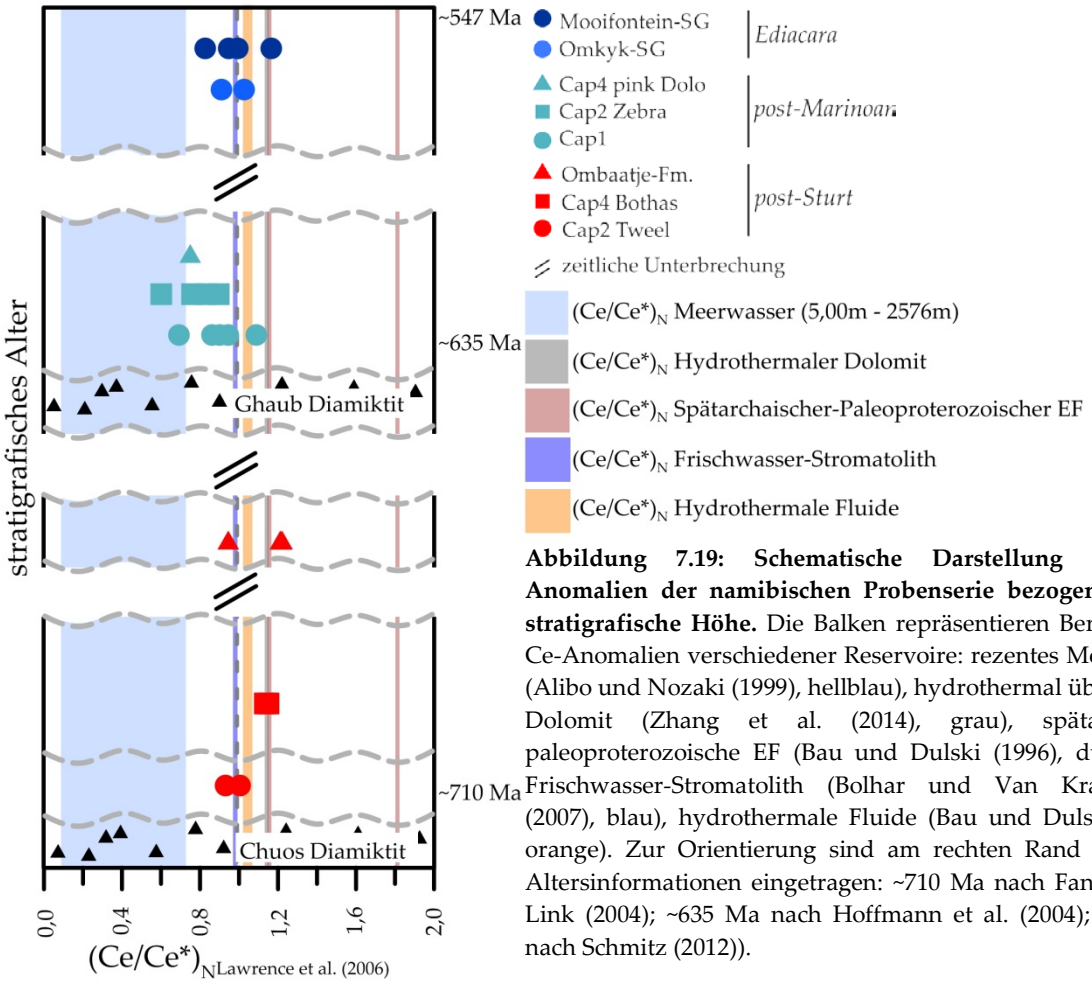


Abbildung 7.19: Schematische Darstellung der Ce-Anomalien der namibischen Probenserie bezogen auf die stratigrafische Höhe. Die Balken repräsentieren Bereiche der Ce-Anomalien verschiedener Reservoire: rezentes Meerwasser (Alibo und Nozaki (1999), hellblau), hydrothermal überprägter Dolomit (Zhang et al. (2014), grau), spätarchaisch-paleoproterozoische EF (Bau und Dulski (1996), dunkelrot), Frischwasser-Stromatolith (Bolhar und Van Kranendonk (2007), blau), hydrothermale Fluide (Bau und Dulski (1999), orange). Zur Orientierung sind am rechten Rand markante Altersinformationen eingetragen: ~710 Ma nach Fanning und Link (2004); ~635 Ma nach Hoffmann et al. (2004); ~547 Ma nach Schmitz (2012)).

Die drei Proben der Ombaatje-Fm., welche alle aus einem Hilfsträger stammen, deuten mit Ce-Anomalien, die stark voneinander abweichen, auf verschiedene Phasen innerhalb weniger cm im Profil. Die Trends zu positiveren Ce-Anomalien unterscheiden sich von denen der post-Marinoan Probenserie. Dies deutet auf unterschiedliche postglaziale Ablagerungsbedingungen, wobei die post-Sturt Karbonate evtl. unter reduzierenden Bedingungen abgelagert wurden (Meyer et al. (2012)). Dieser Trend zu positiveren Ce-Anomalien kann auch bei den post-Sturt Karbonaten der Pocatello-Fm. (Idaho, Abb. 7.16b, Meyer et al. (2012)) beobachtet werden. Diese Unterschiede sollten bei der Überlegung einer globalen Vergleichbarkeit berücksichtigt werden.

7.3.5.3 Ce-Anomalien China und Namibia – ein Vergleich –

Der folgende Vergleich zwischen den Proben aus China und Namibia sollte mit Vorsicht betrachtet werden, da der Umfang der Marinoan Probenserie aus China wesentlich größer ist, als der aus Namibia. Dennoch ist es wichtig zu erwähnen, dass sich die Karbonate aus

China durch deutlichere Variationen innerhalb der Ce-Anomalien von den Ce-Anomalien der post-Marinoan Karbonate aus Namibia unterscheiden. Die Proben aus China haben im Gegensatz zu denen aus Namibia teilweise positivere Ce-Anomalien ausgebildet. Dies könnte ein Hinweis darauf sein, dass die Proben aus China (aus dem oberen C3-SG) mehr durch anoxische Wässer beeinflusst wurden. Da die Unterschiede aber nicht erheblich sind, sollten sie nicht als Gegenbeweis für eine globale Vergleichbarkeit genommen werden. Da die post-Sturt Karbonate dieser Studie ebenfalls in der Ausbildung der Ce-Anomalien variieren, lassen sich auch diese Ergebnisse mit denen der chinesischen Proben vergleichen. Generell deuten die Variationen in den Ce-Anomalien der Proben der namibischen Probenserien auf eine zum Teil heterogene Zusammensetzung des Ablagerungsmilieus hin. Dieses kann zwischen anoxischen und oxischen Wässern wechseln. So könnte zum Beispiel in ein durch Sauerstoff angereichertes Meerwasser Frischwasser eingetragen worden sein, welches durch geringere Sauerstoffgehalte charakterisiert war.

7.3.6 Weitere REE+Y-Muster und das Ablagerungsmilieu

Neben den Eu- und Ce-Anomalien können weitere geochemische Muster dazu dienen marine Karbonate zu charakterisieren bzw. ein Ablagerungsmilieu zu rekonstruieren. Dazu werden die Daten dieser Studie mit den Mustern verschiedener Reservoire wie schon in den vorherigen Abschnitten verglichen.

7.3.6.1 China

Y/Ho-Verhältnisse und La-Anomalien

Die Ausprägung der Y/Ho-Verhältnisse bietet ebenfalls eine Möglichkeit zur Beurteilung des Ablagerungsmilieus. So zeigt rezentes Meerwasser superchondritische Y/Ho-Verhältnisse zwischen 110 (99,0 m Wassertiefe) und 98,9 (2576 m Wassertiefe; molare Verhältnisse berechnet nach Werten für rezentes Meerwasser von Alibo und Nozaki (1999)). Dabei lässt sich ein grober Trend mit Abnahme des molaren Y/Ho-Verhältnisses während zunehmender Wassertiefe beobachten. Im Vergleich zu den erhöhten Y/Ho-Verhältnissen des rezenten Meerwassers zeigen die chinesischen Karbonate geringere Y/Ho-Verhältnisse (vgl. Abb. 7.20). Die Proben zeigen bis auf wenige Ausnahmen Y/Ho-Verhältnisse zwischen 32,4 (522) und 57,7 (540) mit einem Mittelwert von 43,2. Sie liegen somit über dem chondritischen

Y/Ho-Verhältnis von 28,0 (nach Bau et al. (1996)) sowie dem Y/Ho-Verhältnis der oberen kontinentalen Kruste (27,5 nach Taylor und McLennan (1985), aus Wang et al. (2014a)), welches Kamber et al. (2005) auf einen Wert von 26,2 korrigieren. Ebenfalls superchondritische Y/Ho-Verhältnisse postulieren Bolhar und Van Kranendonk (2007) für den Hauptteil vulkanischer und klastischer Sedimente. Die Y/Ho-Verhältnisse der chinesischen Probenserien liegen meist deutlich unter den Werten für rezentes Meerwasser (Abb. 7.20 und 7.21a). Ausnahmen sind drei Proben dieser Studie, welche mit Werten von 85,5 (534), 91,5 (554, beide Huangniuya Sektion) und 106 (528, Wuhe-Yanjiahe Sektion) höhere Y/Ho-Verhältnisse entwickelt haben. Bei dem Vergleich der Literaturwerte für postglaziale Karbonate aus der Hubei-Gegend fällt auf, dass sich die meisten Proben in der Ausprägung der Y/Ho-Verhältnisse wie die Proben dieser Studie verhalten. Wang et al. (2014a) beschreiben eine grobe Höhenabhängigkeit der Y/Ho-Verhältnisse in den Profilen. Im Gegensatz zu den oberen Profilmetern der Cap Karbonate, welche ähnliche Y/Ho-Verhältnisse zu den Proben dieser Studie ausgebildet haben, werden in den basalen 0 m bis 0,25 m die niedrigsten Y/Ho-Verhältnisse (23,9 - 27,9) beobachtet (Abb. 7.21a). Wang et al. (2014a) bemerken, dass diese Werte eher denen der oberen kontinentalen Kruste oder auch denen der Frischwasser-Stromatolithen der Green River Formation entsprechen. Bolhar und Van Kranendonk (2007) analysieren einen Frischwasser-Stromatolith der eozänen Green River Formation (USA) aus einem lakustrinen Milieu, für den sie ein Y/Ho-Verhältnis von 28,6 bestimmen, welches ebenfalls in Abbildung 7.20 dargestellt wird. Ähnlich niedrige Y/Ho-Verhältnisse postulieren Bolhar und Van Kranendonk (2007) auch für australische Flüsse. Sie beobachten, dass diese in der Ausprägung des Y/Ho-Verhältnisses dem der oberen kontinentalen Kruste ähneln. Bei Vergleichen der Y/Ho-Verhältnisse australischer Flusswässer mit den erhöhten Y/Ho-Verhältnissen des offenen Ozeans sehen Bolhar und Van Kranendonk (2007) Fraktionierungsprozesse durch ein Vermischen des Ozeanwassers mit Frischwasser. Ähnliche Beobachtungen postulieren Lawrence et al. (2006) sowie Lawrence und Kamber (2006). Sie analysieren Flusswässer bzw. Wässer aus Ästuaren und beobachten eine Zunahme der Y/Ho-Verhältnisse während ansteigender Salinität des Wassers. In diesem Zusammenhang beobachten sie ein Ansteigen des Y/Ho-Verhältnisses von Frischwasser, welches mit Meerwasser vermischt wird.

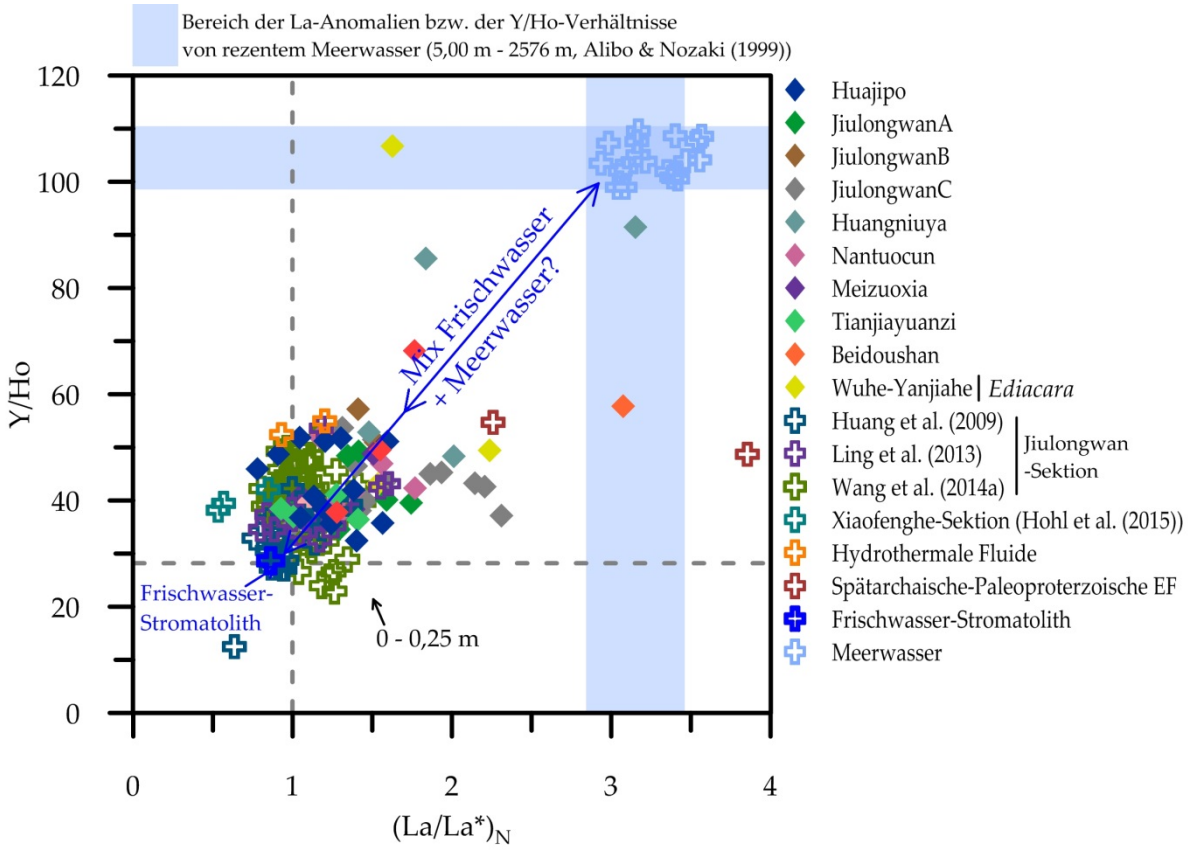


Abbildung 7.20: Korrelationsdiagramm zwischen den Y/Ho-Verhältnissen und La-Anomalien für die chinesische Probenserie und Literaturwerte. Die La-Anomalien wurden nach Lawrence et al. (2006) berechnet. Daten dieser Studie sind durch Rauten markiert, Literaturwerte durch Kreuze: Jiulongwan Sektion (Huang et al. ((2009), blau), Ling et al. ((2013), violett), Wang et al. ((2014a), grün)), Xiaofenghe Sektion (Hohl et al. ((2015), türkis)), spätarchaisch-paleoproterozoische-EF (Bau und Dulski (1996), dunkelrot), hydrothermale Fluide (Bau und Dulski (1999), orange), Frischwasser-Stromatolith (Bolhar und Van Kranendonk (2007), blau), Meerwasser aus verschiedenen Tiefen (5,00 m bis 2576 m, Alibo und Nozaki (1999), hellblau). Des Weiteren markieren hellblaue Balken die Bereiche der La-Anomalien bzw. der Y/Ho-Verhältnisse von rezentem Meerwasser (5,00 m bis 2576 m, ebenfalls nach Werten von Alibo und Nozaki (1999)).

Diesen Zusammenhang greifen Wang et al. (2014a) auf. Sie sehen als Grund für die niedrigen Y/Ho-Verhältnisse in den basalen 0,25 m des Jiulongwan-Profils eine Ablagerung in einem hauptsächlich durch Frischwasser beeinflussten Regime, während die darauffolgenden Cap Karbonate schon durch einen Frischwasser-Ozeanwasser-Mix geprägt sein könnten. Dieser Zusammenhang soll auch in den Abbildungen 7.20 und 7.21a verdeutlicht werden. Wie auch Wang et al. (2014a) eine Abhängigkeit der geochemischen Signale von der Profilhöhe beobachten, zeigen die Proben dieser Studie ebenfalls eine leichte Höhenabhängigkeit (Abb. 7.21a). So haben die post-Marinoan Karbonate von Wang et al. (2014a) in den unteren 0 m bis 0,25 m deutlich niedrigere Y/Ho-Verhältnisse ausgebildet, welche eher typisch für Frischwasser sind (Wang et al. (2014a)). Eine Erniedrigung der Y/Ho-Verhältnisse kann demnach auf erhöhte Frischwasserzufuhr zurückgeführt werden. Je niedriger das Y/Ho-Verhältnis ist, umso höher könnte der Einfluss des Frischwassers sein.

Einen weiteren Diskussionsansatz zu den – relativ zu Meerwasser – niedrigen Y/Ho-Verhältnissen liefern Meyer et al. (2012). Sie unterscheiden das Ablagerungsmilieu in Bezug auf die Y/Ho-Variationen zwischen offenem Meerwasserregime und dem Flachwasserregime der Küstenbereiche. Sie beschreiben anhand von Literaturwerten (nach Nozaki et al. (1997)) dass sich die Y/Ho-Verhältnisse des offenen Meerwassers (~80-150) von denen der Küstenbereiche (~65-70) unterscheiden, in dem sie mit zunehmender Entfernung von der Küste ansteigen. In ihren post-Sturt Cap Karbonaten beobachten sie in den basalen Teilen Y/Ho-Verhältnisse von ~50, welche auf ~70 ansteigen und mit zunehmender Profilhöhe zum Top der Cap Karbonate kontinuierlich abnehmen. Die Schwankungen können nach Meyer et al. (2012) einen Hinweis auf Variationen in der Zusammensetzung des Meerwassers geben. So deuten niedrigere bzw. chondritische Y/Ho-Verhältnisse auf einen Eintrag von Sedimenten (küstennahes Ablagerungsregime), während erhöhte Y/Ho-Verhältnisse auf eine Ablagerung in tieferem Ozeanwasser deuten. Die zyklischen Veränderungen in den Y/Ho-Verhältnissen innerhalb der chinesischen Probenserie können demnach durch Einträge von Frischwasser oder terrestrischem Eintrag im Zuge erhöhter Verwitterung nach dem Abschmelzen der Gletscher gesteuert worden sein. Die beiden Gründe zur Erniedrigung des Y/Ho-Verhältnisses müssen sich nicht gegenseitig ausschließen, da in vielen Veröffentlichungen der Ablagerungsraum der angesprochenen Sektionen der Hubei-Provinz als Flachwasserablagerungen charakterisiert ist (z.B. Jiang et al. (2011), Zhu et al. (2013b)). Dies deckt sich mit dem Interpretationsansatz, nach dem die niedrigen Y/Ho-Verhältnisse auf eine Ablagerung in küstennahen Regionen schließen lassen. Die Ablagerung der Cap Karbonate ist in eine Phase zu legen, in der große Eismassen abschmelzen und somit große Mengen an Frischwasser in die Ozeane eingetragen wurden. In diesem Zusammenhang kommt es zusätzlich zu erhöhten Verwitterungsraten, wodurch der Eintrag an terrestrischem Material ansteigt. Somit könnten sich beide Theorien ergänzen. In den oberen Profilmetern haben die Proben der Jiulongwan und Nantuocun Sektion höhere Y/Ho-Verhältnisse als in den mittleren Teilen (C2-SG) entwickelt (Abb. 7.21a). Dies könnte darauf hindeuten, dass die Frischwasser-Zufuhr bzw. der Sedimenteintrag abgenommen haben und der Einfluss des Meerwassers zugenommen hat. Die obersten Profilmeter (4,25 m bis 4,40 m; C3-SG), welche durch drei Proben der Nantuocun Sektion repräsentiert werden, zeigen wieder einen sehr leichten Rückgang der Y/Ho-Verhältnisse.

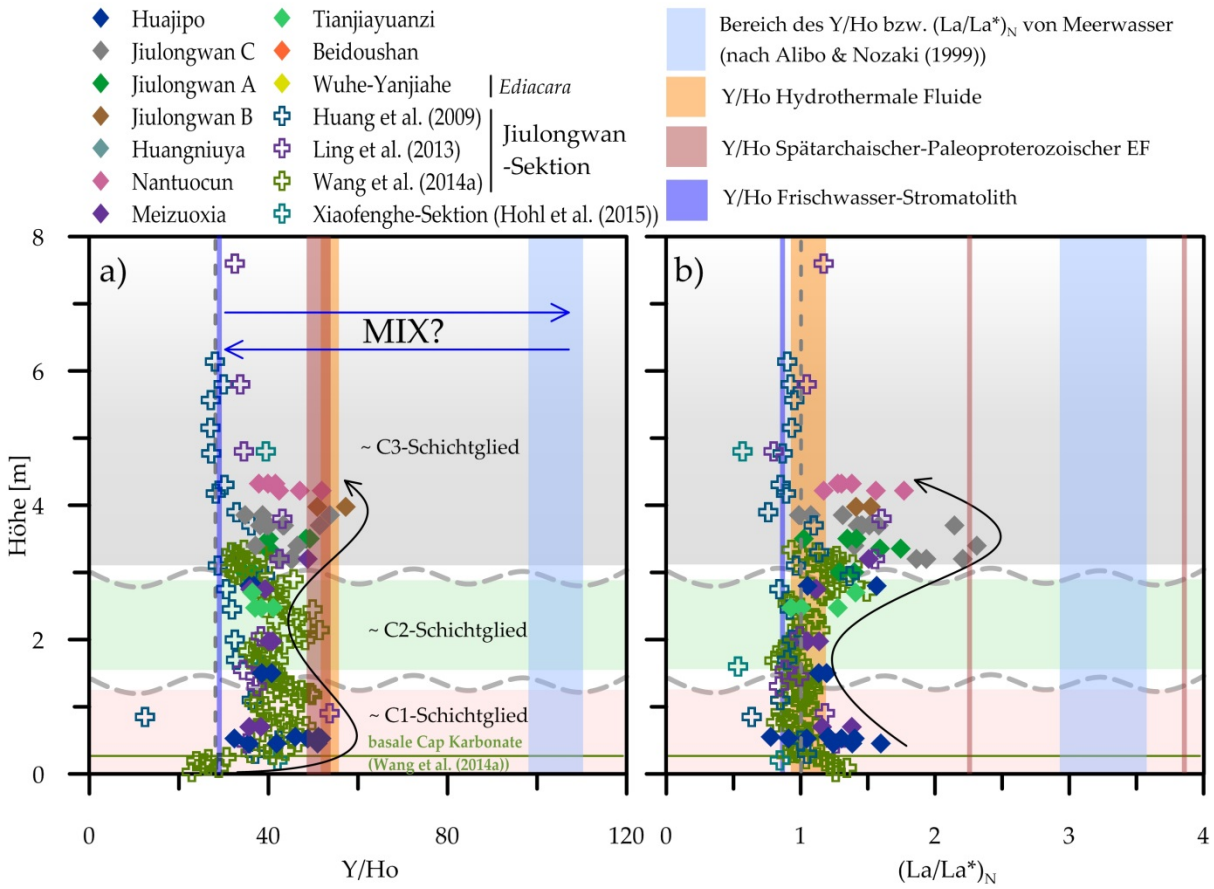


Abbildung 7.21: Korrelationsdiagramme zwischen den Profilhöhen und den Y/Ho-Verhältnissen bzw. den La-Anomalien für die chinesische Probenserie. a) Profilhöhe [m] gegen Y/Ho und b) Profilhöhe [m] gegen $(La/La^*)_N$. Daten dieser Studie sind durch Rauten markiert, Literaturdaten durch Kreuze bzw. durch farbliche Balken: Jiulongwan Sektion (Huang et al. ((2009), blau), Ling et al. ((2013), violett), Wang et al. ((2014a), grün)), Xiaofenghe Sektion (Hohl et al. ((2015), türkis), spätarchaisch-paleoproterozoische-EF (Bau und Dulski ((1996), dunkelrot), hydrothermale Fluide (Bau und Dulski ((1999), orange), Frischwasser-Stromatolith (Bolhar und Van Kranendonk ((2007), blau), Meerwasser aus verschiedenen Tiefen (5,00 m bis 2576 m, Alibo und Nozaki ((1999), hellblau). Farblich unterlegte Bereiche und gewellte Linien definieren die ungefähre Lage der Schichtglieder und deren ungefähre Grenzen (rosa: C1-SG, grün: C2-SG, grau: C3-SG).

Neben Meerwasser werden in Abbildung 7.21 auch die Bereiche der Y/Ho-Verhältnisse von paleoproterozoischen EF (dunkelrot, Bau und Dulski (1996)) sowie hydrothermalen Fluiden (orange, Bau und Dulski (1999)) dargestellt. So könnte die Meerwasserzusammensetzung zum Beispiel neben dem Einfluss von Frischwasser auch durch Einträge von hydrothermalen Fluiden geprägt worden sein. Neben den diskutierten Y/Ho-Verhältnissen werden in den Abbildungen 7.20 und 7.21b zusätzlich die La-Anomalien der chinesischen Probenserien sowie die der Literaturwerte dargestellt. Eine positive La-Anomalie kann ein weiterer Anzeiger für die Zusammensetzung des rezenten Meerwassers bzw. für Gesteine aus einem Meerwasser geprägten Ablagerungsmilieu sein (z.B. Lawrence et al. (2006), und darin enthaltene Zitate). Jedoch gilt es zu erwähnen, dass sich positive La-Anomalien nicht

nur auf Meerwasser beschränken. Lawrence et al. (2006) analysieren Flusswässer und kalkulieren auch in diesem Zusammenhang positive La-Anomalien. Diese sind jedoch nicht so deutlich ausgeprägt wie die des Meerwassers. Bolhar und Van Kranendonk (2007) veröffentlichen geochemische Analysen von Karbonaten der Fortescue Gruppe aus der Green River Formation (Australien). Dort beobachten sie leicht positive La-Anomalien in Kombination mit keinen bzw. leicht positiven Ce-Anomalien. Die Autoren vermuten in diesem Zusammenhang eine Ablagerung in einem Milieu, welches durch einen geringen Sauerstoffgehalt zum Zeitpunkt der Ablagerung geprägt war. Geochemische Muster, wie zum Beispiel nicht sehr stark ausgeprägte La-Anomalien, lassen eine Ablagerung in einem lakustrin geprägten bzw. in einem flachwasser- bis lagunen-artigen Milieu vermuten. Der Frischwasser-Stromatolith, den Bolhar und Van Kranendonk (2007) analysieren, ist durch eine negative La-Anomalie charakterisiert (Abb. 7.20 und 7.21b). Der Großteil der Proben dieser Studie hat positive La-Anomalien entwickelt, jedoch sind diese nicht so stark ausgeprägt wie die des rezenten Meerwassers. Sie bewegen sich aber durchaus in dem Bereich in dem auch chinesische Cap Karbonate aus der Literatur (z.B. Ling et al. (2013), Wang et al. (2014a), Hohl et al. (2015)) berechnet wurden (vgl. Abb. 7.21b). Einen ähnlichen Trend zeigen auch Zhao et al. (2009), die ebenfalls Cap Karbonate analysieren und positive La-Anomalien berechnen, die jedoch niedriger als die des rezenten Meerwassers sind. Sie postulieren ein küstennahes Ablagerungsmilieu, welches durch Frischwasserzufuhr sowie terrestrischen Eintrag charakterisiert ist. Die positiven Eu-Anomalien die in Abschnitt 7.3.1 beschrieben werden, könnten diese Annahme untermauern, da sie ein Anzeiger für hydrothermale Fluide bzw. niedrige Sauerstoffgehalte sowie Anzeiger für terrestrischen Eintrag (erhöhter Eintrag von Feldspäten) sein können. Positive Ce-Anomalien, wie sie in Abschnitt 7.3.5.1 beschrieben werden, passen ebenfalls zu der Theorie der niedrigen Sauerstoffgehalte.

An-Abreicherung der LREE+Y bzw. MREE+Y – China –

Abbildung 7.22a zeigt eine Gegenüberstellung der Pr_N/Yb_N-Verhältnisse gegen die Sm_N/Yb_N-Verhältnisse, um die Abreicherung bzw. Anreicherung der LREE+Y und MREE+Y relativ zu den HREE+Y zu erfassen.

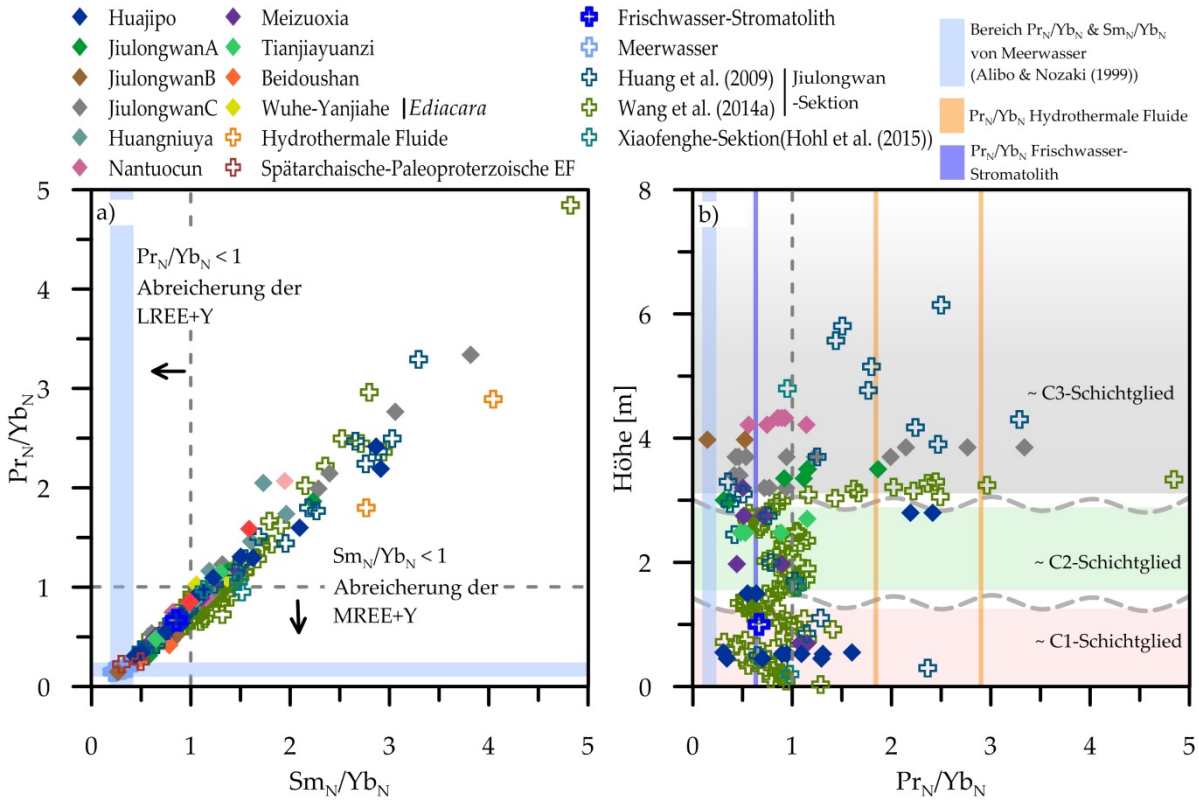


Abbildung 7.22: Korrelationsdiagramme zur Darstellung der An-/Abreicherung der LREE+Y bzw. der MREE+Y der chinesischen Probenserie. a) PrN/YbN gegen SmN/YbN, b) PrN/YbN gegen die Profilhöhe [m]. Daten dieser Studie sind durch Rauten markiert, Literaturdaten durch Kreuze bzw. durch farbliche Balken: Jiulongwan Sektion (Huang et al. ((2009), blau), Wang et al. ((2014a), grün)), Xiaofenghe Sektion (Hohl et al. ((2015), türkis), spätarchaisch-paleoproterozoische-EF (Bau und Dulski ((1996), dunkelrot), hydrothermale Fluide (Bau und Dulski ((1999), orange), Frischwasser-Stromatolith (Bolhar und Van Kranendonk ((2007), blau), Meerwasser aus verschiedenen Tiefen (5,00 m bis 2576 m, Alibo und Nozaki ((1999), hellblau). Farblich unterlegte Bereiche und gewellte Linien definieren die ungefähre Lage der Schichtglieder und deren ungefähre Grenzen (rosa: C1-SG, grün: C2-SG, grau: C3-SG).

Eine Abreicherung der LREE+Y sowie der MREE+Y sind typische Signaturen rezenten Meerwassers (z.B. Frimmel (2009), Meyer et al. (2012), Wang et al. (2014a), Hohl et al. (2015)). Frimmel ((2009), und darin enthaltene Zitate) beobachtet ebenfalls leichte Abreicherungen der LREE+Y in Flusswässern. Diese lassen sich aber gut von Meerwasser unterscheiden, da Flusswasser überdies keine deutlichen Anomalien zeigt. Neben der Gegenüberstellung der PrN/YbN- und SmN/YbN-Verhältnisse in Abbildung 7.22a, werden in Abbildung 7.22b die PrN/YbN-Verhältnisse gegen die Höhe im Profil aufgetragen. Es wird deutlich, dass die meisten post-Marinoan Karbonate aus China in den LREE+Y und in den MREE+Y leicht abgereichert sind. Diese Muster sind jedoch nicht so eindeutig wie die des rezenten Meerwassers. Sie stimmen jedoch mit den Werten der post-Marinoan Karbonate aus der Literatur (Huang et al. (2009), Wang et al. (2014a), Hohl et al. (2015)) überein. Abbildung 7.22b verdeutlicht zusätzlich, dass auch in diesem Zusammenhang eine leichte

Höhenabhängigkeit besteht. Während die Proben aus den mittleren Teilen (C2-SG) meist eine Abreicherung der LREE+Y ausgebildet haben, zeigen die Proben aus den basalen Teilen (C1-SG) der Cap Karbonate leichte Anreicherungen. Die Karbonate aus den Bereichen der C3-SG haben stärkere Anreicherungen der LREE+Y gegenüber den HREE+Y ausgebildet. Während die Proben aus den oberen Teilen gleichzeitig deutliche positive Ce-Anomalien zeigen, werden bei den Proben aus den basalen Teilen während einer Anreicherung der LREE+Y auch ausgeprägte positive Eu-Anomalien beobachtet. Die Proben der chinesischen Probenserie haben zwar fast alle positive Eu-Anomalien ausgebildet, jedoch sind die der untersten basalen Bereiche (C1-SG) am deutlichsten entwickelt. Wie Abbildung 7.22b deutlich macht, zeigen auch hydrothermale Fluide eine Anreicherung der HREE+Y. Das könnte auf eine Beeinflussung in den entsprechenden Teilen der Cap Karbonate deuten, während die mittleren Teile eher durch Meerwasser oder auch Frischwasser geprägt sein könnten.

7.3.6.2 Namibia

Y/Ho-Verhältnisse und La-Anomalien

In den Abbildungen 7.23 und 7.24a-b werden die Entwicklungen der Y/Ho-Verhältnisse und die der La-Anomalien der Proben aus Namibia dargestellt. Wie schon bei den postglazialen Karbonaten aus China haben alle drei Probenserien (Ediacara, post-Marinoan und post-Sturt) superchondritische Y/Ho-Verhältnisse entwickelt, welche jedoch unter den Werten des rezenten Meerwassers liegen. In Bezug auf die Y/Ho-Verhältnisse lassen sich innerhalb der verschiedenen stratigrafischen Einheiten keine markanten Unterschiede feststellen. Einzig bei dem Betrachten der Variationen fällt auf, dass alle post-Sturt Karbonate und die Karbonate aus dem Ediacara Omkyk-SG nur sehr geringe Variationen zeigen. Die anderen Probenserien haben deutlichere Schwankungen ausgebildet (Abb. 7.23 und 7.24a). Sowohl die postglazialen Karbonate als auch die Ediacara Karbonate deuten anhand der Y/Ho-Verhältnisse wie auch die Karbonate aus China auf ein Ablagerungsmilieu, welches entweder durch Frischwassereintrag, terrestrischen Eintrag oder einer Mischung daraus charakterisiert ist. Eine weitere Quelle könnte der Einfluss hydrothermaler Fluide sein. Die meist leicht positiven La-Anomalien, die unter denen des rezenten Meerwassers liegen, untermauern diese Annahme (Abb. 7.23 und 7.24b).

Abgesehen von den Proben des Ediacara Mooifontein-SG variieren die La-Anomalien der unterschiedlichen Proben nur sehr gering voneinander (Abb. 7.24b). Auffällig dabei ist, dass alle Probenserien in den Bereichen des Frischwasser-Stromatolithen und der hydrothermalen Fluide dargestellt werden.

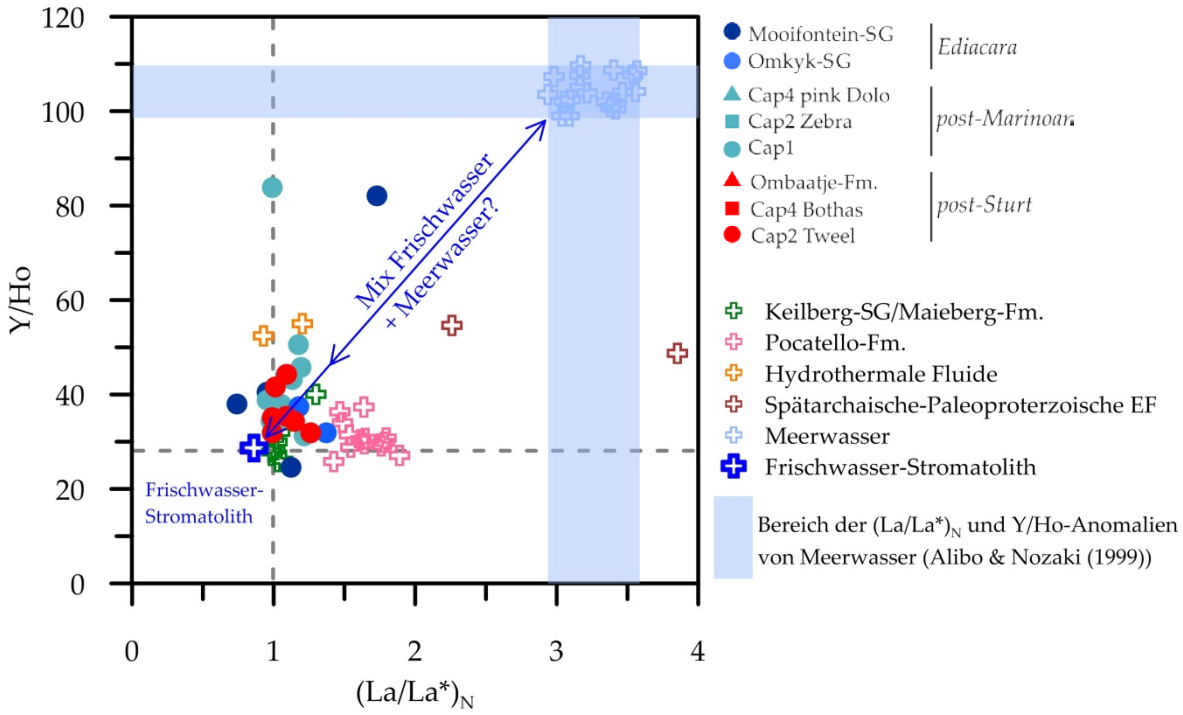


Abbildung 7.23: Korrelationsdiagramm zwischen den Y/Ho-Verhältnissen und den La-Anomalien für die namibische Probenserie. Daten dieser Studie sind durch Punkte, Drei- und Vierecke markiert, Literaturdaten durch Kreuze: Keilberg-SG/Maieberg-Fm. (Frimmel ((2009), grün), Pocatello-Fm. (Meyer et al. ((2012), pink)), spätarchaisch-paleoproterozoische-EF (Bau und Dulski ((1996), dunkelrot), hydrothermale Fluide (Bau und Dulski ((1999), orange), Frischwasser-Stromatolith (Bolhar und Van Kranendonk ((2007), blau), Meerwasser aus verschiedenen Tiefen (5,00 m bis 2576 m, Ablibo und Nozaki ((1999), hellblau). Hellblaue Balken markieren die Bereiche der La-Anomalien bzw. der Y/Ho-Verhältnisse von Meerwasser (5,00 m bis 2576 m, nach Werten von Alibo und Nozaki (1999)).

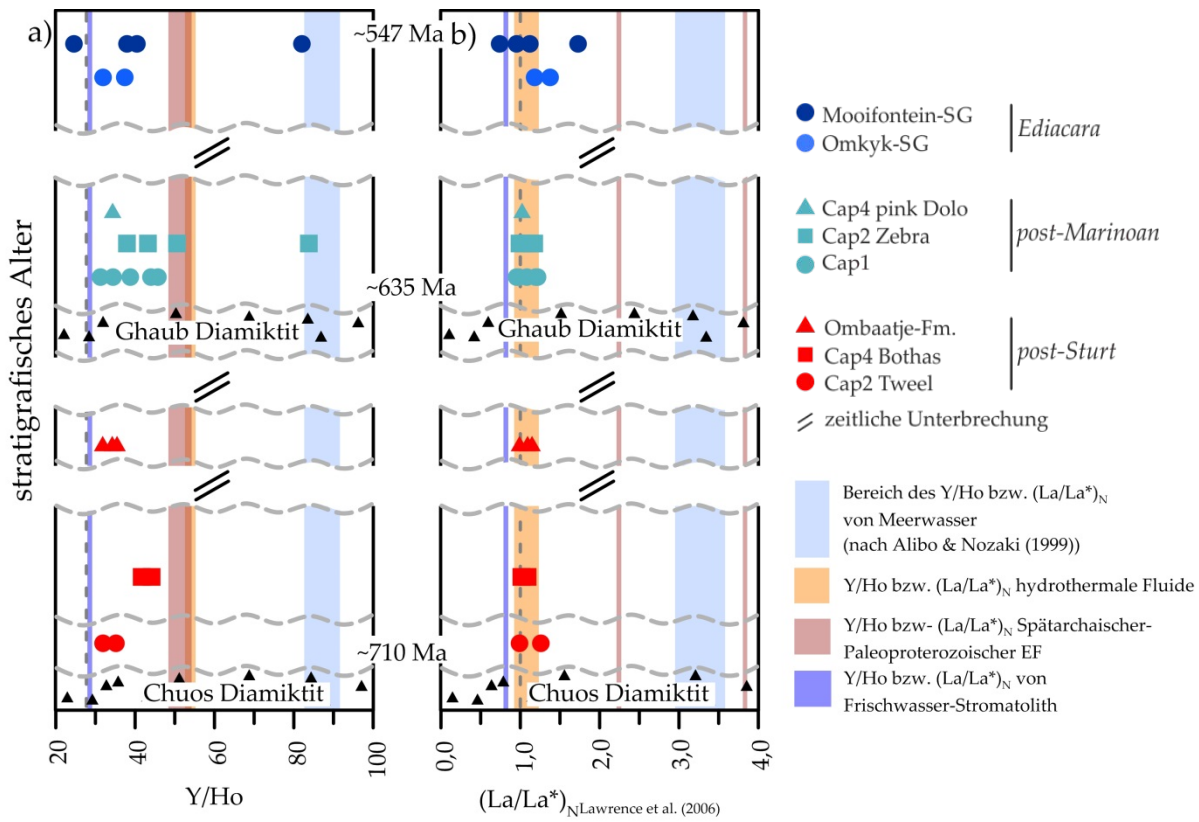


Abbildung 7.24: Schematische Darstellung der Y/Ho-Verhältnisse und der La-Anomalien der namibischen Probenserie in Bezug auf die stratigrafische Höhe. a) Y/Ho-Verhältnisse und b) La-Anomalien gegen die stratigrafische Höhe. Die Bereiche der Y/Ho- bzw. der La-Anomalien verschiedener Reservoire werden durch farbige Balken repräsentiert: Meerwasser (5,00 m bis 2576 m, Alibo und Nozaki ((1999), hellblau), hydrothermale Fluide (Bau und Dulski ((1999), orange), spätarchaisch-paleoproterozoische-EF (Bau und Dulski (1996), dunkelrot), Frischwasser-Stromatolith (Bolhar und Van Kranendonk ((2007), blau). Zur Orientierung sind am rechten Rand markante Altersinformationen eingetragen: ~710 Ma nach Fanning und Link (2004); ~635 Ma nach Hoffmann et al. (2004); ~547 Ma nach Schmitz (2012)).

An- und Abreicherung der LREE+Y bzw. MREE+Y – Namibia –

Fast alle Proben aus Namibia zeigen eine Abreicherung der LREE+Y relativ zu den HREE+Y. Die niedrigsten Pr_N/Yb_N- und Sm_N/Yb_N-Verhältnisse haben die post-Marinoan Proben entwickelt. Dabei gibt es eine leichte Aufteilung der Trends. Während alle Cap 1 Karbonate (turbiditische Mikrite) sowohl Pr_N/Yb_N- und Sm_N/Yb_N-Verhältnisse <1 entwickelt haben, zeigen die Cap 2 Karbonate (Zebra Dolomite) und die Cap 4 Probe (pinker Dolomit) zum Teil leichte Anreicherungen der MREE+Y (Abb. 7.25a), wie sie auch die post-Marinoan Karbonate nach Frimmel (2009) ausgebildet haben. Keine Probe der post-Marinoan Karbonate liegt im Bereich des rezenten Meerwassers, jedoch zeigt sich in Bezug auf die Pr_N/Yb_N- und Sm_N/Yb_N-Verhältnisse ein Trend in Richtung Frischwasser-Stromatolith. Dies könnte daraufhin deuten, dass das Ablagerungsmilieu aus einem Mix aus zumeist Meerwasser und Frischwasser geprägt war, doch leichte Einflüsse durch hydrothermale

Fluide erfahren hat (Abb. 7.25a-b). Innerhalb der post-Sturt Karbonate ist kein klarer Trend zu erkennen (Abb. 7.25a). Die meisten Proben dieser Serie zeigen eine leichte bis keine Abreicherung der LREE+Y. In den MREE+Y ist der Hauptteil der Proben nicht bis leicht angereichert. Im Vergleich zu den post-Marinoan Karbonaten liegen sie deutlicher über den Pr_N/Yb_N- bzw. den Sm_N/Yb_N-Verhältnissen des rezenten Meerwassers und ebenfalls über denen des Frischwasser-Stromatolithen. Die post-Sturt-Karbonate haben einen sehr ähnlichen Trend wie post-Marinoan Karbonate nach Frimmel (2009) ausgebildet, sie zeigen aber Abweichungen von den post-Sturt-Karbonaten der Pocatello-Fm. (Meyer et al. (2012)).

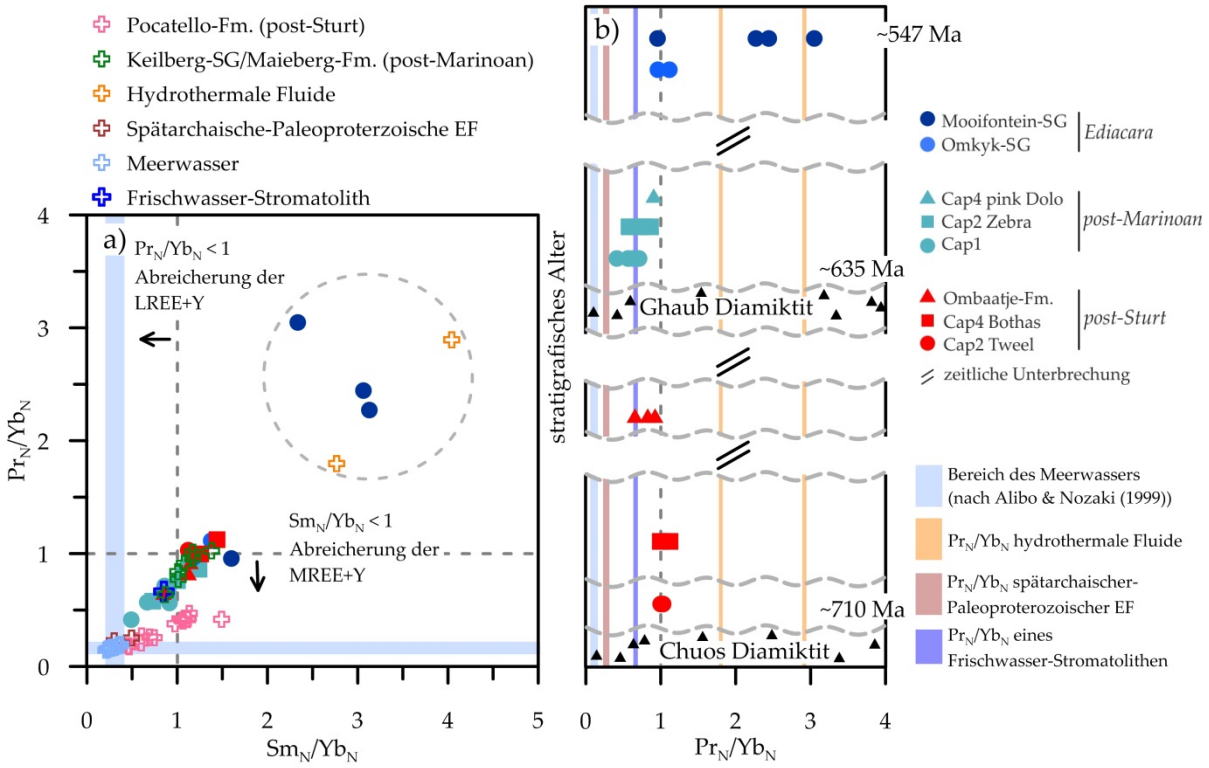


Abbildung 7.25: Korrelationsdiagramme zur Darstellung der An-/Abreicherung der LREE+Y bzw. der MREE+Y der namibischen Probenserie. a) Pr_N/Yb_N gegen Sm_N/Yb_N, b) Pr_N/Yb_N gegen die Profilhöhe [m]. Daten dieser Studie werden durch Punkte, Drei- und Vierecke, Literaturwerte werden durch Kreuze markiert: spätarchaisch-paleoproterozoische-EF (Bau und Dulski (1996), dunkelrot), hydrothermale Fluide (Bau und Dulski (1999), orange), Frischwasser-Stromatolith (Bolhar und Van Kranendonk (2007), blau), Keilberg-SG/Maieberg-Fm. Namibia (Frimmel (2009), grün), Pocatello-Fm. Idaho (Meyer et al. (2012), pink) und b) schematische Darstellung der Pr_N/Yb_N-Verhältnisse der namibischen Probenserie in Bezug auf die stratigrafische Höhe. Die Bereiche der Sm_N/Yb_N- bzw. Sm_N/Yb_N-Verhältnisse verschiedener Reservoire werden durch farbige Balken repräsentiert: spätarchaisch-paleoproterozoische-EF (Bau und Dulski (1996), dunkelrot), Meerwasser (5,00 m bis 2576 m, Alibo und Nozaki (1999), hellblau), hydrothermale Fluide (Bau und Dulski (1999), orange), Frischwasser-Stromatolith (Bolhar und Van Kranendonk (2007), blau).

