

# SO225 – Plio/Pleistozäne Dynamik des Westpazifischen Warmwasserspeichers

Nadine Rippert<sup>1</sup>, Jacek Raddatz<sup>2</sup>, Dirk Nürnberg<sup>2</sup>, Ralf Tiedemann<sup>1</sup>,  
Ed Hathorne<sup>2</sup>,

<sup>1</sup> Alfred-Wegener-Institut, Helmholtz-Zentrum f. Polar u. Meeresforschung,  
D-27568 Bremerhaven

<sup>2</sup> GEOMAR Helmholtz Zentrum für Ozeanforschung Kiel, D-24148 Kiel

Der für tropische Ozeanregionen überdurchschnittlich warme Westpazifische Warmwasserspeicher (WPWP;  $\sim 28^{\circ}\text{C}$ , Yan et al., 1992) ist von zentraler Bedeutung für den meridionalen ozeanisch-atmosphärischen Wärmetransfer und wirkt regulierend auf das globale Klimageschehen (Abb. 1). Die Bildung des WPWP begann im mittleren Miozän mit der tektonischen Verengung der Indonesischen Ozeanpassage und spielt für den Temperaturgradienten zwischen tropischen E- und W-Pazifik und damit für die Dynamik des El Niño Southern Oscillation (ENSO) Klimaphänomens eine entscheidende Rolle.

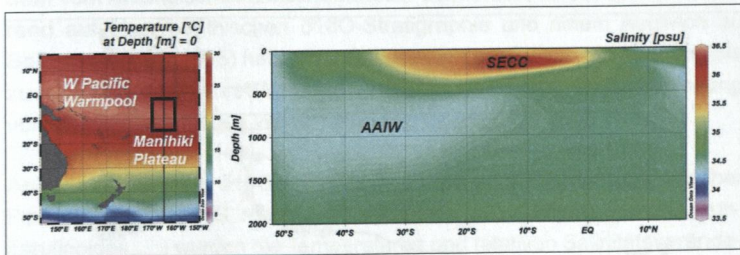


Abbildung 1. Links: Ocean Data View Oberflächentemperaturkarte (WOA09) des W-Pazifiks. Schwarzes Rechteck zeigt das SO225-Arbeitsgebiet auf dem Manihiki Plateau. Rechts: Ocean Data View Diagramm der WOA09 Salzgehalte entlang eines N-S-Schnittes bei  $165^{\circ}\text{W}$  über das Manihiki Plateau (schwarze vertikale Linie links). Das Diagramm verdeutlicht den Einfluss sowohl hochsaliner südäquatorialer oberflächennaher Strömungen (SECC) als auch des relativ frischen Antarktischen Zwischenwassers (AAIW) im Bereich des Manihiki Plateaus.

Unser Untersuchungsgebiet, das vulkanische Manihiki Plateau, befindet sich am SE-Rand des WPWP ( $\sim 2\text{-}15^{\circ}\text{S}$   $\sim 160\text{-}170^{\circ}\text{W}$ ) mit Wassertiefen um

~1500 m. Die erstellten (isotopen)geochemischen Proxydatenserien erlauben es, Fragestellungen sowohl zur lateralen und vertikalen plio/pleistozänen Dynamik des WPWP als auch zur Beeinflussung des WPWP durch extratropische atmosphärische und ozeanische Mechanismen („ocean tunnel“; Liu & Yang, 2003) zu adressieren. Während der FS Sonne Reise SO225 wurde ein ~1000 km langes N-S-orientiertes Sedimentkernt transekt erarbeitet. Zur weiteren Proxykalibration und -verifizierung wurde ein Multinetz und CTD Programm durchgeführt, zumal das Wissen um Bildungsort und -zeitpunkt der an planktischen Foraminiferen (Protozoa) gemessenen (isotopen) geochemischen Proxies essentiell für die Paläointerpretation ist.