Die post-Sturt Karbonate aus Namibia könnten – ähnlich wie die post-Marinoan Karbonate – einen Mix aus Meerwasser und Frischwasser repräsentieren (Abb. 7.25a-b). Aufgrund von eventuell niedrigeren Sauerstoffgehalten im Wasser könnten die Muster hydrothermaler

Quellen deutlicher hervortreten. Diese These passt zu den erhöhten Ce- und Eu-Anomalien der post-Sturt Karbonate dieser Probenserie. Ähnlich wie die post-Sturt Karbonate haben sich auch die beiden Ediacara Proben der Omkyk-Fm. entwickelt (Abb. 7.25a-b). Die meisten Proben des Mooifontein-SG weichen sehr stark von diesem Trend ab. Diese Karbonate werden in Abbildung 7.25a im Bereich der hydrothermalen Fluide (Bau und Dulski (1999)) dargestellt. Auffällig ist auch hier wieder der deutliche Unterschied zwischen den Ediacara Proben des Mooifontein-SG und denen aus dem Omkyk-SG, welche eventuell weniger durch hydrothermale Fluide beeinflusst wurden.

7.4 Sr-Isotope und Mn/Sr-Verhältnisse

Im Folgenden Abschnitt wird auf die Sr-Isotope eingegangen. Vor der Diskussion der Analysenergebnisse muss auf Verfälschung geochemischer Muster durch Alteration bzw. Diagenese eingegangen werden. Yoshioka et al. (2003) beschreiben die Anfälligkeit der Sr-Isotope mariner Karbonate gegenüber Alteration im Zuge diagenetischer Effekte. Daher ist es wichtig zu erkennen, welche Isotopen-Verhältnisse das ursprüngliche Meerwasser bzw. Ablagerungsmilieu repräsentieren und welche z.B. durch Diagenese verstellt wurden. Gerade Sr-Isotope sind anfällig für Veränderungen im Zuge postdepositionaler Veränderungen (Yoshioka et al. (2003)). Jacobsen und Kaufman (1999) beschreiben in diesem Zusammenhang verschiedene Faktoren wie Fluid-Diagenese, Dolomitisierung oder auch Metamorphose. In Kombination mit dieser Problematik werden häufig Mn/Sr-Verhältnisse genutzt. Diese können dabei helfen Aussagen über den Einfluss von diagenetischer bzw. hydrothermaler Überprägung zu treffen (z.B. Jacobsen und Kaufman (1999), Yoshioka et al. (2003), Alvarenga et al. (2008), Huang et al. (2011), Tahata et al. (2013)). Im Zuge mariner Diagenese steigen die Mn-Konzentrationen an, während Sr abgeführt wird und das Mn/Sr-Verhältnis steigt. Jacobsen und Kaufman (1999) postulieren, dass Mn/Sr-Verhältnisse >2 auf eine diagenetische Veränderung hinweisen. Weniger alteriertes Material zeigt Mn/Sr-Verhältnisse <2. Zur Beurteilung der Sr-Daten neoproterozoischer Karbonate achten Jacobsen und Kaufman (1999) außerdem darauf, dass nur Daten von Proben interpretiert werden, die sehr niedrige Rb/Sr-Verhältnisse ($<5x10^{-3}$) und hohe Sr-Konzentrationen (150-2500 μg/g) besitzen. Diese verschiedenen Richtwerte werden in den folgenden Diagrammen zur Beurteilung der Sr-Isotope berücksichtigt bzw. in Form von grauen Linien eingetragen (Abb. 7.26 – 7.29). Kasemann et al. (2010) ergänzen, dass erhöhte Mn/Sr-Verhältnisse

ebenfalls ein Anzeiger für eine Ablagerung in einem anoxischen Milieu sein können. Erniedrigte Mn/Sr-Verhältnisse hingegen werden von Kasemann et al. (2010) häufig in neoproterozoischen Karbonaten beobachtet, die deutliche Zeichen von Rekristallisation zeigen.

7.4.1 Sr-Isotope und Mn/Sr-Verhältnisse – China –

In Abbildung 7.26a-b sind die Parameter Sr-Konzentration, Mn/Sr-Verhältnis bzw. das Rb/Sr-Verhältnis der chinesischen Probenserie gegeneinander aufgetragen. Die Mn/Sr-Verhältnisse der post-Marinoan Karbonate aus der chinesischen Probenserie schwanken sehr stark und liegen bis auf die beiden Proben der JiulongwanB Sektion (braune Rauten in Abb. 7.26) teilweise sehr deutlich über einem Mn/Sr-Verhältnis von 2.

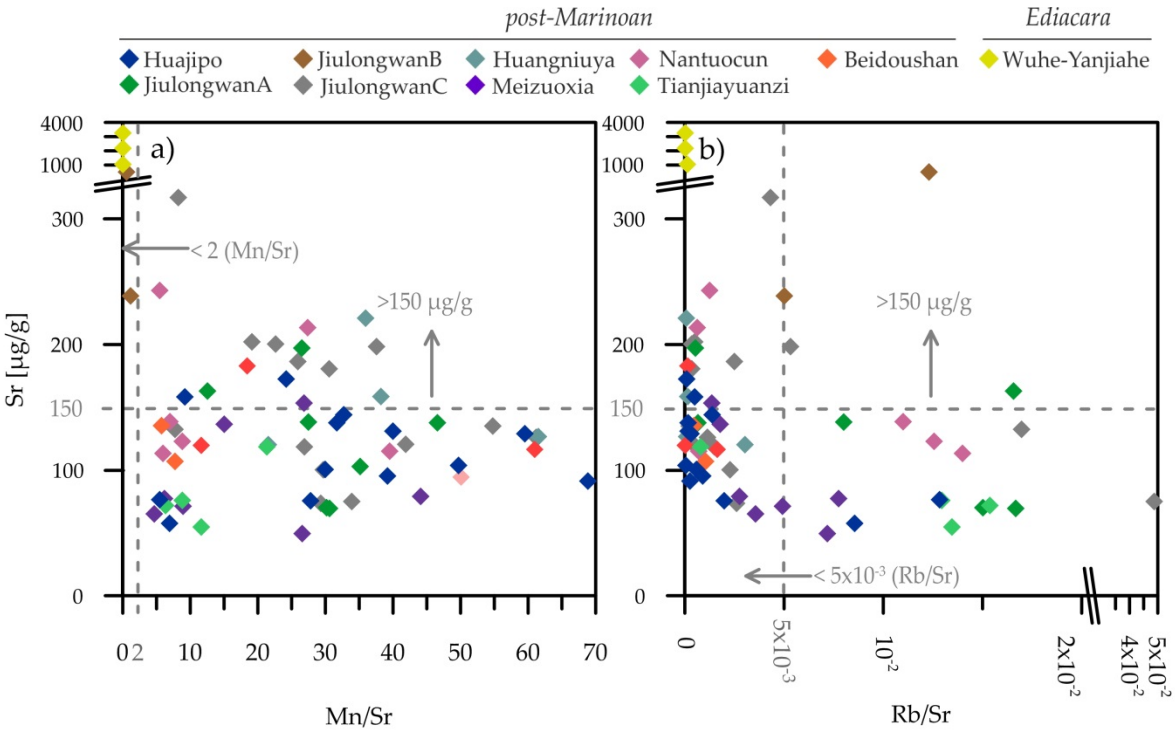


Abbildung 7.26: Korrelationsdiagramme zur Beurteilung der Sr-Isotope der chinesischen Probenserie (1): a) Sr [µg/g] gegen Mn/Sr und b) Sr [µg/g] gegen Rb/Sr. Die grauen Linien markieren Richtwerte, die aus Jacobsen und Kaufman (1999) entnommen wurden.

Weitere Ausnahmen bilden die drei Ediacara Karbonate aus der Wuhe-Yanjiahe Sektion. Alle drei Proben zeigen Mn/Sr-Verhältnisse, die deutlich <2 sind, Sr-Konzentrationen zwischen 1035 µg/g und 3259 µg/g sowie Rb/Sr-Verhältnisse, die alle unter dem Richtwert von < $5x10^{-3}$ dargestellt werden (Abb. 7.26a-b). Im Gegensatz dazu liegen nur wenige post-Marinoan Karbonate über dem Richtwert für die Sr-Konzentration von mindestens 150 µg/g (nach Jacobsen und Kaufman (1999)). Aufgrund von sehr niedrigen Rb-Konzentrationen liegt

jedoch ein Großteil der Proben unterhalb dem Richtwert von Rb/Sr <5x10^{-3} (nach Jacobsen und Kaufman (1999); vgl. Abb. 7.26a-b). Der Vergleich mit den genannten Richtwerten, wobei die Mn/Sr-Verhältnisse das größte Kriterium darstellen, zeigt, dass einzig die beiden Proben der JiulongwanB Sektion und die drei Ediacara Proben der Wuhe-Yanjiahe Sektion nicht durch diagenetische Prozesse beeinflusst wurden. Eine Verfälschung der Daten könnte eine Erklärung für die starken Variationen der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse sein (Abb. 7.27a-b). Die Abbildungen 7.27a-b verdeutlichen, dass alle post-Marinoan Karbonate aus China zum Teil deutlich über dem $^{87}Sr/^{86}Sr$ von neoproterozoischem Meerwasser liegen. Als Richtwert dient ein $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis mariner Karbonate (0,70717) der Maieberg-Fm. aus Namibia, die auf ein Alter von 634,8 Ma datiert wurde (Halverson et al. (2007)).

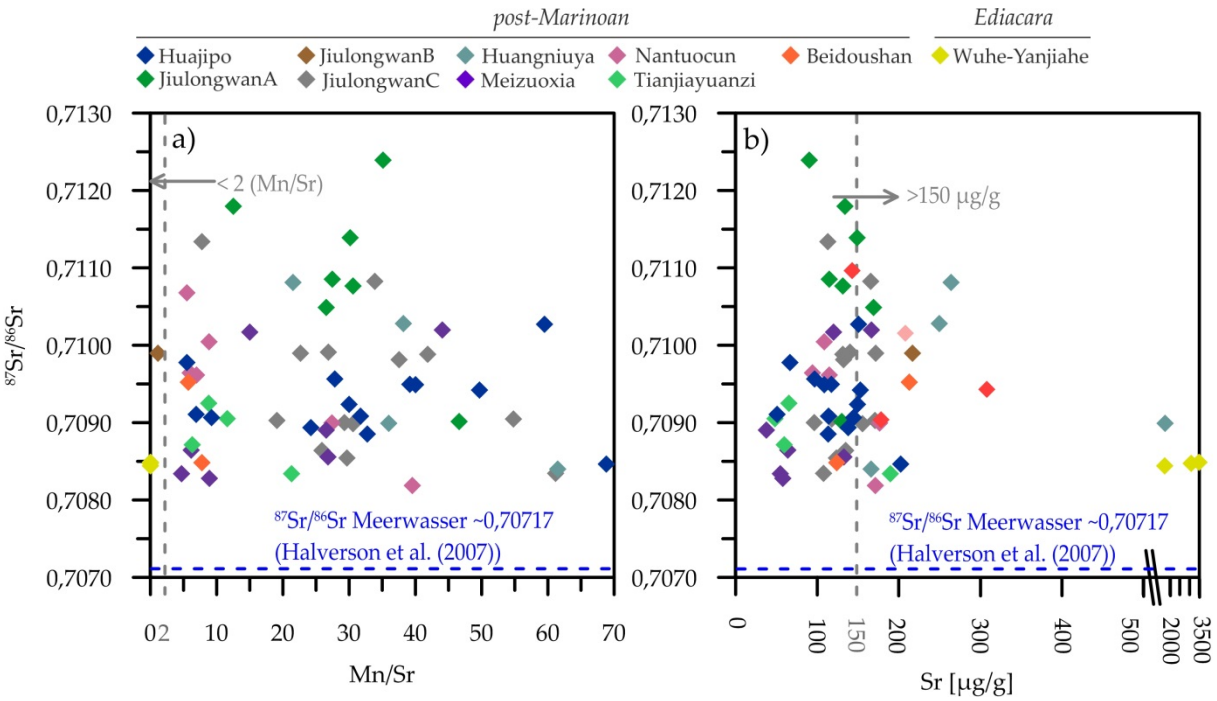


Abbildung 7.27: Korrelationsdiagramme zur Beurteilung der Sr-Isotope der chinesischen Probenserie (2): a) $^{87}Sr/^{86}Sr$ gegen Mn/Sr, b) $^{87}Sr/^{86}Sr$ gegen Sr [µg/g]. Die grauen Linien markieren Richtwerte für Mn/Sr und die Sr-Konzentration (nach Jacobsen und Kaufman (1999)). Die blaue Linie markiert den Richtwert für das $^{87}Sr/^{86}Sr$ des neoproterozoischen Meerwassers (634,8 Ma nach Halverson et al. (2007)). Die Größe der Symbole entspricht in etwa dem Analysenfehler des Sr.

Die Proben der Wuhe-Yanjiahe Sektion liegen nicht im Bereich des $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisses von neoproterozoischem Meerwasser. Dies ist dadurch zu erklären, dass die Proben im Ediacarium vor ca. 547 Ma abgelagert wurden. Für diesen Zeitabschnitt (546,1-547,9 Ma) analysieren Halverson et al. (2007) $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse zwischen 0,70849 und 0,70857 an Gesteinen der Nama-Gruppe (Namibia). Mit Werten zwischen 0,70844 und 0,70849 liegen die Proben der Wuhe-Yanjiahe Sektion somit im Trend der Meerwasserkurve.

Wie im vorangegangenen Abschnitt erläutert wurde, können die erhöhten Mn/Sr-Verhältnisse auf Alteration der restlichen Karbonate deuten. Dies kann eine Erklärung für die stark variierenden und erhöhten $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte liefern. Es gilt jedoch zu beachten, dass auch die Proben der JiulongwanB Sektion (Mn/Sr<2) deutlich höhere $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte als neoproterozoisches Meerwasser entwickelt haben (Abb. 7.27a-b). Generell müssen die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte jedoch mit Vorsicht betrachtet werden.

7.4.2 Sr-Isotope und Mn/Sr-Verhältnisse – Namibia –

Die Proben aus Namibia haben im Vergleich zu denen aus China größtenteils niedrigere Mn/Sr-Verhältnisse entwickelt. Das Maximum für die Mn/Sr-Verhältnisse liegt bei ~20, wobei ein Großteil der Proben unter dem Richtwert von Zwei für das Mn/Sr-Verhältnis liegt (Abb. 7.28). Karbonate mit Mn/Sr > 2 stammen aus der post-Marinoan Serie (Cap 1 und Cap 2). Die Mindestkonzentration des Sr von 150 µg/g (nach Jacobsen und Kaufman (1999)) wird nur von den Ediacara Karbonaten und einzelnen post-Marinoan und post-Sturt Karbonaten erreicht (vgl. Abb. 7.28).

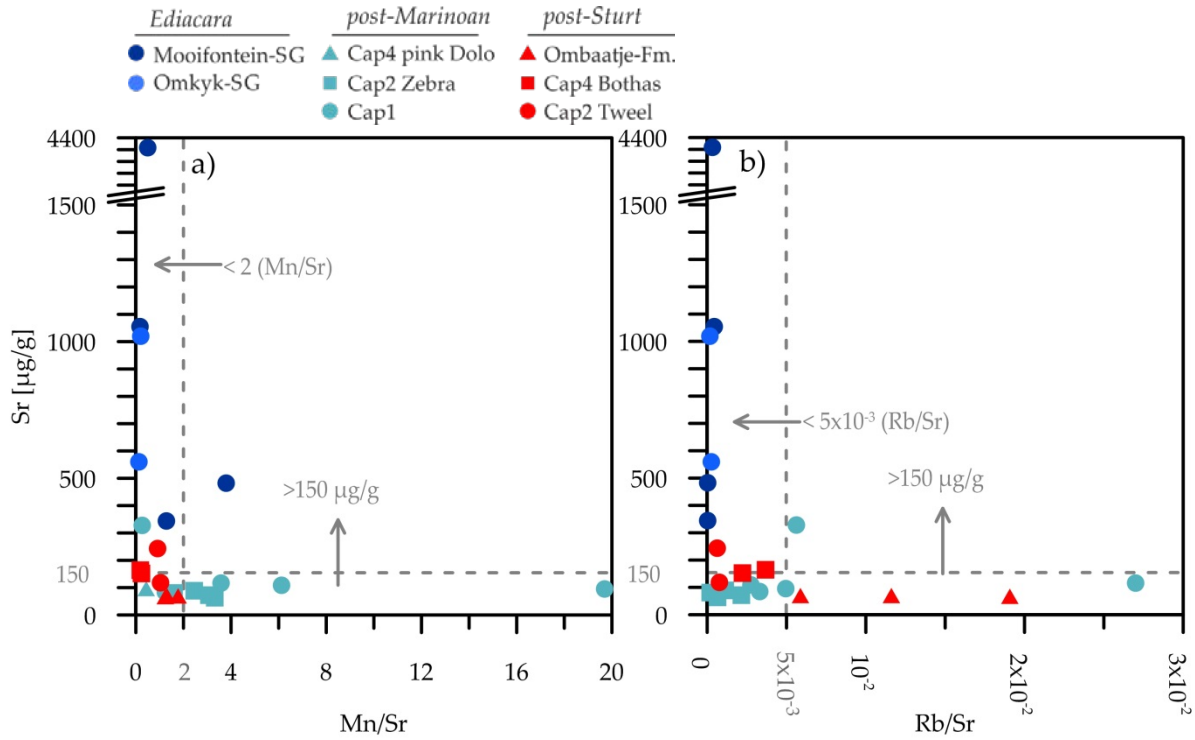


Abbildung 7.28: Korrelationsdiagramme zur Beurteilung der Sr-Isotope der namibischen Probenserie (1): a) Sr [µg/g] gegen Mn/Sr und b) Sr [µg/g] gegen Rb/Sr. Die grauen Linien markieren Richtwerte, die aus Jacobsen und Kaufman (1999) entnommen wurden.

Die post-Marinoan und post-Sturt Proben liegen hauptsächlich unter diesem Wert. Bei den Rb/Sr-Verhältnissen werden – bis auf eine Ausnahme – die meisten post-Marinoan Proben

über dem Rb/Sr-Verhältnis von $5x10^{-3}$ (nach Jacobsen und Kaufman (1999)) dargestellt. Die post-Sturt Karbonate zeigen in diesem Zusammenhang eine Zweiteilung. Während die Karbonate der unteren Profilbereiche unter dem Richtwert von $5x10^{-3}$ liegen, werden für die Proben der Ombaatje-Fm. höhere Rb/Sr-Verhältnisse beobachtet (Abb. 7.28). Da das Hauptkriterium von einem Mn/Sr<2 im Falle der namibischen Karbonate bei vielen Proben erfüllt wird, wird jedoch ausgeschlossen, dass diese Proben durch Alteration/Diagenese beeinflusst wurden. In Abbildung 7.29 werden die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse gegen die Mn/Sr-Verhältnisse (Abb. 7.29a) bzw. gegen die Sr-Konzentrationen (Abb. 7.29b) aufgetragen. Da von den post-Marinoan und post-Sturt Karbonaten von Eisenhauer (unveröff.) nur Isotopen-Daten vorhanden sind, wird der Umfang der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte in einem Schaukasten in Abbildung 7.29c dargestellt. Es zeigt sich, dass die Karbonate der post-Sturt als auch der post-Marinoan Phase zum Teil niedrigere $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse entwickelt haben als die der chinesischen Probenserie. Jedoch können auch innerhalb der namibischen Probenserie keine direkten Übereinstimmungen mit dem $^{87}Sr/^{86}Sr$-Wert des neoproterozoischen Meerwassers (634,8 Ma nach Halverson et al. (2007)) beobachtet werden. Außerdem haben sowohl die post-Marinoan Proben aus Namibia, als auch die Ediacara Proben höhere Variationen innerhalb der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte als die post-Marinoan Proben aus China ausgebildet.

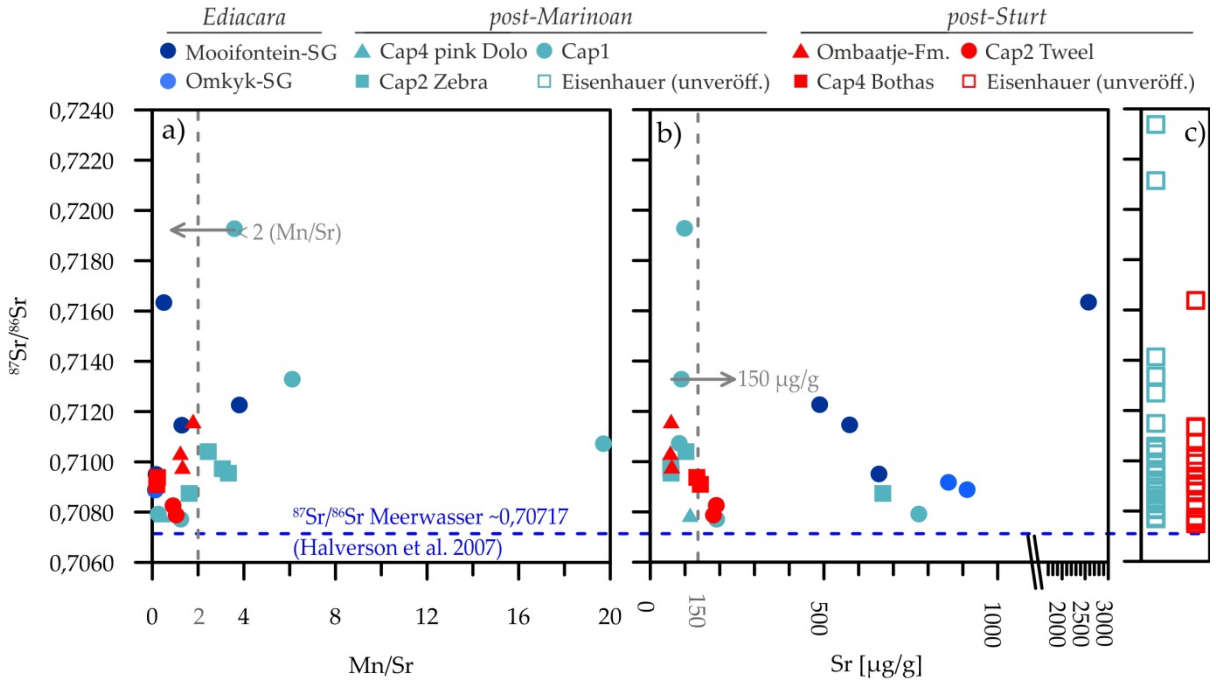


Abbildung 7.29: Korrelationsdiagramme zur Beurteilung der Sr-Isotope der namibischen Probenserie (2). a) $^{87}Sr/^{86}Sr$ gegen Mn/Sr, b) $^{87}Sr/^{86}Sr$ gegen Sr [µg/g] und c) Ausbildung der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte der post-Marinoan und post-Sturt Karbonate von Eisenhauer (unveröff.). Die grauen Linien markieren Richtwerte, die aus Jacobsen und Kaufman (1999) entnommen wurden. Die blaue Linie markiert den ungefähren $^{87}Sr/^{86}Sr$ Wert des Meerwassers nach der Marinoan-Vereisung (aus Halverson et al. (2007)). Die Größe der Symbole entspricht in etwa dem Analysenfehler des Sr.

Da die Sr-Meerwasserkurve während des Neoproterozoikums einen stetigen Anstieg ausgebildet hat (vgl. Abb. 7.31-7.32; z.B. Halverson et al. (2007)), sollten die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse der post-Sturt Karbonate noch niedriger sein. Halverson et al. (2007) geben für marine Karbonate aus diesem Zeitabschnitt (post-Sturt, ca. 716,8 Ma aus dem Russøya-SG; Spitzbergen) ein $^{87}Sr/^{86}Sr$-Wert von 0,70675 an. Die post-Sturt Karbonate aus der namibischen Probenserie stimmen nicht mit den niedrigen Verhältnissen der Sr-Meerwasserkurve zu diesem Zeitpunkt überein. Obwohl in den vorangegangenen Abschnitten eine Veränderung der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte für die meisten Proben ausgeschlossen wurde, sollten die erhöhten $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte mit Vorsicht betrachtet werden.

7.4.3 Das $^{87}Sr/^{86}Sr$ – generelle Beobachtungen –

Der Vergleich mit Werten aus der Literatur zeigt, dass die erhöhten Mn/Sr-Verhältnisse gerade in den basalen Teilen der postglazialen Ablagerungen – den Cap Karbonaten – vorkommen. Eine ähnliche Beobachtung gilt auch für die erhöhten Variationen bzw. die nicht mit dem für neoproterozoisches Meerwasser übereinstimmenden Sr-Verhältnisse (z.B. Yoshioka et al. (2003), Sawaki et al. (2010), Derkowski et al. (2013), Hohl et al. (2015)). Huang et al. (2011) sehen in den erhöhten Mn/Sr-Verhältnissen nicht unbedingt einen Hinweis auf Alteration. Die Autoren vermuten, dass diese Werte die Sr-Werte des Meerwassers zum Zeitpunkt der Ablagerung repräsentieren, da sie ähnliche Trends weiterer RedOx-sensitiver Elemente (Ni, Ba, Zn etc.) beobachten. Eine ähnliche Vermutung wird auch von Kasemann et al. (2010) postuliert. Die Autoren merken an, dass erhöhte Mn/Sr-Verhältnisse nicht ausschließlich auf Alteration der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse deuten, sondern auch auf Ablagerung in einem anoxischen Milieu. Ein Vergleich für RedOx-sensitive Elemente, wie ihn Huang et al. (2011) anstellen, wird für die chinesische Probenserie in Abbildung 7.30a-e gezeigt. Aufgrund von Elementkonzentrationen, die zum Teil unterhalb der Nachweisgrenze liegen bzw. von Elementen, die für manche Proben nicht analysiert werden konnten, sollte dieser Vergleich lediglich mit Vorsicht betrachtet werden. Gerade Mn, Ni und Ba haben ähnliche Trends entwickelt. In den basalen sowie in den obersten Teilen der Cap Karbonate – den C1- und C3-SG – sind die Variationen am deutlichsten. Jedoch sollte beachtet werden, dass in diesen Teilen a) weniger Proben analysiert wurden und b) Werte aufgrund von Messungen, welche unterhalb der Nachweisgrenze liegen, fehlen. Proben mit Konzentrationen unterhalb der Nachweisgrenze lassen aber darauf schließen, dass die

Element-Konzentrationen im mittleren Teil der Cap Karbonate am niedrigsten sind. Da gerade bei den Proben aus Namibia niedrige Mn/Sr-Verhältnisse während erhöhter $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältbnisse bzw. erhöhter Variationen in den Isotopen-Verhältnissen beobachtet werden, könnte dies ebenfalls ein Hinweis darauf geben, dass die erhöhten Variationen und Verhältnisse nicht unbedingt das Ergebnis diagenetischer Alteration sein müssen bzw. die Zusammensetzung des Meerwassers zum Zeitpunkt der Ablagerung sein könnten.

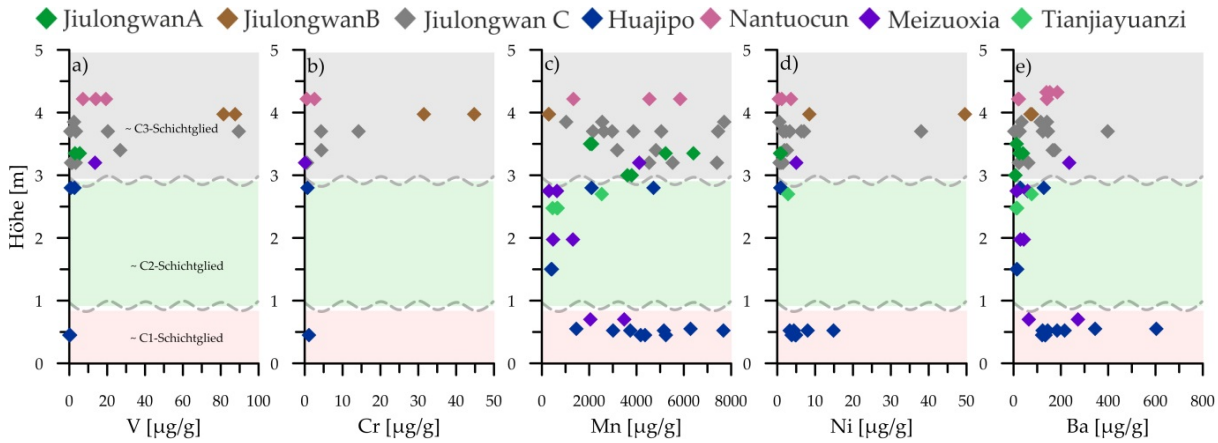


Abbildung 7.30: Konzentrationen RedOx-sensitiver Elemente der chinesischen Probenserie aufgetragen gegen die Profilhöhe [m]: a) V [µg/g], b) Cr [µg/g], c) Mn [µg/g], d) Ni [µg/g] und e) Ba [µg/g].

Jedoch sprechen die erhöhten $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte, die auch in den namibischen Proben ermittelt wurden dagegen, dass die Karbonate die typische Meerwassersignatur des Neoproterozoikums zeigen. Ein Grund für die unterschiedliche Ausprägung der Mn/Sr-Verhältnisse und somit auch für die Anzeiger diagenetischer Einflüsse könnte in den unterschiedlichen Strukturen der Cap Karbonate aus China und Namibia liegen. Der Vergleich der Mn/Sr-Verhältnisse der chinesischen Probenserie und der Probenserie aus Namibia macht deutlich, dass die chinesischen Cap Karbonate wesentlich stärker durch diagenetische Fluide beeinflusst sein könnten, als die aus Namibia (vgl. Abb. 7.27a und 7.28a). Diese Beobachtung gilt sowohl für die post-Sturt Proben als auch für die post-Marinoan Proben aus Namibia. Der Grund dafür kann in der besonderen Struktur der chinesischen Cap-Karbonate liegen, welche sehr variabel in ihrer Fazies sind. Bei Betrachten der postglazialen Karbonate wird deutlich, dass sie sehr stark von Fluiden durchzogen wurden. Im Gegensatz dazu zeigen die post-Sturt als auch die post-Marinoan Karbonate aus Namibia eine deutlich geringere „Fazies-Variabilität“ (vgl. Anhang A). Die größtenteils mikritischen Gefüge scheinen aufgrund ihrer Struktur gegenüber Fluiden „versiegelt“ zu sein (pers. Komm. J. Reitner). Yoshioka et al. (2003) analysieren postglaziale Karbonate der

Rasthof-Fm. und beobachten ebenfalls, dass der Hauptteil der erhöhten Mn/Sr-Verhältnisse in den unteren Bereichen der Cap Karbonate vorkommt. Gleichzeitig werden für diese Abschnitte erhöhte $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte analysiert. Yoshioka et al. (2003) begründen die erhöhten $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte ebenfalls durch Alteration. Jedoch beobachten die Autoren erhöhte Mn/Sr-Verhältnisse in den darauffolgenden Lagen und nutzen dennoch die dazugehörigen $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte, da sie denen mit Mn/Sr-Verhältnissen <2 entsprechen. Hohl et al. (2015) haben auch erhöhte Mn/Sr-Verhältnisse während stark radiogenen $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnissen analysiert, welche hauptsächlich in den Einheiten der Cap Karbonate (China) vorkommen. Die Autoren sehen eine Alteration durch Fluid-Überprägung für sehr wahrscheinlich. Sie beobachten in allen Schichtgliedern der postglazialen Karbonate erhöhte Mn-Konzentrationen, was darauf schließen lässt, dass die Karbonate durch sub- bis anoxische Porenwässer beeinträchtigt wurden, während sie gerade in den Cap Karbonaten niedrigere Sr-Konzentrationen beobachten, was für eine Sr-Abfuhr durch Fluide spricht. In Kombination mit den radiogenen $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnissen und den erhöhten Mn-Konzentrationen vermuten sie eine Veränderung durch Fluide mit klastischem Einfluss. Die Fluide könnten ihren Ursprung in den unteren Teilen der glazialen Nantuo Diamiktite haben. Im vorangegangenen Abschnitt wurde bereits erwähnt, dass diese hohen Variationen hauptsächlich auf die Cap Karbonate beschränkt sind. Daher stellt sich die Frage, warum nicht auch die folgenden Schichtglieder durch Fluid-Überprägung verändert wurden. Hohl et al. (2015) greifen auf eine Erklärung von Derkowski et al. (2013) zurück. Derkowski et al. (2013) sehen in den tonreichen Schichten des C2-Schichtgliedes eine Barriere für Fluide aus den unteren Teilen der Doushantuo-Fm. Dies könnte ein weiteres Indiz dafür sein, dass die Anomalien zwar ein besonderes Merkmal der Cap Karbonate sind (da sie global beobachtet werden), jedoch nicht auf die damalige Meerwasser-Zusammensetzung zurückzuführen sind. Stattdessen könnten sie durch Fluide beeinflusst worden sein. Durch eine natürliche Barriere wurden die Karbonate in ihrer Entwicklung von den restlichen postglazialen Karbonaten isoliert. In diesem Zusammenhang müsste jedoch geklärt werden, ob die beschriebenen tonreichen Schichten global vorkommen, da die erhöhten Isotopen-Verhältnisse nicht nur auf China beschränkt sind. Auch Sawaki et al. (2010) postulieren stark radiogene und variierende Isotopen-Verhältnisse in den Cap Karbonaten. Sie machen ebenfalls diagenetische Effekte für die variierenden und radiogenen Sr-Verhältnisse verantwortlich. Die Beeinträchtigung durch radioaktiven Zerfall des Rb wird bei den Daten dieser Studie ausgeschlossen.

Da sich das $^{87}Sr/^{86}Sr$ im Laufe der Zeit durch den radioaktiven Zerfall des Rb erhöht, wurde außerdem versucht Rb zu analysieren, um das initiale $^{87}Sr/^{86}Sr$ zu bestimmen. Die Rb-Konzentrationen der Proben sind jedoch so gering, dass die Analysen nicht möglich waren. Aus diesem Grund wird der Beeinflussung der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse der Karbonate dieser Studie durch den radioaktiven Zerfall des vorhandenen Rb vernachlässigt.

7.4.4 Sr-Meerwasserkurve und Cap Karbonate

Zur Beurteilung, ob die Cap Karbonate genutzt werden können, um die neoproterozoische Sr-Meerwasserkurve zu vervollständigen, werden die Daten dieser Studie mit in die Sr-Meerwasserkurve des Neoproterozoikums eingetragen. Die dargestellte Kurve wurde bereits im Geologischen Kontext (4. Kap.) vorgestellt. Der direkte Vergleich mit den Daten dieser Studie und denen der neoproterozoischen Meerwasserkurve macht die im vorherigen Abschnitt erwähnte Problematik der erhöhten und stark variierenden $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse noch einmal deutlich. Abbildung 7.31 zeigt die Daten der chinesischen Probenserie im Vergleich mit der neoproterozoischen Meerwasserkurve. In Abbildung 7.32 werden die Daten aus Namibia inklusive der Daten von Eisenhauer (unveröff.) mit den Werten aus der Literatur verglichen. Die Proben der chinesischen Probenserie liegen eindeutig über dem Verlauf der Sr-Meerwasserkurve. Die niedrigsten $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte stimmen gerade einmal mit den höchsten $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werten aus dieser Zeit überein. Da aber schon im methodischen Teil (5. Kap., Teil B) erörtert wurde, dass die Bereiche mit den niedrigsten $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werten am wahrscheinlichsten sind, kann davon ausgegangen werden, dass die post-Marinoan Karbonate der chinesischen Probenserie nicht mit der Sr-Meerwasserkurve übereinstimmen. Neben anderen Autoren analysieren Hohl et al. (2015) abgesehen von Cap Karbonaten auch die darüber abgelagerten postglazialen Karbonate der Doushantuo-Fm. Laut den Autoren passen die initialen Werte dieser Karbonate gut mit den $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werten der neoproterozoischen Meerwasserkurve überein. Im Gegensatz dazu postulieren sie ebenfalls stark variierende $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse für die Cap Karbonate (0,708796-0,713107). Dabei beobachten die Autoren die höchsten Sr-Verhältnisse in den oberen Schichtgliedern der Cap Karbonate.

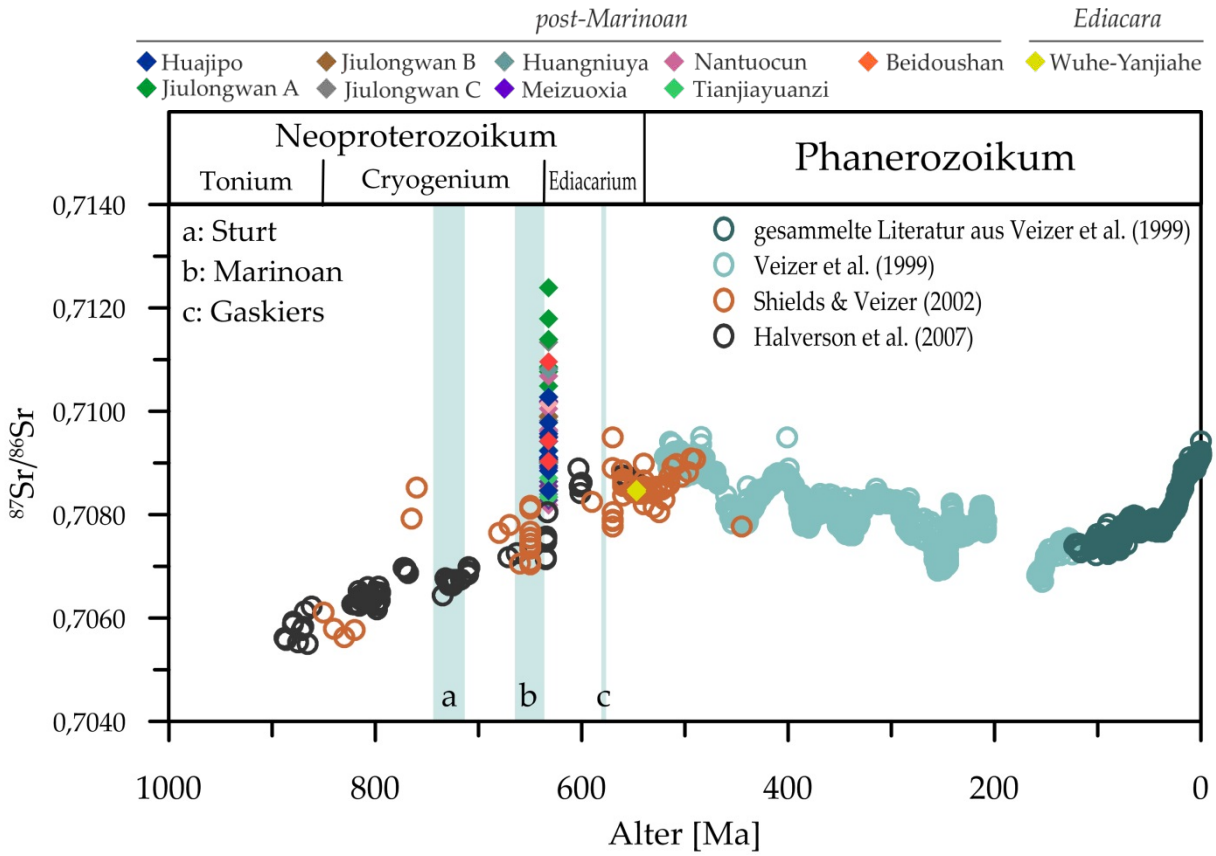


Abbildung 7.31: $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse der chinesischen Probenserie im Vergleich mit der Sr-Meerwasserkurve. Daten für die Meerwasserkurve wurden zusammengestellt aus der Datenbank von Veizer et al. (1999) sowie Shields und Veizer (2002). Weitere Daten stammen aus Halverson et al. (2007, 2010) sowie URL10. Hellblaue Balken markieren den ungefähren Zeitpunkt der jeweiligen Vereisungsphase. Die Größe der Symbole entspricht in etwa dem Analysenfehler des Sr.

Die post-Sturt Karbonate aus Namibia liegen ebenfalls mit hohen Variationen der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse über den Sr-Werten der neoproterozoischen Meerwasserkurve. Nur wenige Karbonate haben so niedrige $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte entwickelt, dass sie in ungefährer Nähe zu denen der Meerwasserkurve dargestellt werden können. Auch innerhalb der namibischen post-Marinoan Karbonate liegen nur wenige Proben im Bereich der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte der neoproterozoischen Meerwasserkurve. Im Vergleich mit den post-Sturt Karbonaten zeigt die post-Marinoan Serie (inklusive Eisenhauer (unveröff.)) noch stärkere Variationen der Sr-Isotope. Die Probenserie des Ediacara Mooifontein-SG umfasst nur vier Proben. Trotzdem werden auch bei diesen Karbonaten hohe Variationen beobachtet, die nicht mit den Sr-Werten der Meerwasserkurve übereinstimmen. Obwohl die Proben aus dem Mooifontein-SG das zeitliche Pendant zu den Ediacara Karbonaten der Wuhe-Yanjiahe Sektion darstellen, zeigen sie im Gegensatz zu diesen drei Proben keine Übereinstimmung mit den Werten der Meerwasserkurve (vgl. Abb. 7.31 und Abb. 7.32). Die älteren Proben aus dem Omkyk-SG

haben einen weniger radiogenen Trend als die aus dem Mooifontein-SG ausgebildet und korrelieren wie die Ediacara Karbonate aus China mit der Meerwasserkurve (vgl. Abb. 7.32).

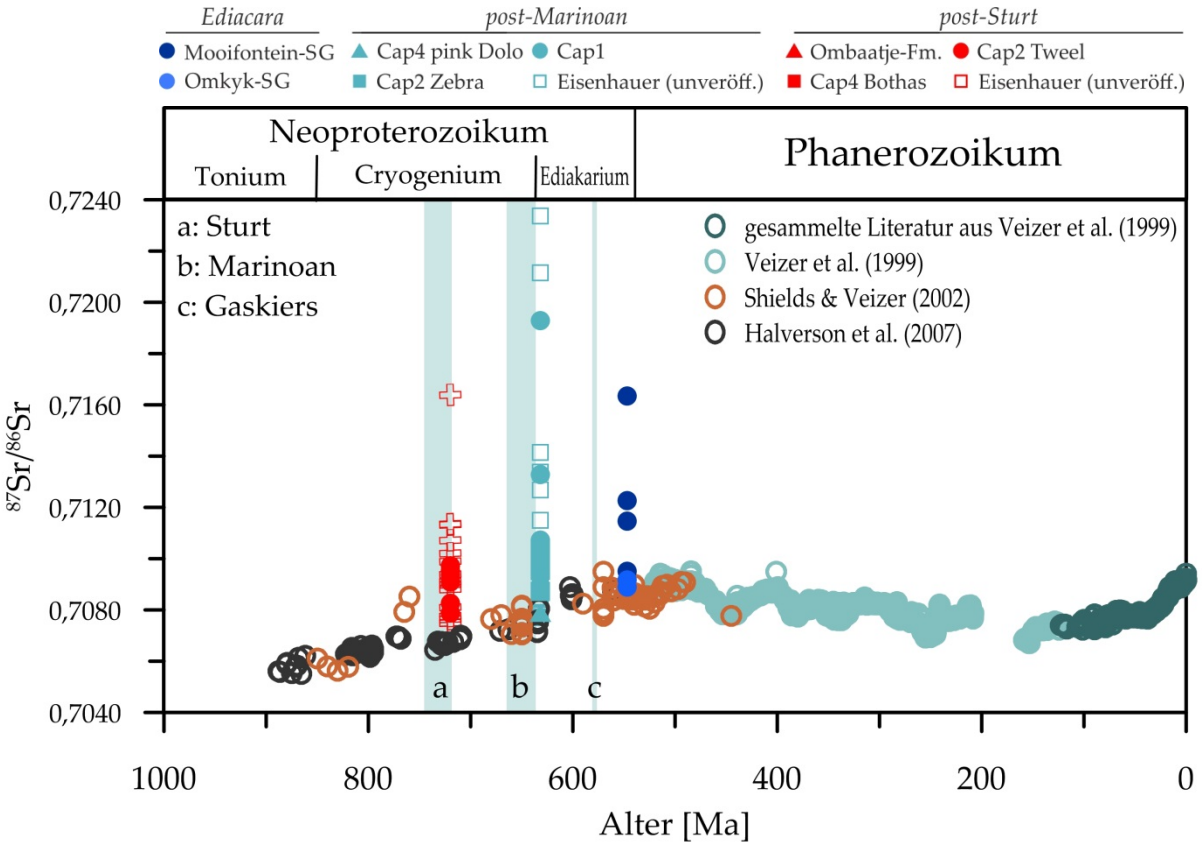


Abbildung 7.32: $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse der namibischen Probenserie im Vergleich mit der Sr-Meerwasserkurve. Daten für die Meerwasserkurve wurden zusammengestellt aus der Datenbank von Veizer et al. (1999) sowie Shields und Veizer (2002). Weitere Daten stammen aus Halverson et al. (2007, 2010) sowie URL10. Hellblaue Balken markieren den ungefähren Zeitpunkt der jeweiligen Vereisungsphase. Die Größe der Symbole entspricht in etwa dem Analysenfehler des Sr.

Abbildung 7.32 zeigt, dass beide Proben aus dem Omkyk-SG grob mit dem Trend der Sr-Meerwasserkurve übereinstimmen. Halverson et al. (2007) geben für die Nama-Gruppe $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte zwischen 0,70849 und 0,70857 (546,1-547,9 Ma) an. Mit Werten zwischen 0,70918 ± 5 (503) und 0,70888 ± 1 (537) liegen die beiden Proben aus dem Omkyk-SG nur knapp darüber. Die Unterschiede in der Sr-Isotopie passen zu den geochemischen Trends, welche schon in den vorangegangenen Abschnitten beobachtet wurden. Auch die Muster in den Sr-Isotopen deuten auf eine Ablagerung in unterschiedlichen Milieus bzw. stellt sich die Frage, ob die Proben aus dem jüngeren Mooifontein-SG diagenetischen Effekten unterlagen, während die Proben aus dem älteren Omkyk-SG unbeeinflusst blieben. In diesem Zusammenhang muss berücksichtigt werden, dass sowohl die Proben aus dem Mooifontein-SG, als auch die aus dem Omkyk-SG, die in Abschnitt 7.4.2 aufgezählten Kriterien für unbeeinflusste $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse erfüllen (Mn/Sr<2, Sr>150 µg/g; Rb/Sr<5x10^{-3}).

Diese Tatsache spricht eher für unterschiedliche Konditionen während der Ablagerung der Karbonate. Um diesen Zusammenhang zu klären, muss daran erinnert werden, dass beide Ediacara Probenserien aus der Nama-Gruppe stammen. Jedoch wurden die Schichtglieder zu unterschiedlichen Zeiten abgelagert und in zwei unterschiedlichen – durch den Osis-Rücken getrennten – Becken ausgefällt. So stammen die Proben des Mooifontein-SG aus dem Witputs-Becken, die Proben des Omkyk-SG aus dem Zaris-Becken (vgl. 4. Kap.). Die Proben des Omkyk-SG stammen von einer isolierten Karbonat Plattform (Adams et al. (2004)), die während bzw. nach einer transgressiven Phase abgelagert wurden (Johnson und Grotzinger (2006)). Das Mooifontein-SG (südlich des Osis-Rückens) wurde im marinen Milieu ebenfalls während einer transgressiven Phase abgelagert (Hall et al. (2013)). Im Gegensatz zu den Kalksteinen des Omkyk-SG werden die des Mooifontein-SG in der Literatur als aufgearbeitete Sturmsedimente beschrieben. Diese Beschreibung könnte die Heterogenität in den geochemischen Ergebnissen erklären. Hall et al. (2013) postulieren des Weiteren eingeschaltete Brekzien. Saylor et al. (1998) beschreiben die obere Grenze des Mooifontein-SG als diskordante Fläche, welche durch erosive Täler geprägt ist, die mit Konglomeraten verfüllt sind. Darauf folgen die siliziklastischen Gesteine der Schwarzrand-Gruppe. Im Gegensatz dazu sind die Gesteine des Omkyk-SG noch von Tonstein-Wechselfolgen des Hoogland-SG und Kalksteinen des Urikos-SG von den siliziklastischen Gesteinen der Schwarzrand-Untergruppe getrennt. Dies könnte verhindert haben, dass die Gesteine des Omkyk-SG in ihrer Geochemie durch Fluide umgestellt wurden. So könnte sich erklären lassen, weshalb die Gesteine des Mooifontein-SG zum einen die hohen Variationen und zum anderen die teilweise stark radiogenen Sr-Verhältnisse entwickelt haben, während die Proben aus dem Omkyk-SG eher Trends zur Sr-Meerwassersignatur des Neoproterozoikums ausgebildet haben. Die niedrigen Mn/Sr-Verhältnisse innerhalb des Mooifontein-SG sollten jedoch eine Überprägung durch Fluide ausschließen (vgl. Abschnitt 7.4.2). So könnte auch eine Ablagerung in einem regional geprägten Milieu möglich sein, wie sie Yoshioka et al. (2003) für post-Sturt Karbonate in Erwägung ziehen. Eine regionale Abgrenzung in Kombination mit erhöhtem Eintrag klastischen Materials würde die stark radiogenen Sr-Verhältnisse erklären. Im Gegensatz dazu könnten die Gesteine des Omkyk-SG in einem Regime abgelagert worden sein, welches durch einen höheren Meerwasser-Einfluss geprägt ist.