Anhand der rezenten Foraminiferen aus Multinetzfängen und den an deren Gehäusen gemessenen stabilen Sauerstoffisotopen ( $\delta^{18}\text{O}$ ) und Mg/Ca Verhältnissen wurden artspezifische Habitate definiert. Die nach Anand et al. (2003) aus Mg/Ca abgeleiteten Temperaturen wurden mit den gemessenen in-situ (CTD) Temperaturen verglichen und den entsprechenden Tiefen zugeordnet. Mit Hilfe einer Paläotemperaturgleichung (Erez & Luz, 1983) wurden aus den  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der Foraminiferen ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{Calcit}}$ ) und der CTD-Wasserproben ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{Meerwasser}}$ ) Wassertemperaturen berechnet, die den rezenten Temperaturen entsprechender Wassertiefen zugeordnet wurden. Beide Ansätze führten zu kongruenten Ergebnissen.

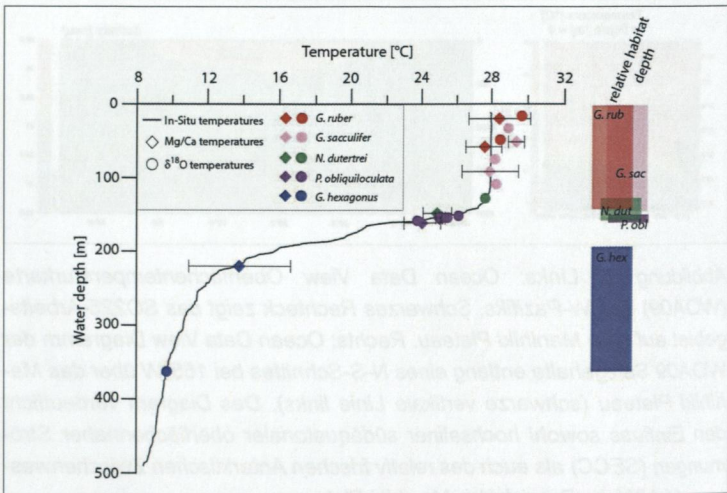


Abbildung 2. Abgeleitete relative Habitattiefen verschiedener planktischer Foraminiferenarten an der Station SO225-21-3. Kreise markieren die aus  $\delta^{18}\text{O}$  abgeleiteten Temperaturen, Rauten zeigen die gemittelten Mg/Ca-

Temperaturen. Die Farbcodierung unterscheidet die untersuchten Arten. Die durchgezogene Linie zeigt die in-situ CTD-Temperaturen an der Station SO225-21. *G. ruber* als flachlebenste Foraminifere wird von *G. sacculifer*, *N. dutertrei*, *P. obliqui-loculata* und *G. hexagonus* mit zunehmender Habitattiefe gefolgt.

Abbildung 2 zeigt die aus den Proxydaten ermittelten Temperaturen im Vergleich zu den heutigen Wassertemperaturen und die daraus abgeleiteten Habitattiefen verschiedener Arten. Danach ergeben sich typische Oberflächen- und Thermoklinarten sowie tiefliebende Arten (in Übereinstimmung mit z.B. Steph et al., 2009). Mit der Kenntnis der Habitattiefen wird es mit Hilfe der (isotopen)geochemischen Signatur fossiler Foraminiferengehäuse möglich, sowohl die Oberflächenstruktur des WPWP, als auch dessen laterale und vertikale Dynamik und Interaktion mit anderen Ozeanregionen zu rekonstruieren.

Die Untersuchungen der Netzfänge finden Eingang in unsere paläozeanographischen Rekonstruktionen an den Sedimentkernen SO225-08-3 (Western Plateau,  $\sim 7^{\circ}\text{S}$   $\sim 165^{\circ}\text{W}$ ) und SO225-53-3 (High Plateau,  $\sim 13,5^{\circ}\text{S}$   $\sim 162^{\circ}\text{W}$ ). Beide Kerne liegen im heutigen Einflussbereich der oberflächennahen Südäquatorialströmungen, wobei die Kernlokation SO225-53-3 zudem vom Antarktischen Zwischenwasser beeinflusst wird (Abb. 1). Basierend auf einer benthischen  $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie und einem Abgleich zu Beiersdorf et al. (1995) haben die Sedimentablagerungen ein Alter von bis zu  $\sim 2,5$  Millionen Jahre (Ma) und umfassen damit den Klimaumschwung vom Plio- („Greenhouse World“) zum Pleistozän („Icehouse World“).