Abgesehen von der Beurteilung der Proben zur Ergänzung der neoproterozoischen Sr-Meerwasserkurve werden die Probenserien dieser Studie in einem Höhenprofil (Abb. 7.33a-b) mit verschiedenen Literaturwerten verglichen. Von den namibischen Proben dieser Studie sind die ungefähren Lagen in den unterschiedlichen Schichtgliedern der Cap Karbonate bekannt. Diese Höhen werden anhand der Angaben in das Höhenprofil interpoliert. Von weiteren Karbonaten (Ombaatje-Fm. sowie den Karbonaten von Eisenhauer (unveröff.)) sind keine Höhenangaben vorhanden. Die Variationen der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse werden zum Vergleich anhand von Diagrammen über den Profildarstellungen gezeigt (Abb. 7.33a). Durch diesen Vergleich soll beurteilt werden, ob sich die postglazialen Karbonate global miteinander vergleichen bzw. reproduzieren lassen. Neben den Daten der chinesischen und der namibischen Probenserien dieser Studie (inklusive Eisenhauer (unveröff.)) werden $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse von post-Marinoan Karbonaten aus China (Sawaki et al. (2010), Bristow et al. (2011)), Namibia (Halverson et al. (2007)) sowie aus Brasilien (Alvarenga et al. (2008)) in den Profilen dargestellt. Neben der globalen Vergleichbarkeit soll beobachtet werden, ob sich die Sr-Signaturen der post-Marinoan Karbonate mit denen der post-Sturt Karbonate vergleichen lassen. Aus diesem Grund werden neben den post-Sturt Karbonaten dieser Studie (inklusive Eisenhauer (unveröff.)) Sr-Daten von post-Sturt Karbonaten aus Namibia (Yoshioka et al. (2003)) dargestellt.

Die Literaturwerte der post-Marinoan Karbonate stimmen mit dem Trend der schon zuvor erwähnten Variationen bzw. erhöhten $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse dieser Studie größtenteils überein (vgl. Abb. 7.33). Alvarenga et al. (2008) veröffentlichen stark variierende $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse zwischen 0,70848 und 0,71435 während erhöhten Mn/Sr-Verhältnissen (7,3-71,1 und einem Maximum von 195) für die postglazialen Karbonate. Für die auf die Cap Karbonate folgenden Karbonate veröffentlichen die Autoren eher konstante $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte, die im Bereich zwischen 0,70763 und 0,70780 liegen, womit sie eher das $^{87}Sr/^{86}Sr$ des neoproterozoischen Meerwassers repräsentieren. Wie auch im Rahmen dieser Studie analysieren Bristow et al. (2011) Sr-Isotope an mehreren karbonatischen Phasen aus zwei Hilfsträgern (Huajipo- und Jiulongwan Sektion). Sie bestimmen ebenfalls $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse, die weit über denen des neoproterozoischen Meerwassers liegen (vgl. Abb. 7.33).

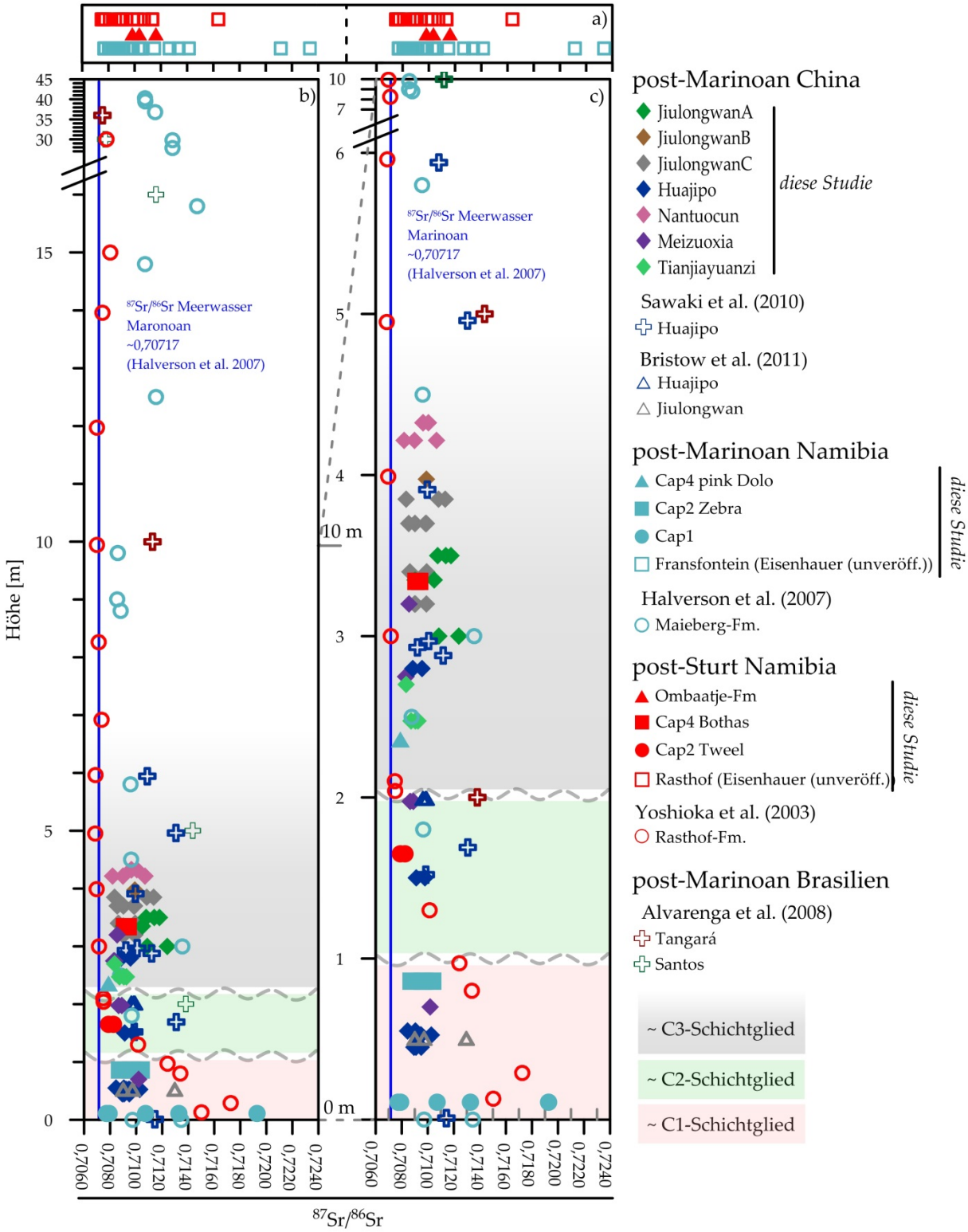


Abbildung 7.33: Globaler Vergleich der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse verschiedener postglazialer Karbonate: a) Darstellung der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse der Ombaatje-Fm. sowie der post-Sturt und -Marinoan Karbonate von Eisenhauer (unveröff.), b) Korrelationsdiagramm zwischen der Profilhöhe [m] und dem $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis postglazialer Karbonate inklusive der Daten dieser Studie und c) Ausschnitt der basalen 10,0 m. Daten dieser Studie werden durch ausgefüllte Rauten, Punkte, Vier- und Dreiecke dargestellt, Literaturwerte durch hohle Kreuze, Dreiecke und Kreise: Huajipo Sektion (nach Sawaki et al. (2010), dunkelblaue Kreuze), Huajipo und Jiulongwan Sektion (nach Bristow et al. (2011), dunkelblaue und dunkelgraue Dreiecke), Tangará- und Santos Sektion (nach Alvarenga et al. (2008), grüne und dunkelrote Kreuze), Rasthof-Fm. (nach Yoshioka et al. (2003), rote Kreise). Die blaue Linie markiert den ungefähren $^{87}Sr/^{86}Sr$ Wert des Meerwassers nach der Marinoan-Vereisung (aus Halverson et al. (2007)). Die Größe der Symbole entspricht in etwa dem Analysenfehler des Sr.

Eine weitere Parallele zu den Ergebnissen dieser Studie ist die Beobachtung von stark variierenden $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werten innerhalb eines Hilfsträgers. Bei der Analyse der verschiedenen karbonatischen Phasen erhalten Bristow et al. (2011) Sr-Variationen zwischen 0,70901 (Dolomikrit) und 0,71297 (weißer Kalzit, beide aus einem Hilfsträger der Jiulongwan Sektion). In Kombination mit ebenfalls erhöhten Mn/Sr-Verhältnissen schließen sie auf postdepositionale Diagenese. Aufgrund der heterogenen Verteilung der verschiedenen geochemischen Signale vermuten sie mehrere Phasen der diagenetischen Überprägung, da bei nur einer Phase die Geochemie des Gesteins eher homogen verstellt werden müsste. Diese Theorie könnte auch eine Erklärung für die heterogene Zusammensetzung der Karbonate bzw. die hohen Variationen in den geochemischen Signalen der chinesischen Proben dieser Studie erklären. Sollten die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse ohne Berücksichtigung auf Alteration betrachtet werden, so zeigen alle post-Marinoan Proben die Gemeinsamkeit stark radiogener Werte bzw. erhöhter Variationen der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse. Die deutlichsten Variationen treten in den basalen Bereichen der post-Marinoan Karbonate (Namibia) hervor. Die deutlichen Variationen werden nicht nur bei den Proben dieser Studie beobachtet, sondern können für die Cap Karbonate – nach Betrachten der verschiedenen Literaturwerte – global angesehen werden. Der Vergleich der Daten der post-Marinoan Karbonate mit denen der post-Sturt Karbonate dieser Studie und denen von Yoshioka et al. (2003) zeigt zum Teil Unterschiede. In den basalen Metern der Post-Sturt Karbonate analysieren Yoshioka et al. (2003) ebenfalls deutlich variierende $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte für die sie – abgesehen von der Annahme der Alteration – eine Ablagerung in lokalen, transportlimitierten Becken für möglich halten. Ein erhöhter terrestrischer Eintrag im Zuge verstärkter kontinentaler Verwitterung könnte eine mögliche Erklärung für die stark erhöhten $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte sein. Die radiogenen Sr-Isotope in den basalen Metern über den glazialen Ablagerungen passen mit denen der post-Marinoan Karbonate aus Namibia dieser Studie überein (vgl. Abb. 33). Diese deutlichen Variationen innerhalb einer kurzen Ablagerungsperiode können jedoch nur möglich sein, wenn die Ablagerung in einem transportlimitierten Becken stattgefunden hat. Mit zunehmender Profilhöhe stellen sich die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte auf die Sr-Signatur des neoproterozoischen Meerwassers ein (nach Yoshioka et al. (2003)). Diese Beobachtung könnte auf einen Wechsel der Ablagerung in einem transportlimitierten Becken zu einer Ablagerung in einem Milieu mit gut durchmischtem Ozeanwasser deuten. Die post-Sturt Karbonate der Cap 2-Einheit (vgl. Abb. 3.8; schwarz laminierte Karbonate) aus dieser Studie

passen gut in diesen Trend. Die Karbonate aus den Cap 4-Einheiten (vgl. Abb. 3.8; schwarze Mikrite) weichen nur leicht von dem Muster ab. Der Trend der niedrigeren $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse mit zunehmender Profilhöhe bzw. mit fortschreitendem Verlauf der Karbonat Ausfällung wird nicht nur in post-Sturt Karbonaten beobachtet. Unter anderem Alvarenga et al. (2008) zeigen erhöhte und stark variierende Sr-Werte in den basalen Metern von post-Marinoan Karbonaten aus Brasilien. Für die auf die Cap Karbonate folgenden postglazialen Karbonate veröffentlichen sie im Gegensatz eher konstante Werte, die im Bereich zwischen 0,70763 und 0,70780 liegen und eher das $^{87}Sr/^{86}Sr$ des neoproterozoischen Meerwassers repräsentieren. Im Vergleich mit den post-Marinoan Karbonaten kann bei den post-Sturt Karbonaten jedoch beobachtet werden, dass sich die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte der post-Sturt Karbonate (nach Yoshioka et al. (2003)) wesentlich früher auf die Isotopie des Meerwassers einstellen. Das sich die post-Sturt Karbonate im Vergleich zu den post-Marinoan relativ schnell auf die Signatur des Meerwassers einstellen, sofern die Proben nicht durch Diagenese verfälscht sind, scheint ein Unterschied zum Trend der post-Marinoan Karbonate zu sein. Dies könnte einen Hinweis darauf geben, dass die post-Marinoan Proben längere Zeit in transportlimitierten Becken abgelagert wurden, während die post-Sturt Karbonate aus Namibia durch einen früheren Zugang zu Meerwasser geprägt sind (wie von Yoshioka et al. (2003) in Abb. 7.33 dargestellt).

7.5 Ca-Isotope und Mn/Sr-Verhältnisse

Neben der Interpretation der Ca-Isotope soll – ähnlich wie bei den Sr-Isotopen – erörtert werden, ob sich die Ca-Isotope nutzen lassen, um einen globalen Vergleich mit anderen postglazialen Karbonaten zu diskutieren bzw. ob sich post-Marinoan und post-Sturt Karbonate in ihren Ca-Signaturen vergleichen lassen. Bevor auf dieses Thema eingegangen wird, soll im folgenden Abschnitt erörtert werden, wie gut sich Ca-Isotope in diesem Zusammenhang nutzen lassen bzw. wie sehr Ca-Isotope von Mechanismen wie Diagenese oder Metamorphose abhängig sind.

7.5.1 Beurteilung der Ca-Isotope – China –

Husson et al. (2015) analysieren Ca-Isotope an Ediacara Karbonaten und vergleichen diese mit Mn-Konzentrationen, um einen diagenetischen Einfluss ausschließen zu können. Eine positive Korrelation wird als Indikator für diagenetische Alteration gesehen (Brand und

Veizer (1981)). In Abbildung 7.34a werden die Ca-Isotope der chinesischen Probenserie gegen die Mn-Konzentrationen aufgetragen. Bei den chinesischen Karbonaten werden keine positiven Korrelationen beobachtet. Dies deutet darauf hin, dass die Ca-Isotope nicht durch diagenetische Alteration beeinflusst wurden, bzw. dass sie die ursprüngliche Meerwasserzusammensetzung repräsentieren. Wie auch schon im Zusammenhang mit Sr-Isotopen können erhöhte Mn/Sr-Verhältnisse auf Alteration bei Karbonaten deuten (Farkas et al. (2013)). Farkas et al. (2013) analysieren Dolomite und schließen bei erhöhten Mn/Sr-Verhältnissen auf postdepositionale Rekristallisation durch meteorische oder basale Fluide (mit Bezug auf Melezhik et al. (1999)). Generell sehen Farkas et al. (2008, 2013) in niedrigen Mn/Sr-Verhältnissen und hohen $\delta^{44/40}$Ca-Werten einen Hinweis auf ein durch Meerwasser geprägtes Ablagerungsmilieu. Während in Zusammenhang mit Sr-Isotopen ein Richtwert von Mn/Sr>2 postuliert wird, veröffentlichen Kaufmann und Knoll (1995) einen Richtwert von Mn/Sr>10 für Hauptelemente. In Verbindung mit Kohlenstoff-Isotopen beobachten die Autoren, dass die Menge an meteorischen Fluiden, die einen Einfluss auf die Sr-Konzentrationen haben, keinen erkennbaren Effekt auf die Zusammensetzung der Hauptelemente haben, weshalb sie von einem Richtwert von Mn/Sr>10 ausgehen. Die Ausprägungen der Mn/Sr-Verhältnisse in Verbindung mit den Ca-Isotopen der Probenserien werden in den Abbildungen 7.34c-d dargestellt. Während die Mn/Sr-Verhältnisse meist unter dem Richtwert von 10 dargestellt werden, haben die Proben aus China wesentlich höhere Mn/Sr-Verhältnisse ausgebildet. In Abbildung 7.34c ist jedoch deutlich zu erkennen, dass sich die $\delta^{44/40}$Ca-Werte der Proben mit einem Mn/Sr<10 nicht von den denen mit einem Mn/Sr>10 unterscheiden. Dies könnte einen Hinweis darauf geben, dass die Ca-Isotope nicht durch Diagenese verändert wurden. Silva-Tamayo et al. (2010a, 2010b) verzichten auf solche Vergleiche. Sie beobachten, dass sich die Ca-Signaturen von nicht metamorph oder diagenetisch veränderten Karbonaten ähnlich verhalten wie die Ca-Signaturen der schwach metamorphen oder diagenetisch überprägten Gesteine. Als Beweis führen Silva-Tamayo et al. (2010b) Beobachtungen auf, in denen sie die Ca-Isotope vier basaler Karbonate miteinander vergleichen. Diese zeigen verschiedene Grade diagenetischer Überprägungen. In diesem Zusammenhang postulieren sie Unterschiede von maximal 0,10 ‰ in den Ca-Isotopen. Diese Beobachtung ergänzen sie aus Silva-Tamayo (2009). Dort werden – unabhängig von diagenetischen Effekten – keine Veränderungen in den Ca-Signaturen beobachtet.

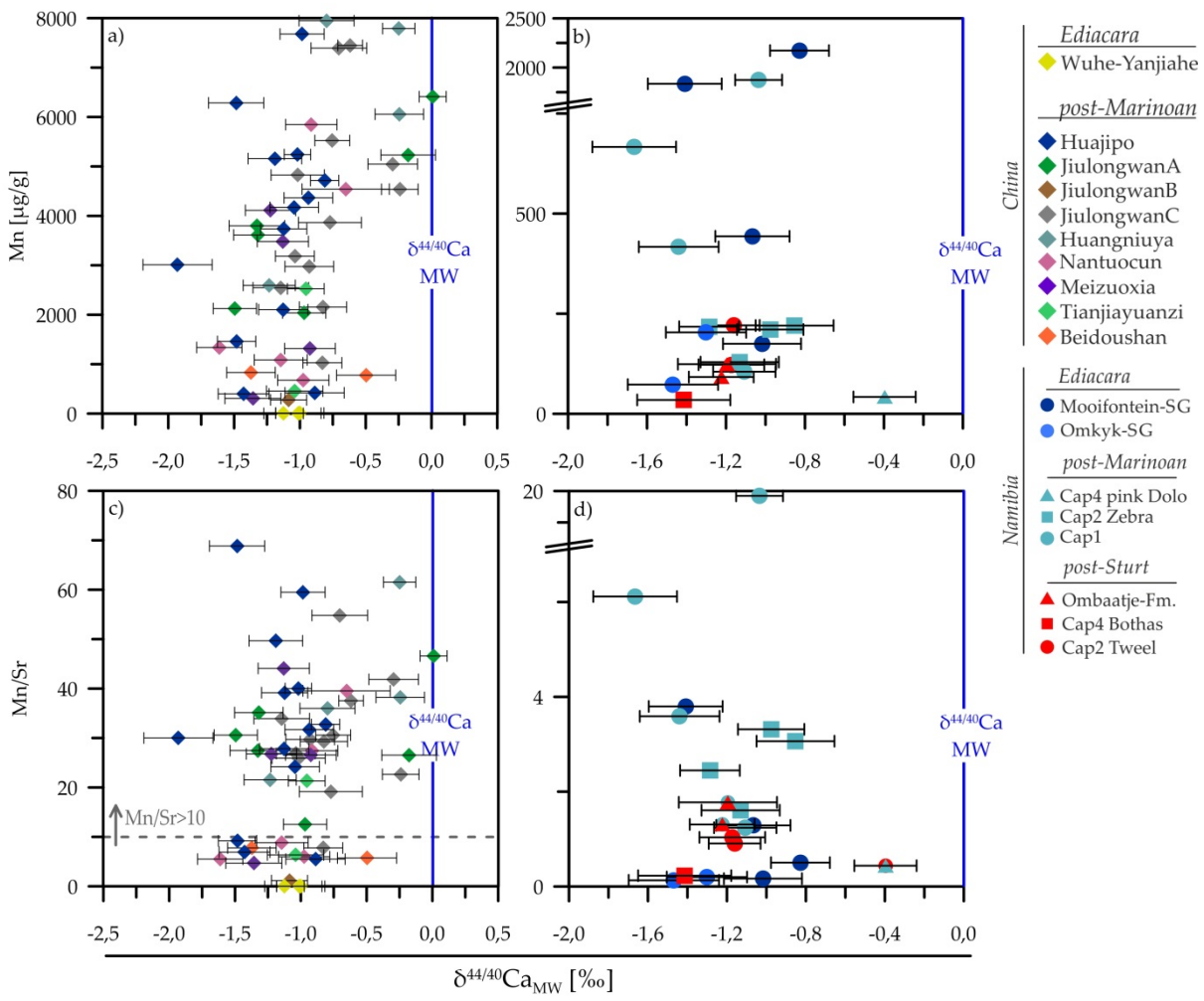


Abbildung 7.34: Korrelationsdiagramme zur Beurteilung der Alteration der postglazialen Karbonate: a) Mn [µg/g] gegen $\delta^{44/40}$Ca für die chinesische Probenserie, b) Mn [µg/g] gegen $\delta^{44/40}$Ca für die namibische Probenserie, c) Mn/Sr gegen $\delta^{44/40}$Ca für die chinesische Probenserie, d) Mn/Sr gegen $\delta^{44/40}$Ca für die namibische Probenserie. Ebenfalls eingetragen ist das $\delta^{44/40}$Ca des rezenten Meerwassers (blaue Linie; Hippler et al. (2003)) sowie ein Richtwert für Mn/Sr von 10 (graue gestrichelte Linie in c und d; nach Kaufmann und Knoll (1995)).

Die geringen Variationen in den $\delta^{44/40}$Ca-Werten lassen die Autoren darauf schließen, dass weder Diagenese noch leichte Metamorphose einen großen Effekt auf die Ca-Isotope haben bzw. gehen sie davon aus, dass die primäre Ca-Signatur des Meerwassers dargestellt wird. Silva-Tamayo et al. (2010b) analysieren post-Marinoan Karbonate und beobachten, dass die Ca-Isotope die ursprüngliche Meerwassersignatur aufzeichnen, während $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse zum Teil stark durch Diagenese verändert sind. Dieses Verhalten erklären die Autoren durch die erheblichen Konzentrationsunterschiede der beiden Elemente. So können Fluid-Gesteins-Interaktionen, die einen Einfluss auf die Sr-Zusammensetzung haben, keine Einflüsse auf die Ca-Zusammensetzung nehmen, da die Ca-Konzentrationen um ein vielfaches höher sind als die des Sr. Fantle und DePaolo (2007) beobachten ebenfalls, dass Diagenese sehr geringe Effekte auf die Ca-Isotope haben kann.

In diesem Zusammenhang postulieren sie, dass die Unterschiede mit Werten von 0,15 ‰ gerade einmal im Bereich der Messgenauigkeit liegen. Kasemann et al. (2014) beobachten, dass weder fazielle Wechsel bzw. lithostratigrafische Grenzen noch lithostratigrafische Besonderheiten einen Einfluss auf die Ca-Isotope haben. Dies spricht ebenfalls dafür, dass die postglazialen Karbonate die ursprüngliche Meerwasserzusammensetzung widerspiegeln. In Abbildung 7.35b werden die $\delta^{44/40}$Ca-Werte verschiedener Veröffentlichungen gegen die Profilhöhe aufgetragen (Kasemann et al. (2005, 2014), Silva-Tamayo et al. (2010b), Sawaki et al. (2014)). Für die chinesischen Proben bzw. Cap Karbonate wurden in Bezug auf Ca-Isotope bisher nur wenige Daten veröffentlicht. Alle Daten dieser Studie werden mit Werten aus anderen Veröffentlichungen in Abbildung 7.35 dargestellt. Als Vergleich dienen Ca-Isotope von post-Marinoan Cap Karbonaten aus China (dunkelblaue Kreuze, Sawaki et al. (2014)), aus Namibia (türkise Kreuze, Dreiecke und Kreise, Kasemann et al. (2005,2014)), zweier Sektionen aus Brasilien (grüne Kreuze, Silva-Tamayo et al. (2010b)) sowie einer Sektion aus Kanada (dunkelrote Kreuze, Silva-Tamayo et al. (2010b)). Zusätzlich werden Ca-Daten von post-Sturt Karbonaten aus Brasilien und Kanada in Abbildung 7.35 dargestellt (rote Vierecke, Kreise und Dreiecke, Silva-Tamayo et al. (2010b). Abbildung 7.35c zeigt einen Ausschnitt der ersten 11,0 m, welche auf die glazialen Ablagerungen folgen. Um die Literaturdaten, die auf den Standard NIST915b normiert sind, mit denen dieser Studie, welche auf rezentes Meerwasser normiert sind, vergleichbar zu machen, wird von den Literaturdaten der Wert 1,88 ($\delta^{44/40}$Ca des rezenten Meerwassers nach Hippler et al. (2003)) subtrahiert. Die Variation der Ca-Daten von Proben bei denen keine Höhenangaben vorhanden sind, werden in dem Schaukasten in Abbildung 7.35a dargestellt. Als genereller Trend zeigt sich, dass gerade die Daten aus den unteren ~25,0 m der verschiedenen postglazialen Karbonate in ihren Ca-Isotopen stärker variieren, während sich die verschiedenen Literaturwerte in den darauffolgenden Profilmetern eher entsprechen bzw. nicht mehr so stark schwanken. Silva-Tamayo et al. (2010b) vergleichen Daten brasilianischer und kanadischer post-Marinoan Karbonate mit post-Marinoan Karbonaten aus Namibia (von Kasemann et al. (2005)) und postulieren eine globale Reproduzierbarkeit der Ca-Daten aller post-Marinoan Karbonate.

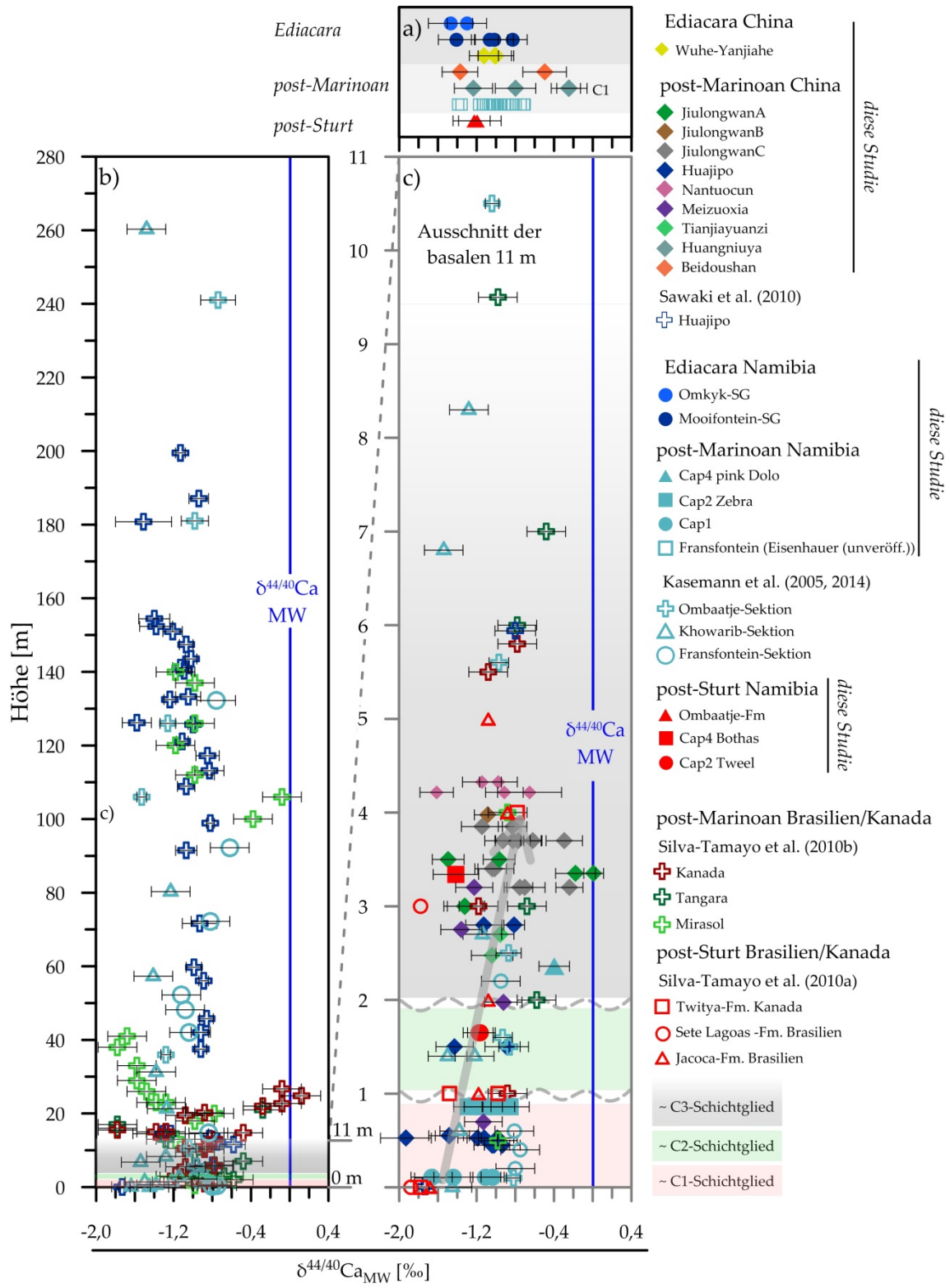


Abbildung 7.35: Globaler Vergleich von $\delta^{44/40}$Ca-Werten postglazialer Karbonate: a) Schaukästen zum Umfang der Ca-Isotope von Proben ohne Höhenangaben (inklusive Daten von Eisenhauer (unveröff.)), b)-c) Korrelationsdiagramme zwischen Profilhöhe [m] und $\delta^{44/40}$Ca-Werten. b) globaler Vergleich postglazialer Karbonate, c) Ausschnitt der basalen 11,0 m. Daten dieser Studie werden durch ausgefüllte Rauten, Punkte, Vier- und Dreiecke dargestellt, Literaturwerte durch hohle Vierecke, Kreuze, Dreiecke und Kreise: Werte aus China nach Sawaki et al. ((2014), dunkelblau), Werte für namibische Proben aus Kasemann et al. ((2005, 2014) in türkis), Werte von Karbonaten aus Brasilien (grün) und Kanada (dunkelrot, beide aus Silva-Tamayo et al. (2010b)) sowie post-Sturt Karbonate aus Brasilien und Kanada (beide nach Silva-Tamayo et al. (2010a), rot). Die Blaue Linie markiert das $\delta^{44/40}$Ca von rezentem Meerwasser (nach Hippler et al. (2003)).

Kasemann et al. (2014) veröffentlichen zusätzliche Daten aus Namibia und widerlegen die These der globalen Vergleichbarkeit. Sie beobachten schon in regionalem Maßstab, dass sich die Ca-Isotope der verschiedenen Sektionen unterscheiden. Dieser Trend ist in Abbildung 7.35b-c zu beobachten. Die post-Marinoan Ca-Daten der Khowarib Sektion, welche ähnlich wie die ebenfalls von Kasemann et al. (2005) beprobte Ombaatje Sektion auf einer Flachwasser-Plattform abgelagert wurde, unterscheiden sich deutlich vom Trend der Ombaatje- und Fransfontein Sektionen aus Namibia (Daten aus Kasemann et al. (2005, 2014)). Der Vergleich der Proben aus der Huajipo Sektion dieser Studie mit denen der Huajipo Sektion von Sawaki et al. (2014) zeigt – sofern man bei zwei Proben von einem Trend reden kann – eine ähnliche Tendenz wie die Ergebnisse dieser Studie. Generell sind die Ca-Isotope im basalen Teil der Cap Karbonate niedriger und steigen mit zunehmender Höhe an. Dieser Trend passt nicht zu den Daten von Kasemann et al. (2005). Die niedrigen Werte passen aber in die Ca-Muster der basalen Einheiten der Khowarib Sektion (Kasemann et al. (2014)). Kasemann et al. (2014) erwähnen, dass sowohl die Ombaatje als auch die Khowarib Sektion in einem Flachwassermilieu abgelagert wurden. Ähnlich verhält es sich bei den Proben dieser Studie. Obwohl alle chinesischen Sektionen aus der Hubei Provinz nicht weit voneinander entfernt lokalisiert sind und obwohl alle Sektionen Ablagerungen aus einem Flachwassermilieu repräsentieren, zeigen sich größere Variationen voneinander bzw. es zeigen sich innerhalb einer Sektion schon auf wenigen Profilmetern Variationen in der Ca-Isotopie. Yoshioka et al. (2003) beobachten ähnliches im Zusammenhang mit Sr-Isotopen an post-Sturt Karbonaten (vgl. z.B. Abschnitt 7.4.4). Wenn von der Möglichkeit der diagenetischen Veränderung der Gesteine abgesehen wird, sehen die Autoren die Ablagerung in lokal begrenzten Becken für eine plausible Erklärung der erhöhten Variationen. Kasemann et al. (2005) postulieren, dass Ca-Isotope in erster Linie das Gleichgewicht bzw. Ungleichgewicht zwischen Ca-Eintrag (Verwitterung) und Ca-Entzug (Ausfällung) repräsentieren. Da davon ausgegangen wird, dass die Verweilzeit des Ca in den Ozeanen länger ist als die Vermischungszeit (Silva Tamayo et al. (2010a)), könnten die Variationen auf lokale/regionale Muster deuten. Abgesehen davon, dass sich die Ca-Daten in ihren Trends zum Teil nicht global miteinander reproduzieren lassen, ist jedoch auffällig, dass alle Daten deutliche Variationen gerade in den basalen Teilen – den Cap Karbonaten – entwickelt haben. Diese Beobachtung könnte auf ein Ungleichgewicht zwischen Ca-Ein- und Austrag deuten. In groben Zügen kann dieser Trend auch auf die anderen Literaturwerte

projiziert werden. Neben der Tendenz zu höheren $\delta^{44/40}$Ca-Werten, zeigt sich bei den Proben dieser Studie wie auch schon im Zusammenhang mit anderen geochemischen Signalen, dass gerade die basalen (C1-SG) und die oberen Teile (C3-SG) der Cap Karbonate dieser Probenserie und auch der Cap Karbonate aus der Literatur in ihren Werten variieren. Wie schon in vorangegangenen Abschnitten angesprochen wurde, kann der Effekt unter anderem darin liegen, dass gerade im mittleren Teil (C2-SG) weniger Proben analysiert wurden. Der Vergleich mit den Literaturwerten zeigt jedoch ähnliche Trends mit geringeren Variationen in den mittleren Teilen der Cap Karbonate (C2-SG, Abb. 7.35c). Für eine Beurteilung der Ca-Isotope sollte ebenfalls hinterfragt werden, welche Quellen einen Einfluss auf die Zusammensetzung der Ca-Isotope in den Ozeanen haben. Ca-Hauptquelle der Ozeane sind überwiegend Flüsse bzw. der Eintrag aus kontinentaler Verwitterung. Außerdem können hydrothermale Fluide sowie Alteration ozeanischer Kruste einen Einfluss auf die Ca-Zusammensetzung haben. Der Hauptmechanismus für den Ca-Entzug aus dem Meerwasser ist die Ausfällung karbonatischer Sedimente (Gussone (2006), Farkas et al. (2007), Silva-Tamayo et al. (2010a, 2010b), Kasemann et al. (2014), Sawaki et al. (2014)). Die lange Residenzzeit des Ca ($1x10^6$ a) in den Ozeanen und eine relativ geringere Mischungszeit („ocean-mixing-time"), die zwischen ~1000 a bis ~1500 a liegt, führt zu einer homogenen Zusammensetzung der Ca-Isotope der rezenten Ozeane (Hippler et al. (2003), Gussone (2006), Farkas et al. (2007)). Deutliche Schwankungen in der Ca-Zusammensetzung der Ozeane deuten demnach auf ein Ungleichgewicht zwischen dem Ca-Eintrag und dem Ca-Entzug (Kasemann et al. (2014), und darin enthaltene Zitate). Unterschiede in den Ca-Isotopen zeitgleicher Profile, welche auf einer Flachwasserplattform abgelagert wurden, interpretieren Kasemann et al. (2014) als Resultat lokaler Einflüsse. So sehen die Autoren Schwierigkeiten darin, die Ca-Isotope von post-Marinoan Karbonaten global miteinander zu vergleichen. Die deutlichen Variationen der verschiedenen Literaturwerte und die dieser Studie untermauern diese Aussage. Gussone ((2006), und darin enthaltene Zitate) fasst $\delta^{44/40}$Ca-Werte von verschiedenen Ca-Quellen zusammen. So liegt das $\delta^{44/40}$Ca aus Flüssen bei ~0,80 ± 0,20 $‰_{Std}$ und zeigt unabhängig von den vorherrschenden Lithologien im Einzugsgebiet nur geringe Variationen. Mit einem Wert von ~0,90 ± 0,20 $‰_{Std}$ ist der Ca-Eintrag aus hydrothermalen Quellen ähnlich. Die Ursache für die niedrigeren $\delta^{44/40}$Ca-Werte in den basalen Teilen der chinesischen Sektionen (C1-SG) könnte in einem erhöhten Eintrag an kontinentalem Material bzw. silikatischem Material liegen. Diese Theorie passt mit der

Tatsache überein, dass gerade zu Beginn des Abschmelzens ein erhöhter Eintrag terrestrischen Materials, welches in den Eismassen eingeschaltet war, in das Wasser stattgefunden hatte. Es gilt jedoch zu bemerken, dass diese Tendenz nicht in allen Sektionen beobachtet wird. Da die gesamten Proben jedoch aus einem Ablagerungsmilieu stammen, sollten die verschiedenen Sektionen im groben Trend wie ein Profil behandelt werden können. Es sollte aber beachtet werden, dass Kasemann et al. (2014) schon im regionalen Maßstab Unterschiede in den Ca-Isotopen postulieren. Die Tatsache, dass die Ca-Isotope eher regionale Signale darstellen, passt zu der These von Kasemann et al. (2014), dass sich die Ca-Isotope der Cap Karbonate nicht global reproduzieren lassen. Ebenfalls passt sie zu den Beobachtungen von Yoshioka et al. (2003), welche im Zusammenhang mit Sr-Isotopen ebenfalls von regional begrenzten Ablagerungsbecken ausgehen. Die Variationen in den Ca-Isotopen deuten auf ein Ungleichgewicht zwischen Ca-Eintrag (Eintrag des terrestrischen Materials aus den Eismassen) und dem Entzug des Ca durch Absedimentieren (Kasemann et al. (2005, 2014), Silva-Tamayo et al. (2010b), Sawaki et al. (2014)). Die Tatsache, dass sie auf kleinem Maßstab vorkommen, unterstützt die Vermutung, dass die Ablagerung der Cap Karbonate gerade zu Beginn in transportlimitierten Becken stattgefunden hat.

7.5.2 Beurteilung der Ca-Isotope – Namibia –

In Abbildung 7.34b werden für die namibischen Probenserien die Mn-Konzentrationen gegen die Ca-Isotope aufgetragen. Der Vergleich zeigt, dass die Daten nicht miteinander korrelieren. Neben dem Vergleich mit den Mn-Konzentrationen werden in Abbildung 7.34d die Mn/Sr-Verhältnisse gegen die Ca-Isotope aufgetragen. Wie schon in Zusammenhang mit den Sr-Isotopen beobachtet wurde, sind die Mn/Sr-Verhältnisse der namibischen Probenserie geringer als die der chinesischen Probenserie. Eine Veränderung bzw. Verfälschung der Ca-Isotope kann nach diesen Kriterien ausgeschlossen werden.

Die Ca-Daten der namibischen Probenserie werden ebenfalls in dem Höhenprofil (Abb. 7.35a und c) dargestellt. Der Vergleich der Ca-Isotope der unterschiedlichen postglazialen Ablagerungen aus Namibia (post-Sturt, post-Marinoan) sowie den Ediacara Karbonaten aus der Nama-Fm. macht deutlich, dass sich die Muster der Ca-Isotope unterscheiden. Da im vorangegangenen Abschnitt erwähnt wurde, dass schon im lokalen Maßstab Variationen auftreten können, sollte diese Beobachtung keine Überraschung darstellen.

Während die Ediacara Proben aus dem Omkyk-SG mit Berücksichtigung des Fehlers geringe Variationen entwickelt haben, zeigen die vier Proben aus dem Mooifontein-SG deutlichere Variationen. Dieser Trend hat sich schon bei der Diskussion der anderen geochemischen Parameter durchgesetzt und kann durch die Trennung der Ablagerungsregime durch den Osis-Rücken erklärt werden. Neben geringeren Variationen zeigen die Karbonate des Omkyk-SG niedrigere $\delta^{44/40}$Ca-Werte als die Gesteine aus dem Mooifontein-SG. Adams et al. (2004) beschreiben das Ablagerungsregime des Omkyk-SG als isolierte Karbonat Plattform. Im Gegensatz dazu wurden die Proben des Mooifontein-SG in einem marinen Milieu abgelagert. Da diagenetische Überprägung der Karbonate ausgeschlossen wurde, müssten die Unterschiede auf die verschiedenen Ablagerungsregimes bzw. Bedingungen während der Ablagerung zurückgeführt werden. Im Bereich einer isolierten Karbonat Plattform könnte der Einfluss von terrestrischem Eintrag etwas größer sein, was die niedrigeren Ca-Isotope erklären würde. Die Ca-Daten passen hingegen nicht in das marine Ablagerungsmilieu wie es Adams et al. (2004) postulieren. Aufgrund der langen Verweilzeit des Ca im Ozean verglichen mit der kurzen Vermischungszeit sollten die Ca-Daten weniger voneinander variieren. In Kombination mit den ähnlich variierenden Sr-Daten sollte trotz niedriger Mn/Sr Verhältnisse eine Umstellung der geochemischen Signaturen für eine mögliche Erklärung berücksichtigt werden. Die chinesischen Ediacara Karbonate der Wuhe-Yanjiahe Sektion, welche das zeitliche Pendant des Mooifontein-SG darstellen, zeigen im Gegensatz zu den Karbonaten aus dem Mooifontein-SG $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse, die der neoproterozoischen Meerwasserkurve entsprechen. Da sie in den Sr-Isotopen aber den Proben des Omkyk-SG ähneln, wird erwartet, dass sich die beiden Schichtglieder auch in den Ca-Isotopen ähneln könnten. Abbildung 7.35a zeigt jedoch, dass die Proben der Wuhe-Yanjiahe Sektion höhere Ca-Werte ausgebildet haben. Dieser Unterschied sollte ebenfalls durch die Entwicklung der Karbonate des Omkyk-SG auf einer isolierten Karbonat Plattform erklärt werden können. Zwar passen beide Probenserien mit ihren Sr-Werten zu den Literaturdaten der Sr-Meerwasserkurve, jedoch sind die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse der Wuhe-Yanjiahe Sektion etwas niedriger und variieren auch geringer voneinander (vgl. Abb. 7.31 und 7.32). Diese Beobachtung unterstützt die Annahme, dass die Proben des Omkyk-SG in einem isolierten Regime abgelagert wurden, welches zwar einen Zugang zu Ozeanwasser hatte, aber in welchem der Einfluss des terrestrischen Eintrags evtl. stärker in den geochemischen Signalen zu erkennen ist. In einem ähnlichen Bereich wie die Proben des

Mooifontein-SG werden die post-Marinoan Karbonate dargestellt. Bei Betrachten der Abbildung 7.35c zeigt sich, dass die Proben aus den basalen Teilen die deutlichsten Variationen ausgebildet haben. Im Groben zeichnet sich ein Trend zu höheren Ca-Isotopen mit zunehmender Höhe im Profil ab. Auch die Variationen in den post-Marinoan Karbonaten von Eisenhauer (unveröff.) folgen diesem Trend. Die post-Marinoan Probe aus dem oberen Teil der Cap Karbonate (pinker Dolomit) zeigt innerhalb der post-Marinoan Proben den höchsten Wert für $\delta^{44/40}$Ca. Dies könnte darauf hindeuten, dass der Eintrag an terrestrischem Material abgenommen hat. Die deutlichen Variationen unterstützen die Annahme von transportlimitierten Becken, wie sie schon in Zusammenhang mit der chinesischen Probenserie gemacht wurde. Der Vergleich mit den Literaturwerten von post-Marinoan Karbonaten macht deutlich, dass die post-Marinoan Karbonate dieser Studie in ihren Variationen eher denen der Khowarib Sektion entsprechen, während die Proben von Eisenhauer (unveröff.), welche auch aus der Fransfontein Sektion entnommen wurden, stärker variieren und zu höheren Ca-Isotopen neigen. Diese Beobachtung macht deutlich, dass die Veränderungen nicht nur lokal auftreten können, sondern dass sich die Trends schon auf wenigen Profilmetern ändern. Im Vergleich zu den post-Marinoan Karbonaten haben die post-Sturt Karbonate dieser Studie deutlich geringere Variationen ausgebildet. Da aber wesentlich weniger Ca-Daten der post-Sturt Karbonate zum Vergleich zur Verfügung stehen, sollte diese Beobachtung vorsichtig betrachtet werden. Außerdem werden Ca-Daten von post-Sturt Karbonaten aus Brasilien und Kanada in Abbildung 7.35c aufgeführt. Die Daten stammen von Silva-Tamayo et al. (2010a), welche die Karbonate als prä-Marinoan Karbonate bezeichnen. Auch in diesem Vergleich sind nur wenige Daten der unteren Karbonat Einheiten vorhanden. In der Beurteilung der post-Sturt Karbonate werden daher lediglich grobe Trends angesprochen. Silva-Tamayo et al. (2010a) beobachten in allen beprobten Sektionen sehr niedrige Ca-Isotope in den basalen Teilen. Die Ca-Werte steigen in den mittleren Teilen an, woraufhin sie in den darauffolgenden Metern wieder abnehmen, um sich nach einem leichten Anstieg auf einen relativ konstanten Wert einzustellen. Gerade die markanten Werte in den basalen Teilen und die weiteren global beobachteten Trends veranlassen Silva-Tamayo et al. (2010a) zu der These, dass die post-Sturt Karbonate in ihren Ca-Trends global miteinander vergleichbar sind. Da die Proben in verschiedenen marinen Flachwasser-Milieus abgelagert wurden, gehen die Autoren von einer homogenen Ca-Zusammensetzung der marinen Flachwasserbereiche aus. Die post-Sturt Karbonate der

Rasthof-Fm. dieser Studie reihen sich in diesen Trend mit ein (Abb. 7.35c), was die Theorie einer globalen Vergleichbarkeit der post-Sturt Karbonate untermauert. Silva-Tamayo et al. (2010a) beobachten ebenfalls, dass sich die postglazialen Ablagerungen der Marinoan und der Sturt-Eiszeit in ihren Ca-Trends unterscheiden. Aufgrund der starken Variationen in den Ca-Variationen der post-Marinoan Karbonate ist es schwierig zu beurteilen, ob die post-Sturt Karbonate abseits von diesem Trend liegen oder einen ähnlichen Trend verfolgen (Abb. 7.35c). Die Beobachtung, dass die post-Sturt Karbonate in den Ca-Isotopen weniger voneinander abweichen, was auch im globalen Maßstab beobachtet wird, könnte einen Hinweis darauf geben, dass sich die post-Sturt Karbonate von den post-Marinoan Karbonaten in ihrer Entwicklung voneinander unterscheiden. Diese Beobachtung könnte auf verschiedene Einträge in das Ablagerungsmilieu deuten. In den Eismassen ist unterschiedliches Gesteinsmaterial eingeschaltet, so kann beim Abschmelzen der Eismassen sowohl karbonatisches als auch silikatisches Material in das Wasser eingetragen worden sein. Der Trend der post-Marinoan Karbonate zu niedrigeren Ca-Isotopen könnte in diesem Zusammenhang auf erhöhten Eintrag von silikatischem Material deuten (Kasemann et al. (2014)). Die Variationen deuten (wie schon in Zusammenhang mit den chinesischen Proben vermutet wurde) auf eine – zu Ablagerungsbeginn – Ablagerung in einem Milieu mit begrenztem Zugang zum offenen Ozean. Außerdem scheint es vom offenen Ozean abgegrenzte oder zumindest zum Teil abgegrenzte Ablagerungsbecken gegeben zu haben. Dies könnte die Variationen, welche schon im kleinen Maßstab beobachtet werden, erklären. Im Gegensatz dazu könnte die Ablagerung der post-Sturt Karbonate durch einen besseren Zugang zum offenen Ozean geprägt sein, wodurch sich ein eher globaler Trend entwickelt hat.

7.6 Einfluss der Probennahme auf die Ergebnisse, Vergleichbarkeit der Ergebnisse

Die hohen Variationen in den geochemischen Ergebnissen dieser Studie machen deutlich, dass eine hochauflösende Probenannahme nötig ist, um die Daten richtig zu interpretieren bzw. um Fehlinterpretationen zu vermeiden. Neben den postglazialen Karbonaten dieser Studie wurde in den vorangegangenen Texten mehrmals erläutert, dass auch in diversen Veröffentlichungen deutliche Variationen in isotopengeochemischen Daten beobachtet wurden. Schon im kleinen Maßstab wird bei den Ergebnissen dieser Studie beobachtet, dass

die geochemischen Muster wie z.B. die Sr-Isotope oder auch Anomalien in den REE+Y auf wenigen Zentimetern innerhalb eines Hilfsträgers bzw. wenigen Zentimetern im Profil voneinander abweichen können (vgl. Abb. 7.36 und 7.37). Diese Thematik wird bei Betrachten der verschiedenen Korrelationsdiagramme dieses Kapitels untermauert. Neben vielen Gemeinsamkeiten der Daten dieser Studie mit Literaturdaten werden auch Unterschiede beobachtet. So unterscheiden sich die Ergebnisse dieser Studie zum Teil von denen aus Huang et al. (2009, 2011). Die Betrachtungen der Ce-Anomalien in Abbildung 7.18 oder die der Ausprägung der Y/Ho-Verhältnisse in Abbildung 7.21 zeigen, dass die Daten von Huang et al. (2009, 2011) weniger variieren als die dieser Studie oder auch anderen Vergleichsdaten aus der Literatur. Diese Unterschiede könnten ihren Ursprung in der Art der Probennahme haben. Im Vergleich zu dieser Studie entnehmen Huang et al. (2009, 2011) „größere" Proben in Form von Handstücken. Die Bohrkerne dieser Studie haben einen Durchmesser von ca. 0,6 cm und eine Länge von ca. 1,0 cm (vgl. Abb. 7.36 und 7.37). Huang et al. (2009, 2011) entfernen von ihren „handstück-großen" Proben Verwitterungskrusten sowie sekundäre Adern. Die Betrachtung der verschiedenen Probenbilder in Anhang A macht jedoch deutlich, dass gerade die Proben der chinesischen Cap Karbonate sehr heterogen in ihrer Zusammensetzung sein können. Fazielle Wechsel treten teilweise schon auf wenigen Zentimetern im Profil auf (pers. Komm. J. Reitner). So könnte es schwierig sein eine „Verunreinigung" der geochemischen Signale zu verhindern, wenn die Proben nicht im kleinen Maßstab entnommen werden. Geochemische Daten von z.B. Wang et al. (2014a), Kasemann et al. (2005, 2014) und Ling et al. (2013) passen hingegen besser zu den Trends der Proben dieser Studie. Bei Betrachten der Methodik dieser Veröffentlichungen wird deutlich, dass auch dort darauf geachtet wurde, eine hochauflösende Probennahme zu gewährleisten. Dies könnte ein Grund dafür sein, weshalb diese Datentrends teilweise besser miteinander übereinstimmen. Bristow et al. (2011) beproben mehrere Phasen aus einem Hilfsträger und beobachten ebenfalls deutliche Variationen in den Sr-Isotopen (vgl. Abschnitt 7.4.4). Die Daten dieser Studie untermauern diese Beobachtungen. Auch Innerhalb der namibischen Probenserie werden gerade in den Sr-Isotopen deutliche Variationen in den basalen Teilen der Cap Karbonate erkannt. Diese Beobachtung kann ebenfalls durch die Besonderheiten dieser Gesteine erklärt werden. So ist der Übergang zwischen den glazialen Ablagerungen und den darüber liegenden postglazialen Einheiten nicht sehr scharf wie er häufig in der Literatur beschrieben wird (z.B. Kennedy et al. (2001), Kasemann et al. (2005)).

Teile der glazialen Einheiten können zum Teil „konglomerat-artig“ in den basalen Schichten der postglazialen Karbonate eingeschaltet sein (vgl. Abschnitt 4.2.2).

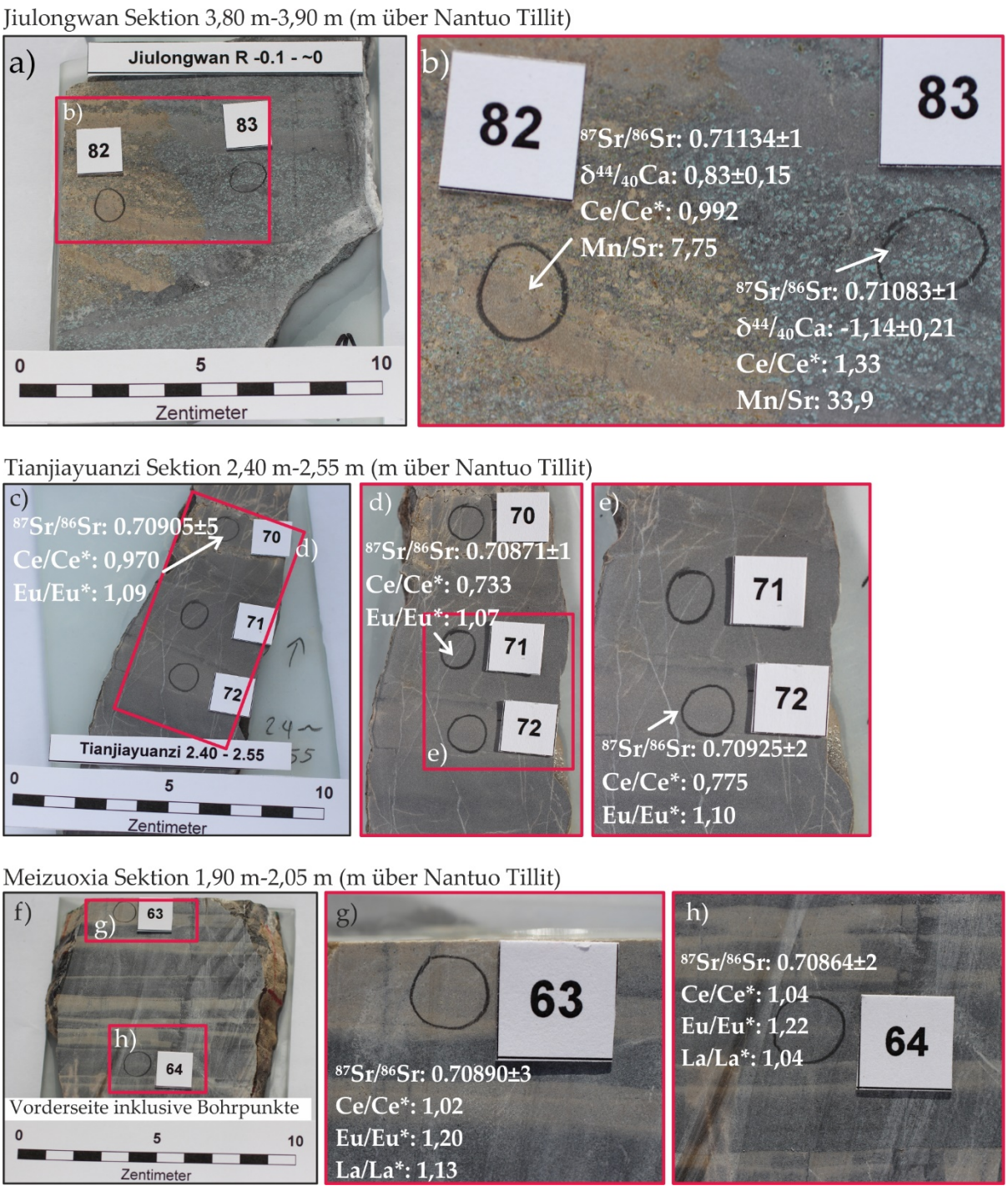


Abbildung 7.36: Beispiele für teilweise variierende geochemische Ergebnisse in unterschiedlichen Phasen von Hilfsträgern der chinesischen Probenserie. a)-b) Hilfsträger der Jiulongwan Sektion aus ~3,80 m bis 3,90 m (C3-SG) mit heterogenem Erscheinungsbild und Detailaufnahme der vorgesehenen Bohrpunkte sowie variierenden Analysenergebnissen, c)-e) Hilfsträger der Tianjiayuanzi Sektion aus 2,40 m bis 2,55 m (Übergang zu C3-SG) mit homogenem Erscheinungsbild, f)-h) Hilfsträger der Meizuoxia Sektion aus 1,90 m bis 2,05 m (C2-SG) mit homogenem Erscheinungsbild, eingetragen sind die zwei vorgesehenen Bohrpunkte und die dazugehörigen Analysenergebnisse.

Die Abbildungen 7.37a-e zeigen Hilfsträger aus diesen Teilen (turbiditische Mikirte Cap 1) mit den dazugehörigen Probenpunkten und verschiedenen Analysenergebnissen. Innerhalb dieser Einheiten variieren die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse zwischen 0,70771 ± 2 und stark radiogenen 0,71928 ± 3.

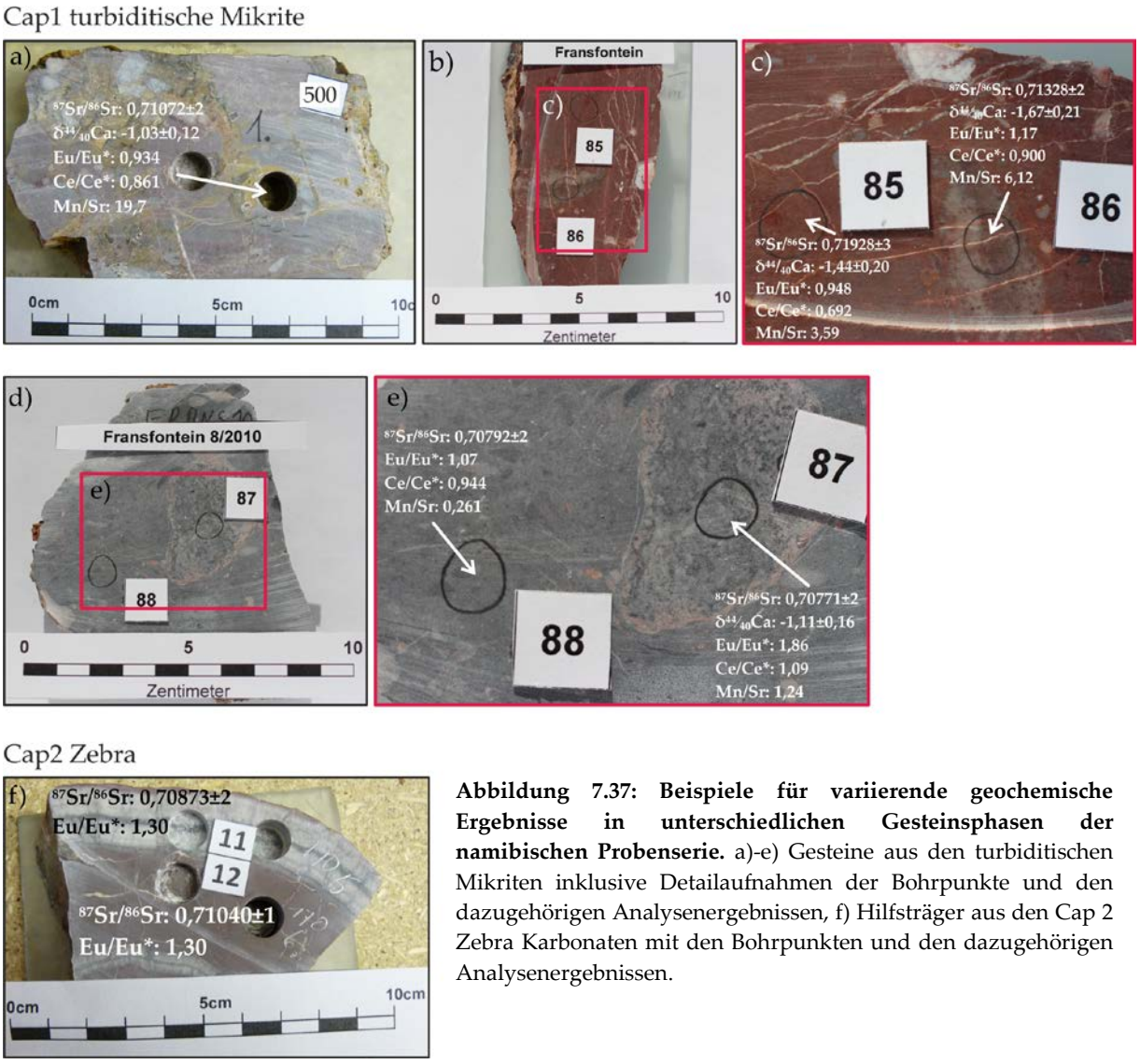


Abbildung 7.37: Beispiele für variierende geochemische Ergebnisse in unterschiedlichen Gesteinsphasen der namibischen Probenserie. a)-e) Gesteine aus den turbiditischen Mikriten inklusive Detailaufnahmen der Bohrpunkte und den dazugehörigen Analysenergebnissen, f) Hilfsträger aus den Cap 2 Zebra Karbonaten mit den Bohrpunkten und den dazugehörigen Analysenergebnissen.

Diese Variationen werden auch in anderen geochemischen Parametern beobachtet (eingetragen in Abb. 7.37a-e). Ein Grund für die stark abweichenden Werte könnte in den unterschiedlichen Komponenten liegen, welche zum Teil aus den glazialen Einheiten kommen. Ebenfalls auffällig ist, dass die Mn/Sr-Verhältnisse sehr deutlich voneinander abweichen (0,261 und 19,7). Die Einheiten mit den niedrigsten Werten liegen in den Mn/Sr-Verhältnissen unter einem Wert von Zwei. Bei den anderen Einheiten kann es sich zum Teil um nicht karbonatische bzw. nicht marine Einheiten handeln. Es treten ebenfalls deutliche

Variationen innerhalb verschiedener Phasen in den Teilen der Zebra Dolomite (Cap 2) auf, welche von dicken Kalzit Bändern durchzogen sind (Abb. 7.37f; auch in Bristow et al. (2011) beschrieben, vgl. Abschnitt 7.4.4). Die zeitlichen Pendants von der Lokation Tweelingskop haben ein wesentlich homogeneres Erscheinungsbild entwickelt. Die Abbildung 7.38a-b zeigen die beiden Hilfsträger sowie diverse Analysenergebnisse der entsprechenden Proben. Es ist deutlich, dass die Proben von der Lokation Tweelingskop ein einheitlicheres Erscheinungsbild haben. Diese Homogenität spiegelt sich auch in den Analysenergebnissen wider, die im Vergleich zu anderen Proben wesentlich weniger voneinander variieren.

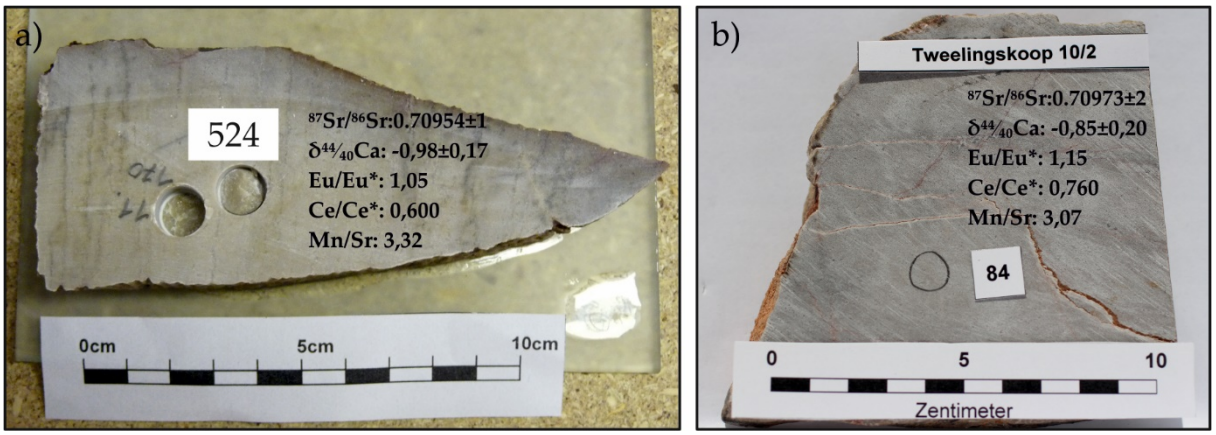


Abbildung 7.38: Zeitliche Pendants zu den Zebra Dolomiten aus den Cap 2-Einheiten von der Lokation Tweelingskop. a)-b) Hilfsträger aus den Cap 2 Karbonaten mit den Bohrpunkten und den dazugehörigen Analysenergebnissen.

8. Fazit

8.1 Anwendbarkeit und Nutzen der einzelnen Methoden

8.1.1 Analyse der Spurenelemente

Obwohl die meisten Spurenelemente in den Cap Karbonaten relativ gering angereichert sind, eignen sich einige Spurenelemente (z.B. Mn, Sr, Ba, Pb, Th, Sc) zur Kontrolle bzw. zur Beurteilung der Validität relevanter Element- und Isotopenmuster. Das Gegenüberstellen verschiedener Element-Konzentrationen und Verhältnisse kann genutzt werden, um Veränderungen der Element- und Isotopenmuster durch Effekte wie Diagenese, detritischen Eintrag oder auch Messeffekte auszuschließen.

8.1.2 Analyse der Seltenen Erdelemente und Yttrium (REE+Y)

Die Analysen der postglazialen Karbonate und der Karbonate aus der Ediacara-Serie haben gezeigt, dass die Signaturen der REE+Y genutzt werden können um eine geochemische Charakterisierung der Ablagerungsbedingungen zu erstellen. Eu-Anomalien sollten jedoch vor einem Interpretationsansatz auf Ba-Interferenzen kontrolliert werden. Um Fehlinterpretationen zu vermeiden, muss vor der Kalkulation der Ce-Anomalien mariner Karbonate darauf geachtet werden, dass keine REE+Y genutzt werden, welche ebenfalls Anomalien ausgebildet haben. So eignet sich zum Beispiel die Berechnung nach Lawrence et al. (2006), da die Autoren zum Beispiel kein La in die Berechnung der Ce-Anomalien miteinbeziehen, weil marine Karbonate positive La-Anomalien entwickeln können. Dies kann zur Folge haben, dass „falsche“ Ce-Anomalien kalkuliert werden. Diese Beobachtung gilt auch für die Berechnung weiterer Anomalien in den REE+Y.

8.1.3 Analyse der Sr-Isotope

Die Analysen der Sr-Isotope haben deutlich gemacht, dass die Ergebnisse für die Proben dieser Studie zum Teil mit großer Vorsicht betrachtet werden müssen. Diagenese bzw. Alteration können die Muster in den Sr-Isotopen verfälschen. Dabei zeigt sich, dass alle post-Marinoan Karbonate aus China beeinflusst sein könnten, während nur ein Teil der postglazialen Karbonate aus Namibia – sowohl post-Sturt als auch post-Marinoan – eine Beeinträchtigung der Sr-Muster zeigen. Dieser Unterschied korreliert mit den lithologischen Besonderheiten der chinesischen Cap Karbonate. Im Gegensatz zu den namibischen Cap

Karbonaten sind die chinesischen Proben deutlich stärker von Fluiden durchzogen. Die postglazialen Karbonate scheinen durch ihre mikritischen Gefüge resistenter gegenüber Fluiden zu sein (pers. Komm. J. Reitner). Da die Sr-Isotope der post-Marinoan Karbonate aus China denen aus der Literatur und auch denen aus Namibia, welche nicht durch Diagenese beeinflusst wurden, ähneln, werden sie in den Interpretationsansätzen (wenn auch mit Vorsicht) berücksichtigt.

8.1.4 Analyse der Ca-Isotope

Die Analyse der Ca-Isotope hat gezeigt, dass Ca im Vergleich zu Sr wesentlich resistenter gegenüber Diagenese/Alteration ist. Die Ca-Isotope eignen sich um die verschiedenen Karbonate miteinander zu vergleichen bzw. voneinander zu unterscheiden.

8.2 Kombinationen der geochemischen Muster

8.2.1 China

Generell hat der Hauptteil der post-Marinoan Karbonate aus China keine eindeutigen Element-Signaturen entwickelt, die denen des rezenten Meerwassers entsprechen. Die Element-Muster können zum Teil schon innerhalb eines Hilfsträgers (wenige cm) auf wenigen Profilmetern variieren. Die Aufteilung der Cap Karbonate in drei Schichtglieder (C1- bis C3-SG; Jiang et al. (2003)), wie sie auch Lu (2011) in ihrer Dissertation für die genutzten Proben bzw. Sektionen beschrieben hat, passt zu den geochemischen Signaturen der post-Marinoan Karbonate dieser Studie. In den Profilen dieser Arbeit zeigt der Übergang von dem C2-SG zu dem C3-SG leichte Abweichungen vom generellen Trend des C3-SG, daher wird dieser Bereich in der Zusammenfassung als Übergang C2-C3-SG beschrieben. Dies kann jedoch daran liegen, dass die Lagen/Höhen der einzelnen Schichtglieder von Sektion zu Sektion leicht voneinander abweichen. Da die Proben aber in einem „Gesamtprofil“ betrachtet werden, kann diese Art Übergang entstehen. In den Abbildungen 8.3 und 8.4 wird dieser Bereich als C2a-SG bezeichnet.

Bei den Proben dieser Studie wurden die auffälligsten Muster/Signaturen in den C1- und den C3-SG beobachtet. Die mittleren Teile der Cap Karbonate (C2-SG inklusive der Übergang C2-C3-SG) haben meist moderate Werte mit geringeren Variationen entwickelt. Die Variationen bzw. unterschiedlichen Trends werden mit einem Wechsel der

Ablagerungsbedingungen in Verbindung gebracht. In Tabelle 8.1 werden einige Parameter zusammengefasst, welche zur Charakterisierung des Ablagerungsmilieus genutzt wurden. Bei der Betrachtung wird aufgrund von teilweise vorkommenden Variationen innerhalb mancher Hilfsträger bzw. innerhalb der Profilhöhen nicht auf einzelne Werte eingegangen, sondern es werden ausschließlich die Haupttrends dargestellt. In den Abbildungen 8.1 bis 8.4 werden Rekonstruktionen der Ablagerungsbedingungen für die einzelnen Schichtglieder vorgestellt.

8.2.1.1 C1-Schichtglied (C1-SG)

Die positiven Eu-Anomalien der Karbonate aus den C1-SG haben – abgesehen von den Proben der Huangniuya Sektion – ihren Ursprung hauptsächlich in Ba-Interferenzen. Die im Vergleich zu den Karbonaten aus dem C2-SG erhöhten Ba-Konzentrationen widerlegen größtenteils den Nutzen der Eu-Anomalien zur Charakterisierung der Karbonate aus diesen Schichtgliedern. Jedoch deuten die leicht erhöhten Ba-Konzentrationen in diesem Schichtglied auf einen Einfluss terrestrischen Materials (Kasemann et al. (2005)), welches gerade zu Beginn der Abschmelzphase in großen Mengen in das Milieu eingetragen wurde. Dies kann mit den generell erhöhten und variierenden $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnissen und relativ niedrigen $\delta^{44/40}Ca$-Werten in Verbindung gebracht werden. Diese Muster deuten ebenfalls auf erhöhte Verwitterungsraten bzw. terrestrischen Eintrag in das Milieu. In dem C1-SG können außerdem Dropstones aus den Eismassen eingeschaltet sein (pers. Komm. J. Reitner). Diese Beobachtung korreliert ebenfalls mit den variierenden $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnissen dieser Gesteine. Die positiven Eu-Anomalien der Huangniuya Karbonate aus dem C1-SG, welche nicht durch Ba-Interferenzen hervorgerufen wurden, signalisieren zusätzlich niedrige Sauerstoffgehalte im Ablagerungsmilieu. Leicht positive Ce-Anomalien, die ebenfalls Unterschiede zur Zusammensetzung des rezenten Meerwassers andeuten, unterstützen diese Theorie. Dabei waren die Sauerstoffgehalte in dem Milieu nicht so niedrig, dass die Ce-Anomalien eine deutlich positive Tendenz annehmen. Die niedrigen Sauerstoffgehalte in den C1-SG könnten ihren Ursprung in einer Eisdecke haben, die einen Gasaustausch zwischen dem Becken und der Atmosphäre erschwert hätte. Zusätzlich könnte Frischwasser mit niedrigen Sauerstoffgehalten in das Milieu eingetragen worden sein. Die Y/Ho-Verhältnisse und La-Anomalien, welche Tendenzen zu Frischwasser-Eintrag zeigen, unterstützen diese Theorie. Im Zuge der Abschmelzphase wurden erhöhte Mengen an Frischwasser und

terrestrischem Material in das Ablagerungsmilieu eingetragen. Die Variationen innerhalb der verschiedenen geochemischen Signale deuten zusätzlich auf eine geschichtete Wassersäule in dem Becken (vgl. Abb. 8.1). Die Beobachtungen charakterisieren eine Ablagerung des C1-SG in einem eher lokal geprägten Milieu mit eingeschränktem Zugang zum offenen Ozean (vgl. Abb. 8.1). Das Ablagerungsregime war an einem passiven Kontinentalrand lokalisiert, wie es zum Beispiel Jiang et al. (2011) und Zhu e al. (2013b) postulieren. Jiang et al. (2011) beschreiben für die Ablagerung der frühen Einheiten der Doushantuo-Fm. im Bereich der Hubei Provinz ein vom Ozean abgegrenztes Becken. In diesem Zusammenhang sind die Autoren unsicher, ob eine Barriere im Zuge der Nantuo Vereisung entstanden ist oder ob diese eine Folge von syndepositionalen Störungen nach der Ablagerung der Cap Karbonate ist. Geochemische Muster der Cap Karbonate dieser Studie deuten darauf hin, dass das Becken schon während der Ablagerung der Cap Karbonate teilweise vom Ozean abgegrenzt war.

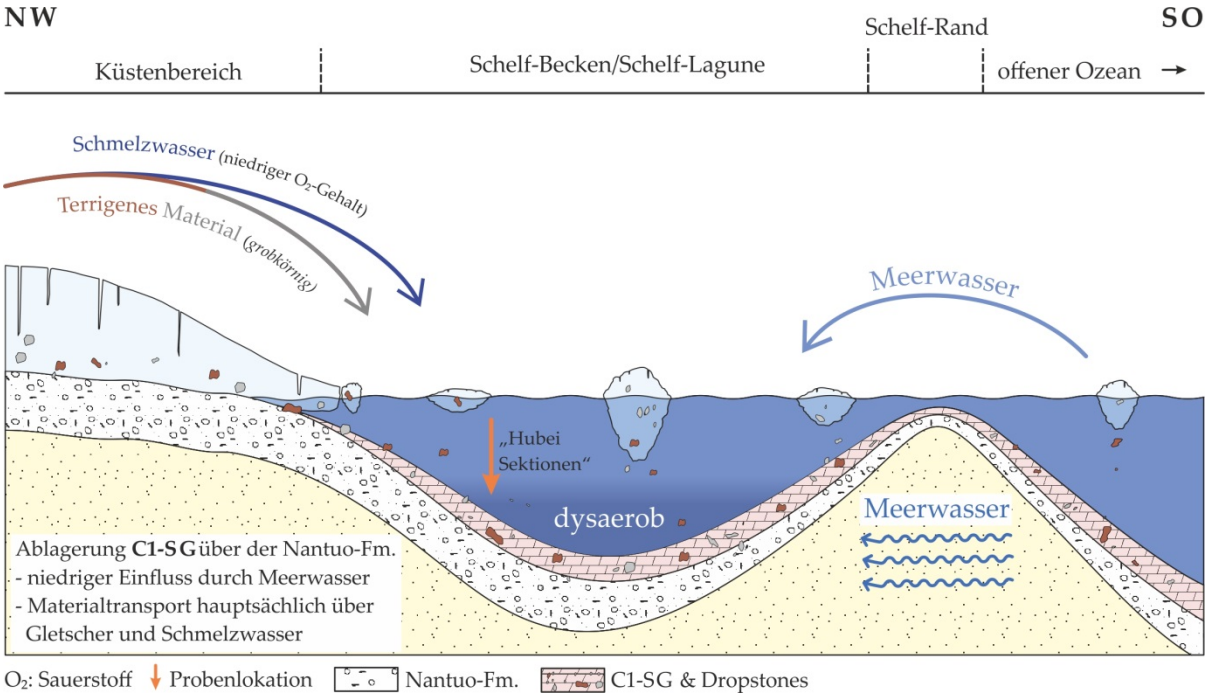


Abbildung 8.1: Schematische Darstellung zur Ablagerung des C1-SG. Ablagerung des C1-SG über der Nantuo-Fm. in einem lokal begrenzten Becken auf der Yangtze Plattform mit eingeschränktem Zugang zum offenen Ozean. Die Gletscher reichen noch bis in den Schelf-Bereich und es wird grobes Material aus den Eismassen sowie Schmelzwasser in das Ablagerungsbecken eingetragen. Der Einfluss des terrestrischen Materials ist größer als der des offenen Ozeans (geologische Situation nach Beschreibungen aus Jiang et al. (2011)). Die Abbildung ist nicht maßstabsgetreu.

8.2.1.2 C2-Schichtglied (C2-SG)

In Abbildung 8.2 wird das Regime für die Ablagerung der Karbonate des C2-SG dargestellt. Durch zunehmendes Abschmelzen der Gletscher sowie andauernden Eintrag von terrestrischem Material könnte sich das Becken im Zuge fortschreitender Subsidenz abgesenkt haben.

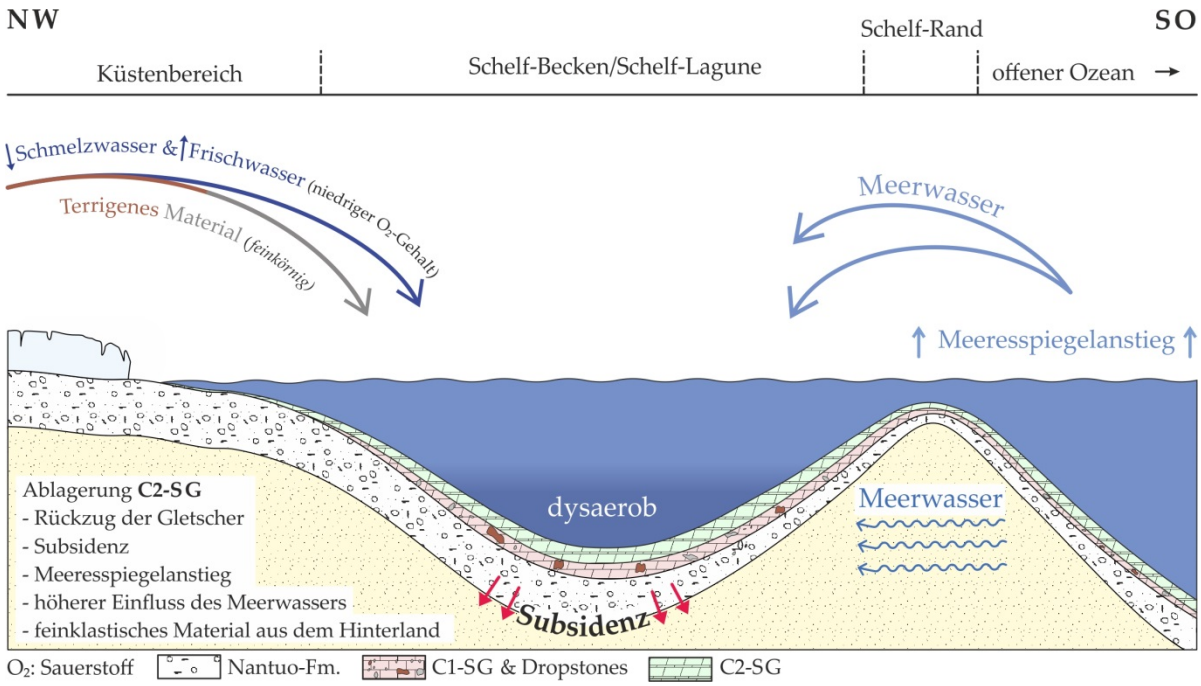


Abbildung 8.2: Schematische Darstellung zur Ablagerung des C2-SG. Ablagerung des C2-SG in einem lokal begrenzten Becken auf der Yangtze Plattform mit eingeschränktem Zugang zum offenen Ozean während Subsidenz und einem leichten Anstieg des Meeresspiegels. Die Gletscher tauen weiter ab und aus dem Hinterland wird feinklastisches Material über den fluviatilen Transportweg in das Becken eingetragen. Der Einfluss des Meerwassers steigt an. Die Abbildung ist nicht maßstabsgetreu.

Der Trend zu relativ schwachen bis keinen Ce-Anomalien in den Proben aus dem C2-SG charakterisiert einen weiterhin eingeschränkten Austausch mit dem offenen Ozean. Positive Eu-Anomalien signalisieren niedrige Sauerstoffgehalte in dem Ablagerungsbecken. Zwar sind die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse niedriger und die Variationen in den Sr-Isotopen geringer als in den Karbonaten des C1-SG, jedoch weichen auch die Karbonate des C2-SG von der Sr-Signatur des neoproterozoischen Meerwassers ab. Die teilweise niedrigeren $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte deuten auf einen etwas höheren Einfluss des Meerwassers während der Ablagerung, dennoch war das Milieu nach wie vor lokal begrenzt (Abb. 8.2). Ca-Isotope bestätigen einen anhaltenden Einfluss von terrestrischem Material. Im Gegensatz zur Ablagerung des C1-SG sind in den Einheiten des C2-SG keine Dropstones mehr eingeschaltet. So sind die terrestrischen Einflüsse auf die geochemischen Muster vielmehr auf erhöhten fluviatilen

Eintrag von feinklastischem Material aus dem Hinterland zurückzuführen. Variierende geochemische Signaturen deuten weiterhin auf eine geschichtete Wassersäule. Der erhöhte Eintrag an Frischwasser, Schmelzwasser und terrestrischem Material könnte einen Anstieg des Meeresspiegels induziert haben. Der Übergang des C2-SG zu dem C3-SG wird durch einen noch größeren Einfluss von Meerwasser charakterisiert (C2a-SG in Abb. 8.3). Dies lassen z.B. niedrigere und weniger variierende Sr-Isotope in diesen Proben vermuten.

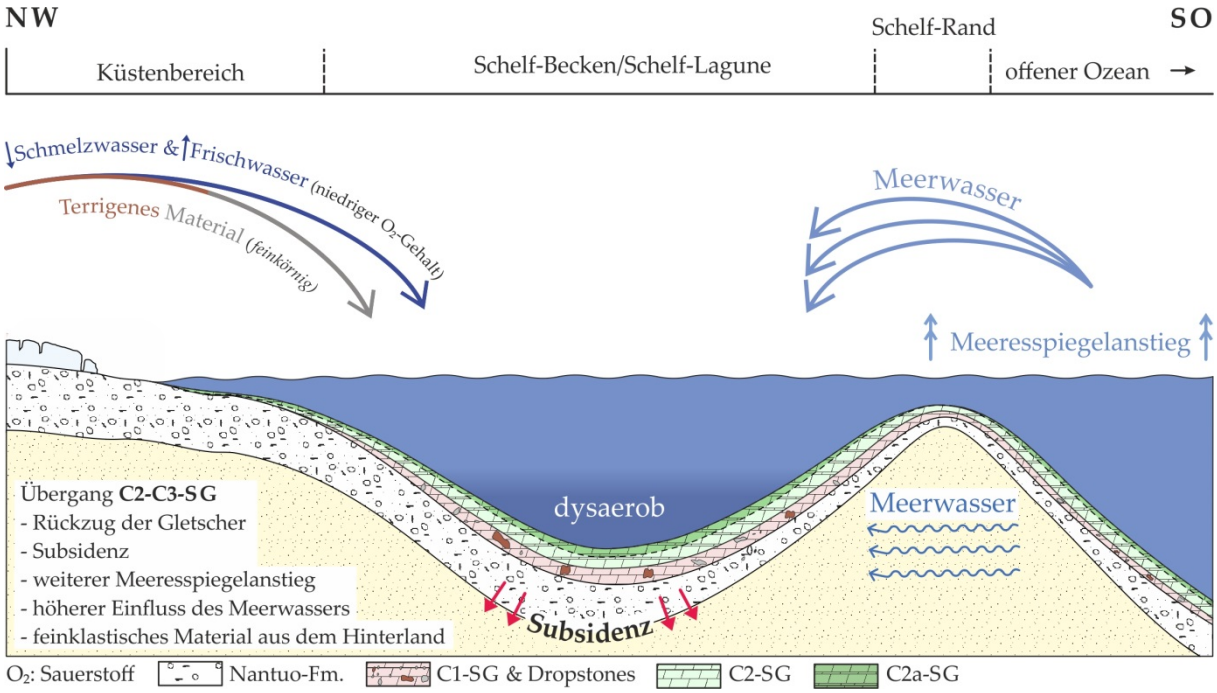


Abbildung 8.3: Schematische Darstellung zum Übergang des C2- zu dem C3-SG. Durch einen weiteren Anstieg des Meeresspiegels verbessert sich der Zugang zum offenen Ozean, wodurch der Einfluss des Meerwassers auf das Ablagerungsregime zunimmt. Die Gletscher gehen weiterhin zurück und aus dem Hinterland wird feinklastisches Material über den fluviatilen Weg in das Becken transportiert. Die Abbildung ist nicht maßstabsgetreu.

8.2.1.3 C3-Schichtglied (C3-SG)

Durch den in dem C2-SG beginnenden Anstieg des Meeresspiegels sollten die geochemischen Signale in den Karbonaten des C3-SG deutlichere Tendenzen zu denen des offenen Ozeans zeigen. Stark erhöhte und variierende $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte, niedrige und ebenfalls variierende Ca-Isotope deuten jedoch auf einen anhaltenden Eintrag von terrestrischem Material in ein lokales Milieu. Diese Situation wird in Abbildung 8.4 gezeigt. Eu- und Ce-Anomalien signalisieren ebenfalls, dass die Ablagerung der Karbonate des C3-SG nicht ausschließlich durch Meerwasser charakterisiert ist.

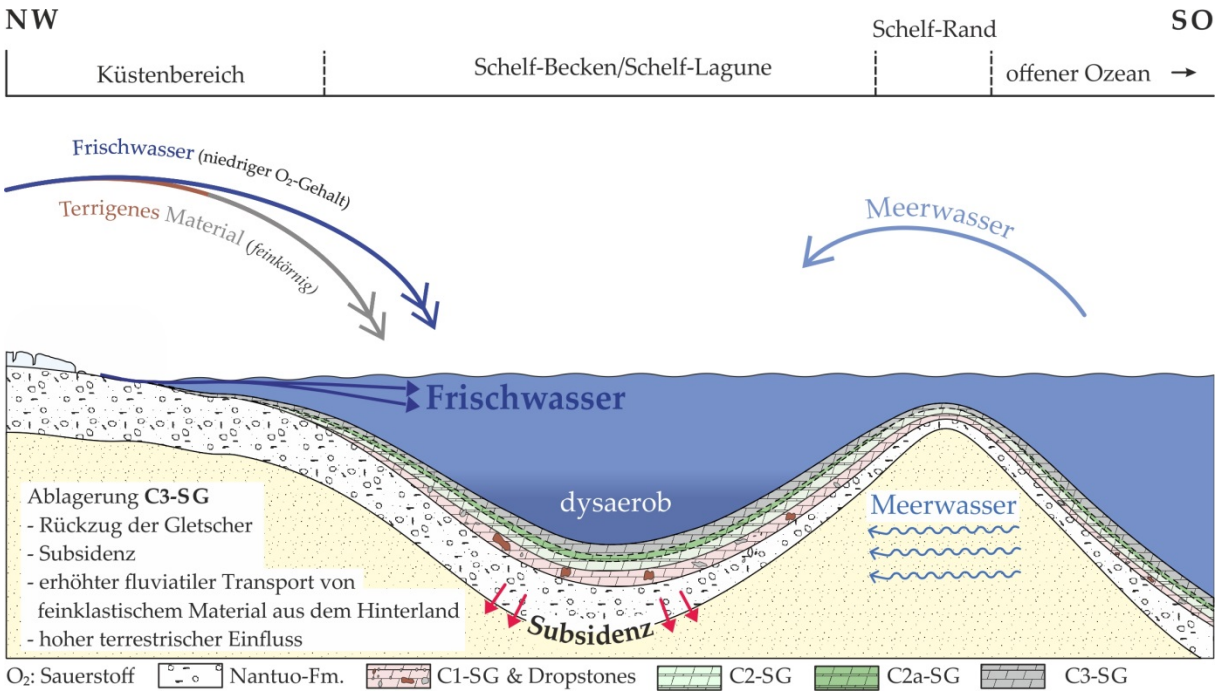


Abbildung 8.4: Schematische Darstellung zur Ablagerung des C3-SG. Ablagerung des C3-SG in einem lokal begrenzten Becken auf der Yangtze Plattform mit eingeschränktem Zugang zum offenen Ozean, während einem starken fluviatilen Eintrag feinklastischen Materials aus dem Hinterland. Der Einfluss von terrestrischem Material in das Ablagerungsregime wird höher. Die Abbildung ist nicht maßstabsgetreu.

Für die im Trend erhöhten Eu-Anomalien der Karbonate aus dem C3-SG, welche hauptsächlich aus der Jiulongwan Sektion stammen, wurde eine Verfälschung durch detritischen Eintrag in Abbildung 7.8 ausgeschlossen. Außerdem sind die Anomalien nicht durch Ba-Interferenzen während der Messung entstanden. So wird für die Eu-Anomalien in diesem Bereich angenommen, dass das Milieu zum Teil meerwasserähnliche Signaturen besaß, aber immer noch durch niedrige Sauerstoffgehalte charakterisiert war. Erhöhte Ce-Anomalien untermauern diese Theorie. Während die Ablagerung des C1-SG durch erhöhte Einträge von Schmelzwasser und terrestrischem Material aus den Eismassen charakterisiert ist, wird die Ablagerung des C3-SG durch erhöhten fluviatilen Eintrag von feinklastischem Material aus dem Hinterland geprägt (vgl. Abb. 8.4). Ein weiterer Grund für den terrestrischen Einfluss auf die geochemischen Muster könnte das Abtauen der Permafrostböden sein. Diese Theorie korreliert mit den negativen Kohlenstoff-Anomalien, die von Lu (2011) in den C3-SG dieser Karbonate analysiert wurden. Beispielsweise sehen Kennedy et al. (2008) den Ursprung der negativen Kohlenstoff Anomalien von Cap Karbonaten in dem Freisetzen von Methan durch das Auftauen von Permafrostböden.

Andere Elementsignaturen wie die Y/Ho-Verhältnisse und La-Anomalien deuten weiterhin auf den Einfluss von Frischwasser während der Ablagerung des C3-SG.

8.2.1.4 Wuhe-Yanjiahe Sektion

Im Gegensatz zu den postglazialen Ablagerungen der Marinoan-Eiszeit haben die Ediacara Karbonate der Wuhe-Yanjiahe Sektion aus dem Shibantan-SG mit z.B. negativen Ce-Anomalien, leichten bis keinen Eu-Anomalien, zum Teil erhöhten Y/Ho-Verhältnissen und niedrigen $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werten eindeutige Meerwassertrends entwickelt (z.B. Tab. 8.1). So passen einzig die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse der Ediacara Proben aus der chinesischen Probenserie in die neoproterozoische Meerwasserkurve (vgl. Abb. 7.31).

Tabelle 8.1: Zusammenfassung geochemischer Parameter zur Rekonstruktion des Ablagerungsmilieus der chinesischen Karbonate.

SG	Sektion	Höhe [m]	$(Eu/Eu^*)_N$	Ba/Nd	Ba [µg/g]	$(Ce/Ce^*)_N$	$(La/La^*)_N$	Y/Ho	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\delta^{44/40}Ca$	Pr_N/Yb_N	Sm_N/Yb_N
SBT	W-Y		leicht ⊕ $(Eu/Eu^*)_N$ ≈ MW	Ba/Nd < 20	⇓ niedrige Ba-Konzentrationen	ϴ $(Ce/Ce^*)_N$ ≈ MW	⊕ $(La/La^*)_N$ ≈ Trend zu MW	super-chondritisch ≈ MW	≈ MW_{540Ma}	⊗ Variationen	≠ MW	≠ MW
C3	NTC	4,25-4,40	leicht ⊕ $(Eu/Eu^*)_N$ ohne Ba-Interferenzen z.T ≈ MW, sowie ⊕ $(Eu/Eu^*)_N$ z.T. ≈ niedriger Sauerstoffgehalt	kein klarer Trend	⇑ Ba-Konzentrationen nehmen leicht zu → höherer Einfluss durch terrestrisches Material	ab ~3,00 m Höhe Trend zu leicht ⊕ $(Ce/Ce^*)_N$ ≈ Einfluss des MW geht zurück	⊕ $(La/La^*)_N$ zum Teil höher als im C1- und C2-SG	Super-chondritisch aber ≠ MW, eher ≈ FW	Variationen nehmen ab ~3,00 m Höhe zu (0,70819±1 - 0,71239±4)	deutliche Variationen ((0.01±0.10) – (-1.61±0,17)) → höherer Einfluss von terrestrischem Material	keine eindeutiger Trend, starke Variationen	kein eindeutiger Trend, starke Variationen
		4,18-4,25										
	JLW	3,90-4,15										
		3,80-3,90										
		3,65-3,75										
		3,45-3,55										
		3,40										
		3,30-3,40										
	MZX	3,20										
Übergang C2- C3-SG	JLW	3,20										
		2,95-3,05										
	HJPI	2,80		Ba/Nd < 20	⇓ Trend niedrigere Ba-Konzentrationen als im C1-SG	bis ~3,00 m Höhe Trend zu ϴ $(Ce/Ce^*)_N$ ≈ MW-Einfluss			bis ~3,00 m Höhe geringere Variationen & niedrigere $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte (0,70828±2 - 0,70956±1) → höherer Einfluss MW			
	MZJ	2,70-2,80										
	TJZ	2,70										
		2,40-2,55										
C2	MZX	1,90-2,05	⊕ $(Eu/Eu^*)_N$ → niedriger Sauerstoffgehalt	Ba/Nd < 20	⇓ Rückgang der Ba-Konzentrationen	⊗ $(Ce/Ce^*)_N$ ≈ FW	⊕ $(La/La^*)_N$ ≈ FW		geringere Variationen, niedrigere $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte als C1-SG (0,70864±2 - 0,70978±4) → höherer Einfluss MW	geringere Variationen als im C1-SG ((-1,43±0,19) – (-0,89±0,23)),	Anreicherung der HREE+Y aber ≠ MW	geringere Variationen Tendenz zu FW
	HJPI	1,50										
C1	MZX	0,70	⊕ $(Eu/Eu^*)_N$ → Ba-Interferenzen	⇑ erhöhte Ba/Nd (> 20) → Ba-Interferenzen	⇑ leicht erhöht → höherer Einfluss durch terrestrisches Material	leicht ϴ bis ⊗ $(Ce/Ce^*)_N$ ≈ FW, niedriger Sauerstoffgehalt	⊕ $(La/La^*)_N$ ≈ FW		hohe und variierende $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse (0,70840±1 - 0,71081±3) ≠MW→ lokales Milieu	basale Teile deutliche Variationen ((-1,93‰±0,26‰) - (-0,24±0,18)) → lokales Milieu, terrestrisches Material aus den Gletschern	Variationen, Tendenz zur leichten Anreicherung der HREE+Y aber ≠ MW	Tendenz zur leichten Anreicherung der MREE+Y aber ≠ MW
	HJPI	0,50-0,60										
		0,45-0,60										
		0,40-0,50										
	HNY	C1										
Abbildungsverweise:			7.1	7.6	7.30	7.18	7.20	7.20, 7.21	7.31, 7.33	7.35	7.22	7.22

Zeichen und Abkürzungen:

⊗	keine	<	kleiner	≠	ungleich	SBT	Shibantan	HNY	Huangniuya	NTC	Nantuocun
⊕	positiv	>	größer	MW	Meerwasser	HJPI	Huajipo	TJZ	Tianjiayuanzi	W-Y	Wuhe-Yanjiahe
ϴ	negativ	≈	ungefähr	FW	Frischwasser	MZX	Meizuoxia	JLW	Jiulongwan		

8.2.2 Namibia

Die Parameter bzw. die Anomalien und geochemischen Signale zur Beurteilung der Ablagerungsbedingungen werden für die verschiedenen Probenserien aus Namibia in Tabelle 8.2 zusammengefasst. Auch in der folgenden Zusammenfassung wird lediglich auf die Haupttrends eingegangen. Aufgrund des geringeren Umfangs an Probenmaterial wird darauf verzichtet komplette Ablagerungsräume zu rekonstruieren. Es werden lediglich Ansätze erstellt.

8.2.2.1 Ediacara Karbonate

Die REE+Y-Muster der Karbonate aus dem Ediacara Mooifontein- und Omkyk-SG weisen auf unterschiedliche Bedingungen zum Ablagerungszeitpunkt hin. Die abweichenden Sr-Verhältnisse der beiden namibischen Ediacara Probenserien korrelieren mit der Tatsache, dass die Becken zum einen durch den Osis-Rücken getrennt waren und zum anderen, dass die beiden Schichtglieder nicht zeitgleich abgelagert wurden (vgl. Abschnitt 4.2.1.1 und 4.2.1.2). Auch ein Vergleich der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte der chinesischen Ediacara Wuhe-Yanjiahe Sektion mit den ungefähr zeitgleich abgelagerten Karbonaten des Mooifontein-SG macht deutlich, dass die zeitlichen Pendants nicht global miteinander vergleichbar sind. Die Proben des Mooifontein-SG sind im Gegenteil zu den chinesischen Pendants aus der Wuhe-Yanjiahe Sektion nicht geeignet, die neoproterozoische Meerwasserkurve zu ergänzen. Im Gegensatz zu den Proben aus dem Mooifontein-SG passen die etwas älteren Proben aus dem Omkyk-SG eher mit den Sr-Signaturen des neoproterozoischen Meerwassers überein, was auf einen besseren Zugang zu offenem Meerwasser hinweisen könnte (vgl. Abb. 7.32). Das Hoogland-SG, welches das zeitliche Pendant zu dem Mooifontein-SG darstellt und über den Gesteinen des Omkyk-SG liegt, wird als typische Beckenfazies mit erhöhtem Eintrag an terrigenem Material bzw. eingeschalteten Tempestit-Lagen beschrieben (pers. Komm. J. Reitner). Erhöhte $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte der Karbonate des Mooifontein-SG passen zu dieser Beobachtung. Ein weiterer Grund für die abweichenden Sr-Werte in den Karbonaten des Mooifontein-SG könnten starke Brekziierungen sein, welche in diesen Bereichen beobachtet wurden (pers. Komm. J. Reitner). Die Einheiten des Omkyk-SG werden von Adams et al. (2005) als Ablagerungen aus einem marinen Flachwassermilieu beschrieben.

Für beide Schichtglieder werden dennoch keine eindeutigen REE+Y-Muster ermittelt, die dem rezenten Meerwasser entsprechen.

8.2.2.2 Post-Marinoan Karbonate

In den geochemischen Mustern der REE+Y (z.B. Ce- und Eu-Anomalien) haben die post-Marinoan Karbonate aus Namibia teilweise Tendenzen in Richtung des rezenten Meerwassers ausgebildet. Weitere REE+Y-Signaturen (z.B. La-Anomalien, Y/Ho-Verhältnisse) deuten – ähnlich zu der chinesischen Probenserie – auf ein lokales Ablagerungsmilieu mit Frischwasser-Eintrag und niedrigen Sauerstoffgehalten. Für die Ablagerung der post-Marinoan Karbonate aus Namibia wird jedoch ein Milieu mit einem etwas höheren Sauerstoffanteil bzw. einem besseren Zugang zum offenen Ozean vermutet. Im Gegensatz zu den post-Marinoan Karbonaten der chinesischen Sektionen sind die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse weniger durch Diagenese beeinflusst. Die Isotopen-Signaturen dieser Studie und auch die von Eisenhauer (unveröff.) deuten jedoch auch wie bei den chinesischen Cap Karbonaten auf erhöhte Einträge an terrestrischem Material aus dem Hinterland bzw. aus den abschmelzenden Eismassen hin. Aufgrund von erhöhten und stark variierenden Sr-Isotopen sind auch diese Karbonate nicht geeignet die neoproterozoische Sr-Meerwasserkurve zu ergänzen (vgl. Abb. 7.32).