Anhand gekoppelter  $\delta^{18}\text{O}$  – Mg/Ca Analysen verschiedener planktischer Foraminiferenarten (*G. ruber*<sub>30m</sub>, *G. sacculifer*<sub>50m</sub>, *G. tumida*<sub>200m</sub> und *G. truncatulinoide*<sub>600m</sub>) wurden die Temperaturen und relativen Salinitätsveränderungen ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{Meerwasser}}$ ) der oberen  $\sim 600$  m der Wassersäule für die letzten  $\sim 2,5$  Ma rekonstruiert. In den oberflächennahen Bereichen bis  $\sim 50$  m Wassertiefe treten nur geringfügige Temperaturvariationen auf ( $26$ – $29^{\circ}\text{C}$ , angezeigt durch *G. ruber* und *G. sacculifer*), die den Variationen im zentralen WPWP (OPD Site 806; Wara et al., 2003) weitgehend entsprechen, aber mit z.T. deutlichen Unterschieden auf eine ausgeprägte interne Dynamik des WPWP hinweisen (Abb. 3). Eine deutliche Erwärmung des oberflächennahen SE WPWP ab  $\sim 1,7$  Ma erfolgt synchron zur Abkühlung im E-Pazifik und untermauert die Hypothesen zum Rückgang eines permanenten pliozänen El Niños (Wara et al., 2005). In den tieferen Bereichen von  $\sim 200$ – $600$  m Wassertiefe sind die Temperatur- ( $\sim 6^{\circ}\text{C}$ ) und  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Meerwasser}}$ -

Amplituden z.T. deutlich größer als im Oberflächenstockwerk. Insbesondere in Wassertiefen um 600 m zeigt sich ein Abkühlungstrend von  $\sim 2^{\circ}\text{C}$  während der letzten  $\sim 2,5$  Ma bei gleichzeitig geringsaliner werdenden Bedingungen. Dabei vergrößert sich der Temperaturgradient zwischen Oberfläche und dem oberen Zwischenwasserstockwerk bei  $\sim 1,7$ - $1,35$  Ma signifikant und zeigt eine graduelle Thermoklinenverflachung an (Abb. 3).