Tabelle 8.2: Zusammenfassung geochemischer Parameter zur Rekonstruktion der Ablagerungsmilieus der Karbonate aus Namibia.

Phase	Fm./SG	Einheit	~Höhe [m]*	$(Eu/Eu^*)_N$	$(Ce/Ce^*)_N$	$(La/La^*)_N$	Y/Ho	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\delta^{44/40}Ca$	Pr_N/Yb_N	Sm_N/Yb_N
post-Gaskiers	Mooifontein	laminierte und fein laminierte Karbonate	/	⊕ $(Eu/Eu^*)_N$ → niedriger Sauerstoffgehalt/ Einfluss HF	Tendenz zu leicht Θ $(Ce/Ce^*)_N$ ≈ FW, Einfluss MW	kein Trend, $(La/La^*)_N$ im Bereich von FW und HF	Super-chondritisch aber ≠ MW, eher ≈ FW	≠ MW_{580Ma}	⇑ Variationen ((-1,41±0,19) - (-0,83±0,15)) terrestrischer Eintrag	erhöhte Werte Tendenz zu HF	erhöhte Werte Tendenz zu HF
	Omkyk		/	leicht ⊕ $(Eu/Eu^*)_N$ ≈ MW	keine eindeutige Anomalie	⊕ $(La/La^*)_N$ aber ≠ MW		Trend ≈ MW_{580Ma}	geringe Variationen ((-1.47±0.23)- (-1.30±0.20))	Tendenz zu FW	kein eindeutiger Trend
post-Marinoan	Fransfontein	pinker Dolomit (Cap 4)	~2,36*	Variationen zwischen ⊕ und Θ $(Eu/Eu^*)_N$ ≈ MW & niedriger Sauerstoffgehalt	generell Trend zu Θ $(Ce/Ce^*)_N$ ≈ eingeschränkter MW-Eintrag	Werte um 1 → kein Trend zu MW → Tendenz $(La/La^*)_N$ ≈ FW und HF		Tendenz zu MW_{635} (0,70789±1)	geringerer Einfluss von terrestrischem Material	Trend zur Anreicherung der HREE+Y aber ≠ MW, eher ≈ FW	kein eindeutiger Trend
		Zebra Dolomit & zeitliches Äquivalent (Cap 2)	~0,86*					Variationen (0,70873±2 - 0,71040±1) lokales Milieu, terrestrischer Eintrag	⇑ Variationen ((-1,29±0,15) - (-0,85±0,20)) terrestrischer Eintrag		
		turbiditischer Mikrit (Cap 1)	~0,11*					hohe Variationen (0,707712±2 - 0,71928±3) lokales Milieu, terrestrischer Eintrag	⇑ Variationen ((-1,67±0,21) - (-1,03±0,12)) terrestrischer Eintrag		
post-Sturt	Ombaatje		/	Variationen zwischen ⊕ und Θ $(Eu/Eu^*)_N$ ≈ MW & niedriger Sauerstoffgehalt	leicht ⊕ $(Ce/Ce^*)_N$ ≈ weniger Sauerstoff	Werte um 1 → Kein Trend zu MW → Tendenz ≈ FW und HF		höhere Variationen (0.70981±3 - 0.71162±3)	Variationen zwischen ((-1.41±0.24) - (-1.16±0.13)) Einfluss von terrestrischem Material	Trend zur Anreicherung der HREE+Y aber ≠ MW, eher ≈ FW (ähnlich post-Marinoan)	kein eindeutiger Trend
	Rasthof	schwarze Mikrite (Cap 4, Bothas-Hof)	3,34*	keine eindeutiger Trend	keine eindeutige Anomalie			geringe Variationen (0,70880±1 - 070909±4) lokales Milieu mit höherem Einfluss von MW		⊗ Anreicherung der HREE+Y → ≠ MW / FW	
		schwarz laminierte Karbonate (Cap 2)	1,65*		leicht ⊕ $(Ce/Ce^*)_N$ ≈ weniger Sauerstoff						
	Abbildungsverweise:	3.8-3.11		7.11	7.19	7.23, 7.24	7.23, 7.24	7.32, 7.33	7.35	7.25	7.25

* Keine genauen Höhenangaben, Höhen wurden aus Profilen interpoliert

Zeichen und Abkürzungen:

⊗	keine	<	kleiner	≠	ungleich	HF	Hydrothermale Fluide
⊕	positiv	>	größer	MW	Meerwasser		
Θ	negativ	≈	ungefähr	FW	Frischwasser		

8.2.2.3 Post-Sturt Karbonate

Die REE+Y-Muster der post-Sturt Karbonate lassen sich ebenfalls nicht eindeutig mit den geochemischen Parametern des rezenten Meerwassers korrelieren. Die Signaturen deuten auf niedrige Sauerstoffgehalte während der Ablagerung. Auch die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse der post-Sturt Cap Karbonate eignen sich nicht die Sr-Meerwasserkurve des Neoproterozoikums zu ergänzen (vgl. Abb. 7.32). Zwar sind die Sr-Isotope dieser Gesteine nicht durch Diagenese beeinflusst, jedoch passen die teilweise stark erhöhten $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte nicht in den Trend der neoproterozoischen Meerwasserkurve (vgl. Abb. 7.32). Auch in diesem Fall wird ein erhöhter Eintrag an terrestrischem Material aus dem Hinterland oder den abschmelzenden Eismassen vermutet. Wie auch bei den post-Marinoan Karbonaten aus China und Namibia wird aufgrund der Variationen in den Elementmustern ein eher lokales Ablagerungsmilieu mit zum Teil begrenztem Zugang zum offenen Ozean vermutet.

Bei allen Karbonaten (China und Namibia) wurden teilweise schon auf wenigen cm Variationen beobachtet. Die Variationen in kleinstem Maßstab lassen sich auf die Probennahme im hochauflösenden Maßstab zurückführen.

8.3 Cap Karbonate und Isotope – globale Vergleichbarkeit –

8.3.1 Generelle Betrachtung der Sr- und Ca-Isotope – globale oder regionale Muster? – Nutzen der Isotope zur Beurteilung unterschiedlicher Eiszeiten

Die Sr-Isotope der chinesischen Karbonate lassen sich aufgrund diagenetischer Effekte nicht sicher nutzen, um die neoproterozoische Meerwasserkurve zu vervollständigen. Der Hauptteil der namibischen Karbonate – bis auf Teile der post-Marinoan Karbonate – ist nur schwach durch Diagenese beeinflusst. Aufgrund von starken Variationen und erhöhten $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnissen können diese Daten ebenfalls nicht genutzt werden um die Meerwasserkurve zu ergänzen. Diese Beobachtung zeigt, dass es schwierig ist einen globalen Vergleich bzw. globale Gemeinsamkeiten zwischen den postglazialen Ablagerungen zu bestimmen. Die Annahme, dass die Ablagerung der Karbonate zum größten Teil in lokal begrenzten Becken stattgefunden hat, spricht ebenfalls gegen eine globale Vergleichbarkeit der Cap Karbonate. Im Gegensatz dazu eignen sich die Ediacara Karbonate des Omkyk-SG sowie die Ediacara Karbonate des Shibantan-SG aus der Wuhe-Yanjiahe Sektion die neoproterozoische Meerwasserkurve zu ergänzen. Ein Vergleich der Ca-Isotope aller post-

Marinoan Probenserien untermauert die Aussage von Kasemann et al. (2014), dass sich die Ca-Isotope der post-Marinoan Karbonate nicht global reproduzieren lassen bzw. nicht global miteinander vergleichbar sind. Wie auch in den Sr-Isotopen werden Variationen beobachtet, die während der Ablagerung der Cap Karbonate auf transportlimitierte Becken und erhöhten terrestrischen Eintrag deuten. Die eher lokalen Muster lassen sich nicht für einen globalen Vergleich nutzen. Eine Gegenüberstellung der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Daten von post-Sturt Karbonaten dieser Studie mit Werten aus der Literatur hat gezeigt, dass sich die Sr-Isotope der post-Sturt Karbonate im Vergleich zu den post-Marinoan Karbonaten früher an die Werte der neoproterozoischen Sr-Meerwasserkurve annähern (vgl. Abb. 7.33). Diese Beobachtung könnte bedeuten, dass der Meeresspiegel nach der Sturt-Vereisung schneller angestiegen ist bzw. dass die lokalen Ablagerungsräume früher überflutet wurden. Somit können die post-Marinoan und die post-Sturt Karbonate voneinander unterschieden werden.

8.4 Probennahme und der Einfluss auf die Ergebnisse

Die Analysen von Element- und Isotopenmustern aus verschiedenen Phasen einzelner Hilfsträger bzw. von Probenkernen aus geringer Distanz (~2,0 cm) haben gezeigt, dass sowohl Element- als auch Isotopenmuster stark variieren können. Dies liefert ebenfalls eine Erklärung zu dem Fakt, dass sich die Ergebnisse dieser Studie teilweise von Daten aus der Literatur unterscheiden. Die Variationen, welche innerhalb einzelner Hilfsträger vorkommen, werden auf die Analysen von verschiedenen Phasen der Proben zurückgeführt, was besonders bei Sr-Isotopen der Fall ist. Die Ergebnisse machen deutlich, dass schon die Probenpräparation einen Einfluss auf die Ergebnisse bzw. auf die Interpretation haben kann. Es sollte darauf geachtet werden Gesamtgesteinsanalysen zu vermeiden, da diese lediglich einen Mittelwert aus den verschiedenen Phasen bedeuten. Generell spiegelt sich die Gesteinsdiversität in den variierenden geochemischen Signalen wider.

8.5 Abschließende Zusammenfassung

1. Analysen von Sr-Isotopen sind aufgrund von eventueller diagenetischer Überprägung nur eingeschränkt nutzbar. Dies gilt sowohl zur Charakterisierung des Ablagerungsmilieus als auch zur Ergänzung der neoproterozoischen Meerwasserkurve.
2. Ca-Isotope scheinen ein gutes Mittel zur Beschreibung der Karbonate zu sein.
3. Die REE+Y lassen sich zum größten Teil zur Charakterisierung der Karbonate nutzen, jedoch sollte im Voraus eine Verfälschung der Werte durch z.B. Diagenese, Detritus oder auch Messeffekte ausgeschlossen werden.
4. Die hohe Faziesvariabilität der Cap Karbonate (pers. Komm. J. Reitner) spiegelt sich auch in deren geochemischen Mustern wider. Darauf sollte auch während der Probennahme im kleinen Maßstab geachtet werden.
5. Deutliche Abweichungen und Schwankungen der geochemischen Parameter widersprechen einer Ablagerung der Cap Karbonate in einem offen marinen Milieu. Dies gilt sowohl für die Karbonate aus China als auch aus Namibia. Diese Beobachtung widerspricht einer globalen Vergleichbarkeit der post-Marinoan Karbonate.
6. Im Vergleich zu den post-Marinoan und post-Sturt Karbonaten (China und Namibia) korrelieren die Sr-Isotope der Ediacara Karbonate der Wuhe-Yanjiahe mit der neoproterozoischen Sr-Meerwasserkurve. Dazu passen auch größtenteils die Muster der REE+Y. Diese Ergebnisse unterstützen die Validität der Daten dieser Studie.

9. Ausblick

Im Rahmen dieser Arbeit wurden verschiedene postglaziale Karbonate (post-Sturt und post-Marinoan) sowie Ediacara Karbonate, die ~ 40 Ma nach der Gaskiers Vereisung abgelagert wurden, anhand verschiedener geochemischer Methoden charakterisiert. Gerade die postglazialen Karbonate aus China sind häufiger Gegenstand der Literatur. Dennoch hat sich herausgestellt, dass die Betrachtung dieser Karbonate weiter vertieft werden sollte.

1. Die globale Vergleichbarkeit der post-Marinoan Karbonate ist häufiger Gegenstand von Diskussionen. Unter anderem Silva-Tamayo et al. (2010b) vermuten, dass sich die Cap Karbonate in den Ca-Isotopen global reproduzieren bzw. vergleichen lassen. Kasemann et al. (2014) und Ergebnisse dieser Arbeit haben gezeigt, dass die Vergleichbarkeit schon in regionalem Maßstab abweicht. Schon die lithologischen Unterschiede (pers. Komm. J. Reitner) deuten auf deutliche Unterschiede in der Entwicklung der postglazialen Karbonate. Um diese Aussage zu untermauern sollten mehrere post-Marinoan Karbonate im globalen Maßstab verglichen werden.
2. Des Weiteren sollte näher darauf eingegangen werden, ob die Ablagerungen der Marinoan und der Sturt-Eiszeit durch ähnliche Bedingungen charakterisiert sind. In Zusammenhang mit den Ca-Isotopen postulieren Silva-Tamayo et al. (2010a), dass diese ein nützliches Werkzeug sein können, um die post-Marinoan und post-Sturt Einheiten voneinander zu unterscheiden. Da die vorliegende Arbeit sowie die von Kasemann et al. (2014) aber gezeigt haben, dass schon im regionalen Maßstab Unterschiede in den Ca-Isotopen auftreten können, sollte näher auf diese Theorie eingegangen werden.
3. Nachdem verdeutlicht wurde, dass ein Teil der Ergebnisse der Sr-Analysen von Cap Karbonaten mit hoher Wahrscheinlichkeit durch Diagenese/Alteration verfälscht wurden, sollten zur Charakterisierung andere Methoden genutzt werden. Verschiedene Veröffentlichungen haben gezeigt, dass Ca-Isotope resistenter gegenüber Diagenese und leichter Metamorphose sind. So könnte ein intensiver globaler Vergleich von Ca-Isotopen der postglazialen Karbonate angestrebt werden.
4. Bei der Aufteilung der chinesischen Cap Karbonate in drei Schichtglieder wird beobachtet, dass die mittleren Teile – die C2-SG – die geringsten Variationen in verschiedenen geochemischen Mustern entwickelt haben. Im Vergleich dazu zeichnen

sich die C1- und C3-SG durch zum Teil sehr deutliche Schwankungen in den geochemischen Mustern aus. Im Zuge dieser Studie wurden aus den C2-SG die wenigsten Proben entnommen. Um die Beobachtung zu untermauern, sollten aus diesem Schichtglied weitere Proben entnommen und untersucht werden.

5. Aufgrund der erhöhten Mn/Sr-Verhältnisse wird unter anderem angezweifelt, ob die stark radiogenen Sr-Verhältnisse der analysierten Karbonate tatsächlich Meerwasser aus dem Neoproterozoikum repräsentieren. Um die These zu untermauern, sollten an diesen Proben zusätzliche Analysen von Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen angestrebt werden. Sawaki et al. (2008, 2010) vergleichen die Ergebnisse dieser Analysen mit Mn/Sr-Verhältnissen und $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werten um zu beurteilen, ob die hohen Verhältnisse auf Alteration/Diagenese zurückzuführen sind.
6. Um die derzeitigen Ergebnisse zu ergänzen, sollten mehr Daten von post-Sturt Karbonaten erstellt werden. Da momentan nur Proben aus bestimmten Schichtgliedern beprobt wurden, sollte die Probennahme in kleinerem Maßstab stattfinden, sodass ähnlich wie bei den Proben aus China, Profile erstellt und mit denen der anderen postglazialen Karbonate verglichen werden können. Dies sollte eine direkte Gegenüberstellung vereinfachen.
7. Um die derzeitigen Datensätze weiterhin zu ergänzen, sollten Analysen von den Gesteinen aus dem Hinterland hinzugezogen bzw. erstellt werden.
8. Die Analysen der Ediacara Proben des Mooifontein-SG (Namibia) und dem ungefähr zeitgleich abgelagerten Shibantan-SG (China) haben gezeigt, dass sich die Proben deutlich unterscheiden. In folgenden Studien könnte ein genaueres Augenmerk auf den Vergleich dieser Proben gelegt werden.
9. Die Daten der Ediacara Karbonate der Nama-Gruppe (Namibia) haben gezeigt, dass sich die Proben des Omkyk-SG aus dem nördlichen Zaris-Becken und dem etwas jüngeren Mooifontein-SG aus dem südlichen Witputs-Becken in einigen geochemischen Signaturen unterscheiden. Um einen genaueren Vergleich zwischen den Ablagerungsräumen der Nama-Gruppe zu erstellen sollte mehr Probenmaterial analysiert werden und die Probennahme sollte ebenfalls in kleinflächigem Maßstab erfolgen.
10. Die deutlichen Variationen der Daten von Proben aus einem Hilfsträger haben gezeigt, dass zukünftige Analysen an postglazialen Karbonaten in einem hochauflösenden Maßstab erstellt werden sollten.

10. Literaturverzeichnis

Adams, E.W., Schröder, S., Grotzinger, J.P., McCormick, D.S., 2004. Digital reconstruction and stratigraphic evolution of a microbial-dominated, isolated carbonate platform (terminal Proterozoic, Nama group, Namibia). Journal of Sedimentary Research 74 (4), pp. 479-497.

Adams, E.W., Grotzinger, J.P., Watters, W.A., Schröder, S., McCormick, D.S., Al-Siyabi, H.A., 2005. Digital characterization of thrombolite-stromatolite reef distribution in a carbonate ramp system (terminal Proterozoic, Nama Group, Namibia). American Association of Petroleum Geologists Bulletin 89 (10), pp. 1293-1318.

Alibo, D.S., Nozaki, Y., 1999. Rare earth elements in seawater: Particle association, shale-normalization and Ce oxidation. Geochimica et Cosmochimica Acta 63, pp. 363–372.

Allen, P.A., Hoffman, P.F., 2005. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. Nature 433, pp. 123-127.

Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., Santos, R.V., Brod, E.R., Gioia, S.M.C.L., Sial, A.N., Dantas, E.L., Ferreira, V.P., 2008. Isotope stratigraphy of Neoproterozoic cap carbonates in the Araras Group, Brazil. Gondwana Research 13, pp. 469-479.

An, Z., Jiang, G., Tong, J., Tian, L., Ye, Q., Song, H., Song, H., 2015. Stratigraphic position of the Ediacaran Miaohe biota and its constrains on the age of the upper Doushantuo ^{13}C anomaly in the Yangtze Gorges area, South China. Precambrian Research 271, pp. 243-253.

Anhaeusser, C.R., Button, A., 1974. A review of southern African stratiform ore deposits: their position in time and space. Information circular/ Economic Geology Research Unit 85, pp. 257-315.

Anhaeusser, C.R., Mason, R., Viljoen, M.J., Viljoen, R.P., 1969. A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. Geological Society of American Bulletin 80, pp. 2175-2200.

Barfod, G.H., Albarède, F., Knoll, A.H., Xiao, S., Télouk, P., Frei, R., Baker, J., 2002. New Lu-Hf and Pb-Pb age constraints on the earliest animal fossils. Earth and Planetary Science Letters 201, pp. 203-212.

Bau, M., 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid–rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. Chemical Geology 93, pp. 219–230.

Bau, M., 1996. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. Contributions to Mineralogy and Petrology 123 (3), pp. 323–333.

Bau, M., Dulski, P., 1995. Comparative study of yttrium and rare-earth element behaviours in fluorine-rich hydrothermal fluids. Contributions to Mineralogy and Petrology 119 (2), pp. 213-223.

Bau, M., Dulski, P., 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. Precambrian Research 79 (1-2), pp 37– 55.

Bau, M., Dulski, P., 1999. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behavior during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. Chemical Geology 155 (1), pp. 77-90.

Bau, M., Koschinsky, A., Dulski, P., Hein, J.R., 1996. Comparison of the partitioning behaviours of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crusts and seawater. Geochimica et Cosmochimica Acta 60 (10), pp. 1709-1725.

Bau, M., Möller, P., Dulski, P., 1997. Yttrium and lanthanides in eastern Mediterranean seawater and their fractionation during redox-cycling. Marine Chemistry 56 (1), pp. 123-131.

Bertram, C.J., Elderfield, H., 1993. The geochemical balance of the rare earth elements and neodymium isotopes in the oceans. Geochimica et Cosmochimica Acta 57 (9), pp. 1957–1986.

Bolhar, R., Van Kranendonk, M.J., 2007. A non-marine depositional setting for the northern Fortescue Group, Pilbara Craton, inferred from trace element geochemistry of stromatolitic carbonates. Precambrian Research 155 (3-4), pp. 229-250.

Bosak, T., Lahr, D.J.G., Pruss, S.B., Macdonald, F.A., Dalton, L., Matys, E., 2011. Agglutinated tests in post-Sturtian cap carbonates of Namibia and Mongolia. Earth and Planetary Science Letters 308 (1-2), pp. 29-40.

Boss, C.B., Fredeen, K.J., 1997. Concepts, Instrumentation, and Techniques an Inductively Couples Plasma Optical emission Sprectrometry. Second Edition, Perkin Elmer Corporation, pp. 1-120.

Bouougri, E.H., Porada, H., Weber, K., Reitner, J., 2011. Sedimentology and Palaeoecology of Ernietta-Bearing Ediacaran Deposits in Southern Namibia: Implications for Infaunal Vendobiont Communities. In Advances in Stromatolite Geobiology, Lecture Notes in Earth Sciences 131, pp. 473-506.

Bowring, S.A., Myrow, P., Landing, E., Ramenzani, J., 2003. Geochronological contraints on terminal Neoproterozoic events and the rise of metazoans. Geophysical Research Abstracts 5 (13219), pp. 113-114.

Brand, U., Veizer, J., 1981. Chemical diagenesis of a multi-component carbonate system: 2. Stable isotopes. Journal of Sedimentary Petrology 50 (4), pp. 987-997.

Brasier, M., McCarron, G., Tucker, R., Leather, J., Allen, P., Shields, G., 2000. New U-Pb zircon dates for the Neoproterozoic Ghubrah glaciation and for the top of the Huqf Supergroup, Oman. Geology 28 (2), pp. 175-178.

Bristow, T.F., Bonifacie, M., Derkowski, A., Eiler, J.M., Grotzinger, J.P., 2011. A hydrothermal origin for isotopically anomalous cap dolostone cements from south China. Nature 474 (7349), pp. 68-71 (Inklusive “supplementary information”).

Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.F., Otto, J.B., 1982. Variation of seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$ throughout Phanerozoic time. Geology 10 (10), pp. 516-519.

Byrne, R.H., Sholkovitz, E.R., 1996. Chapter 158: Marine chemistry and geochemistry of the lanthanides. Handbook on the Physics and Chemistry of Rare Earths 23, pp. 497-593.

Chen, D.F., Dong, W.Q., Zhu, B.Q., Chen, X.P., 2004. Pb-Pb ages of Neoproterozoic Doushantuo phosphorites in South China: constraints on early metazoan evolution and glaciation events. Precambrian Research 132 (1-2), pp. 123-132.

Chen, K., Gao, S., Wu, Y., Guo, J., Hu, Z., Liu, Y., Zong, K., Liang, Z., Geng, X., 2013a. 2.6-2.7 Ga crustal growth in Yangtze craton, South China. Precambrian Research 224, pp. 472-490.

Chen, S., Gui, H., Sun, L., 2014. Geochemical characteristics of REE in the Late Neo-proterozoic limestone from northern Anhui Province, China. Chinese Journal of Geochemistry 33, pp. 187-193.

Chen, W.T., Zhou, M.-F., Zhao, X.-F., 2013b. Late Paleoproterozoic sedimentary and mafic rocks in the Hekou area, SW China: Implication for the reconstruction of the Yangtze Block in Columbia. Precambrian Research 231, pp. 61-77.

Chen, Y.L., Chu, X.L., Zhang, X.L., Zhai, M.G., 2015. Carbon isotopes, sulfur isotopes, and trace elements of the dolomites from the Dengying Formation in Zhenba area, southern Shaanxi: Implications for shallow water redox conditions during the terminal Ediacaran. Science China: Earth Sciences 58 (7), pp. 1107–1122.

Condie, K.C., 2000. Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions. Tectonophysics 322 (1), pp. 153-162.

Condie, K. C., Belousova, E., Griffin, W. L., Sircombe, K. N., 2009. Granitoid events in space and time: constraints from igneous and detrital zircon age spectra. Gondwana Research 15 (3), pp. 228-242.

Condon, D., Zhu, M., Bowring, S., Wang, W., Yang, A., Jin, Y., 2005. U-Pb Ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China. Science 308 (5718), pp. 95-98.

Coogan, L.A., 2009. Altered oceanic crust as an inorganic record of paleoseawater Sr concentration. Geochemistry Geophysics Geosystems 10 (4), pp. 1-11.

Corkeron, M., 2007. 'Cap carbonates' and Neoproterozoic glacigenic successions from the Kimberley region, north-west Australia. Sedimentology 54 (4), pp. 871-903.

Corsetti, F.A., Grotzinger, J.P., 2005. Origin and Significance of Tube Structures in Neoproterozoic Post-glacial Cap Carbonates: Example from Noonday Dolomite, Death Valley, United States. Palaios 20 (4), pp. 348-362.

Corsetti, F.A., Kaufman, A.J., 2005. The relationship between the Neoproterozoic Noonday Dolomite ant the Ibex formation: New observations and their bearing on 'snowball Earth'. Earth-Science Reviews 73 (1-4), pp. 63-78.

Corsetti, F.A., Lorentz, N.J., 2006. Chapter 9: On Neoproterozoic Cap Carbonates as Chronostratigraphic Markers. In: Xiao, S., Kaufman, A.J., Neoproterozoic Geobiology and Paleobiology, pp. 273-294.

Crowley, T.J., Baum, S.K., 1993. Effect of decreased solar luminosity on Late Precambrian ice extent. Journal of Geophysical Research 98 (D9), pp. 16723-16732.

De Baar, H.J.W., Brewer, P.G., Bacon, M.P., 1985. Anomalies in rare-earth distributions in seawater Gd and Tb. Geochimica et Cosmochimica Acta 49 (9), pp. 1961-1969.

De Baar, H.J.W., German, C.R., Elderfield, H., VanGaans, P., 1988. Rare earth element distributions in anoxic waters of the Cariaco Trench. Geochimica et Cosmochimica Acta 52 (5), pp. 1203-1219.

De Baar, H.J.W., Schijf, J., Byme, R.H., 1991. Solution chemistry of the rare earth elements in seawater. European Journal of Solid State and lnorganic Chemistry 28. pp. 357-373.

Deines, P., 2002. The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths. Earth-Science Reviews 58 (3-4), pp. 247-248.

De La Rocha, C.L., DePaolo, D.J., 2000. Isotopic Evidence for variations in the Marine Calcium Cycle Over the Cenozoic. Science 289 (5482), pp. 1176-1178.

Derkowski, A., Bristow, T.F., Wampler, J.M., Srodon, J., Marynowsky, L., Elliot, W.C., Chamberlain, C.P., 2013. Hydrothermal alteration of the Ediacaran Doushantuo Formation in the Yangtze Gorges area (South China). Geochimica et Cosmochimica Acta 107, pp. 279-298.

DiBenedetto, S., Grotzinger, J., 2005. Geomorphic evolution of a storm-dominated carbonate ramp (c. 549 Ma), Nama Group, Namibia. Geological Magazine 142 (5), pp. 583-604.

Dobrzinski, N., Bahlburg, H., 2007. Sedimentology and environmental significance of the Cryogenian successions of the Yangtze Platform, South China block. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology 254 (1), pp. 100-122.

Dong, S.-W., Zhang, Y.Q., Gao, R., Su, J.B., Liu, M., Li, J.H., 2015. A possible buried Paleoproterozoic collisional orogeny beneath central South China: evidence from seismic-reflection profiling. Precambrian Research 246, pp. 1-10.

Donnadieu, Y., Goddéris, Y., Ramstein, G., Nédélec, A., Meert, J., 2004. A "snowball Earth" climate triggered by continental break-up through changes in runoff. Nature 428 (6980), pp. 303-306.

Duda, J.-P., Blumenberg, M., Thiel, V., Simon, K., Zhu, M., Reitner, J., 2014. Geobiology of a palaeoecosystem with Ediacara-type fossils: The Shibantan Member (Dengying Formation, South China). Precambrian Research 255, pp. 48-62.

Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, pp. 108-121.

Dürr, S.B., Dingeldey, D.P., 1996. The Kaoko belt (Namibia): Part of a late Neoproterozoic continental-scale strike-slip system. Geology 24, pp. 503-506.

Elderfield, H., 1988. The oceanic chemistry of the rare earth elements. Philosophical Transaction of the Royal Society Biological Sciences 325 (1583), pp. 105–126.

Elderfield, H., Greaves, M.J., 1982. The rare earth elements in seawater. Nature 296, pp. 214-218.

Elderfield, H., Sholkovitz, E.R., 1987. Rare earth elements in the pore waters of reducing nearshore sediments. Earth and Planetary Science Letters 82 (3-4), pp. 280-288.

Elderfield, H., Upstill-Goddard, R., Sholkovitz, E.R., 1990. The rare earth elements in rivers, estuaries, and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters. Geochimica et Cosmochimica Acta 54, pp. 971-991.

Evans, D.A.D., 2000. Stratigraphic, geochronological, and paleomagnetic constraints upon the Neoproterozoic climatic paradox. American Journal of Science 300 (5), pp. 347–433.

Fabre, S., Berger, G., Chavagnac, V., Besson, P., 2013. Origin of cap carbonates: an experimental approach. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology 392, pp. 524-533.

Fan, H.-P., Zhu, W.-G., Li, Z.X., Zhong, H., Bai, Z.-J., He, D.-F., Chen, C.-J., Cao, C.-Y., 2013. Ca. 1.5 Ga mafic magmatism in South China during the break-up of the supercontinent Nuna/Columbia: the Zhuqing Fe-Ti-V oxide ore-bearing mafic intrusions in western Yangtze Block. Lithos 168-169, pp. 85-98.

Fanning, C.M., Link, P.K., 2004. U-Pb SHRIMP ages of Neoproterozoic (Sturtian) glaciogenic Pocatello Formation, southeastern Idaho. Geology 32 (10), pp. 881-884.

Fantle, M.S., 2010. Evaluating the Ca Isotope Proxy. American Journal of Science 310 (3), pp. 194-230.

Fantle, M.S., DePaolo, D.J., 2005. Variations in the marine Ca cycle over the past 20 million years. Earth and Planetary Science Letters 237 (1-2), pp. 102-117.

Fantle, M.S., DePaolo, D.J., 2007. Ca isotopes in carbonate sediment and pore fluid from ODP Site 807A: The Ca^{2+}(aq)–calcite equilibrium fractionation factor and calcite recrystallization rates in Pleistocene sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta 71 (10), pp. 2524-2546.

Farkas, J., Böhm, F., Wallmann, K., Blenkinsop, J., Eisenhauer, A., van Geldern, R., Munnecke, A., Voigt, S., Veizer, J., 2007. Calcium isotope record of Phanerocoic oceans: Implications for chemical evolution of seawater and its causative mechanisms. Geochimica et Cosmochimica Acta 71 (21), pp. 5117-5134.

Farkas, J., Chakrabarti, R., Jacobsen, S.B., Kump, L.R., Melezhik, V.A., 2013. Ca and Mg Isotopes in Sedimentary Carbonates. In: Melezhik, V., Kump, L.R., Fallick, A.E., Strauss, H., Hanski, E.J., Prave, A.R., Lepland, A., 2013. Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Volume 3: Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia - Drilling Early Earth Project, pp. 1468-1482., Springer Verlag Berlin Heidelberg 2013.

Farkas, J., Jacobsen, S., Frauenstein, F., Veizer, J., 2008. Calcium Isotope Systematics of Diagenetically Altered Carbonates: Example from the Proterozoic Carbonates of Transvaal Supergroup, South Africa. Conference Paper AGU Fall Meeting Abstracts 89 (53), Abstract B11C-0379.

Font, E., Nédélec, A., Trinade, R.I.F., Macouin, M., Charrière, A., 2006. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Mirassol d`Oeste cap dolostones (Mato Grosso, Brazil): An alternative model for Marinoan cap dolostone formation. Earth and Planetary Science Letters 250 (1-2), pp. 89-103.

Frimmel, H.E., 2009. Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator. Chemical Geology 258 (3-4), pp. 338-353.

Frimmel, H.E., Hartnady, C.J.H., Koller, F., 1996. Geochemistry and tectonic setting of magmatic units in the Pan-African Gariep Belt, Namibia. Chemical Geology 130 (1-2), pp. 101-121.

Gammon, P.R., McKirdy, D.M., Smith, H.D., 2005. The timing and environment of tepee formation in a Marinoan cap carbonate. Sedimentary Geology 177 (3-4), pp. 195-208.

Gao, S., Yang, J., Zhou, L., Li, M., Hu, Z., Guo, J., Yuan, H., Gong, H., Xiao, G., Wei, J., 2011. Age and growth of the Archean Kongling terrain, South China, with emphasis on 3.3 Ga granitoid gneisses. American Journal of Science 311 (2), pp. 153-182.

Gebel, A., 2000. Einsatz der Laserablation-ICP-MS-Analytik für geochemische Fragestellungen. Dissertation Clausthal-Zellerfeld: Papierflieger, 2000. pp. 1-129.

Geng, Y.-S., 2015. Early Precambrian Geological Signatures in South china Craton. In Zhai, M. 2015. Precambrian Geology of China. Springer Geology, Springer Verlag Berlin Heidelberg 2015, pp. 207-239.

German, C.R., Holliday, B.P., Elderfield, H., 1991. Redox cycling of rare earth elements in the suboxic zone of the Black Sea. Geochimica et Cosmochimica Acta 55 (12), pp. 3553-3558.

Germs, G.J.B., 1983. Implications of a sedimentary facies and depositional environmental analysis of the Nama Group in Southwest Africa/Namibia. In: Miller, R.McG., Evolution of the Damara Orogen. Geological Society of South Africa, Special Publication 11, pp. 89-114.

Germs, G.J.B, 1995. The Neoproterozoic of southwestern Africa, with emphasis on platform stratigraphy an paleontology. Precambrian Research, 73 (1), pp. 137-151.

Goddéris, Y., Donnadieu, Y., Nédélec, A., Dupré, B., Dessert, C., Grard, A., Ramstein, G., Francois, L.M., 2003. The Sturtian "snowball" glaciation. Fire and ice. Earth and Planetary Science Letters 211 (s1-2), pp. 1-12.

Goldstein, S.J., Jacobsen, B.S., 1988. Rare Earth Elements in River Water. Earth and Planetary Science Letters 89, pp. 35-47.

Greaves, M. J., Elderfield H., Sholkovitz, E.R., 1999. Aeolian sources of rare earth elements to the Western Pacific Ocean. Marine Chemistry 68 (1-2), 31–38.

Grotzinger, J.P., 2000. Facies and paleoenvironmental setting of Thrombolite-Stromatolite Reefs, Terminal Proterozoic Nama Group (ca. 550-543 Ma), central and southern Namibia. Geological Survey of Namibia Communications 12, pp. 221–233.

Grotzinger, J.P., Adams, E.W., Schröder, S., 2005. Microbial-metazoan reefs of the terminal Proterozoic Nama Group (c. 550-543 Ma), Namibia. Geological Magazine, 142 (5), pp. 499-517.

Grotzinger, J.P., Bowring, S.A., Saylor, B.Z., Kaufman, A.J., 1995. Biostratigraphic and Geochronologic Constraints on Early Animal Evolution. Science 270 (5236), pp. 598-604.

Grotzinger, J.P., Knoll, A.H., 1995. Anomalous carbonate precipitates: is the Precambrian the key to the Permian? Palaios 10, pp. 578-596.

Gussone, N., 2006. Calciumisotope: ein vielseitiger geochemischer Indikator in den Meereswissenschaften. Deutsche Gesellschaft für Meeresforschung, Mitteilungen 3, pp. 17-24.

Hall, M., Kaufman, A.J., Vickers-Rich, P., Ivantsov, A., Trusler, P., Linnemann, U., Hofmann, M., Elliott, D., Cui, H., Fedonkin, M., Hoffmann, K.-H., Wilson, S.A., Schneider, G., Smith, J., 2013. Stratigraphy, palaeontology and geochemistry of the late Neoproterozoic

Aar Member, southwest Namibia: Reflecting environmental controls on Ediacara fossil preservation during the terminal Proterozoic in African Gondwana. Precambrian Research 238, pp. 214-232.

Halls, C.H., Li, J., Davis, D., Hou, G., Zhang, B., Qian, X., 2000. A precisely dated Proterozoic palaeomagnetic pole from the North China craton, and its relevance to palaeocontinental reconstruction. Geophysical Journal International 143 (1), pp. 185-203.

Halls, C.H., Zhang B., 2003. Crustal uplift in the southern Superior Province, Canada, revealed by paleomagnetism. Tectonophysics 362 (1-4), pp. 123-136.

Halverson, G.P., Dudás, F.Ö., Maloof, A.C., Bowring, S.A., 2007. Evolution of the $^{87}Sr/^{86}Sr$ composition of Neoproterozoic seawater. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology 256 (3-4), pp. 103-129.

Halverson, G.P., Hoffman, P.F., Schrag, D.P., Kaufman, A.J., 2002. A major perturbation of the carbon cycle before Ghaub glaciation (Neoproterozoic) in Namibia: Prelude to snowball Earth? Geochemistry Geophysics Geosystems 3 (6), pp. 1-24.

Halverson, G.P., Hoffman, P.F., Schrag, D.P., Maloof, A.C., Rice, A.H.N., 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. GSA Bulletin 117 (9/10), pp. 1181–1207.

Halverson, G.P., Wade, B.P., Hurtgen, M.T., Barovich, K.M., 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy. Precambrian Research 182 (4), pp. 337-350.

Harland, W.B., 1964. Critical evidence for a great infra-Cambrian glaciation. Aufsätze Geologische Rundschau 54 (1), pp. 45-61.

Higgins, J.A., Schrag, D.P., 2003. Aftermath of a snowball Earth. Geochemistry Geophysics Geosystems 4 (3), pp. 1028-1048.

Hippler, D., Schmitt, A.-D., Gussone, N., Heuser, A., Stille, P., Eisenhauer, A., Nägler, T.F., 2003. Calcium Isotopic Composition of Various Reference Materials and Seawater. Geostandards and Geoanalytical Research, Geostandards Newsletter 27 (1), pp. 13-19.

Hoffmann, K.H., Prave, A.R., 1996. A preliminary note on a revised subdivision and regional correlation of the Otavi Group based on glaciogenic diamictites and associated cap dolostones. Communs Geological Survey of Namibia 11, pp. 83-88.

Hoffmann, K.H., Condon, D.J., Bowring, S.A., Crowley, J.L., 2004. U-Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: Constraints on Marinoan glaciation. Geology 32 (9), pp. 817-820.

Hoffman P.F., 2002. Carbonates bounding glacial deposits: Evidence for Snowball Earth episodes and greenhouse aftermaths in the Neoproterozoic Otavi Group of northern Namibia. Field Excursion Guidebook der International Association of Sedimentologists, pp. 1-39.

Hoffman, P.F., 2005. On Cryogenian (Neoproterozoic) ice-sheet dynamics and the limitations of the glacial sedimentary record. South African Journal of Geology 108, pp. 557-576. In 28th DeBeers Alex. Du Toit Memorial Lecture 2004.

Hoffman, P.F., 2011. Chapter 14: Glaciogenic and associated strata of the Otavi carbonate platform and foreslope, northern Namibia: evidence for large base-level and glacioeustatic changes. In: Arnaud, E., Halverson, G.P., Shields-Zhou, G., 2011.

The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. Geological Society, London Memoirs 36, pp. 195–209.

Hoffman, P.F., Halverson, G.P., 2008. Otavi Group of the western Northern Platform, the Eastern Kaoko Zone and the western Northern Margin Zone. In Miller, R. McG. (ed.), Handbook of the Geological Survey of Namibia, Windhoek. The Geology of Namibia 2, pp. 13.69–13.136.

Hoffman, P.F., Halverson, G.P., Domack, E.W., Husson, J.M., Higgins, J.A., Schrag, D.P., 2007. Are basal Ediacaran (635 Ma) post-glacial "cap dolostones" diachronous? Earth and Planetary Science Letters 258 (1-2), pp. 114-131.

Hoffman, P.F., Hawkins, D.P., Isachsen, C.E., Bowring, S.A., 1996. Precise U-Pb zircon ages for early Damaran magmatism in the Summas Mountains and Welwitschia Inlier, northern Damara belt, Namibia. Communs geological Survey Namibia, 11, pp. 49-53.

Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P., 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. Science 281, pp. 1342-1346.

Hoffman, P.F., Macdonald, F.A., 2010. Sheet-crack cements and early regression in Marinoan (635 Ma) cap dolostones: Regional benchmarks of vanishing ice-sheets? Earth and Planetary Science Letters 300, pp. 374-384.

Hoffman, P.F., Macdonald, F.A., Halverson, G.P., 2011. Chapter 5: Chemical sediments associated with Neoproterozoic glaciation. Iron formation, cap carbonate, barite and phosphorite. Geological Society London, Memoirs 36, pp. 67-80.

Hoffman, P.F., Schrag, D.P., 2002. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. Terra Nova 14 (3), pp. 129-155.

Hofmann, A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from ocean volcanism. Nature 385, pp. 219-229.

Hohl, S.V., Becker, H., Gamper, A., Jiang, S.-Y., Wiechert, U., Yang, J.-H., Wei, H.-Z., 2015. Secular changes of water chemistry in shallow-water Ediacaran ocean: Evidence from carbonates at Xiaofenghe, Three Gorges area, Yangtze Platform, South China. Precambrian Research 270, pp. 50-79.

Hohl, S.V., Becker, H., Gamper, A., Jiang, S.-Y., Wiechert, W., Wei, H., 2014. Multi-proxy study of shallow-water Ediacaran carbonates, Yangtze Platform, South China. Implications for freshwater/seawater mixing processes. Conference paper (No. 51-6), 2014 GSA Annual Meeting in Vancouver.

Hou, G., Liu, Y., Li, J., 2006. Evidence for ~1.8 Ga extension of the Eastern Block of the North China Craton from SHRIMP U-Pb dating of mafic dyke swarms in Shandong Province. Journal of Asian Earth Sciences 27 (4), pp. 392-401.

Huang, J., Chu, X.L., Chang, H.J. und Feng, L.J., 2009. Trace element and rare earth element of cap carbonate in Ediacaran Doushantuo Formation in Yangtze Gorges. Chinese Science Bulletin 54 (18), pp. 3295–3302.

Huang, J., Chu, X.L., Jiang, G., Feng, L., Chang, H., 2011. Hydrothermal origin of elevated iron, manganese and redox-sensitive trace elements in the c. 635 Ma Doushantuo cap carbonate. Journal of the Geological Society, London 168 (3), pp. 805–816.

Huang J., Chu, X.L, Lyons, T.W., Sun, T., Feng, L., Zhang, Q., Chang, H., 2013. The sulfur isotope signatures of Marinoan deglaciation captured in Neoproterozoic shallow-to-deep cap carbonate from South China. Precambrian Research 238, pp. 42-51.

Hübner, A., 2002. Geochemische und mineralogische Untersuchung von Sedimenten aus dem Bereich des anoxischen, hypersalinen Urania-Beckens (östliches Mittelmeer) zur Charakterisierung von mariner Sedimentation unter extremen Bedingungen. Dissertation. Freie Universität Berlin, pp. 1-105.

Hühne, C., 2005. Geochemie Porifera-reicher Mud Mounds und Mikrobialithe des Mittel- und Oberdevons (Westaustralien, Nordfrankreich). Dissertation. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Georg-August-Universität Göttingen, pp. 1-233.

Husson, J.M., Higgins, J.A., Maloof, A.C., Schoene, B., 2015. Ca and Mg isotope constraints on the origin of Earth's deepest $\delta^{13}C$ excursion. Geochimica et Cosmochimica Acta 160, pp. 243-266.

Jacobsen, S.B., Kaufman, A.J., 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. Chemical Geology 161 (1-3), pp. 37-57.

James, N.P., Narbonne, G.M., Kyser, T.K., 2001. Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown. Canadian Journal of Earth Sciences 38 (8), pp. 1229-1262.

Jiang, G., Kennedy, M.J., Christie-Blick, N., 2003. Stable isotopic evidence for methane seeps in Neoproterozoic postglacial cap carbonates. Nature 426, pp. 822-826.

Jiang, G., Kennedy, M.J., Christie-Blick, N., Wu, H., Zhang, S., 2006. Stratigraphy, sedimentary structures and textures of the late Neoproterozoic Doushantuo Cap Carbonate in South China. Journal of Sedimentary Research 76 (7), pp. 978-995.

Jiang, G., Shi, X., Zhang, S., Wang, Y., Xiao, S., 2011. Stratigraphy and paleogeography of the Ediacaran Doushantuo Formation (ca. 635-551 Ma) in South China. Gondwana Research 19, pp. 831-849.

Jiao, W.F., Wu, Y.B., Yang, S.H., Peng, M., Wang, J., 2009. The oldest basement rock in the Yangtze Craton revealed by zircon U-Pb age and Hf isotope composition. Science in China Series D: Earth Science 52 (9), pp. 1393-1399.

Johnson, J., Grotzinger, J.P., 2006. Effect of Sedimentation on Stromatolite Reef Growth and Morphology, Ediacaran Omkyk Member (Nama Group), Namibia. South African Journal of Geology 109 (1-2), pp. 87-96.

Kamber, B.S., Greig, A., Collerson, K.D., 2005. A new estimate for the composition of weathered young upper continental crust from alluvial sediments, Queensland, Australia. Geochimica et Cosmochimica Acta 69 (4), pp. 1041-1058.

Kamber, B.S., Webb, G.E., 2001. The geochemistry of late Archaean microbial carbonate: implications for ocean chemistry and continental erosion history. Geochimica et Cosmochimica Acta 65 (15), pp. 2509-2525.

Kasemann, S.A., Hawkesworth, C.J., Prave A.R., Fallick, A.E., Pearson, P.N., 2005. Boron and calcium isotope composition in Neoproterozoic carbonate rocks from Namibia: evidence for extreme environmental change. Earth and Planetary Science Letters 231, pp. 73-86.

Kasemann, S.A., Pogge von Strandmann, P.A.E., Prave, A.R., Fallick, A.E., Elliott, T., Hoffmann, K.H., 2014. Continental weathering following a Cryogenian glaciation: Evidence from calcium and magnesium isotopes. Earth and Planetary Science Letters 396, pp. 66-77.

Kasemann, S.A., Prave, A.R., Fallick, A.E., Hawkesworth, C.J., Hoffmann, K.H., 2010. Neoproterozoic ice ages, boron isotopes and ocean acidification: Implications for a "snowball Earth". Geology 38 (9), pp. 775-778. Inklusive: GSA Data Repository 2010219.

Kaufmann, A.J., Knoll, A.H., 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. Precambrian Research 73 (1-4), pp. 27-49.

Kennedy, M.J., 1996. Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones: Deglaciation, $\delta^{13}C$ Excursions, and carbonate precipitation. Journal of Sedimentary Research 66 (6), pp. 1050-1064.

Kennedy, M.J., Christie-Blick, N., 2011. Condensation origin for Neoproterozoic cap carbonates during deglaciation. Geology 39 (4), pp. 319-322.

Kennedy, M.J., Christie-Blick, N., Sohl, L.E., 2001. Are Proterozoic cap carbonates and isotopic excursions a record of gas hydrate stabilization following Earth`s coldest intervals? Geology 29 (5), pp. 443-446.

Kennedy, M., Mrofka, D., von der Borch, C., 2008. Snowball Earth termination by destabilization of equatorial permafrost methane clathdrate. Nature 453, pp. 642-645.

Kirschvink, J.L., 1992b. Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: the Snowball Earth. in: Schopf, J.W., Klein, C., Des Maris, D., (eds.). The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study. Cambridge University Press, 1992, pp. 51-52.

Klein C., 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origins. American Mineralogist 90 (10), pp. 1473-1499.

Knoll, A.H., 2000. Learning to tell Neoproterozoic time. Precambrian Research 100 (1-3), pp. 3-20.

Kröner, A., 1977. The Precambrian geotectonic Evolution of Africa: Plate accretion versus plate destruction. Precambrian Research 4 (2), pp. 163-213.

Kröner, A., Stern, R.J., 2004. Pan-African Orogeny. Encyclopedia of Geology 1, pp. 1-12.

Lawrence, M.G., Greig, A., Collerson, K.D., Kamber, B.S., 2006. Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways. Aquatic Geochemistry 12 (1-2), pp. 39–72.

Lawrence, M.G., Kamber, B.S., 2006. The behavior of the rare earth elements during estuarine mixing—revisited. Marine Chemistry 100 (1-2), pp. 147-161.

Li, X.-H., Li, W.-X., Li, Z.-X., Lo, C.-H., Wang, J., Ye, M.-F., Yang, Y.-H., 2009. Amalgamation between the Yangtze and Cathaysia Blocks in South China: Constraints from SHRIMP U-Pb zircon ages, geochemistry and Nd-Hf isotopes of the Shuangxiwu volcanic rocks. Precambrian Research 174 (1-2), pp. 117-128.

Li, X.-H., Li, Z.-X., Sinclair, J.A., Li, W.-X., Carter, G., 2006. Revisiting the "Yanbian Terrane": Implications for Neoproterozoic tectonic evolution of the western Yangtze Block, South China. Precambrian Research 151 (1-2), pp. 14-30.

Li, Y., Guo, J., Zhang, X., Zhang, W., Liu, Y., Yang, W., Li, Y., Liu, L., Shu, D., 2008b. Vase-shaped microfossils from the Ediacaran Weng'an biota, Guizhou, South China. Gondwana Research 14 (1-2), pp. 236-268.

Li, Z.-X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K., Vernikovsky, V., 2008a. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. Precambrian Research 160 (1-2), pp. 179–210.

Li, Z.-X., Li, X.-H., Zhou, H., Kinny, P.D., 2002. Grenvillian continental collision in south China: New SHRIMP U-Pb zircon results and implications for the configuration of Rodinia. Geology 30 (2), pp. 163-166.

Li, Z.-X., Wartho, J.-A., Qcchipinti, S., Zhang, C.-L., Li, X.-H., Wang, J., Bao, C., 2007. Early assembly of the eastern Sibao Orogen (South China) during the assembly of Rodinia: New mica $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating and SHRIMP U-Pb detrital zircon provenance constraints. Precambrian Research 159 (1-2), pp. 79-94.

Ling, H.-F., Chen, X., Li, D., Wang, D., Shields-Zhou, G.A., Zhu, M., 2013. Cerium anomaly variations in Ediacaran–earliest Cambrian carbonates from the Yangtze Gorges area, South China: Implications for oxygenation of coeval shallow seawater. Precambrian Research 225, pp. 110-127.

Liu, X., Gao, S., Diwu, C., Ling, W., 2008. Precambrian crustal growth of Yangtze Craton as revealed by detrital zircon studies. American Journal of Science 308 (4), pp. 421-468.

Lu, M., 2011. Sedimentology, Stratigraphy and Palaeoenvironment of the Ediacaran Doushantuo Formation, South China. PhD thesis, Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Chinese Academy of Science, pp. 1-215.

Lu, M., Zhu, M., Zhang, J., Shields-Zhou, G., Li, G., Zhao, F., Zhao, X., Zhao, M., 2013. The DOUNCE event at the top of the Ediacaran Doushantuo Formation, South China: Broad stratigraphic occurrence and non-diagenetic origin. Precambrian Research 225, pp. 86-109.

Lu, M., Zhu, M., Zhao, F., 2012. Revisiting the Tianjiayuanzi section – the stratotype section of the Ediacaran Doushantuo formation, Yangtze Gorges, South China. Bulletin of Geosciences 87 (1), pp. 183-194.

Love, G.D., Grosjean, E., Stalvies, C., Fike, D.A., Grotzinger, J.P., Bradley, A.S., Kelly, A.E., Bhatia, M., Meredith, W., Snape, C.E., Bowring, S.A., Condon, D.J., Summons, R.E., 2009. Fossil steroids record the appearance of Demospongiae during the Cryogenian period. Nature 457 (5), pp. 718-722.

Macdonald, F.A., Pruss, S.B., Strauss, J.V., 2014. Trace Fossils with Spreiten from the late Ediacaran Nama Group, Namibia: Complex feeding patterns five million years before the Precambrian-Cambrian Boundary. Journal of Paleontology 88 (2), pp. 299-308.

Macdonald, F.A., Strauss, J.V., Rose, C.V., Dudás, F. O., Schrag, D.P., 2010. Stratigraphy of the Port Nolloth group of Namibia and South Africa and implications for the age of Neoproterozoic iron formations. American Journal of Science 310, pp. 862-888.

Maloof, A.C., Rose, C.V., Beach, R., Samuels, B.M., Calmet, C.C., Erwin, D.H., Poirier, G.R., Yao, N., Simons, F.J., 2010. Possible animal-body fossils in pre-Marinoan limestones from South Australia. Nature Geoscience 3, pp. 653-659.

McArthur, J.M., 1994. Recent trends in strontium isotope stratigraphy. Terra Nova 6 (4), pp. 331-358.

McFadden, K.A., Huang, J., Chu, X., Jiang, G., Kaufmann, A.J., Zhou, C., Yuan, X., Xiao, S., 2008. Pulsed oxidation and biological evolution in the Ediacaran Doushantuo Formation. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America PNAS 105 (9), pp. 3197-3202.

McFadden, K.A., Xiao, S., Zhou, C., Kowalewski, M., 2009. Quantitative evaluation of the biostratigraphic distribution of acanthomorphic acritarchs in the Ediacaran Doushantuo Formation in the Yangtze Gorges area, South China. Precambrian Research 173 (1-4), pp. 170-190.

McGee, B., Halverson, G.P., Collins, A.S., 2012. Cryogenian rift-related magmatism and sedimentation: South-western Congo Craton, Namibia. Journal of African Earth Sciences 76, pp. 34-49.

McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes; Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements (eds. B. R. Lipinand and G. A. McKay), pp. 169–200. Mineralogical Society of America. Entnommen aus: Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Pearson; Longman Group UK Limited 1993, pp 1-352.

Meert, J.G., van der Voo, R., 1994. The neoproterozoic (1000-540 Ma) glacial intervals: No more snowball earth? Earth and Planetary Science Letters 123 (1-3), pp. 1-13.

Melezhik, V.A., Fallick, A.E., Medvedev, P.V., Makarikhin, V.V., 1999. Extreme $^{13}C_{carb}$ enrichment in ca. 2.0 Ga magnesite–stromatolite–dolomite–'red beds' association in a global context: a case for the world-wide signal enhanced by a local environment. Earth-Science Reviews 48 (1-2), pp. 71-120.

Meyer, E.E., Quicksall, A.N., Landis, J.D., Link, P.K., Bostick, B.C., 2012. Trace and rare earth elemental investigation of a Sturtian cap carbonate, Pocatello, Idaho: Evidence for ocean redox conditions before and during carbonate deposition. Precambrian Research 192-195, pp. 89-106.

Miller, R.McG., 1983. The Pan-African Damara Orogen of South West Africa/Namibia. In: Miller, R.McG. (Ed.) Evolution of the Damara Orogen of South West Africa (Namibia). Special Publication of the Geological Society of South Africa 11, pp. 431-515.

Mokadem, F., Parkinson, I.J., Hathorne, E.C., Anand, P., Allen, J.T., Burton, K.W., 2015. High-precision radiogenic strontium isotope measurements of the modern ocean: Limits on glacial-interglacial variations in continental weathering. Earth and Planetary Science Letters 415, pp. 111-120.

Murphy, M.A., Salvador, A., 1999. International Stratigraphic guide – An abridged version. Episodes 22 (4), pp. 255-271.

Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Armstrong-Altrin, J.S., Nagendra, R., 2011. Geochemistry of Neoproterozoic limestones of the Shahabad Formation, Bhima Basin, Karnataka, southern India. Geosciences Journal 15 (1), pp. 9-25.

Nath, B.N., Bau, M., Rao, B.R., Rao, Ch.M., 1997. Trace and rare earth elemental variation in Arabian Sea sediments through a transect across the oxygen minimum zone. Geochimica et Cosmochimica Acta 61 (12), 2375–2388.

Nédélec, A., Affaton, P., France-Lanord, C., Charrière, A., Alvaro, J., 2007. Sedimentology and chemostratigraphy of the Bwipe Neoproterozoic cap dolostones (Ghana, Volta Basin): A record of microbial activity in a peritidal environment. Comptes Rendus Geoscience 339 (3-4), pp. 223-239.

Nothdurft, L.D., Webb, G.E., Kamber, B.S., 2004. Rare earth element geochemistry of late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones. Geochimica et Cosmochimica Acta 68 (2), pp. 263–283.

Nozaki, Y., Alibo, D.S., 2003. Importance of vertical geochemical processes in controlling the oceanic profiles of dissolved rare earth elements in northeastern Indian Ocean. Earth and Planetary Science Letters 205 (3-4), pp. 155–172.

Nozaki, Y., Zhang, J., Amakawa, H., 1997. The fractionation between Y and Ho in the marine environment. Earth and Planetary Science Letters 148 (1-2), pp. 329-340.

Ohno, T., Komiya, T., Ueno, Y., Hirata, T., Maruyama, S., 2008. Determination of $^{88}Sr/^{86}Sr$ mass-dependent isotopic fractionation and radiogenic isotope variation of $^{87}Sr/^{86}Sr$ in the Neoproterozoic Doushantuo Formation. Gondwana Research 14 (1-2), pp. 126-133.

Olchowy, P., 2011. Possible origin of stromatactis-like cavities in Upper Jurassic sediments from the Wielkanoc quarry near Gołcza (Kraków– Czestochowa Upland, southern Poland)—experimental studies. Facies 57 (4), pp. 613-625.

Olivarez, A.M., Owen, R.M., 1991. The europium anomaly of seawater: implications for fluvial versus hydrothermal REE inputs to the oceans. Chemical Geology 92. pp. 317–328.

Papanastassiou, D.A., Wasserburg, G.J., 1969. Initial Strontium isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects. Earth and Planetary Science Letters 5, pp. 361-376.

Paschier, C.W., Trouw, R.A.J., Ribeiro, A., Paciullo, F.V.P., 2002. Tectonic evolution of the southern Kaoko belt, Namibia. Journal of African Sciences 35, pp. 61-75.

Peng, M., Wu, YB., Gao, S., Zhang, H., Wang, J., Liu, X., Gong, H., Zhou, L., Hu, Z., Liu, Y., Yuan, H., 2012. Geochemistry, zircon U-Pb age and Hf isotope compositions of Paleoproterozoic aluminous A-type granites from the Kongling terrain, Yangtze Block: constraints on petrogenesis and geologic implications. Gondwana Research 22 (1), pp. 140-151.

Peng, M., Wu, YB., Wang, J., Jiao, W.F., Liu, X.C., Yang, S.H., 2009. Paleoproterozoic mafic dyke from Kongling terrain in the Yangtze Craton and its implication. Chinese Science Bulletin 54 (6), pp. 1098-1104.

Piepgras, D.J., Jacobsen, S.B., 1992. The behavior of rare earth elements in seawater: Precise determination of variations in the North Pacific water column. Geochimica et Cosmochimica Acta 56 (5), pp. 1851–1862.

Piper, D.Z., 1974a. Rare earth elements in the sedimentary cycle: A summary. Chemical Geology, 14 (4), pp. 285–304.

Porada, H., 1989. Pan-African Rifting and Orogenesis in Southern to Equatorial Africa and Eastern Brazil. Precambrian Research 44 (2), pp. 103-136.

Porada, H., 1994. Crustal Evolution of Africa in the Proterozoic. Metallogenesis of gold in Africa. Abstract. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, pp. 63-66.

Pruss, S.B., Bosak, T., Macdonald, F.A., McLane, M., Hoffman, P.F., 2010. Microbial facies in a Sturtian cap carbonate, the Rasthof Formation, Otavi Group, northern Namibia. Precambrian Research 181 (1), pp. 187-198.

Preiss, W.V., Gostin, V.A., McKirdy, D.M., Ashley, P.M., Williams, G.E., Schmidt, P.W., 2011. Chapter 69: The glacial succession of Sturtian age in South Australia: the Yudnamutana Subgroup. Aus: Arnaud, E., Halverson, G.P. und Shields-Zhou, G., (eds) 2011. The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. Geological Society, London, Memoirs 36, pp. 701-712.

Qiu, Y.M., Gao, S., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Ling, W., 2000. First evidence of >3.2 Ga continental crust in the Yangtze craton of south China and its implications for Archean crustal evolution and Phanerozoic tectonics. Geology 28 (1), pp. 11-14.

Retallack, G.J., 2013. Ediacaran Gaskiers Glaciation of Newfoundland reconsidered. Journal of the Geological Society 170 (1), pp. 19-36.

Richter, F.M., Rowley, D.B., DePaolo, D.J., 1992. Sr isotope evolution of seawater: the role of tectonics. Earth and Planetary Science Letters 109 (1-2), pp. 11-23.

Ries, J.B., Fike, D.A., Pratt, L.M., Lyons, T.W., Grotzinger, J.P., 2009. Superheavy pyrite ($\delta^{34}S_{pyr}$ > $\delta^{34}S_{CAS}$) in the terminal Proterozoic Nama Group, southern Namibia. A consequence of low seawater sulfate at the dawn of animal life. Geology 37 (8), pp. 743-746.

Russel, W.A., Papanastassiou, D.A., Tombrello, T.A., 1978. Ca isotope fractionation on the Earth and other solar system materials. Geochimica et Cosmochimica Acta 42 (8), pp. 1075-1090.

Sawaki, Y., Ohno, T., Fukushi, Y., Komiya, T., Ishikawa, T., Hirata, T., Maruyama, S., 2008. Sr isotope excursion across the Precambrian-Cambrian boundary in the Three Gorges area, South China. Gondwana Research 14, pp. 134-147.

Sawaki, Y., Ohno, T., Tahata, M., Komiya, T., Hirata, T., Maruyama, S., Windley, B.F., Han, J., Shu, D., Li, Y., 2010. The Ediacaran radiogenic Sr isotope excursion in the Doushantuo Formation in the Three Gorges area, South China. Precambrian Research 176 (1-4), pp. 44-64.

Sawaki, Y., Tahata, M., Ohno, T., Komiya, T., Hirata, T., Maruyama, S., Han, J., Shu, D., 2014. The anomalous Ca cycle in the Ediacaran ocean: Evidence from Ca isotopes preserved in carbonates in the Three Gorges area, South China. Gondwana Research 25 (3), pp. 1070-1089.

Saylor, B.Z., 1992/93. Report: Progress report on the sedimentology and stratigraphy of the Kuibis and Schwarzrand Subgroups, Witputs area, southwestern Namibia. Communications of the Geological Survey of Namibia 8, pp. 127-135.

Saylor, B.Z., Grotzinger, J.P., Germs, G.J.B., 1995. Sequence stratigraphy and sedimentology of the Neoproterozoic Kuibis and Schwarzrand Subgroups (Nama Group), southwestern Namibia. Precambrian Research 73 (1), pp. 153-171.

Saylor, B.Z., Kaufman, A.J., Grotzinger, J.P., Urban, F., 1998. A composite reference section for terminal Proterozoic strata of southern Namibia. Journal of Sedimentary Research 68 (6), pp. 1223-1235.

Schmidt, P.W., Williams, G.E., 1995. The Neoproterozoic climatic paradox: equatorial palaeolatitude for Marinoan glaciation near sea level in South Australia. Earth and Planetary Science Letters 134 (1), pp. 107–124.

Schmitt, A.D., Chabaux, F., Stille, P., 2003. The calcium riverine and hydrothermal isotopic fluxes and the oceanic calcium mass balance. Earth and Planetary Science Letters 213 (3-4), pp. 503-518.

Schmitz, M.D., 2012. Radiogenic isotope geochronology. The Geologic Time Scale 2012, Elsevier, pp. 115-126.

Schrag, D.P., Berner, R.A., Hoffman, P.F., Halverson, G.P., 2002. On the initiation of a snowball Earth. Geochemistry Geophysics Geosystems 3 (6), pp. 1-21.

Schrag, D.P., Hoffman, P.F., Halverson, G.P. Bowring, S.A., Abbasi, K., 1999. Strontium isotopes in Neoproterozoic cap carbonates from Namibia: Evidence for intense chemical weathering in the aftermath of a snowball earth. 9th Annual V. M. Goldschmidt Conference.

Shields, G.A., 2005. Neoproterozoic cap carbonates: a critical appraisal of existing models and the plumeworld hypothesis. Terra Nova 17 (4), pp. 299-310.

Shields, G.A., Stille, P., 2001. Diagenetic constraints on the use of cerium anomalies as palaeoseawater redox proxies: an isotopic and REE study of Cambrian phosphorites. Chemical Geology 175 (1-2), pp. 29-48.

Shields, G.A., Veizer, J., 2002. Precambrian marine carbonate isotope database: Version 1.1. Geochemistry Geophysics Geosystems 3 (6), pp. 1-12.

Shields, G.A., Webb, G.E., 2004. Has the REE composition of seawater changed over geological time? Chemical Geology 204, pp. 103-107.

Sholkovitz, E.R., 1995. The Aquatic Chemistry of Rare Earth Elements in Rivers and Estuaries. Aquatic Geochemistry 1 (1), pp. 1-34.

Sholkovitz, E.R., Piebgras, D.J., Jacobsen, S.B., 1989. The pore water chemistry of rare-earth elements in Buzzards Bay sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta 59 (11), pp. 2847-2856.

Silva-Tamayo, J.C., 2009. Major variations in global biogeochemical cycles in the aftermath of two Neoproterozoic global glaciations. PhD thesis, Universität Bern, pp. 1-121.

Silva-Tamayo, J.C., Nägler, T.F., Sial, A.N., Nogueira, A., Riccomini, C., James, N.P., Narbonne, G.M., Villa, I.M., 2010b. Global perturbation of the marine Ca isotopic composition in the aftermath of the Marinoan global glaciation. Precambrian Research 182 (4), pp. 373-381.

Silva-Tamayo, J.C., Nägler, T.F., Villa, I.M., Kyser, K., Vieira, L.C., Sial, A.N., Narbonne, G.M., James, N.P., 2010a. Global Ca isotope variations in c. 0.7 Ga old post-glacial carbonate successions. Terra Nova 22 (3), pp. 188-194.

Slack, J.F., Grenne, T., Bekker, A., Rouxel, O.J., Lindberg, P.A., 2007. Suboxic deep seawater in the late Paleoproterozoic: Evidence from hematitic chert and iron formation related to seafloor-hydrothermal sulfide deposits, central Arizona, USA. Earth and Planetary Science Letters 255 (1-2), pp. 243-256.

Sohl, L.E., Christie-Blick, N., Kent, D.V., 1999. Paleomagnetic polarity reversals in Marinoan (ca. 600 Ma) glacial deposits of Australia: Implications for the duration of low-latitude glaciation in Neoproterozoic time. Geological Society of America Bulletin 111 (8), pp. 1120–1139.

Song, S., Su, L., Li, X.-H., Niu, Y., Zhang, L., 2012. Grenville-age orogenesis in the Qaidam-Qilian block: The link between South China and Tarim. Precambrian Research 220-221, pp. 9-22.

Steiger, E.H., Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: Convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters 36 (3), pp. 359-362.

Stosch, H.G., 2000. Geochemie der Seltenen Erden. -Version 2.1.3 – Download von URL13, pp. 1-196.

Stosch, H.G., 2004. Einführung in die Isotopengeochemie. – Version 2.4.13 – Download von URL14, pp. 1-264.

Sverjensky, D.A., 1984. Europium redox equilibria in aqueous solution. Earth and Planetary Science Letters 67 (1), pp. 70-78.

Tachikawa, K., Jeandel, C., Vangriesheim, A., Dupré, B., 1999. Distribution of rare earth elements and neodymium isotopes in suspended particles of the tropical Atlantic Ocean (EUMELI site). Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 46 (5), pp. 733-755.

Tahata, M., Ueno, Y., Ishikawa, T., Sawaki, Y., Murakami, K., Han, J., Shu, D., Li, Y., Guo, J., Yoshioda, N., Komiya, T., 2013. Carbon and oxygen isotope chemostratigraphies of the Yangtze platform, South China: Decoding temperature and environmental changes through the Ediacaran. Gondwana Research 23, pp. 333-353.

Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The continental crust: Its composition and Evolution. Blackwell, Oxford, pp. 1-312.

Thomas, R., 2001. A Beginner´s Guide to ICP-MS. Spectroscopy 16 (4), pp. 1-79. (Download von: http://www.spectroscopyonline.com; 16.12.2013).

Triton Hardware Manual, 2002. Finnigan MAT GmbH, Barkhausenstraße 2, 28197 Bremen, Part. No. 114 8761 rev. 0, Issue 12/2002, pp. 1-350.

Vasconcelos, C., McKenzie, J.A., 1997. Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). Journal of Sedimentary Research 67 (3), pp. 378-390.

Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebneth, S., Goddéris, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., Strauss, H., 1999. $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ evolution of Phanerozoic seawater. Chemical Geology 161 (1-3), pp. 59-88.

Vernhet, E., Reijmer, J.J.G., 2010. Sedimentary evolution of the Ediacaran Yangtze platform shelf (Hubei and Hunan provinces, Central China). Sedimentary Geology 225 (3-4), pp. 99-115.

Wang, D.-B., Yin, F.-G., Sun, Z.-M., Wang, L.-Q., Wang, B.-D., Liao, S.-Y., Tang Y., Ren, G.-G., 2013b. Zircon U-Pb age and Hf isotope of Paleoproterozoic mafic intrusion on the western margin of the Yangtze Block and their implications.), Auf chinesisch mit englischem Abstract. Geological Bulletin China 32 (4), pp. 617-630.

Wang, J., Deng, Q., Wang, Z.-J., Qiu, Y.-S., Duan, T.-Z., Jiang, X.-S., Yang, Q.-X., 2013e. New evidence for sedimentary attributes and timing of the „Macaoyuan conglomerates" on the northern margin of the Yangtze block in southern China. Precambrian Research 235, pp. 58-70.

Wang, J., Jiang, G., Xiao, S., Li, Q., Wei, Q., 2008. Carbon isotope evidence for widespread methane seeps in the ca. 635 Ma Doushantuo cap carbonate in south China. Geology 36 (5), pp. 347-350.

Wang, J., Li, Z.-X., 2003. History of Neoproterozoic rift basins in South China: implications for Rodinia break-up. Precambrian Research 122 (1-4), pp. 141-158.

Wang, L.-J., Griffin, W.L., Yu, J.-H., O`Reilly, S.Y., 2010a. Precambrian crustal evolution of the Yangtze Block tracked by detrital zircons from Neoproterozoic sedimentary rocks. Precambrian Research 177 (1-2), pp. 131-144.

Wang, L.-J., Yu, J.-H., Griffin, W.L., O`Reilly, S.Y., 2012a. Early crustal evolution in the western Yangtze Block: Evidence from U–Pb and Lu–Hf isotopes on detrital zircons from sedimentary rocks. Precambrian Research 222-223, pp. 368-385.

Wang, Q., Lin, Z., Chen, D., 2014a. Geochemical constraints on the origin of Doushantuo cap carbonates in the Yangtze Gorges area, South China. Sedimentary Geology 304, pp. 59-70.

Wang, S.-W., Liao, Z.-W., Sun, X.-M., Zhou, B.-G., Guo, Y., Jiang, X.-F., Zhu, H.-P., Sun, Z.-M., Luo, M.-J., Ma, D., Shen, Z.-W., Zhang, H., 2013a. Age and Geochemistry of the Caiyanzi granite in Sichuan, SW China: Mechanism of the Grenvillian Orogenic Movement in the western margin of the Yangtze Block. Auf chinesisch mit englischem Abstract. Acta Geologica Sinia 87 (1), pp. 55-70.

Wang, W., Liu, S., Wilde, S.A., Li, Q., Zhang, J., Bai, X., Yang, P., Guo, R., 2012b. Petrogenesis and geochronolgy of Precambrian granitoid gneisses in Western Liaoning Province: Constraints on Neoarchean to early Proterozoic crustal evolution of the North China Craton. Precambrian Research 222-223, pp. 290-311.

Wang, W., Zhou, M.-F., Yan, D.-P., Li, L., Malpas, J., 2013c. Detritical zircon record of Neoproterozoic active-margin sedimentation in the eastern Jiangnan Orogen, South China. Precambrian Research 235, pp. 1-19.

Wang, W., Zhou, M.-F., 2014. Provenance and tectonic setting of the Paleo- to Mesoproterozoic Dongchuan Group in the southwestern Yangtze Block, South China: implication for the breakup of the supercontinent Columbia. Tectonophysics 610, pp. 110-127.

Wang, W., Zhou, M.-F., Zhao, X.-F., Chen, W.-T., Yan, D.-P., 2014b. Late Paleoproterozoic to Mesoproterozoic rift successions in SW China: Implications for the Yangtze Block-North-Australia-Northwest Laurentia connection in the Columbia supercontinent. Sedimentary Geology 309, pp. 33-47.

Wang, Y., Zhang, F., Fan, W., Zhang, G., Chen, S., Cawood, P.A., Zhang, A., 2010b. Tectonic setting of the South china Block in the early Paleozoic: Resolving intracontinental and ocean closure models from detrital zircon U-Pb geochronology. Tectonics 29 (6), pp. 1-16.

Wang, Z.J., Wang, J., Du, Q.D., Deng, Q., Yang, F., Wu, H., 2013d. Mature Archean continental crust in the Yangtze craton: Evidence from petrology, geochronology and geochemistry. Chinese Science Bulletin 58 (19), pp. 2360-2369.

Wang, Z.-Z., Guo, Y., Yang, B., Wang, S.-W., Sun, X.-M., Hou, L., Zhou, B.-G., Liao, Z.-W. 2013f. Discovery of the 1.73 Ga Haizi anorogenic type granite in the western margin of Yangtze Craton, and its geological significance. Auf chinesisch mit englischem Abstract. Acta Geologica Sinia 87 (7), pp. 931-942.

Webb, G.E., Kamber, B.S., 2000. Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: A new shallow seawater proxy. Geochimica et Cosmochimica Acta 64 (9), pp. 1557-1567.

Webb, G.E., Nothdurft, L.D., Kamber, B.S., Kloprogge, J.T., Zhao, J.-X., 2009. Rare earth element geochemistry of scleractinian coral skeleton during meteoric diagenesis: a sequence through neomorphism of aragonite to calcite. Sedimentology 56 (5), pp. 1433-1463.

Williams, G.E., 1975. Late Precambrian glacial climate and the Earth's obliquity. Geological Magazine 112 (5), pp. 441-446.

Wilson, J.P., Grotzinger, J.P., Fischer, W.W., Hand, K.P., Jensen, S., Knoll, A.H., Abelson, J., Metz, J.M., McLoughlin, N., Cohen, P.A., Tice, M.M., 2012. Deep-water incised valley deposits at the Ediacaran-Cambrian boundary in southern Namibia contain abundant Treptichnus edum. Palaios 27(4), pp. 252-273.252.

Wood, R., Curtis, A., 2015. Extensive metazoan reefs from the Ediacaran Nama Group, Namibia: the rise of benthic suspension feeding. Geobiology 13 (2), pp. 112-122.

Wood, R., A., Poulton, S.W., Prave, A.R., Hoffmann, K.-H., Clarkson, M.O., Guilbaud, R., Lyne, J.W., Tostevin, R., Bowyer, F., Penny, A.M., Curtis, A., Kasemann, S.A., 2015. Dynamic redox conditions control late Ediacaran metazoan ecosystems in the Nama Group, Namibia. Precambrian Research 261, pp. 252-271.

Xiao, S., Knoll, A.H., Yuan, X., Pueschel, C.M., 2004. Phosphatized multicellular algae in the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China, and the early evolution of florideophyte red algae. American Journal of Botany 91 (2), pp. 214-227.

Xiao, S., McFadden, K.A., Peek, S., Kaufman, A.J., Zhou, C., Jiang, G., Hu, J., 2012. Integrated chemostratigraphy of the Doushantuo Formation at the northern Xiaofenghe section (Yangtze Gorges, South China) and its implication for Ediacaran stratigraphic correlation and ocean redox models. Precambrian Research 192-195, pp. 125-141.

Ye, M.-F., Li, X.-H., Li, W.-X., Liu, Y., Li, Z.-X., 2007. SHRIMP zircon U–Pb geochronological and whole-rock geochemical evidence for an early Neoproterozoic Sibaoan magmatic arc along the southeastern margin of the Yangtze Block. Gondwana Research 12 (1-2), pp. 144-156.

Yin, C., Lin, S., Davis, D.W., Zhao, G., Xiao, W., Li, L., He, Y., 2013. 2.1–1.85 Ga tectonic events in the Yangtze Block, South China: Petrological and geochronological evidence from the Kongling Complex and implications for the reconstruction of supercontinent Columbia. Lithos 182-183, pp. 200-210.

Yoshioka, H., Asahara, Y., Tojo, B., Kawakami, S.-I., 2003. Systematic variations in C, O, and Sr isotopes and elemental concentrations in Neoproterozoic carbonates in Namibia: implications for a glacial to interglacial transition. Precambrian Research 124 (1), pp. 69-85.

Young, G.M., 1995. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents? Geology 23 (2), pp. 153-156.

Young, G.M., 2013. Precambrian supercontinents, glaciations, atmospheric oxygenation, metazoan evolution and an impact that may have changed the second half of Earth history. Geoscience Frontiers 4 (3), pp. 247-261.

Yu, J.-H., O`Reilly, S.Y., Wang, L., Griffin, W.L., Zhou, M.-F., Zhang, M., Shu, L., 2010. Components and episodic growth of Precambrian crust in the Cathaysia Block, South China: Evidence from U–Pb ages and Hf isotopes of zircons in Neoproterozoic sediments. Precambrian Research 181 (1-4), pp. 97-114.

Yu, J.-H., Wang, L., O`Reilly, S.Y., Griffin, W.L., Zhang, M., Li, C., Shu, L., 2009. A Paleoproterozoic orogeny recorded in a long-lived cratonic remnant (Wuyishan terrane), eastern Cathaysia Block, China. Precambrian Research 174 (3-4), pp. 347-363.

Zhai, M., 2015. Precambrian Geology of China. Springer Geology, Springer Verlag Berlin Heidelberg 2015. pp. 1-389.

Zhai, M., Zhou, Y., 2015. General Precambrian Geology in China. In Zhai, M., 2015. Precambrian Geology of China. Springer Geology, Springer Verlag Berlin Heidelberg 2015, pp. 3-58.

Zhang, J., Nozaki, Y., 1996. Rare earth elements and yttrium in seawater: ICP-MS determinations in the East Caroline, Coral Sea, and South Fiji basins of the western South Pacific Ocean. Geochimica et Cosmochimica Acta 60 (23), pp. 4631–4644.

Zhang, S., Jiang, G., Han, Y., 2008. The age of the Nantuo formation and Nantuo glaciation in China. Terra Nova 20 (4), pp. 289-294.

Zhang, S., Jiang, G., Zhang, J., Song, B., Kennedy, M.J., Christie-Blick, N., 2005. U-Pb sensitive high-resolution ion microprobe ages from the Doushantuo Formation in south China: Constraints on late Neoproterozoic glaciations. Geology 33 (6), pp. 473-476.

Zhang, S.-B., Zheng, Y.-F., Wu, Y.-B., Zhao, Z.-F., Gao, S., Wu, F.-Y., 2006. Zircon isotope evidence for ≥ 3.5 Ga continental crust in the Yangtze craton of China. Precambrian Research 146 (1-2), pp. 16-34.

Zhang, W., Guan, P., Jian, X., Feng, F., Zou, C., 2014. In situ geochemistry of Lower Paleozoic dolomites in the north-western Tarim basin: Implications for the nature, origin, and evolution of diagenetic fluids. Geochemistry Geophysics Geosystems 15 (7), pp. 2744-2764.

Zhao, G., Cawood, P.A., 2012. Precambrian Geology of China. Precambrian Research 222-223, pp. 13-54.

Zhao, G., Sun, M., Wilde, S.A., Li, S., 2005. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: key issues revisited. Precambrian Research 136 (2), pp. 177-202.

Zhao, Y.-Y., Zheng, Y.-F., Chen, F., 2009. Trace element and strontium isotope constraints on sedimentary environment of Ediacaran carbonates in southern Anhui, South China. Chemical Geology 265 (3-4), pp. 345-362.

Zhao, L., Zhou, X., Zhai, M., Santosh, M., Geng, Y., 2015. Zircon U-Th-Ob-Hf isotopes of the basement rocks in northeastern Cathaysia block, South china: Implications for Phanerozoic metamorphic reworking of a Paleoproterozoic terrane. Gondwana Research 28 (1), pp. 246-261.

Zheng, Y-F., Zhang, S.B., 2007. Formation and evolution of Precambrian continental crust in South China. Chinese Science Bulletin 52 (1), pp. 1-12.

Zhong, S.J., Mucci, A., 1995. Partitioning of rare-earth elements (REEs) between calcite and seawater solutions at 25°C and 1 atm, and high dissolved REE concentrations. Geochimica et Cosmochimica Acta 59 (3), pp. 443-453.

Zhou, Ch., Tucker, R., Xiao, S., Peng, Z., Yuan, X., Chen, Z., 2004. New constraints on the ages of Neoproterozoic glaciations in south China. Geology 32 (5), pp. 437-440.

Zhou, J., Li, X.-H., Ge, W., Li, Z.-X., 2007. Age and origin of middle Neoproterozoic mafic magmatism in southern Yangtze Block and relevance to the break-up of Rodinia. Gondwana Research 12 (1-2), pp. 184-197.

Zhou, M.-F., Zhao, X.-F., Chen, W.T., Li, X.-C., Wang, W., Yan, D.-P., Qiu, H.-N., 2014. Proterozoic Fe-Cu metallogeny and supercontinental cycles of the southwestern Yangtze Block, southern China and northern Vietnam. Earth-Science Reviews 139, pp. 59-82.

Zhu, B., Becker, H., Jiang, S.-Y., Pi, D.-H., Fischer-Gödde, M., Yang, J.-H., 2013b. Re-Os geochronology of black shales from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, Yangtze platform, South China. Precambrian Research 225, pp. 67-76.

Zhu, M., Lu, M., Zhang, J., Zhao, F., Li, G., Aihua, Y., Zhao, X., Zhao, M., 2013a. Carbon isotope chemostratigraphy and sedimentary facies evolution of the Ediacaran Doushantuo formation in western Hubei, South China. Precambrian Research 225, pp. 7-28.

Zhu, M, Yin, Z., Zhang, J., Yang, X., 2012. Ediacaran Doushantuo Formation and the Weng`an Biota in the shallow water facies of the Yangtze Platform, Beidoushan, Weng`an, Guizhou. Cryogenian – Ediacaran to Cambrian Stratigraphy and Paleontology of Guizhou, China. Journal of Guizhou University (Natural Science) 29 (Supplement 1), pp. 66-76.

Zhu, M., Zhang, J., Steiner, M., Yang, A., Li, G., Erdtmann, B.D., 2003. Sinian-Cambrian stratigraphic framework for shallow- to deep-water environments of the Yangtze Platform: an integrated approach. Progress in Natural science 13 (12), pp. 951-960.

Zhu, M., Zhang, J., Yang, A., 2007. Integrated Ediacaran (Sinian) chronostratigraphy of South China. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeobiology 254 (1-2), pp. 7-61.

Zhu P., MacDougall, J.D., 1998. Calcium isotopes in the marine environment and the oceanic calcium cycle. Geochimica et Cosmochimica Acta, 62 (10), pp. 1691-1698.

URL Verzeichnis

URL1: http://www.revolvy.com/main/index.php?s=Marinoan%20glaciation (01.03.2016)

URL2: http://www.asien-auf-einen-blick.de/china-vr/foto/karte.gif (05.01.2015)

URL3: http://www.lib.utexas.edu/maps/africa/namibia_homelands_78.jpg (05.01.2015)

URL4: http://african-footprints-tours.com/en/karte.html (05.01.2015)

URL5: http://www.geosociety.org/science/timescale/timescl.pdf (29.01.2015)

URL6: http://strata.uga.edu/ sequence/stratalElementsPoster.pdf (03.12.2015)

URL7: http://de.slideshare.net /md5358dm/sedimentary-structures-29164677 (03.12.2015)

URL8: http://www.snowballearth.org/cause.html (05.03.2012)

URL9: von http://wwwrcamnl.wr.usgs.gov/isoig/period/sr_iig.html (07.04.2014)

URL10: http://mysite.science.uottawa.ca/jveizer/isotope_data/ (02.05.2016)

URL11: http://www.seilnacht.com/Lexikon/Isotope.htm (07.04.2014)

URL12: http://www.lenntech.de/pse/masse/atommasse.htm (29.04.2016)

URL13: http://institut-seltene-erden.org/wp-content/uploads/2012/03/uni-koeln-geochemie-der-seltenen-erden.pdf (03.03.2013)

URL14: http://petrol.natur.cuni.cz/~janousek/izokurz/PDF/Stosch%20 Isotopengeochemie.pdf (15.02.2012).

Anhang

A PROBENBILDER ... 252
A.1 Probenbilder – China – ... 253
A.1.1 Huajipo Sektion ... 253
A.1.2 Jiulongwan Sektion ... 257
A.1.3 Nantuocun Sektion ... 264
A.1.4 Meizuoxia Sektion ... 265
A.1.5 Tianjiayuanzi Sektion ... 268
A.1.6 Beidoushan & Wuhe-Yanjiahe (Ediacara) Sektion ... 269
A.2 Probenbilder – Namibia – ... 270
A.2.1 Post-Sturt ... 270
A.2.2 Post-Marinoan ... 272
A.2.3 Ediacara Omkyk-SG ... 276
A.2.4 Ediacara Mooifontein-SG ... 277

B ERGEBNISSE DER ICP-OES MESSUNGEN ... 278
B.1 Ergebnisse der ICP-OES Messungen – China – ... 279
B.1 Ergebnisse der ICP-OES Messungen – Namibia – ... 281

C ERGEBNISSE DER ICP-MS MESSUNGEN ... 282
C.1 Ergebnisse der ICP-MS Messungen – China – ... 283
C.2 Ergebnisse der ICP-MS Messungen – Namibia – ... 293

D ERGEBNISSE DER SR-ANALYSEN ... 297
D.1 Ergebnisse der Sr-Analysen – China – ... 298
D.2 Ergebnisse der Sr-Analysen – Namibia – ... 300

E ERGEBNISSE DER CA-ANALYSEN ... 302
E.1 Ergebnisse der Ca-Analysen – China – ... 303
E.2 Ergebnisse der Ca-Analysen – Namibia – ... 305

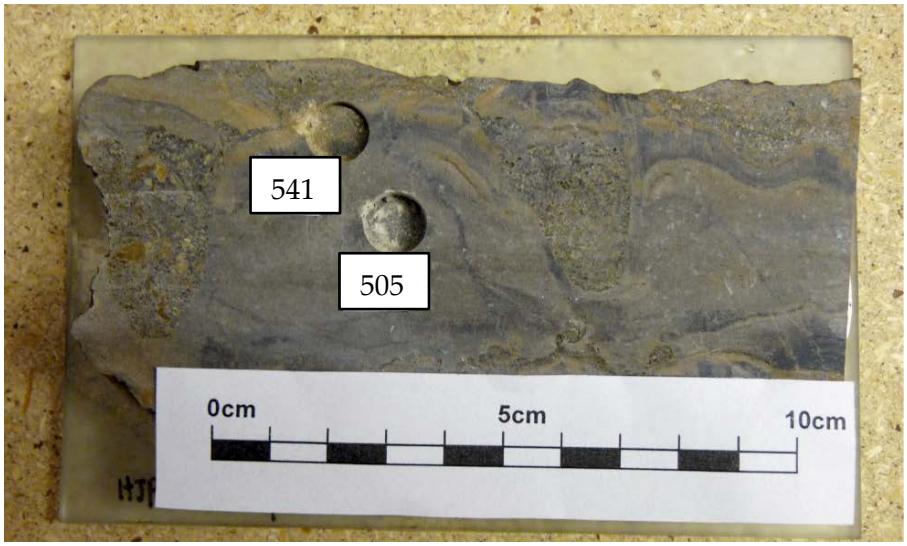
A Probenbilder

A. PROBENBILDER 252
A.1 Probenbilder – China – 253
A.1.1 Huajipo Sektion 253
A.1.2 Jiulongwan Sektion 257
A.1.3 Nantuocun Sektion 264
A.1.4 Meizuoxia Sektion 265
A.1.5 Tianjiayuanzi Sektion 268
A.1.6 Beidoushan & Wuhe-Yanjiahe (Ediacara) Sektion 269
A.2 Probenbilder – Namibia – 270
A.2.1 Post-Sturt 270
A.2.2 Post-Marinoan 272
A.2.3 Ediacara Omkyk-SG 276
A.2.4 Ediacara Mooifontein-SG 277

A.1 Probenbilder –China-

A.1.1 Huajipo Sektion

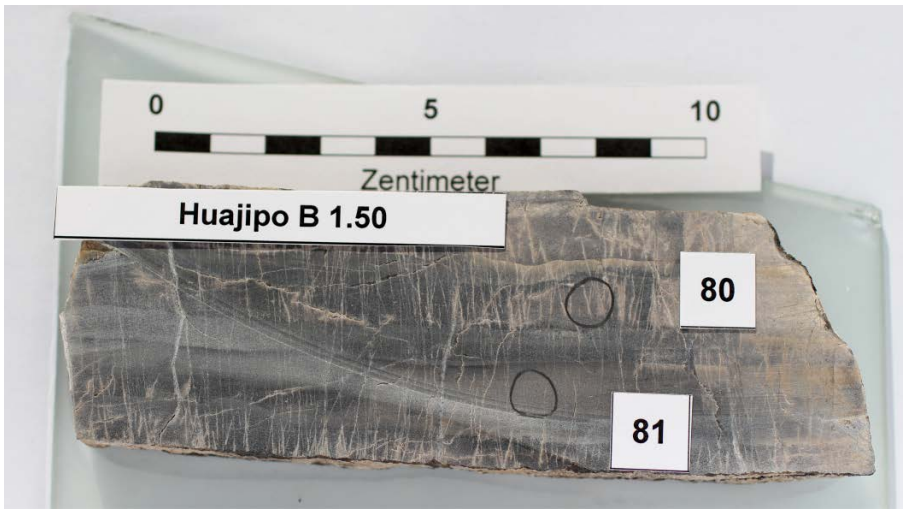
Hilfsträger aus 2,80 m Profilhöhe (über Nantuo Tillit); n=2 Proben [505; 541]



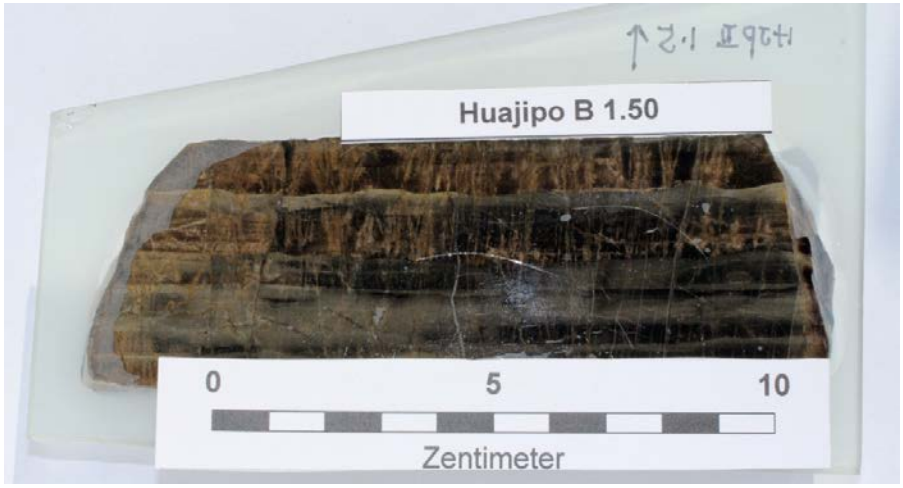
Vorderseite inklusive Bohrpunkte

Rückseite unter Glasplatte

Hilfsträger aus 1,50 m Profilhöhe (über Nantuo Tillit); n=2 Proben [80, 81]



Vorderseite inklusive Bohrpunkte

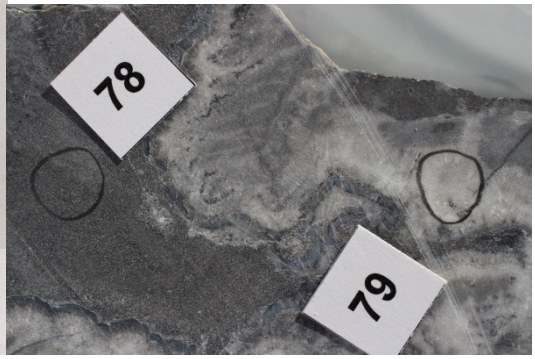


Rückseite unter Glasplatte

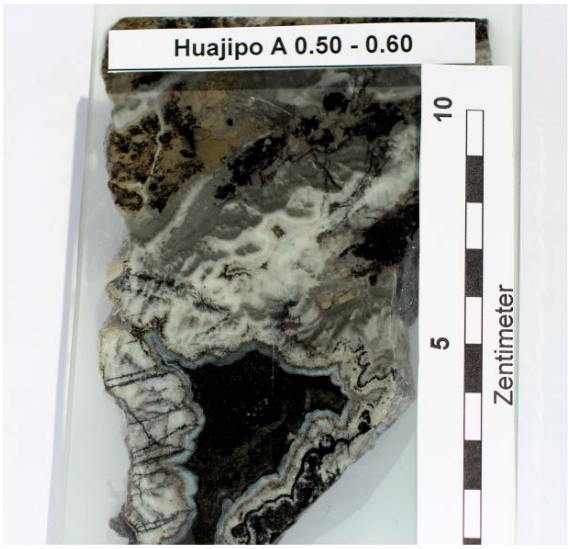
Hilfsträger aus 0,50-0,60 m Profilhöhe (über Nantuo Tillit);
n=2 Proben [78, 79]

Vorderseite inklusive Bohrpunkte

Detail



Hilfsträger aus 0,50-0,60 m Profilhöhe (über Nantuo Tillit);
n=2 Proben [78, 79]



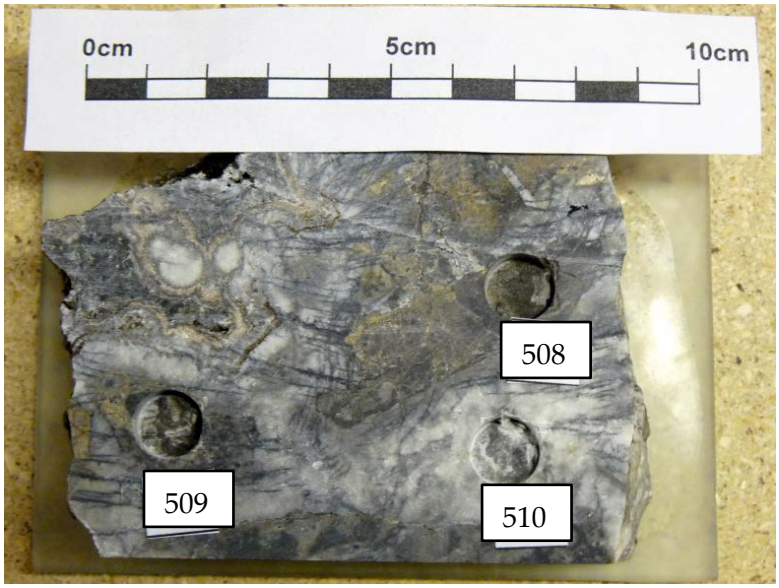
Rückseite unter Glasplatte

Hilfsträger aus 0,45-0,60 m Profilhöhe (über Nantuo Tillit);
n=4 Proben [522, 548, 549, 550]

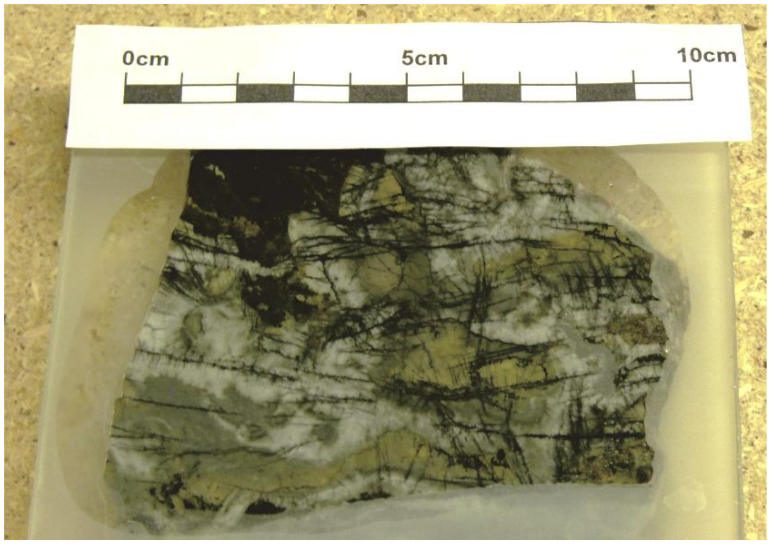
Vorderseite inklusive Bohrpunkte

Rückseite unter Glasplatte

Hilfsträger aus 0,40-0,50 m Profilhöhe (über Nantuo Tillit);
n=3 Proben [508, 509, 510]



Vorderseite inklusive Bohrpunkte



Rückseite unter Glasplatte

A.1.2 Jiulongwan Sektion

Hilfsträger aus 3,90-4,05 m Profilhöhe (über Nantuo Tillit);
n=2 Proben [530, 542]

Vorderseite inklusive Bohrpunkte

Rückseite unter Glasplatte

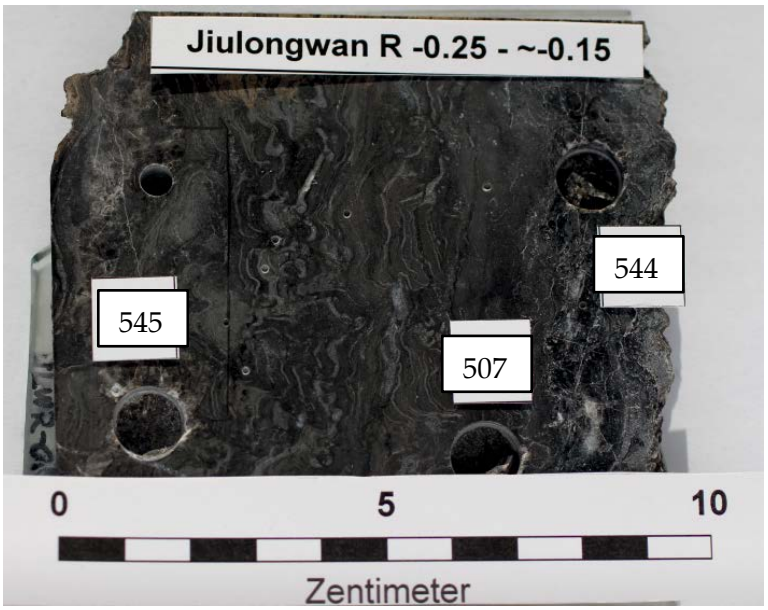
Hilfsträger aus 3,80-3,90 m Profilhöhe (über Nantuo Tillit);
n=3 Proben [82, 83, 532 (ohne Foto)]

Vorderseite inklusive Bohrpunkte

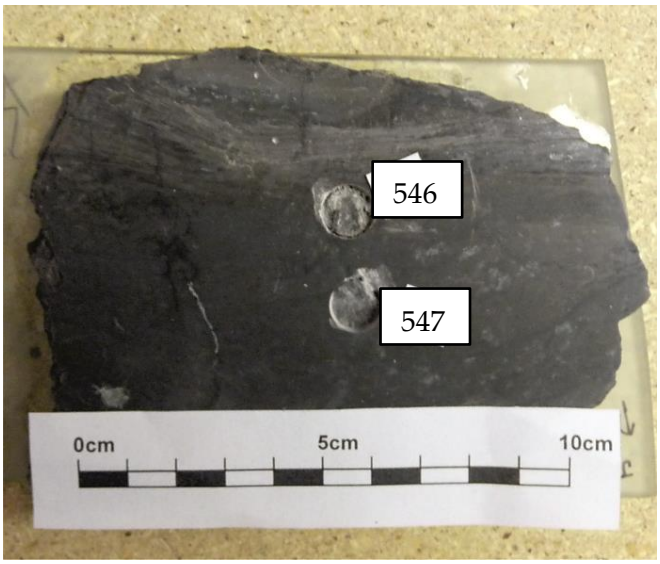
Vorderseite Detail

Rückseite unter Glasplatte

Hilfsträger aus 3,65-3,75 m Profilhöhe (über Nantuo Tillit);
n=6 Proben [507, 514 (ohne Foto), 544, 545, 546, 547]