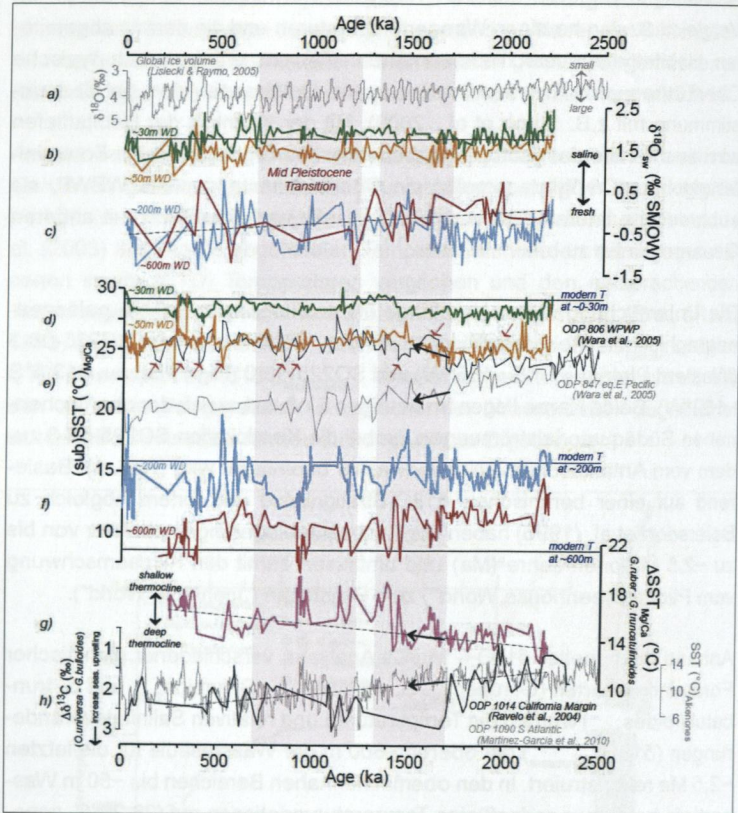


Abbildung 3. Proxyrecords der letzten  $\sim 2,5$  Ma vom Kern SO225-53-03 (farbig) im Vergleich zu publizierten Daten (grau u. schwarz). a) Referenzdatensatz des globalen Eisvolumens (Lisiecki & Raymo, 2005). b) Oberflächensalinitäten ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{Meerwasser}}$   $\sim 30$  u.  $50$  m Wassertiefe). c)  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Meerwasser}}$  aus  $\sim 200$  u.  $600$  m. d) Mg/Ca-Temperaturen aus  $\sim 30$  u.  $50$  m. e) Mg/Ca-Temperaturen für  $\sim 50$  m Wassertiefe im zentralen WPWP, ODP Bohrung 806 (schwarz) im Vergleich zum E Pazifik, ODP Bohrung 847 (grau, Wara et al., 2005). Die divergierenden Datenserien (schwarze Pfeile) markieren

das Ende vor-herrschender El Niño Bedingungen ab ~1,7 Ma. Rote Pfeile markieren Abweichungen zum SE WPWP. f) Temperaturen tieferer Wassermassen aus ~200 u. 500 m. g) Veränderungen der Thermoklinenlage ( $\Delta T$  zwischen flach- und tiefsiedelnden Foraminiferen) mit einer zunehmenden Verflachung ab ~1,7 Ma (schwarzer Pfeil). h) Subpolare  $U_{37}^{K}$ -Oberflächentemperaturen (grau) an ODP Bohrung 1090 (SE Atlantik, Martinez-Garcia et al., 2010) im Vergleich zur C-Isotopendifferenz ( $\Delta\delta^{13}C$ ) der planktischen Foraminiferen *O. universa* und *G. bulloides* an ODP Bohrung 1014 (S-Kalifornien, Ravelo et al., 2004), die eine Intensivierung des Auftriebs ab 1,7 Ma anzeigen (schwarzer Pfeil). Blaue gestrichelte Linien zeigen die modernen Temperaturen an der Kernlokation (WOA09). Rötlich unterlegte Bereiche markieren Perioden signifikanter paläozeanographischer und -klimatischer Veränderungen zwischen ~1,7 und 1,35 Ma und während des mittelpleistozänen Überganges.

Diese Dynamik im SE-WPWP erfolgt synchron mit Veränderungen in der globalen Ozeanzirkulation (Khélifi & Frank, 2014), dem beginnenden Einsetzen der Walker-Zirkulation mit einer Intensivierung des saisonalen Auftriebsgeschehen (z. B. ODP Site 1014; Ravelo et al., 2004) und dem Abkühlen der subpolaren Ozeane (z.B. ODP Site 1090; Martinez-Garcia et al., 2010) (Abb. 3). Die ausgeprägten hydrographischen Veränderungen im Zwischenwasser des SE-WPWP lassen vermuten, dass südozeanische Wassermassen einen erheblichen Einfluss auf die WPWP Thermoklinenlage, auf die tropischen Zirkulationsmuster und letztendlich auf die Ausbildung der heutigen ENSO Bedingungen gehabt haben (Abb. 3).

## Referenzen:

- Anand, P. et al. (2003) *Paleoceanogr.* 18(2): 1050, doi:10.1029/2002PA000846. / Beiersdorf, H. et al. (1995) *Mar. Geol.* 125: 29–59 / Erez, J. & B. Luz (1983) *Geochim. Cosmochim. Acta* 47(6): 1025–1031. / Khélifi, N. & M. Frank (2014) *Clim. Past* 10(4): 1441–1451, doi:10.5194/cp-10-1441-2014. / Lisiecki, L.E. & M.E. Raymo (2005) *Paleoceanogr.* 20(1): n/a–n/a, doi:10.1029/2004PA001071. / Liu, Z.D.C. & H. Yang (2003) *Geophys. Res. Lett.* 30(10): 1029, doi:10.1029/2002GL016492. / Martínez-García, A. et al. (2010) *Science* 328(5985): 1550–3, doi:10.1126/science.1184480. / Ravelo, A.C. et al. (2004) *Nature* 429: 263–267. / Steph S. et al. (2009) *Mar. Micropaleontol.*, 71: 1–19, doi:10.1016/j.marmicro.2008.12.004. / Wara, M.W. et al. (2005) *Science* 309 (5735): 758–61, doi:10.1126/science.1112596. / Yan X.H., et al. (1992) *Science* 258: 1643–1645.