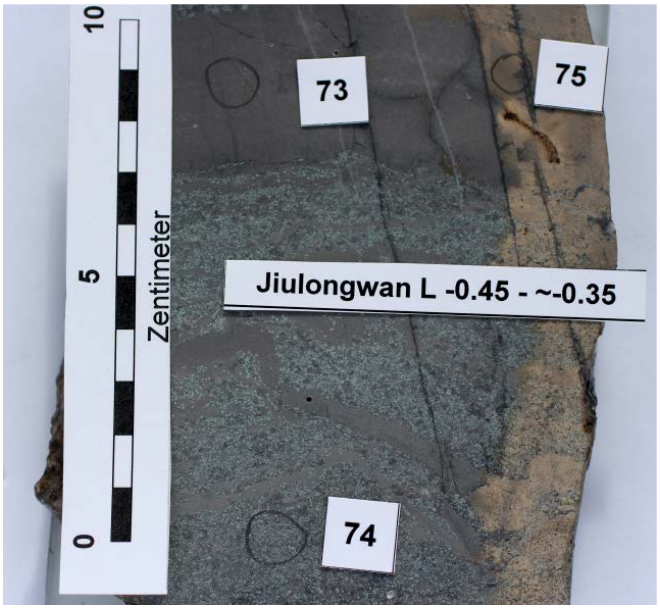
Vorderseite inklusive Bohrpunkte



Vorderseite inklusive Bohrpunkte

Rückseite unter Glasplatte

Hilfsträger aus 3,45-3,55 m Profilhöhe (über Nantuo Tillit);
n=3 Proben [73, 74, 75]



Vorderseite inklusive Bohrpunkte

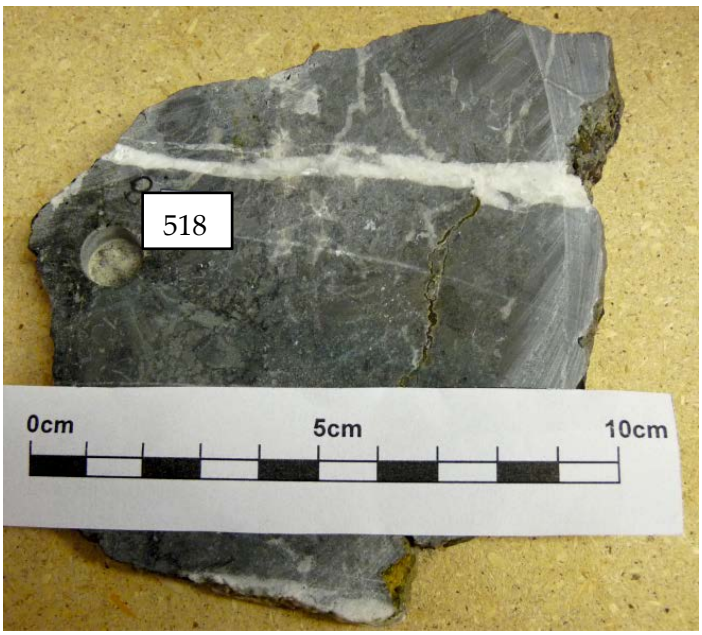
Vorderseite Detail

Rückseite unter Glasplatte

Hilfsträger aus 3,40 m Profilhöhe (über Nantuo Tillit);
n=2 Proben [519, 533]

Vorderseite inklusive Bohrpunkte

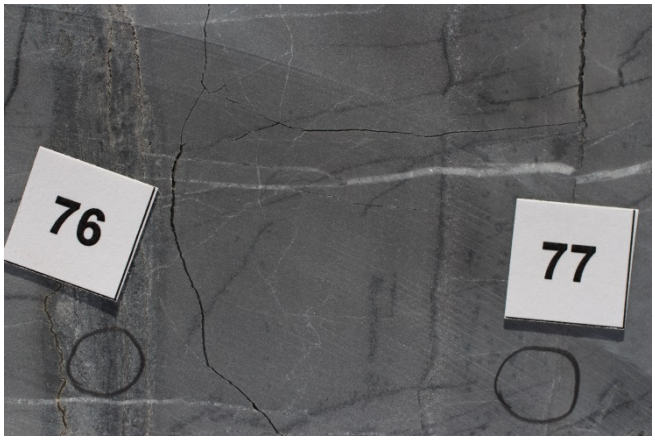
Hilfsträger aus 3,30-3,40 m Profilhöhe (über Nantuo Tillit);
n=2 Proben [517 (ohne Foto), 518]



Vorderseite inklusive Bohrpunkte

Hilfsträger aus 2,95-3,05 m Profilhöhe (über Nantuo Tillit);
n=2 Proben [76, 77]

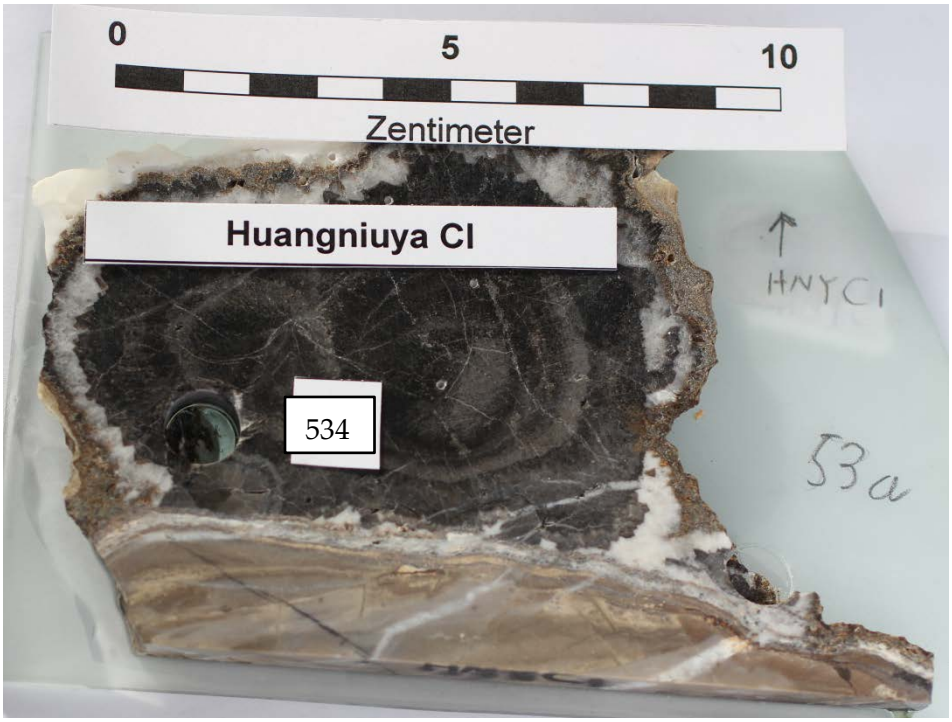
Vorderseite inklusive Bohrpunkte



Vorderseite Detail

Rückseite

Hilfsträger C1-Schichtglied der Huangniuya Sektion;
n=4 Proben [96, 554, 555 (alle ohne Foto), 534]



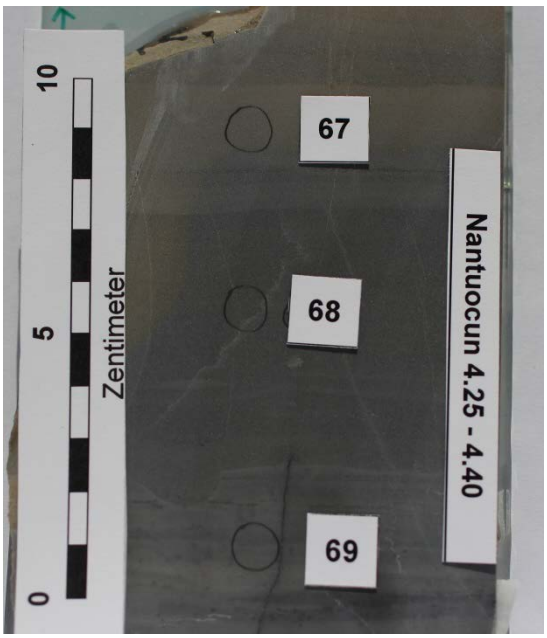
Vorderseite inklusive Bohrpunkte

A.1.3 Nantuocun Sektion

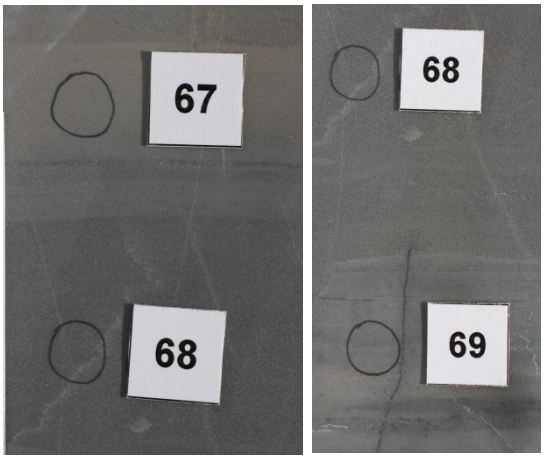
Hilfsträger aus 4,18-4,25 m Profilhöhe (über Nantuo Tillit);
n=3 Proben [506, 531, 543]

Vorderseite inklusive Bohrpunkte

Hilfsträger aus 4,25-4,40 m Profilhöhe (über Nantuo Tillit);
n=3 Proben [67, 68, 69]



Vorderseite inklusive Bohrpunkte



Detail

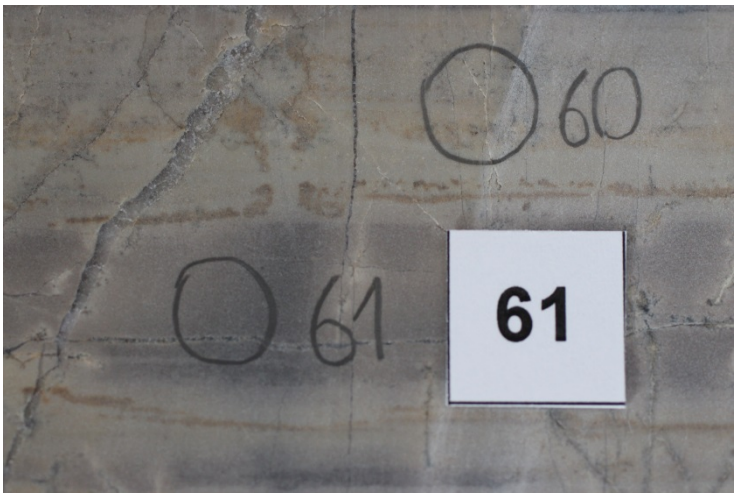
A.1.4 Meizuoxia Sektion

Hilfsträger aus 3,20 m Profilhöhe (über Nantuo Tillit);
n=1 Probe [533]

Vorderseite inklusive Bohrpunkte

Hilfsträger aus 2,70-2,80 m Profilhöhe (über Nantuo Tillit);
n=2 Proben [60, 61]

Vorderseite inklusive Bohrpunkte

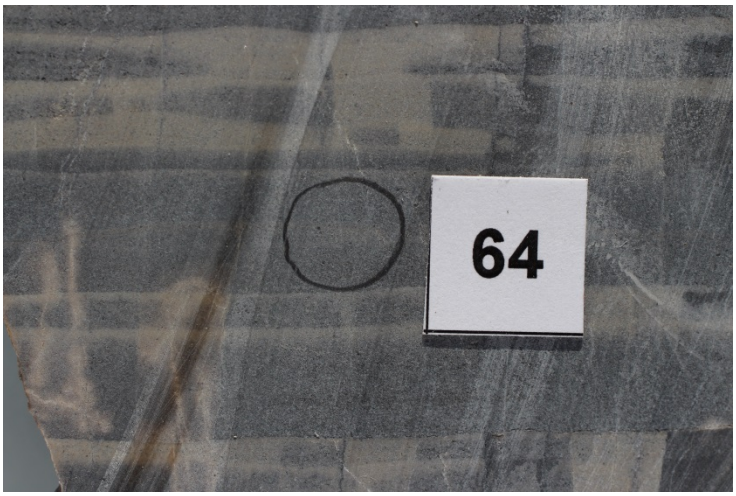


Detail

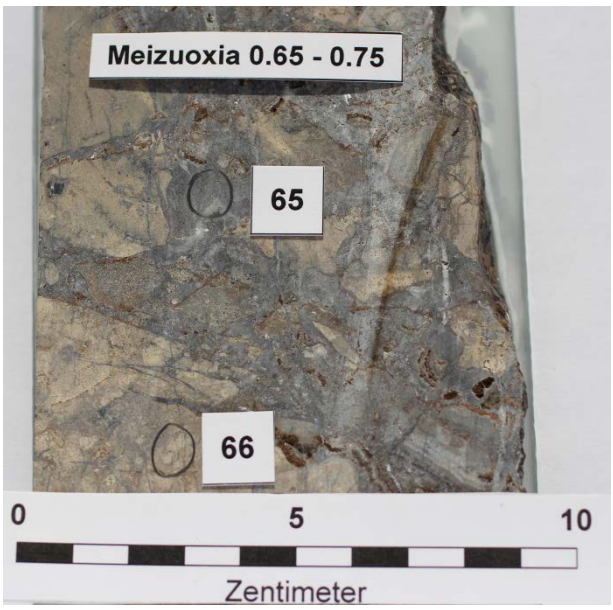
Hilfsträger aus 1,90-2,05 m Profilhöhe (über Nantuo Tillit);
n=2 Proben [63, 64]

Vorderseite inklusive Bohrpunkte

Detail



Hilfsträger aus 0,65-0,75 m Profilhöhe (über Nantuo Tillit);
n=2 Proben [65, 66]



Vorderseite inklusive Bohrpunkte

Detail

A.1.5 Tianjiayuanzi Sektion

Hilfsträger aus 2,70 m Profilhöhe (über Nantuo Tillit);
n=1 Probe [551]

Vorderseite inklusive Bohrpunkte

Hilfsträger aus 2,70 m Profilhöhe (über Nantuo Tillit);
n=1 Probe [551]

Vorderseite inklusive Bohrpunkte

Detail

A.1.6 Beidoushan & Wuhe-Yanjiahe (Ediacara) Sektion

Hilfsträger aus der oberen Phosphorit-Lage der Beidoushan Sektion; n=2 Proben [539, 540]

Vorderseite inklusive Bohrpunkte

Hilfsträger aus dem Sibantan-Schitglied (Ediacara); n=3 Proben [502, 528, 526]

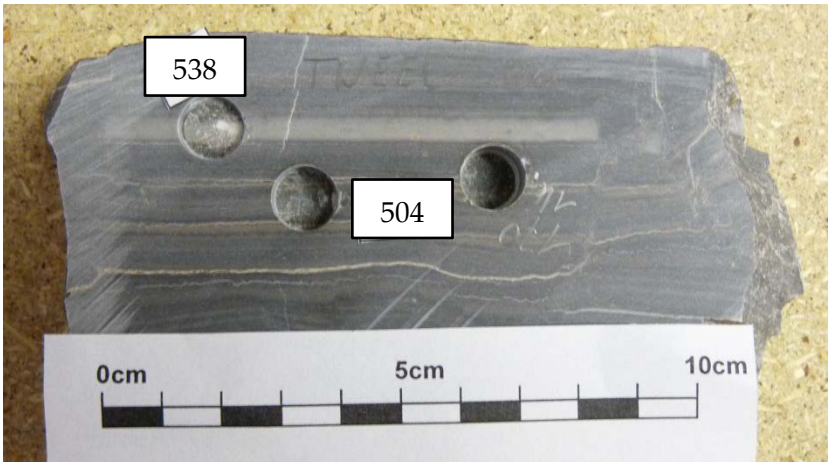
Vorderseite inklusive Bohrpunkte

Vorderseite inklusive Bohrpunkte

A.2 Probenbilder – Namibia –

A.2.1 Post-Sturt

Tweelingskop zeitliches Äquivalent zu Cap2 schwarz lamninierte Karbonate;
n=2 Probe [504, 538]



Vorderseite inklusive Bohrpunkte

Bothas-Hof zu Cap4 schwarze Mikrite; n=2 Proben [504, 538]

Vorderseite inklusive Bohrpunkte

Ombaatje Fm. n=3 Proben [504, 538]

Vorderseite inklusive Bohrpunkte

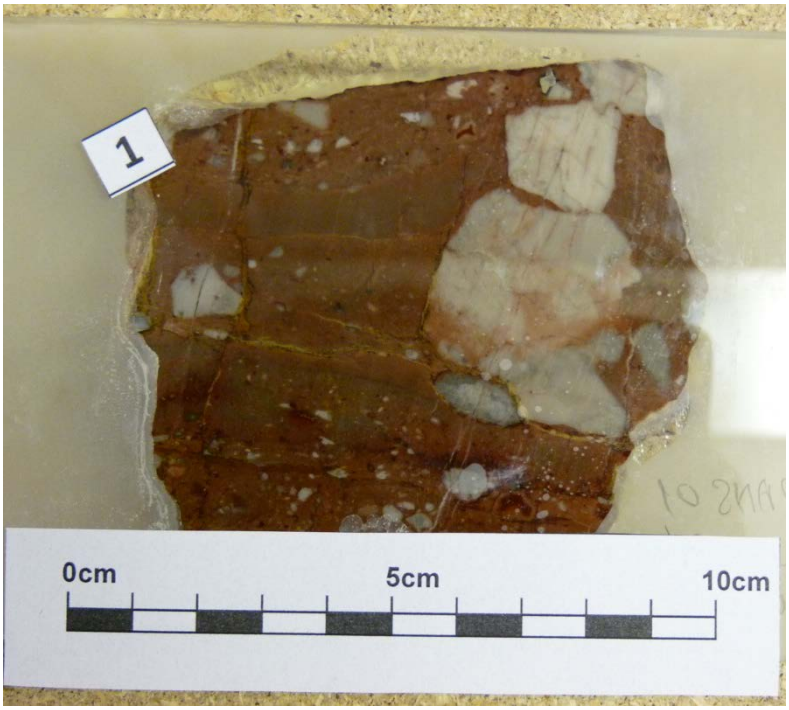
Detail

Detail

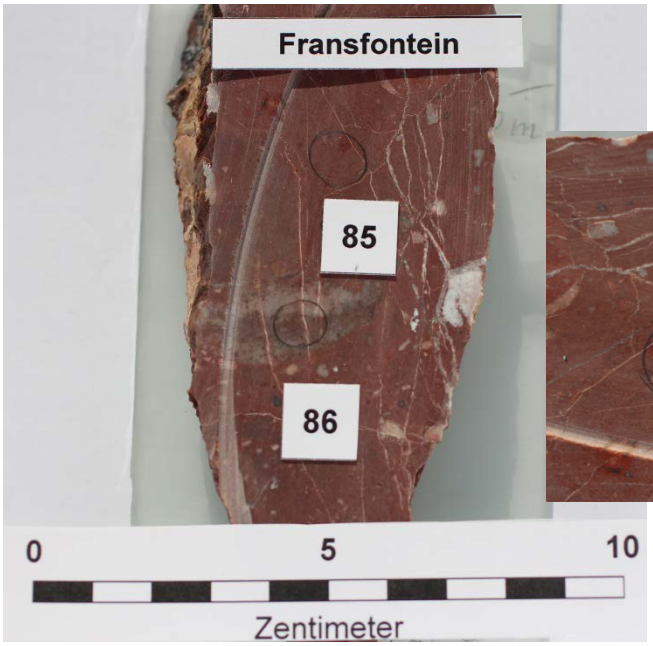
A.2.2 Post-Marinoan

Cap1 turbiditischer Mikrit; n=4 Proben [85, 86, 87, 88, 500]

Vorderseite inklusive Bohrpunkte

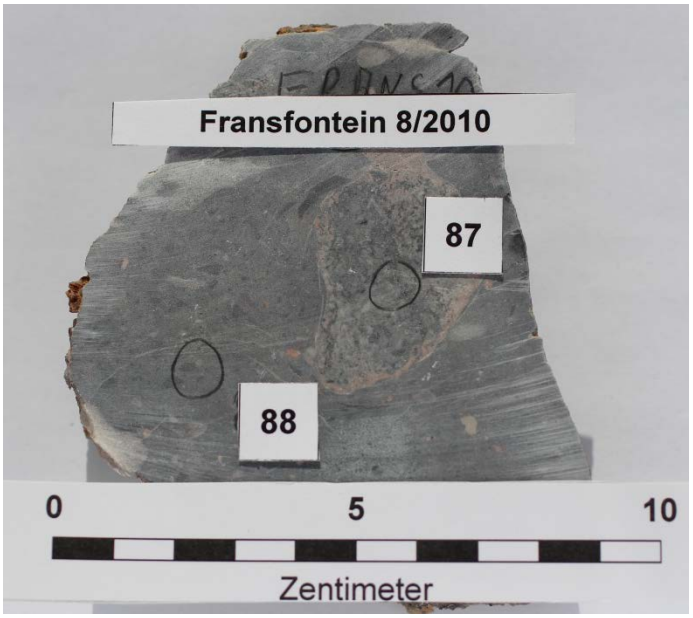


Rückseite unter Glasplatte



Vorderseite inklusive Bohrpunkte

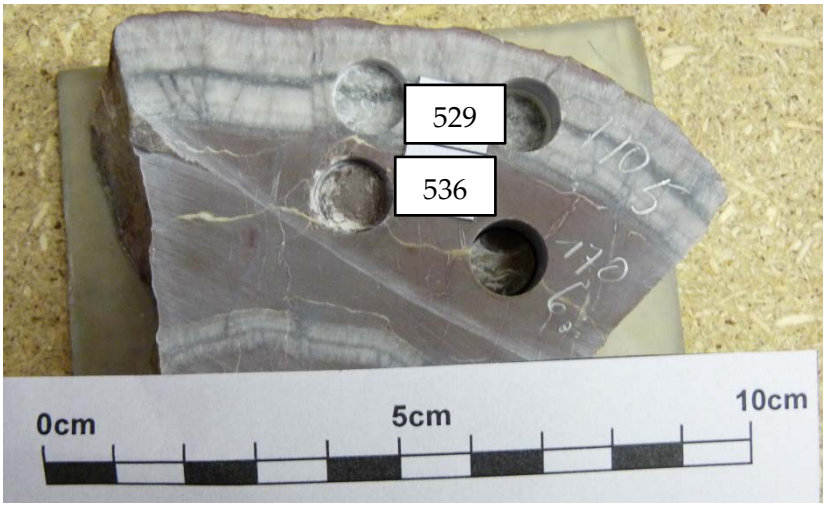
Detail



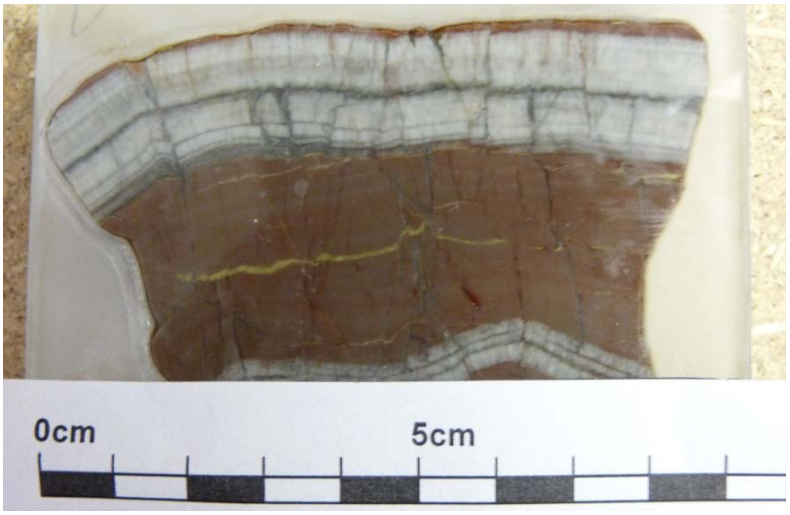
Vorderseite inklusive Bohrpunkte

Detail

Cap2 Zebra Dolomit; n=2 Proben [529, 536]

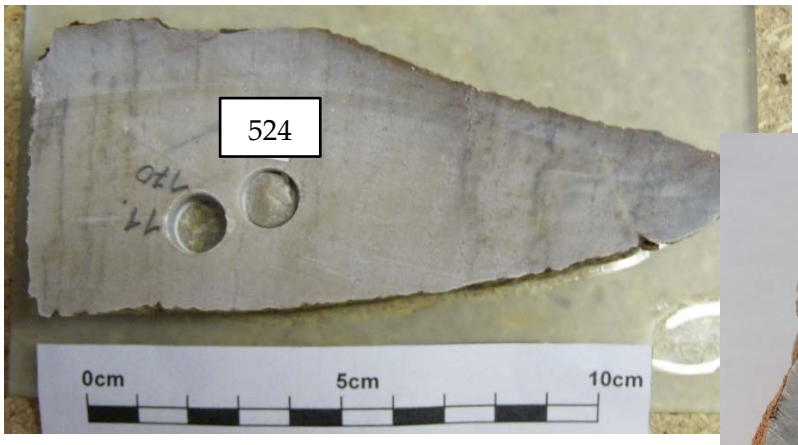


Vorderseite inklusive Bohrpunkte



Rückseite unter Glasplatte

Tweelingskop zeitliches Äquivalent zu Cap2 Zebra Dolomit; n=2 Proben [84, 524]



Vorderseite inklusive Bohrpunkte

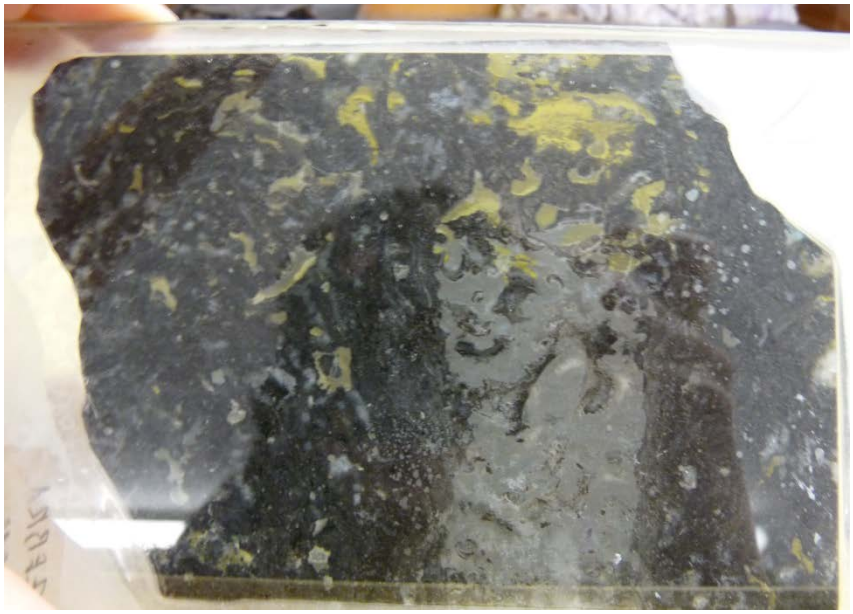
Cap3 pinker Dolomit; n=1 Probe [527]

Vorderseite inklusive Bohrpunkte

A.2.3 Ediacara Omkyk-SG

Zebra-Thrombolith; n=2 Proben [503, 537]

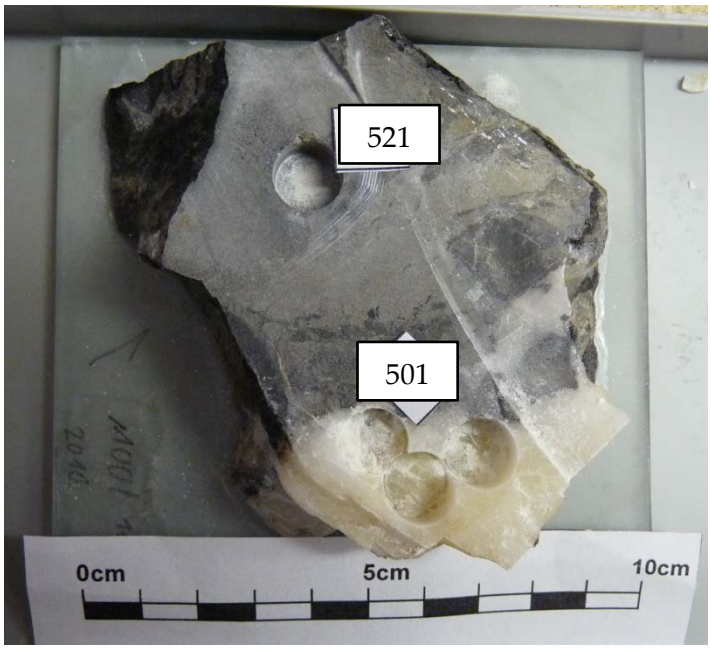
Vorderseite inklusive Bohrpunkte



Rückseite unter Glasplatte

A.2.4 Ediacara Mooifontein-SG

Hilfsträger aus dem mittleren Teil (laminierte Karbonate);
n=2 Proben [501, 521]



Vorderseite inklusive Bohrpunkte

Hilfsträger aus dem mittleren Teil (fein laminierte Karbonate);
n=2 Proben [520, 525]

Vorderseite inklusive Bohrpunkte

B Ergebnisse der ICP-OES Messungen

B ERGEBNISSE DER ICP-OES MESSUNGEN 278
B.1 Ergebnisse der ICP-OES Messungen – China – 279
B.2 Ergebnisse der ICP-OES Messungen – Namibia – 281

B.1 Ergebnisse der ICP-OES Messungen – China –

Herkunft	Sektion	Nr.	Probe	Element [µg/g]								
				Al	Ba	Ca	Fe	K	Li	Mg	Mn	Na
China	Wuhe-Yanjiahe	502	jan2010 09-10	1487	11,9	383264	nwg*	180	2,89	1995	nwg*	346
		526	jan 2010 09-10	415	nwg*	376133	nwg*	89,9	nwg*	19826	12,3	429
		528	jan 2010 09-10	121	nwg*	74108	nwg*	39,1	nwg*	574	4,25	104
	Huajipo	505	hjpi 2.8 cap china	2238	199	304713	1291	508	0,926	58094	4712	173
		541	hjpi 2.8 cap China	345	nwg*	233929	nwg*	375	nwg*	95177	3998	132
		80	hjpi B 1.5	3088	15,9	225894	741	1096	12,7	130404	1114	169
		81	hjpi B 1.5	2407	15,1	198032	876	693	8,99	115031	1068	154
		78	hjpi A 0.5-0.6	131	621	410680	629	19,2	nwg*	2292	14606	159
		79	hjpi A 0.5-0.6	811	359	296311	1028	78,3	2,33	69165	3652	244
		522	hjpii 0.45-0.6	5166	281	272560	2486	525	6,62	65576	6793	114
		548	hjpi 0.45-0.6	482	nwg*	390948	nwg*	118	nwg*	56589	6645	107
		549	hjpi 0.45-0.6	480	nwg*	281566	nwg*	89,3	nwg*	69524	6107	85,4
		550	hjpi 0.45-0.6	126	nwg*	355811	nwg*	38,2	nwg*	35675	8777	75,8
		508	hjpi 0.4-0.5	1835	223	272039	2207	196	3,04	89396	6314	122
		509	hjpi 0.4-0.5	1726	200	270605	1544	186	1,40	88711	5305	136
		510	hjpi 0.4-0.5	1997	212	314286	1423	272	3,49	55270	4815	213
	Jiulongwan	519	jlwr -0.5	2361	252	339184	2020	753	2,44	53901	5741	248
		553	jlwr -0.5	273	nwg*	236312	nwg*	260	nwg*	54096	4678	123
		511	3 jlwr -0.7	1736	109	394172	150	191	2,53	1984	9962	116
		512	3 jlwr -0.7	1709	40,9	369316	416	307	3,48	10949	7250	222
		513	3 jlwr -0.7	1348	39,7	346861	605	219	2,17	33126	6130	216
		514	4 jlwr -0.25-0.15	4570	21,6	294380	3772	1663	8,26	61124	7422	1065
		546	4 jlwr -0.25-0.15	477	nwg*	256379	nwg*	345	nwg*	74566	4324	240
		547	4 jlwr -0.25-0.15	414	nwg*	303965	nwg*	305	nwg*	55148	5259	206
		544	24 jlwr -0.25-0.15	nwg*	nwg*	418413	nwg*	nwg*	nwg*	19009	4751	nwg*
		545	25 jlwr -0.25-0.15	161	nwg*	324895	nwg*	93,8	nwg*	38154	9677	169
		507	24 jlwr -0.25-0.15	1755	243	304805	1893	390	2,55	56072	4370	178
		532	jwlr 0.1-0	nwg*	nwg*	429402	nwg*	nwg*	nwg*	23084	16047	nwg*
		82	JlwR -0.1-0	2617	122	238752	2073	2734	8,02	91221	2665	260
		83	JlwR -0.1-0	3335	148	312209	2428	4586	14,7	60432	6286	438
		73	JlwL -0.45-(-0.35)	1119	13,6	299319	3359	1229	2,28	78563	4428	200
		74	JlwL -0.45-(-0.35)	2759	13,1	311597	2342	4033	11,4	65992	4591	179
		75	JlwL -0.45-(-0.35)	1230	12,6	293086	3405	1300	2,15	81640	4728	181
		517	1 jlwi -0.6-0.5	1914	43,0	353482	1443	315	2,43	28330	7424	181
		518	1 jlwi -0.6-0.5	1580	75,7	361693	1065	225	1,86	24265	10520	196
		76	JlwL -0.95-(-0.85)	1544	8,53	361481	1211	1578	3,15	16187	8337	113
		77	JlwL -0.95-(-0.85)	3175	7,71	232707	4979	2079	6,86	111933	8714	191
		530	jjwii 0.15-0	nwg*	nwg*	263830	nwg*	nwg*	nwg*	95213	325	nwg*
		542	jjwii 0.15-0	478	nwg*	16969	nwg*	401	nwg*	1532	33,6	138
	Huang-niuya	534	HNYCI	nwg*	nwg*	462124	nwg*	nwg*	nwg*	3981	16192	nwg*
		554	HNYCI	150	nwg*	400960	nwg*	35,0	nwg*	2694	13376	124
		555	HNYCI	127	nwg*	436042	nwg*	43,7	nwg*	2693	12670	175
		96	HNYCI	1051	42,2	382103	1577	452	2,48	22216	6912	104

nwg* unterhalb der Nachweisgrenze

Herkunft	Sektion/ Fm.	Nr.	Probe	Element [µg/g]								
				Al	Ba	Ca	Fe	K	Li	Mg	Mn	Na
China	Nantuocun	67	ntc 4.25-4.40	2941	152	226251	3808	1965	5,02	104318	2614	240
		68	ntc 4.25-4.40	2784	152	218866	1923	1890	5,02	104252	1655	230
		69	ntc 4.25-4.40	2127	188	219583	4117	1573	3,35	88546	2397	148
		543	ntc 4.18-4.25	223	nwg*	398302	nwg*	128	nwg*	9192	9011	290
		531	ntc 4.18-4.25	nwg*	nwg*	449640	nwg*	nwg*	nwg*	8789	2727	nwg*
		506	ntc 4.18-4.25	2140	37,2	369648	1617	470	3,61	18382	6521	239
	Tianjia-yuanzi	70	tjzc 2.4-2.55	1691	13,9	201488	2934	1652	1,46	110255	1599	141
		71	tjzc 2.4-2.55	2229	11,0	205881	2611	2135	1,74	111752	1064	176
		72	tjzc 2.4-2.55	1448	15,6	205289	4157	1351	0,785	105846	1606	106
		551	7 tjzc	224	nwg*	341430	nwg*	220	nwg*	21104	4602	315
	Meizuoxia	533	15 mzh 3.2	nwg*	nwg*	466853	nwg*	nwg*	nwg*	17145	8419	nwg*
		60	mzh 2.7-2.8	743	14,2	215276	1054	575	1,65	121450	768	195
		61	mzh 2.7-2.8	1047	61,1	236236	1317	1014	2,01	125233	1525	154
		63	mzh 1.9-2.05	1138	42,2	230197	3428	704	2,95	129037	2886	192
		64	mzh 1.9-2.05	1334	29,6	245402	893	1048	3,27	123395	1067	219
		65	mzh 0.65-0.75	751	67,1	351658	1007	387	2,48	55696	7410	160
		66	mzh 0.65-0.75	1285	296	286347	1504	577	4,16	87116	4658	184
	Beidou-shan	539	Weng Doush Phos	305	nwg*	240543	nwg*	243	nwg*	135740	1451	417
		540	Weng Doush Phos	69,6	nwg*	114568	nwg*	82,8	nwg*	62306	761	211

nwg* unterhalb der Nachweisgrenze

B.2 Ergebnisse der ICP-OES Messungen – Namibia –

Herkunft	Sektion/ Fm.	Nr.	Probe	Element [µg/g]								
				Al	Ba	Ca	Fe	K	Li	Mg	Mn	Na
Namibia	Mooifon-tein	501	mooi 10 10 Nama	1931	3,06	377654	2774	176	2,86	1020	1844	39,0
		521	mooi 10 10 Nama	8879	21,0	394222	2774	1955	11,3	1982	1738	286
		520	mooi 2 10 Nama	4157	7,17	408330	1542	847	7,92	2928	210	236
		525	mooi 2 10 Nama	200	nwg*	480501	nwg*	79,8	nwg*	1718	1072	66,9
	Omkyk	503	Zebra thromb Nama	2121	4,22	406205	2070	381	4,42	18425	212	165
		537	Zebra Thromb Nama	272	nwg*	450453	nwg*	170	nwg*	5526	139	161
	post-Marinoan	500	frans 01 ghaub diam top 5	2577	10,8	222555	7190	835	4,25	118372	1863	142
		85	1. Frans turbiditic mikrite	2653	35,1	263087	948	3344	5,70	93252	1043	141
		86	1. Frans turbiditic micrite	504	8,00	244083	963	333	2,59	112714	1640	103
		87	Frans 8/2010 (diam)	314	46,2	231442	6690	195	1,98	116831	251	150
		88	Frans 8/2010 (diam)	1586	62,8	388263	2079	1979	1,53	24684	231	48,1
		529	2. zebra frans 10 chaub cap 2	nwg*	nwg*	271240	nwg*	nwg*	nwg*	102057	155	nwg*
		536	2. zebra frans 10 chaub cap 2	312	nwg*	240711	nwg*	296	nwg*	134248	470	103
		524	ä zebra 2. Tweel cap 1 chaub	278	nwg*	253318	nwg*	231	nwg*	147103	345	360
		84	ä zebra 2. Tweel	216	19,9	222591	392	64,0	2,96	136420	524	138
		527	pink Dolo Cap 3	217	nwg*	251751	nwg*	180	nwg*	150491	76,3	330
	post-Sturt	504	Tweel cap Rasthof chuos 10	2143	7,24	213981	1760	488	4,97	132171	210	314
		538	Tweel cap Rasthof chuos	304	nwg*	254952	nwg*	146	nwg*	153119	310	424
		89	Bothas 10/2/2010	508	14,0	358802	672	441	0,397	12018	32,4	25,3
		90	Bothas 10/2/2010	719	20,0	394354	463	648	0,656	12457	29,6	38,7
		91	Ombaatje 10/2/2010	1034	9,26	213254	1576	1125	3,23	126898	97,4	315
		92	Ombaatje 10/2/2010	442	3,79	211154	4075	347	1,88	124436	106	247
		93	Ombaatje 10/2/2010	668	5,72	237822	1354	656	1,71	119789	143	171

nwg* unterhalb der Nachweisgrenze

C Ergebnisse der ICP-MS Messungen

C ERGEBNISSE DER ICP-MS MESSUNGEN 282
C.1 Ergebnisse der ICP-MS Messungen – China – 283
C.2 Ergebnisse der ICP-MS Messungen – Namibia – 293

C.1 Ergebnisse der ICP-MS Messungen –China-

Alle Konzentrationsangaben in µg/g, Höhenangabenin m (PH* = Profilhöhe)

Herkunft	China						
Sektion	Wuhe-Yanjiahe			Huajipo			
Nr.	502	526	528	505	541	80	81
Probe	jan2010 09-10	jan 2010 09-10	jan 2010 09-10	hjpi 2.8	hjpi 2.8	hjpi B 1.5	hjpi B 1.5
PH*	nv***	nv***	nv***	2,80	2,80	1,50	1,50
Li	0,462	0,694	0,289	0,587	0,218	7,46	5,16
Be	0,0546	0,0448	0,0838	0,151	0,0705	nwg**	nwg**
Sc	0,132	nwg**	nwg**	0,743	0,192	0,805	0,865
V	4,43	1,32	10,6	0,739	2,73	nwg**	nwg**
Mn	2,50	7,72	12,2	4714	2102	421	398
Co	0,706	1421	1,33	6,04	0,613	1,39	1,57
Ni	1,65	22,2	9,06	0,998	0,815	nwg**	nwg**
Y	0,903	1,09	4,55	5,77	6,64	3,22	2,89
Zr	0,358	0,579	1,80	0,103	0,189	0,107	0,225
Nb	0,00870	0,0260	0,00154	0,0135	0,00161	nwg**	nwg**
Rb	0,0409	0,0496	0,129	0,198	0,149	0,982	0,493
Sr	3259	2173	1036	144	75,6	76,4	57,6
Cs	nwg**	0,00302	0,0172	0,00154	0,00223	nwg**	nwg**
Ba	5,46	5,69	12,2	128	28,9	15,3	14,0
La	0,998	1,31	1,82	11,9	10,2	1,89	1,61
Ce	0,627	0,925	1,58	17,1	18,7	3,47	2,78
Pr	0,136	0,222	0,323	1,97	2,50	0,397	0,342
Nd	0,600	0,908	1,38	8,03	10,1	1,59	1,34
Sm	0,102	0,144	0,254	1,47	2,09	0,356	0,293
Eu	0,0228	0,0300	0,0578	0,329	0,435	0,105	0,0777
Gd	0,0948	0,164	0,304	1,26	1,99	0,354	0,313
Tb	0,0157	0,0202	0,0325	0,188	0,191	0,0656	0,0561
Dy	0,0862	0,125	0,197	0,888	0,977	0,390	0,342
Ho	0,0183	0,0255	0,0427	0,161	0,181	0,0837	0,0709
Er	0,0526	0,0689	0,114	0,445	0,466	0,232	0,206
Tm	0,00580	0,0111	0,0164	0,0452	0,0650	0,0307	0,0277
Yb	0,0343	0,0687	0,0939	0,259	0,361	0,197	0,197
Lu	0,00455	0,00872	0,0116	0,0333	0,0453	0,0287	0,0267
Hf	0,00341	0,00871	0,00864	0,0123	0,00355	0,00342	0,00480
Ta	nwg**	0,00479	nwg**	0,00177	nwg**	nwg**	nwg**
W	0,0340	8,00	0,396	0,155	0,00493	nwg**	nwg**
Pb	0,0979	nwg**	nwg**	1,20	0,501	nwg**	0,085
Th	0,00779	0,0119	0,0153	0,191	0,139	0,167	0,222
U	0,873	1,07	3,57	0,0467	0,0828	0,340	0,340

PH* Profilhöhe (Basis Cap Karbonate ≙ 0,00 m)
nwg** unterhalb der Nachweisgrenze
nv*** nicht vorhanden

Alle Konzentrationsangaben in μg/g, Höhenangabenin m (PH* = Profilhöhe)

Herkunft	China					
Sektion	Huajipo					
Nr.	78	79	522	548	549	550
Probe	hjpi A 0.5-0.6	hjpi A 0.5-0.6	hjpi 0.45-0.6	hjpi 0.45-0.6	hjpi 0.45-0.6	hjpi 0.45-0.6
PH*	0,50-0,60	0,50-0,60	0,45-0,60	0,45-0,60	0,45-0,60	0,45-0,60
Li	0,160	1,70	1,13	0,230	0,377	nwg**
Be	nwg**	nwg**	0,0772	0,0571	0,0466	0,0475
Sc	nwg**	0,413	0,336	nwg**	0,237	nwg**
V	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**
Mn	6285	1459	7678	3013	3737	5160
Co	0,613	0,602	0,503	4,69	452	0,972
Ni	nwg**	nwg**	3,34	8,05	14,9	4,36
Y	13,4	8,15	1,56	3,93	2,62	3,15
Zr	0,106	0,224	0,101	0,172	0,152	0,262
Nb	0,0179	0,00408	0,00138	0,00201	0,00511	0,00327
Rb	0,0237	0,0798	0,0408	0,0585	0,0863	0,00564
Sr	91,3	158	129	100	95,4	104
Cs	0,00160	nwg**	nwg**	0,00199	0,00215	0,00327
Ba	604	344	215	184	122	145
La	8,28	2,73	2,85	3,36	2,70	2,60
Ce	21,7	3,61	3,91	5,45	4,27	4,93
Pr	2,55	0,558	0,452	0,701	0,457	0,647
Nd	9,97	2,21	1,70	2,61	1,71	2,46
Sm	2,10	0,494	0,327	0,511	0,342	0,456
Eu	0,533	0,164	0,115	0,161	0,0924	0,117
Gd	1,98	0,545	0,273	0,575	0,374	0,489
Tb	0,299	0,0992	0,0481	0,0599	0,0429	0,0536
Dy	1,56	0,660	0,259	0,355	0,253	0,314
Ho	0,291	0,159	0,0480	0,0758	0,0505	0,0647
Er	0,718	0,498	0,134	0,223	0,144	0,179
Tm	0,0835	0,0788	0,0168	0,0376	0,0237	0,0287
Yb	0,505	0,575	0,110	0,248	0,153	0,187
Lu	0,0653	0,0906	0,0155	0,0386	0,0224	0,0274
Hf	0,00873	0,00504	0,00384	0,00166	0,00196	0,00338
Ta	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**
W	0,150	0,0358	nwg**	1,01	6,73	0,0640
Pb	nwg**	nwg**	2,04	nwg**	nwg**	nwg**
Th	0,00284	0,0865	0,252	0,0545	0,104	0,00338
U	0,0402	0,340	0,146	0,0784	0,0963	0,156

PH* Profilhöhe (Basis Cap Karbonate ≙ 0,00 m)
nwg** unterhalb der Nachweisgrenze
nv*** nicht vorhanden

Alle Konzentrationsangaben in µg/g, Höhenangabenin m (PH* = Profilhöhe)

Herkunft	China						
Sektion	Huajipo			Jiulongwan			
Nr.	508	509	510	519	553	511	512
Probe	hjpi 0.4-0.5	hjpi 0.4-0.5	hjpi 0.4-0.5	jlwr -0.5	jlwr -0.5	3 jlwr -0.7	3 jlwr -0.7
PH*	0,40-0,50	0,40-0,50	0,40-0,50	3,40	3,40	3,20	3,20
Li	0,957	0,697	0,276	0,812	0,0520	0,117	0,261
Be	0,0723	0,0718	0,180	0,115	0,0487	0,0109	0,0582
Sc	0,982	0,721	0,306	0,550	nwg**	0,114	0,465
V	0,328	nwg**	0,0793	26,9	nwg**	0,885	1,50
Mn	5240	4365	4173	4826	3184	7395	5526
Co	1,38	1,56	2,30	0,958	1,70	0,679	1,56
Ni	4,92	4,77	3,77	1,87	2,54	0,629	1,52
Y	1,90	2,08	5,99	20,6	34,6	4,93	8,41
Zr	0,201	0,184	0,755	0,959	0,715	0,267	0,345
Nb	0,00435	0,00378	0,00421	0,00969	0,00105	0,0037	0,0120
Rb	0,0228	0,0235	0,0145	0,467	0,176	0,0308	0,0623
Sr	131	138	172	186	118	135	181
Cs	nwg**	nwg**	nwg**	0,0103	0,00217	nwg**	nwg**
Ba	134	120	135	166	174	63,0	22,3
La	2,47	1,70	2,47	14,7	14,2	4,58	6,91
Ce	3,82	2,52	2,72	18,8	32,2	6,45	10,7
Pr	0,471	0,310	0,436	1,77	2,63	0,553	0,958
Nd	1,83	1,25	1,85	7,47	10,7	2,28	3,89
Sm	0,372	0,254	0,404	1,53	2,23	0,449	0,750
Eu	0,107	0,0829	0,127	0,398	0,461	0,126	0,177
Gd	0,325	0,235	0,414	1,80	3,44	0,475	0,771
Tb	0,0553	0,0432	0,0816	0,350	0,424	0,0868	0,142
Dy	0,292	0,250	0,522	2,40	3,03	0,528	0,880
Ho	0,0532	0,0496	0,117	0,555	0,745	0,116	0,187
Er	0,150	0,155	0,393	1,75	2,21	0,343	0,562
Tm	0,0174	0,0201	0,0564	0,218	0,360	0,0411	0,0673
Yb	0,115	0,140	0,405	1,20	2,00	0,243	0,393
Lu	0,0161	0,0209	0,0655	0,155	0,247	0,0319	0,0533
Hf	0,00542	0,00465	0,0104	0,0553	0,0108	0,00864	0,0123
Ta	nwg**	nwg**	0,00100	0,00489	nwg**	0,00114	0,00177
W	nwg**	nwg**	0,186	0,0240	nwg**	0,00363	0,00566
Pb	1,36	1,39	0,410	4,75	20,4	3,09	23,2
Th	0,290	0,199	0,0436	0,0840	0,0350	0,0179	0,0736
U	0,179	0,263	0,197	3,36	0,541	0,126	0,348

PH* Profilhöhe (Basis Cap Karbonate ≙ 0,00 m)
nwg** unterhalb der Nachweisgrenze
nv*** nicht vorhanden

Alle Konzentrationsangaben in µg/g, Höhenangabenin m (PH* = Profilhöhe)

Herkunft	China				
Sektion	Jiulongwan				
Nr.	513	514	546	547	544
Probe	3 jlwr -0.7	4 jlwr -0.25-0.15	4 jlwr -0.25-0.15	4 jlwr -0.25-0.15	24 jlwr -0.25-0.15
PH*	3,20	3,75-3,65	3,75-3,65	3,75-3,65	3,75-3,65
Li	0,388	2,62	0,384	0,384	2,41
Be	0,0875	0,339	0,0876	0,0946	0,234
Sc	0,522	3,15	0,0570	0,462	0,749
V	3,33	0,534	nwg**	nwg**	89,5
Mn	4537	7448	2156	2974	2619
Co	0,907	4,06	1,44	2,44	15,3
Ni	1,02	6,38	1,55	3,30	38,0
Y	7,93	6,41	3,13	3,48	133
Zr	0,176	0,670	0,271	0,136	8,34
Nb	0,00676	0,00962	nwg**	0,00270	0,00888
Rb	0,0706	1,06	0,191	0,228	1,37
Sr	200	198	73,5	100	317
Cs	nwg**	0,00413	0,0104	0,00249	0,0195
Ba	22,8	14,0	25,4	3,53	398
La	7,36	11,7	4,00	6,24	35,1
Ce	10,8	18,7	5,65	8,35	71,4
Pr	1,03	2,04	0,671	0,951	7,85
Nd	4,27	8,10	2,64	3,58	36,5
Sm	0,827	1,47	0,511	0,642	8,61
Eu	0,213	0,389	0,120	0,156	2,12
Gd	0,866	1,26	0,560	0,704	12,3
Tb	0,147	0,187	0,0621	0,0697	1,58
Dy	0,841	0,905	0,372	0,422	11,2
Ho	0,175	0,168	0,0791	0,0868	2,58
Er	0,515	0,482	0,223	0,244	7,19
Tm	0,0592	0,0528	0,0370	0,0391	1,09
Yb	0,347	0,325	0,226	0,246	5,39
Lu	0,0456	0,0418	0,0309	0,0332	0,600
Hf	0,0120	0,0207	0,00400	0,00278	0,0547
Ta	0,00174	0,00154	nwg**	nwg**	nwg**
W	0,00756	0,00303	nwg**	nwg**	nwg**
Pb	3,25	50,1	3,42	6,12	14,9
Th	0,0372	1,80	0,177	0,339	0,0208
U	0,144	0,259	0,198	0,0968	174

PH* Profilhöhe (Basis Cap Karbonate ≙ 0,00 m)
nwg** unterhalb der Nachweisgrenze
nv*** nicht vorhanden

Alle Konzentrationsangaben in µg/g, Höhenangabenin m (PH* = Profilhöhe)

Herkunft	China					
Sektion	Jiulongwan					
Nr.	545	507	532	82	83	73
Probe	25 jlwr -0.25-0.15	24 jlwr -0.25-0.15	jwlr 0.1-0	jlwr -0.1-0	jlwr -0.1-0	jlwl -0.45-(-0.35)
PH*	3,75-3,65	3,75-3,65	3,90-3,80	3,90-3,80	3,90-3,80	3,55-3,45
Li	0,0726	0,443	0,406	4,66	8,18	1,50
Be	0,0194	0,101	0,101	nwg**	nwg**	nwg**
Sc	nwg**	0,347	0,944	2,02	3,01	0,986
V	3,46	20,4	2,41	nwg**	nwg**	nwg**
Mn	5047	3866	7705	1026	2547	2123
Co	1,62	1,56	0,877	1,18	0,894	1,12
Ni	2,26	7,04	0,578	nwg**	nwg**	nwg**
Y	13,3	24,6	3,61	5,40	6,74	21,5
Zr	0,210	0,307	0,344	0,0598	0,136	0,0550
Nb	0,00147	0,00604	0,00378	0,00308	0,00302	0,00378
Rb	0,0542	0,0986	0,143	2,25	3,66	1,16
Sr	121	202	126	132	75,1	69,4
Cs	0,00241	nwg**	0,00836	0,00109	0,00190	0,00533
Ba	124	146	33,5	115	141	13,7
La	10,6	12,8	5,90	10,4	10,9	16,6
Ce	21,2	15,5	11,0	21,8	28,0	29,8
Pr	1,53	1,68	1,05	2,44	2,31	2,94
Nd	5,81	7,16	4,03	9,41	8,78	11,8
Sm	1,08	1,48	0,728	1,76	1,62	2,18
Eu	0,255	0,375	0,144	0,377	0,348	0,572
Gd	1,60	1,68	0,723	1,44	1,40	2,31
Tb	0,184	0,344	0,0642	0,199	0,197	0,344
Dy	1,27	2,41	0,342	0,906	0,948	2,03
Ho	0,305	0,570	0,0673	0,155	0,174	0,437
Er	0,931	1,82	0,182	0,366	0,455	1,18
Tm	0,155	0,226	0,0240	0,0373	0,0530	0,143
Yb	0,904	1,25	0,120	0,232	0,341	0,805
Lu	0,119	0,160	0,0170	0,0268	0,0431	0,104
Hf	0,00371	0,0365	0,00221	0,00563	0,00806	0,00976
Ta	nwg**	0,00622	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**
W	0,00428	0,0272	0,0408	nwg**	0,0289	0,0326
Pb	10,2	2,67	0,619	nwg**	nwg**	0,536
Th	0,0130	0,0255	0,185	0,680	0,788	0,308
U	1,21	6,85	0,0282	0,100	0,171	0,0596

PH* Profilhöhe (Basis Cap Karbonate ≙ 0,00 m)
nwg** unterhalb der Nachweisgrenze
nv*** nicht vorhanden

Alle Konzentrationsangaben in µg/g, Höhenangabenin m (PH* = Profilhöhe)

Herkunft	China				
Sektion	Jiulongwan				
Nr.	74	75	517	518	76
Probe	JlwL -0.45-(-0.35)	jlwl -0.45-(-0.35)	1 jlwi -0.6-0.5	1 jlwi -0.6-0.5	jlwl -0.95-(-0.85)
PH*	3,55-3,45	3,55-3,45	3,40-3,30	3,40-3,30	3,05-2,95
Li	6,71	1,46	0,244	0,182	1,91
Be	nwg**	nwg**	0,0533	0,0452	nwg**
Sc	3,06	1,00	1,13	0,458	0,877
V	nwg**	nwg**	3,01	5,56	nwg**
Mn	2037	2116	5231	6411	3797
Co	3,61	1,22	0,719	0,627	12,2
Ni	nwg**	nwg**	0,972	0,739	nwg**
Y	7,92	18,0	9,61	6,98	27,1
Zr	0,0373	0,119	0,213	0,170	1,23
Nb	0,00320	0,00308	0,00323	0,00356	0,00353
Rb	2,70	1,05	0,106	0,0907	1,11
Sr	163	70,1	197	138	138
Cs	0,00133	0,0108	nwg**	nwg**	nwg**
Ba	12,8	12,6	24,5	40,4	8,20
La	9,25	13,7	10,1	7,76	11,8
Ce	26,5	25,1	17,0	12,6	27,1
Pr	2,15	2,51	1,50	1,25	2,44
Nd	8,36	9,93	6,12	5,07	10,5
Sm	1,62	1,90	1,18	0,974	2,53
Eu	0,367	0,484	0,276	0,209	0,600
Gd	1,42	1,91	1,20	0,930	2,83
Tb	0,200	0,297	0,200	0,154	0,531
Dy	1,04	1,76	1,17	0,850	3,39
Ho	0,198	0,371	0,243	0,174	0,741
Er	0,517	0,997	0,722	0,518	2,10
Tm	0,0611	0,119	0,0885	0,0601	0,308
Yb	0,366	0,690	0,519	0,356	2,12
Lu	0,0438	0,0857	0,0673	0,0448	0,292
Hf	0,00701	0,0129	0,0145	0,0108	0,0422
Ta	nwg**	nwg**	0,00235	0,00175	0,00126
W	0,0232	nwg**	0,00823	0,00693	0,009
Pb	3,47	nwg**	3,64	1,40	14,7
Th	0,980	0,326	0,134	0,0862	0,0697
U	0,0681	0,140	0,414	0,103	0,538

PH* Profilhöhe (Basis Cap Karbonate ≙ 0,00 m)
nwg** unterhalb der Nachweisgrenze
nv*** nicht vorhanden

Alle Konzentrationsangaben in µg/g, Höhenangabenin m (PH* = Profilhöhe)

Herkunft	China						
Sektion	Jiulongwan			Huangniuya			
Nr.	77	530	542	534	554	555	96
Probe	JlwL -0.95-(-0.85)	jjwii 0.15-0	jjwii 0.15-0	HNYCI	HNYCI	HNYCI	HNYCI
PH*	3,05-2,95	3,90-3,75	3,90-3,75	nv***	nv***	nv***	nv***
Li	4,03	2,41	12,2	0,420	nwg**	0,0134	1,64
Be	nwg**	0,390	2,25	0,116	0,0142	0,0338	nwg**
Sc	1,25	1,60	nwg**	0,235	nwg**	nwg**	0,397
V	nwg**	87,6	81,5	3,93	0,645	nwg**	nwg**
Mn	3615	277	301	7947	7788	6056	2595
Co	4,40	1,65	4,92	0,973	0,545	1,04	1,01
Ni	nwg**	8,50	49,6	0,448	3,23	1,66	nwg**
Y	30,0	7,55	7,82	0,591	1,73	0,480	3,27
Zr	1,91	0,210	0,496	1,08	1,69	nwg**	0,0584
Nb	0,00280	0,00406	nwg**	0,0108	0,00175	0,00120	0,00360
Rb	2,10	1,20	6,25	0,0178	0,0107	0,0236	0,365
Sr	103	239	508	221	127	159	120
Cs	nwg**	0,0149	0,0556	0,00294	0,00264	0,00184	0,00131
Ba	7,46	72,2	77,8	260	434	68,2	40,9
La	9,52	1,42	1,88	0,699	2,93	0,880	3,86
Ce	18,2	1,81	2,52	0,724	2,10	0,940	6,13
Pr	2,43	0,369	0,528	0,0706	0,187	0,122	0,627
Nd	11,2	1,86	2,66	0,243	0,671	0,517	2,46
Sm	2,83	0,421	0,544	0,0453	0,0994	0,0869	0,434
Eu	0,564	0,0933	0,115	0,0141	0,0463	0,0254	0,171
Gd	3,12	0,584	0,786	0,0495	0,193	0,106	0,462
Tb	0,604	0,0697	0,0867	0,00477	0,0160	0,00954	0,0641
Dy	3,87	0,525	0,573	0,0294	0,0905	0,0495	0,325
Ho	0,868	0,148	0,137	0,00691	0,0189	0,00994	0,0618
Er	2,51	0,510	0,393	0,0215	0,0491	0,0274	0,168
Tm	0,355	0,101	0,0569	0,00247	0,00569	0,00374	0,0181
Yb	2,47	0,801	0,321	0,0192	0,0290	0,0224	0,136
Lu	0,334	0,152	0,0504	0,00297	0,00408	0,00369	0,0190
Hf	0,0540	0,00566	0,00431	0,0173	0,0238	nwg**	0,00287
Ta	0,00398	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**
W	0,0229	0,0197	0,0573	nwg**	nwg**	0,00320	nwg**
Pb	0,452	0,282	nwg**	0,328	nwg**	nwg**	nwg**
Th	0,0639	0,00624	0,0270	0,00143	0,00189	nwg**	0,0790
U	1,09	16,8	61,3	0,0417	0,0848	0,131	2,09

PH* Profilhöhe (Basis Cap Karbonate ≙ 0,00 m)
nwg** unterhalb der Nachweisgrenze
nv*** nicht vorhanden

Alle Konzentrationsangaben in µg/g, Höhenangabenin m (PH* = Profilhöhe)

Herkunft	China					
Sektion	Nantuocun					
Nr.	67	68	69	543	531	506
Probe	ntc 4.25-4.40	ntc 4.25-4.40	ntc 4.25-4.40	ntc 4.18-4.25	ntc 4.18-4.25	ntc 4.18-4.25
PH*	4,25-4,40	4,25-4,40	4,25-4,40	4,18-4,25	4,18-4,25	4,18-4,25
Li	3,02	3,40	2,19	0,0198	1,20	0,471
Be	nwg**	nwg**	nwg**	0,101	0,280	0,270
Sc	1,52	1,16	1,02	nwg**	2,89	1,36
V	nwg**	nwg**	nwg**	7,24	14,0	19,4
Mn	1087	678	970	4543	1338	5847
Co	1,33	1,87	1,29	3,20	2,46	1,43
Ni	nwg**	nwg**	nwg**	0,419	3,63	1,21
Y	6,04	2,98	11,6	2,08	62,3	9,16
Zr	0,107	0,116	0,148	0,609	0,604	0,597
Nb	0,00610	0,0102	0,00776	0,00170	0,00577	0,00854
Rb	1,54	1,59	1,52	0,0793	0,305	0,133
Sr	123	113	139	115	243	213
Cs	0,00184	0,0644	0,00235	0,00175	0,00122	nwg**
Ba	139	153	185	141	19,6	22,2
La	4,95	2,58	8,24	2,25	40,7	6,32
Ce	9,28	4,39	13,4	2,81	74,4	8,77
Pr	0,909	0,481	1,46	0,303	9,14	0,925
Nd	3,52	1,89	5,77	1,11	37,4	3,76
Sm	0,700	0,391	1,15	0,208	7,29	0,743
Eu	0,217	0,126	0,327	0,0534	1,75	0,177
Gd	0,742	0,390	1,23	0,258	8,01	0,777
Tb	0,120	0,0647	0,206	0,0286	0,899	0,150
Dy	0,685	0,361	1,27	0,197	5,51	0,960
Ho	0,151	0,0788	0,280	0,0444	1,20	0,216
Er	0,403	0,218	0,741	0,131	3,28	0,671
Tm	0,0499	0,0269	0,0916	0,0212	0,475	0,0862
Yb	0,311	0,171	0,542	0,129	2,53	0,520
Lu	0,0408	0,0230	0,0673	0,0169	0,312	0,0714
Hf	0,00586	0,00508	0,0111	0,00549	nwg**	0,0170
Ta	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**	0,00214
W	0,141	0,0144	0,00621	0,0451	nwg**	0,00864
Pb	nwg**	3,57	nwg**	nwg**	21,2	3,30
Th	0,619	0,517	0,389	0,0827	0,121	0,162
U	0,168	0,166	0,292	0,114	1,61	0,739

PH* Profilhöhe (Basis Cap Karbonate ≙ 0,00 m)
nwg** unterhalb der Nachweisgrenze
nv*** nicht vorhanden

Alle Konzentrationsangaben in µg/g, Höhenangabenin m (PH* = Profilhöhe)

Herkunft	China						
Sektion	Tianjiayuanzi				Meizuoxia		
Nr.	70	71	72	551	533	60	61
Probe	tjzc 2.4-2.55	tjzc 2.4-2.55	tjzc 2.4-2.55	7 tjzc	15 mzh 3.2	mzh 2.7-2.8	mzh 2.7-2.8
PH*	2,40-2,55	2,40-2,55	2,40-2,55	2,70	3,20	2,70-2,80	2,70-2,80
Li	1,06	1,14	0,629	0,163	0,544	0,944	1,25
Be	nwg**	nwg**	nwg**	0,0874	0,213	nwg**	nwg**
Sc	0,918	1,18	0,722	0,112	1,84	0,634	0,923
V	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**	13,6	nwg**	nwg**
Mn	637	455	669	2525	4113	307	638
Co	2,73	1,29	0,774	1,52	7,21	0,916	2,09
Ni	nwg**	nwg**	nwg**	2,83	5,03	nwg**	nwg**
Y	9,45	7,87	5,93	4,35	29,0	3,27	4,39
Zr	0,233	0,411	0,149	0,107	0,353	0,304	0,226
Nb	0,00505	0,00408	0,00238	0,00163	0,00403	0,00914	0,00723
Rb	0,737	1,10	0,984	0,0925	0,207	0,232	0,352
Sr	54,8	71,7	76,0	118	153	65,1	71,4
Cs	0,00102	nwg**	nwg**	0,00179	0,00288	nwg**	nwg**
Ba	13,3	11,1	14,9	76,4	235	13,9	59,4
La	3,80	3,39	3,73	7,45	20,0	1,80	2,94
Ce	5,92	4,49	6,56	10,7	29,9	3,12	5,16
Pr	0,917	0,673	0,862	1,22	3,39	0,384	0,625
Nd	3,60	2,71	3,19	4,70	13,7	1,50	2,43
Sm	0,794	0,569	0,646	0,869	2,72	0,346	0,493
Eu	0,196	0,137	0,151	0,201	0,649	0,0897	0,136
Gd	0,891	0,644	0,644	0,953	3,33	0,367	0,514
Tb	0,173	0,123	0,116	0,0972	0,383	0,0683	0,0899
Dy	1,13	0,831	0,703	0,571	2,56	0,423	0,539
Ho	0,255	0,192	0,155	0,120	0,595	0,0911	0,112
Er	0,705	0,552	0,420	0,339	1,84	0,257	0,316
Tm	0,0916	0,0722	0,0487	0,0547	0,323	0,0344	0,0422
Yb	0,552	0,443	0,308	0,337	2,12	0,239	0,279
Lu	0,0697	0,0571	0,0387	0,0444	0,297	0,0340	0,0375
Hf	0,0106	0,0134	0,00742	0,00181	0,00104	0,00648	0,00841
Ta	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**
W	0,0108	0,00307	nwg**	0,00209	nwg**	0,0789	0,194
Pb	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**	12,1	0,592	nwg**
Th	0,223	0,278	0,204	0,0376	0,135	0,213	0,165
U	0,299	0,357	0,182	0,0596	3,27	0,304	0,237

PH* Profilhöhe (Basis Cap Karbonate ≙ 0,00 m)
nwg** unterhalb der Nachweisgrenze
nv*** nicht vorhanden

Alle Konzentrationsangaben in µg/g, Höhenangabenin m (PH* = Profilhöhe)

Herkunft	China					
Sektion	Meizuoxia				Beidoushan	
Nr.	63	64	65	66	539	540
Probe	mzh 1.9-2.05	mzh 1.9-2.05	mzh 0.65-0.75	mzh 0.65-0.75	Weng Doush Phos	Weng Doush Phos
PH*	1,90-2,05	1,90-2,05	0,65-0,75	0,65-0,75	nv***	nv***
Li	1,91	2,00	1,51	2,47	0,800	0,244
Be	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**	0,167	0,0826
Sc	0,898	0,695	0,539	0,601	nwg**	nwg**
V	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**	4,87	nwg**
Mn	1316	477	3483	2049	830	776
Co	1,95	1,34	1,35	3,24	0,521	0,305
Ni	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**	2,64	2,22
Y	3,94	2,45	2,45	1,89	1,55	0,0705
Zr	0,151	0,331	0,0876	0,0699	0,345	0,0237
Nb	0,00562	0,00446	0,00962	0,00432	0,00401	0,00142
Rb	0,356	0,600	0,218	0,243	0,111	0,0625
Sr	49,5	77,4	79,0	137	107	135
Cs	nwf**	0,00308	nwg**	nwg**	0,00517	0,00648
Ba	43,0	28,8	64,8	272	71,4	81,4
La	2,27	2,13	3,13	2,28	0,498	0,0267
Ce	4,25	4,29	4,61	3,97	0,545	0,0269
Pr	0,466	0,451	0,510	0,429	0,130	0,00356
Nd	1,79	1,70	1,93	1,60	0,581	0,0182
Sm	0,390	0,351	0,377	0,347	0,152	0,00393
Eu	0,0986	0,0869	0,0946	0,111	0,0328	0,00371
Gd	0,388	0,349	0,361	0,317	0,171	0,00145
Tb	0,0690	0,0556	0,0561	0,0488	0,0215	nwg**
Dy	0,433	0,296	0,321	0,272	0,140	0,00526
Ho	0,0984	0,0600	0,0640	0,0528	0,0296	0,00122
Er	0,287	0,171	0,164	0,141	0,0845	0,00368
Tm	0,0447	0,0216	0,0216	0,0163	0,0143	nwg**
Yb	0,333	0,160	0,150	0,118	0,0984	0,00421
Lu	0,0513	0,0219	0,0195	0,0168	0,0143	nwg**
Hf	0,00252	0,00460	0,00257	0,00232	0,0117	nwg**
Ta	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**
W	0,0642	0,0655	0,00513	0,0600	0,0193	0,00464
Pb	nwg**	nwg**	0,717	nwg**	1,08	nwg**
Th	0,282	0,230	0,209	0,279	0,0159	nwg**
U	0,208	0,374	0,203	0,319	0,0465	0,153

PH* Profilhöhe (Basis Cap Karbonate ≙ 0,00 m)
nwg** unterhalb der Nachweisgrenze
nv*** nicht vorhanden

C.2 Ergebnisse der ICP-MS Messungen – Namibia –

Alle Konzentrationsangaben in µg/g

Herkunft	Namibia							
Serie	Mooifontein-SG				Omkyk-SG		post-Marinoan	
Nr.	501	521	520	525	503	537	500	85
Probe	mooi 10 10 Nama	mooi 10 10 Nama	mooi 2 10 Nama	mooi 2 10 Nama	Zebra thromb Nama	Zebra Thromb Nama	frans 01 ghaub diam top 5	1. Frans turbiditic mikrite
PH*	nv***	nv***	nv***	nv***	nv***	nv***	nv***	nv***
Li	0,0351	1,93	1,38	nwg**	0,948	0,395	1,28	3,41
Be	0,00103	0,163	0,193	0,0126	0,0730	0,0237	0,102	nwg**
Sc	0,350	nwg**	0,955	nwg**	0,614	nwg**	2,19	2,08
V	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**	0,399	nwg**	4,90	nwg**
Mn	1834	2172	175	443	203	73,0	1874	417
Co	0,523	0,637	0,792	106	0,833	0,504	4,18	6,31
Ni	0,479	0,917	1,09	1,55	0,722	0,338	12,1	nwg**
Y	1,32	4,58	7,21	5,57	1,04	1,03	5,19	7,48
Zr	0,429	1,50	0,149	0,230	0,0945	0,144	0,180	0,143
Nb	0,0133	0,00150	0,00630	0,00662	0,00797	0,00137	0,0141	0,00919
Rb	0,0118	1,44	0,486	0,00841	0,170	0,148	0,473	3,14
Sr	483	4317	1055	344	1020	560	95,2	116
Cs	nwg**	0,00623	0,00725	0,00272	0,00743	0,00352	0,00919	0,00376
Ba	0,949	12,2	3,40	1,65	1,69	1,53	5,42	33,2
La	1,09	10,4	7,01	6,16	1,40	1,20	3,10	4,34
Ce	2,77	11,3	17,2	13,4	2,20	2,01	5,17	6,75
Pr	0,405	1,14	1,85	1,65	0,241	0,254	0,753	1,11
Nd	1,70	3,98	8,05	6,63	0,936	1,01	3,27	4,39
Sm	0,351	0,549	1,95	1,30	0,185	0,197	0,766	0,915
Eu	0,180	7,54	0,394	0,308	0,0393	0,0418	0,150	0,176
Gd	0,289	0,579	1,62	1,48	0,169	0,218	0,662	0,804
Tb	0,0437	0,0735	0,296	0,145	0,0303	0,0243	0,132	0,144
Dy	0,204	0,322	1,64	0,773	0,168	0,143	0,800	0,883
Ho	0,0347	0,0559	0,293	0,138	0,0325	0,0275	0,166	0,193
Er	0,0974	0,164	0,807	0,326	0,0976	0,0737	0,502	0,545
Tm	0,00972	0,0207	0,0968	0,0406	0,0123	0,0114	0,0652	0,0794
Yb	0,0570	0,120	0,618	0,215	0,0799	0,0728	0,427	0,566
Lu	0,00705	0,0151	0,0823	0,0253	0,0108	0,00944	0,0621	0,0788
Hf	0,00718	0,0393	0,0195	0,00585	0,00310	0,00169	0,0107	0,00823
Ta	nwg**	nwg**	0,00242	nwg**	nwg**	nwg**	0,00140	nwg**
W	nwg**	nwg**	0,0104	1,27	nwg**	0,0151	0,00866	nwg**
Pb	0,00153	6,93	0,563	nwg**	0,932	nwg**	0,294	nwg**
Th	0,0262	0,622	0,835	0,00859	0,304	0,179	0,363	0,520
U	0,00766	0,248	0,524	0,0448	0,116	0,451	0,317	0,784

nwg** unterhalb der Nachweisgrenze
nv*** nicht vorhanden

Alle Konzentrationsangaben in μg/g

Herkunft	Namibia					
Serie	post-Marinoan					
Nr.	86	87	88	529	536	524
Probe	1. Frans turbiditic mikrite	Frans 8/2010	Frans 8/2010	2. zebra frans 10 chaub cap 2	2. zebra frans 10 chaub cap 2	ä zebra 2. Tweel cap 1 chaub
PH*	nv***	nv***	nv***	nv***	nv***	nv***
Li	1,64	1,42	1,12	1,04	0,298	2,49
Be	nwg**	nwg**	nwg**	0,132	0,127	0,0694
Sc	0,506	nwg**	1,21	0,277	0,421	nwg**
V	nwg**	nwg**	nwg**	2,69	0,819	nwg**
Mn	667	105	85,7	129	217	210
Co	3,17	0,715	0,814	0,979	2,93	0,417
Ni	nwg**	nwg**	nwg**	7,42	23,9	2,28
Y	3,91	1,59	4,81	1,94	4,28	0,442
Zr	0,0944	0,0988	0,178	1,44	0,334	2,07
Nb	nwg**	nwg**	nwg**	0,00416	0,00152	0,00817
Rb	0,300	0,281	1,84	0,0160	0,102	0,0424
Sr	109	84,8	328	80,4	88,8	63,5
Cs	0,00119	nwg**	0,00235	0,0289	0,00214	0,00932
Ba	7,62	43,3	61,3	1,59	3,35	4,52
La	2,24	0,770	3,65	1,27	3,64	0,174
Ce	3,85	1,46	7,25	2,06	6,03	0,221
Pr	0,471	0,148	0,844	0,258	0,807	0,0410
Nd	1,80	0,564	3,21	1,00	3,12	0,158
Sm	0,348	0,110	0,642	0,205	0,662	0,0341
Eu	0,086	0,0439	0,140	0,0496	0,122	0,00676
Gd	0,345	0,105	0,580	0,187	0,706	0,0285
Tb	0,0621	0,0206	0,102	0,0250	0,0839	0,00426
Dy	0,396	0,139	0,644	0,167	0,534	0,0273
Ho	0,0889	0,0347	0,140	0,0384	0,113	0,00527
Er	0,274	0,109	0,405	0,116	0,329	0,0159
Tm	0,0391	0,0156	0,0537	0,0216	0,0566	0,00261
Yb	0,264	0,114	0,378	0,143	0,374	0,0173
Lu	0,0382	0,0168	0,0544	0,0206	0,0539	0,00233
Hf	0,00433	0,00204	0,00707	0,0129	0,00283	0,0294
Ta	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**
W	nwg**	0,0108	0,0116	0,0128	0,0528	0,0105
Pb	nwg**	nwg**	nwg**	0,253	0,211	nwg**
Th	0,122	0,0681	0,535	0,0165	0,448	0,00988
U	0,764	0,576	0,675	0,553	0,465	0,337

nwg** unterhalb der Nachweisgrenze
nv*** nicht vorhanden

Alle Konzentrationsangaben in µg/g

Herkunft	Namibia					
Serie	post-Marinoan		post-Sturt			
Nr.	84	527	504	538	89	90
Probe	ä zebra 2. Tweel	pink Dolo Cap 3	Tweel cap Rasthof Chuos 10	Tweel cap Rasthof Chuos	Bothas 10/2/2010	Bothas 10/2/2010
PH*	nv***	nv***	nv***	nv***	nv***	nv***
Li	2,04	0,0910	1,14	0,733	0,462	0,634
Be	nwg**	0,0168	0,0547	0,0512	nwg**	nwg**
Sc	nwg**	nwg**	0,823	nwg**	0,357	0,336
V	nwg**	1,06	1,97	0,390	nwg**	nwg**
Mn	220	42,0	221	122	34,6	32,5
Co	0,644	1,16	0,896	0,755	1,10	1,00
Ni	nwg**	0,872	0,839	0,547	nwg**	nwg**
Y	0,731	1,46	2,60	1,40	5,75	4,40
Zr	0,0627	0,540	0,465	0,832	0,183	0,175
Nb	nwg**	0,00178	0,0102	0,00398	0,00610	0,00639
Rb	0,156	0,0434	0,151	0,0918	0,339	0,605
Sr	71,9	95,9	243	118	152	164
Cs	0,00287	0,00174	0,00199	0,00257	0,00459	nwg**
Ba	19,5	27,6	3,44	4,02	14,3	19,9
La	0,449	1,68	3,16	1,80	4,05	3,29
Ce	0,663	2,47	5,40	3,40	9,45	7,44
Pr	0,102	0,350	0,613	0,390	0,927	0,736
Nd	0,413	1,29	2,42	1,44	3,56	2,91
Sm	0,0925	0,258	0,479	0,267	0,738	0,595
Eu	0,0213	0,0482	0,104	0,0670	0,145	0,170
Gd	0,0815	0,253	0,417	0,287	0,680	0,576
Tb	0,0139	0,0318	0,0754	0,0320	0,117	0,0931
Dy	0,0729	0,207	0,422	0,195	0,678	0,503
Ho	0,0169	0,0424	0,0815	0,0400	0,138	0,0994
Er	0,0452	0,120	0,244	0,110	0,359	0,257
Tm	0,00484	0,0198	0,0302	0,0185	0,0451	0,0300
Yb	0,0378	0,123	0,196	0,121	0,297	0,210
Lu	0,00495	0,0156	0,0261	0,0162	0,0365	0,0265
Hf	nwg**	0,00629	0,00876	0,00602	0,00646	0,00522
Ta	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**	nwg**
W	0,0332	0,201	0,00382	0,0237	0,0200	nwg**
Pb	nwg**	nwg**	0,986	0,230	nwg**	nwg**
Th	0,0415	0,0994	0,374	0,255	0,366	0,201
U	0,533	0,569	0,615	0,382	1,67	1,24

nwg** unterhalb der Nachweisgrenze
nv*** nicht vorhanden

Alle Konzentrationsangaben in µg/g

Herkunft	Namibia		
Formation	post-Sturt		
Nr.	91	92	93
Probe	Ombaatje 10/2/2010	Ombaatje 10/2/2010	Ombaatje 10/2/2010
PH*	nv***	nv***	nv***
Li	2,17	1,42	1,27
Be	nwg**	nwg**	nwg**
Sc	0,341	0,0516	0,463
V	nwg**	nwg**	nwg**
Mn	82,3	91,8	124
Co	1,28	1,09	3,54
Ni	nwg**	nwg**	nwg**
Y	2,28	3,38	6,64
Zr	0,341	0,107	0,0860
Nb	nwg**	nwg**	nwg**
Rb	1,28	0,412	0,812
Sr	67,1	70,2	69,8
Cs	0,00135	nwg**	nwg**
Ba	9,10	3,76	5,76
La	2,37	2,32	4,22
Ce	5,22	5,57	8,37
Pr	0,471	0,528	0,981
Nd	1,79	2,10	3,76
Sm	0,366	0,451	0,798
Eu	0,0852	0,105	0,162
Gd	0,339	0,416	0,760
Tb	0,0527	0,0753	0,149
Dy	0,319	0,465	0,941
Ho	0,0665	0,0955	0,208
Er	0,183	0,259	0,570
Tm	0,0232	0,0311	0,0763
Yb	0,162	0,204	0,478
Lu	0,0220	0,0256	0,0600
Hf	0,00855	0,00379	0,00709
Ta	nwg**	nwg**	nwg**
W	0,105	0,127	nwg**
Pb	nwg**	nwg**	nwg**
Th	0,261	0,153	0,179
U	2,24	1,37	1,18

nwg** unterhalb der Nachweisgrenze
nv*** nicht vorhanden

D Ergebnisse der Sr-Analysen

D ERGEBNISSE DER SR-ANALYSEN 297
D.1 Ergebnisse der Sr-Analysen – China – 298
D.2 Ergebnisse der Sr-Analysen – Namibia – 300

D.1 Ergebnisse der Sr-Analysen – China –

Herkunft	Sektion	Nr.	Probe	Sr [µg/g]	$^{87}Sr/^{86}Sr$ [fc]	2se
China	Wuhe-Yanjiahe	502	jan2010 09-10	3479	0,70849	0,00002
		526	jan 2010 09-10	3088	0,70847	0,00002
		528	jan 2010 09-10	1724	0,70844	0,00001
	Huajipo	505	hjpi 2.8 cap china	114	0,70885	0,00001
		541	hjpi 2.8 cap China	96,9	0,70956	0,00001
		80	hjpi B 1.5	66,8	0,70978	0,00004
		81	hjpi B 1.5	51,0	0,70911	0,00001
		78	hjpi A 0.5-0.6	203	0,70847	0,00002
		79	hjpi A 0.5-0.6	145	0,70907	0,00006
		522	hjpii 0.45-0.6	151	0,71027	0,00003
		548	hjpi 0.45-0.6	150	0,70923	0,00002
		549	hjpi 0.45-0.6	117	0,70950	0,00001
		550	hjpi 0.45-0.6	153	0,70942	0,00001
		508	hjpi 0.4-0.5	109	0,70949	0,00002
		509	hjpi 0.4-0.5	114	0,70909	0,00003
		510	hjpi 0.4-0.5	138	0,70894	0,00003
	Jiulongwan	519	jlwr -0.5	135	0,70864	0,00002
		553	jlwr -0.5	140	0,70991	0,00001
		511	3 jlwr -0.7	118	0,70904	0,00002
		512	3 jlwr -0.7	156	0,70898	0,00001
		513	3 jlwr -0.7	172	0,70990	0,00002
		514	4 jlwr -0.25-0.15	132	0,70982	0,00004
		546	4 jlwr -0.25-0.15	96,3	0,70900	0,00001
		547	4 jlwr -0.25-0.15	123	0,70854	0,00002
		544	24 jlwr -0.25-0.15	k.M.	k.M.	k.M.
		545	25 jlwr -0.25-0.15	132	0,70988	0,00001
		507	24 jlwr -0.25-0.15	171	0,70903	0,00002
		532	jwlr 0.1-0	108	0,70834	0,00001
		82	JlwR -0.1-0	113	0,71134	0,00001
		83	JlwR -0.1-0	166	0,71083	0,00001
		73	JlwL -0.45-(-0.35)	131	0,71077	0,00001
		74	JlwL -0.45-(-0.35)	134	0,71179	0,00001
		75	JlwL -0.45-(-0.35)	149	0,71139	0,00004
		517	1 jlwi -0.6-0.5	169	0,71049	0,00002
		518	1 jlwi -0.6-0.5	130	0,70902	0,00002
		76	JlwL -0.95-(-0.85)	115	0,71085	0,00004
		77	JlwL -0.95-(-0.85)	90,3	0,71239	0,00004
		530	jjwii 0.15-0	217	0,70990	0,00002
		542	jjwii 0.15-0	k.M.	k.M.	k.M.
	Huangniuya	534	HNYCI	1741	0,70899	0,00003
		554	HNYCI	166	0,70840	0,00001
		555	HNYCI	250	0,71028	0,00001
		96	HNYCI	264	0,71081	0,00003
	Nantuocun	67	ntc 4.25-4.40	109	0,71005	0,00003
		68	ntc 4.25-4.40	94,4	0,70964	0,00001
		69	ntc 4.25-4.40	115	0,70961	0,00004
		543	ntc 4.18-4.25	171	0,70819	0,00001
		531	ntc 4.18-4.25	1291	0,71068	0,00002
		506	ntc 4.18-4.25	177	0,70899	0,00003

k.M. kein Material

Herkunft	Sektion	Nr.	Probe	Sr [µg/g]	$^{87}Sr/^{86}Sr$ [fc]	2se
	Tianjiayuanzi	70	tjzc 2.4-2.55	48,3	0,70905	0,00005
		71	tjzc 2.4-2.55	59,6	0,70871	0,00001
		72	tjzc 2.4-2.55	65,5	0,70925	0,00002
		551	7 tjzc 2.7	190	0,70834	0,00001
China	Meizuoxia	533	15 mzh 3.2	133	0,70856	0,00001
		60	mzh 2.7-2.8	54,8	0,70834	0,00002
		61	mzh 2.7-2.8	57,9	0,70828	0,00002
		63	mzh 1.9-2.05	37,9	0,70890	0,00003
		64	mzh 1.9-2.05	63,9	0,70864	0,00002
		65	mzh 0.65-0.75	167	0,71020	0,00001
		66	mzh 0.65-0.75	120	0,71017	0,00002
		556	17.08.11	178	0,70904	0,00001
		557	17.08.11	143	0,71096	0,00001
		558	17.08.11	308	0,70943	0,00001
	Beidoushan	539	Weng Doush Phos	124	0,70848	0,00001
		540	Weng Doush Phos	213	0,70952	0,00001

k.M. kein Material

D.2 Ergebnisse der Sr-Analysen – Namibia –

Herkunft	Sektion	Nr.	Probe	Sr [µg/g]	$^{87}Sr/^{86}Sr$ [fc]	2se
Namibia	Mooifontein-SG	501	mooi 10 10 Nama	488	0,71226	0,00002
		521	mooi 10 10 Nama	2572	0,71634	0,00003
		520	mooi 2 10 Nama	658	0,70951	0,00002
		525	mooi 2 10 Nama	574	0,71146	0,00001
	Omkyk-SG	503	Zebra thromb Nama	859	0,70918	0,00005
		537	Zebra Thromb Nama	912	0,70888	0,00001
	post-Marinoan	500	frans 01 ghaub diam top 5	83,2	0,71072	0,00002
		85	1. Frans turbiditic mikrite	98,5	0,71928	0,00003
		86	1. Frans turbiditic micrite	89,2	0,71328	0,00002
		87	Frans 8/2010 (diam)	191	0,70771	0,00001
		88	Frans 8/2010 (diam)	773	0,70792	0,00002
		529	2. zebra frans 10 chaub cap	669	0,70873	0,00002
		536	2. zebra frans 10 chaub cap	103	0,71040	0,00001
		524	ä zebra 2. Tweel cap 1	59,9	0,70954	0,00001
		84	ä zebra 2. Tweel	58,7	0,70973	0,00002
		527	pink Dolo Cap 3	115	0,70789	0,00001
	post-Marinoan (Eisenhauer unveröff.)	240-02	Frans 01	k.A.*	0,70879	k.A.*
		241-02	Frans 01	k.A.*	0,70805	k.A.*
		242-02	Frans 01	k.A.*	0,70850	k.A.*
		243-02	Frans 01	k.A.*	0,70828	k.A.*
		244-02	Frans 01	k.A.*	0,70807	k.A.*
		245-02	Frans 01	k.A.*	0,70773	k.A.*
		246-02	Frans 01	k.A.*	0,70958	k.A.*
		247-02	Frans 5/01	k.A.*	0,71149	k.A.*
		248-02	Frans 5/01	k.A.*	0,70880	k.A.*
		249-02	Frans 5/01	k.A.*	0,70841	k.A.*
		250-02	Frans 5/01	k.A.*	k.W	k.A.*
		251-02	Frans 5/01	k.A.*	0,70828	k.A.*
		252-02	Frans 5/01	k.A.*	0,71047	k.A.*
		253-02	Frans 5/01	k.A.*	0,71050	k.A.*
		254-02	Frans 5/01	k.A.*	0,70769	k.A.*
		255-02	Frans 5/01	k.A.*	0,70774	k.A.*
		256-02	Frans 5/01	k.A.*	0,70864	k.A.*
		257-02	Frans 5/01	k.A.*	k.W	k.A.*
		258-02	Frans 5/01	k.A.*	0,70986	k.A.*
		259-02	Frans 5/01	k.A.*	0,72338	k.A.*
		260-02	Frans 5/01	k.A.*	0,72115	k.A.*
		261-02	Frans 13/1-6	k.A.*	0,70946	k.A.*
		262-02	Frans 13/1-6	k.A.*	0,70910	k.A.*
		263-02	Frans 13/1-6	k.A.*	0,70809	k.A.*
		264-02	Frans 13/1-6	k.A.*	0,70845	k.A.*
		265-02	Frans 13/1-6	k.A.*	0,71414	k.A.*
		266-02	Frans 13/1-6	k.A.*	0,71058	k.A.*

k.M. kein Material
k.A.* keine Angaben

Herkunft	Sektion	Nr.	Probe	Sr [µg/g]	$^{87}Sr/^{86}Sr$ [fc]	2se
Namibia	post-Marinoan (Eisenhauer unveröff.)	267-02	Frans 13/1-6	k.A.*	0,70914	k.A.*
		268-02	Frans 13/1-6	k.A.*	0,71054	k.A.*
		269-02	Frans 13/1-6	k.A.*	0,70851	k.A.*
		270-02	Frans 13/1-6	k.A.*	0,71050	k.A.*
		271-02	Frans 13/1-6	k.A.*	0,71028	k.A.*
		272-03	Frans 13/1-6	k.A.*	0,71336	k.A.*
		273-03	Frans 13/1-6	k.A.*	0,71268	k.A.*
	post-Sturt	504	Tweel cap rasthof chuos 10	190	0,70826	0,00002
		538	Tweel cap Rasthof chuos	182	0,70788	0,00001
		89	Bothas 10/2/2010	134	0,70937	0,00004
		90	Bothas 10/2/2010	144	0,70909	0,00004
		91	Ombaatje 10/2/2010	58,4	0,71036	0,00002
		92	Ombaatje 10/2/2010	61,6	0,70981	0,00003
		93	Ombaatje 10/2/2010	59,9	0,71162	0,00003
	post-Sturt (Eisenhauer unveröff.)	274-03	AAP / 720 Ma	k.A.*	0,71133	k.A.*
		275-03	AAP / 720 Ma	k.A.*	0,71136	k.A.*
		276-03	AAP / 720 Ma	k.A.*	0,70899	k.A.*
		277-03	AAP / 720 Ma	k.A.*	0,70749	k.A.*
		278-03	AAP / 720 Ma	k.A.*	0,70776	k.A.*
		279-03	AAP / 720 Ma	k.A.*	0,70764	k.A.*
		280-03	AAP / 720 Ma	k.A.*	0,71072	k.A.*
		281-03	AAP / 720 Ma	k.A.*	0,70910	k.A.*
		282-03	AAP / 720 Ma	k.A.*	0,71021	k.A.*
		283-03	AAP / 720 Ma	k.A.*	0,71639	k.A.*
		284-03	AAP / 720 Ma	k.A.*	0,70990	k.A.*
		285-03	AAP / 720 Ma	k.A.*	0,70939	k.A.*
		286-03	AAP / 720 Ma	k.A.*	0,70881	k.A.*
		287-03	AAP / 720 Ma	k.A.*	0,70750	k.A.*
		288-03	AAP / 720 Ma	k.A.*	0,70764	k.A.*
		289-03	AAP / 720 Ma	k.A.*	0,70811	k.A.*

k.M. kein Material
k.A.* keine Angaben

E Ergebnisse der Ca-Analysen

E ERGEBNISSE DER CA-ANALYSEN 302
E.1 Ergebnisse der Ca-Analysen – China – 303
E.2 Ergebnisse der Ca-Analysen – Namibia – 305

E.1 Ergebnisse der Ca-Analysen – China –

Herkunft	Sektion	Nr.	Probe	$\delta^{44/40}$Ca [‰]	Fehler [‰]
China	Wuhe-Yanjiahe	502	jan2010 09-10	-1,12	0,15
		526	jan 2010 09-10	-1,01	0,17
		528	jan 2010 09-10	-1,00	0,18
	Huajipo	505	hjpi 2.8 cap china	-0,81	0,11
		541	hjpi 2.8 cap China	-1,13	0,19
		80	hjpi B 1.5	-0,89	0,23
		81	hjpi B 1.5	-1,43	0,19
		78	hjpi A 0.5-0.6	-1,48	0,21
		79	hjpi A 0.5-0.6	-1,48	0,15
		522	hjpii 0.45-0.6	-0,98	0,17
		548	hjpi 0.45-0.6	-1,93	0,26
		549	hjpi 0.45-0.6	-1,12	0,18
		550	hjpi 0.45-0.6	-1,19	0,20
		508	hjpi 0.4-0.5	-1,02	0,10
		509	hjpi 0.4-0.5	-0,94	0,18
		510	hjpi 0.4-0.5	-1,04	0,18
	Jiulongwan	519	jlwr -0.5	-1,02	0,20
		553	jlwr -0.5	-1,04	0,15
		511	3 jlwr -0.7	-0,70	0,21
		512	3 jlwr -0.7	-0,75	0,13
		513	3 jlwr -0.7	-0,24	0,14
		514	4 jlwr -0.25-0.15	-0,62	0,09
		546	4 jlwr -0.25-0.15	-0,82	0,18
		547	4 jlwr -0.25-0.15	-0,93	0,19
		544	24 jlwr -0.25-0.15	k.M*	k.M*
		545	25 jlwr -0.25-0.15	-0,29	0,19
		507	24 jlwr -0.25-0.15	-0,77	0,24
		532	jwlr 0.1-0	k.M*	k.M*
		82	JlwR -0.1-0	-0,83	0,15
		83	JlwR -0.1-0	-1,14	0,21
		73	JlwL -0.45-(-0.35)	-1,49	0,16
		74	JlwL -0.45-(-0.35)	-0,97	0,16
		75	JlwL -0.45-(-0.35)	k.M*	k.M*
		517	1 jlwi -0.6-0.5	-0,18	0,21
		518	1 jlwi -0.6-0.5	0,01	0,10
		76	JlwL -0.95-(-0.85)	-1,33	0,21
		77	JlwL -0.95-(-0.85)	-1,32	0,18
		530	jjwii 0.15-0	-1,09	0,14
		542	jjwii 0.15-0	k.M*	k.M*
	Huangniuya	534	HNYCI	-0,80	0,21
		554	HNYCI	-0,25	0,12
		555	HNYCI	-0,24	0,18
		96	HNYCI	-1,23	0,20
	Nantuocun	67	ntc 4.25-4.40	-1,15	0,20
		68	ntc 4.25-4.40	-0,97	0,19
		69	ntc 4.25-4.40	k.M*	k.M*
		543	ntc 4.18-4.25	-0,65	0,33
		531	ntc 4.18-4.25	-1,61	0,17
		506	ntc 4.18-4.25	-0,91	0,19

k.M* keine Messung

Herkunft	Sektion	Nr.	Probe	$\delta^{44/40}$Ca [‰]	Fehler [‰]
China	Tianjiayuanzi	70	tjzc 2.4-2.55	-0,95	0,14
		71	tjzc 2.4-2.55	k.M*	k.M*
		72	tjzc 2.4-2.55	-1,04	0,21
		551	7 tjzc	k.M*	k.M*
	Meizuoxia	533	15 mzh 3.2	-1,22	0,19
		60	mzh 2.7-2.8	-1,36	0,21
		61	mzh 2.7-2.8	k.M*	k.M*
		63	mzh 1.9-2.05	-0,92	0,19
		64	mzh 1.9-2.05	k.M*	k.M*
		65	mzh 0.65-0.75	-1,13	0,19
		66	mzh 0.65-0.75	k.M*	k.M*
		556	17.08.11	-0,48	0,24
		557	17.08.11	k.M*	k.M*
		558	17.08.11	k.M*	k.M*
	Beidoushan	539	Weng Doush	-1,37	0,18
		540	Weng Doush	-0,50	0,22

k.M* keine Messung

E.2 Ergebnisse der Ca-Analysen – Namibia –

Herkunft	Sektion	Nr.	Probe	$\delta^{44/40}$Ca [‰]	Fehler [‰]
Namibia	Mooifontein-SG	501	mooi 10 10 Nama	-1,41	0,19
		521	mooi 10 10 Nama	-0,83	0,15
		520	mooi 2 10 Nama	-1,02	0,20
		525	mooi 2 10 Nama	-1,07	0,19
	Omkyk-SG	503	Zebra thromb Nama	-1,30	0,20
		537	Zebra Thromb Nama (Cap_14)	-1,47	0,23
	post-Marinoan	500	frans 01 ghaub diam top 5	-1,03	0,12
		85	1. Frans turbiditic mikrite	-1,44	0,20
		86	1. Frans turbiditic micrite	-1,67	0,21
		87	Frans 8/2010 (diam)	-1,11	0,16
		88	Frans 8/2010 (diam)	k.M*	k.M*
		529	2. zebra frans 10 chaub cap 2	-1,13	0,20
		536	2. zebra frans 10 chaub cap 2	-1,29	0,15
		524	ä zebra 2. Tweel cap 1 chaub	-0,98	0,17
		84	ä zebra 2. Tweel	-0,85	0,20
		527	pink Dolo Cap 3	-0,40	0,16
	post-Marinoan (Eisenhauer unveröff.)	240-02	Frans 01	-1,14	k.A.*
		241-02	Frans 01	-1,36	k.A.*
		242-02	Frans 01	-1,18	k.A.*
		243-02	Frans 01	-0,91	k.A.*
		244-02	Frans 01	-0,84	k.A.*
		245-02	Frans 01	-1,39	k.A.*
		246-02	Frans 01	-1,04	k.A.*
		247-02	Frans 5/01/Zeichnung	-1,13	k.A.*
		248-02	Frans 5/01	-1,08	k.A.*
		249-02	Frans 5/01	-0,71	k.A.*
		250-02	Frans 5/01	k.M*	k.A.*
		251-02	Frans 5/01	-0,98	k.A.*
		252-02	Frans 5/01	-0,88	k.A.*
		253-02	Frans 5/01	-0,80	k.A.*
		254-02	Frans 5/01	-0,71	k.A.*
		255-02	Frans 5/01	-0,96	k.A.*
		256-02	Frans 5/01	-0,75	k.A.*
		257-02	Frans 5/01	-0,95	k.A.*
		258-02	Frans 5/01	-1,10	k.A.*
		259-02	Frans 5/01	-0,90	k.A.*
		260-02	Frans 5/01	-1,01	k.A.*
		261-02	Frans 13/1-6	-1,08	k.A.*
		262-02	Frans 13/1-6	-1,03	k.A.*
		263-02	Frans 13/1-6	-1,10	k.A.*
		264-02	Frans 13/1-6	-0,95	k.A.*
		265-02	Frans 13/1-6	-0,98	k.A.*

k.M* keine Messung
k.A.** keine Angaben

Herkunft	Sektion	Nr.	Probe	$\delta^{44/40}Ca$ [‰]	Fehler [‰]
Namibia	post-Sturt	504	Tweel cap rasthof chuos 10	-1,16	0,13
		538	Tweel cap Rasthof chuos (Cap_15)	-1,17	0,17
		89	Bothas 10/2/2010	-1,41	0,24
		90	Bothas 10/2/2010	k.M*	k.M*
		91	Frans 10/2/2010	k.M*	k.M*
		92	Frans 10/2/2010	-1,22	0,16
		93	Frans 10/2/2010	-1,19	0,25

k.M* keine Messung
k.A.** keine Angaben