Igor Gustavo da Fonseca Carrasqueira

**500 mil anos de evolução climática no continente Indiano-Asiático: um
registro eólico das Maldivas**

Dissertação apresentada ao instituto
oceanográfico da universidade de São
Paulo, como parte dos requisitos para
obtenção do grau de mestre em ciências,
área de oceanografia geológica.

Orientador: Prof. Dr. Luigi Jovane

São Paulo

2018

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte

Carrasqueira, Igor Gustavo da Fonseca

500 mil anos de evolução climática no continente Indiano-Asiático: um registro eólico das Maldivas / Igor Gustavo da Fonseca Carrasqueira. – São Paulo, 2018.
55 f. il.

Trabalho de conclusão de curso (Mestrado em Oceanografia Geológica) –
Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico.

Orientador: Prof. Dr. Luigi Jovane.

1 . Monção indiana. 2. Paleoclima. 3. Paleomagnetismo. I Título. II Jovane, Luigi.

Universidade de São Paulo
Instituto Oceanográfico

500 mil anos de evolução climática no continente Indiano-Asiático: um registro eólico
das Maldivas.

Igor Gustavo da Fonseca Carrasqueira

Dissertação apresentada ao instituto oceanográfico da universidade de São Paulo, como
parte dos requisitos para obtenção do grau de mestre em ciências, área de oceanografia
geológica.

Julgado em __/__/__, por:

Prof. (a) Dr. (a)

Conceito

Prof. (a) Dr. (a)

Conceito

Prof. (a) Dr. (a)

Conceito

Agradecimentos

Ao meu pai e a minha mãe que em todos esses anos me deram um bom ambiente familiar, valorizando o caráter, a boa conduta e o respeito ao próximo.

A Fatinha que sempre esteve presente, desde que me conheço por gente e dia após dia vem cuidando da nossa família.

Ao meu orientador Prof. Dr. Luigi Jovane pela oportunidade de realizar este trabalho, por todo o conhecimento compartilhado e pela grande amizade.

Aos Técnicos do Laboratório de Paleomagnetismo Danielle, Giovani e Plínio por todo suporte, treinamento e pela grande amizade.

Aos tripulantes e cientistas do *Joides Resolution Science Operator* presentes na expedição IODP 359 pela boa coleta, fornecendo-me bom material para a realização deste trabalho.

Ao Instituto Oceanográfico e a Universidade de São Paulo por toda a formação que me proporcionaram, e pelo bom ambiente que pude dispor dia após dia.

Ao nosso querido Deus que tem cuidado de mim nesta vida tão atribulada.

Sumário

Resumo

Abstract

Lista de figuras

1.Introdução	09
2.Área de estudo	16
3.Hipótese	18
4.Justificativa.....	18
5.Motivação	18
6.Objetivos.....	18
7.Materiais e métodos	19
8.Resultados.....	27
9.Discussão	40
10.Conclusões.....	50
Bibliografia.....	52

Lista de figuras

Figura 1 – Localização das Maldivas com os sites da expedição IODP 359 no Oceano Índico.....	09
Figura 2 – Unidades sísmicas no edifício carbonático das Maldivas	11
Figura 3 – Direção principal dos ventos relacionados a monção indiana.....	12
Figura 4 – Dados de satélite da distribuição de aerossóis no norte do Oceano Índico	13
Figura 5 – Localização dos <i>sites</i> WAST, WAST-T, NAST, CAST e SAST (Schnetger <i>et al.</i> , 2000)	14
Figura 6 – Esquema da aquisição de <i>First Order Reverse Curve</i> (FORC).....	22
Figura 7 – Esquema da aquisição de dados de Fluorescência do raio X	24
Figura 8 – Esquema do espectro de absorção do raio X próximo a estrutura da borda	25
Figura 9 – Representação das moléculas de óxidos de Fe com estrutura tetraédrica e com estrutura octaédrica	25
Figura 10 – Curvas dos principais elementos do testemunho U1471 obtidos pela fluorescência do raio X	27
Figura 11 – Curva do Fe correlacionada com a curva de $\delta^{18}\text{O}$ (Zachos <i>et. al.</i> , 2008)	28
Figura 12 – Análise espectral do Fe	28
Figura 13 – Razões dos principais elementos.....	29
Figura 14 – Análise espectral das razões proxies pelo método REDFIT.....	30
Figura 15 – Análise das séries temporais das razões proxies pelo método wavelet-transform e fast-time Fourier.	31
Figura 16 –Curvas com os principais dados de magnetismo	32
Figura 17 –Curva da ARM correlacionada com a curva de Fe e Ti	33
Figura 18 – Curva da ARM@30 correlacionada com a curva do enxofre	33
Figura 19 –	34
Figura 20 – Curva de susceptibilidade magnética dependente da temperatura	35
Figura 21 – Diagrama FORC de uma amostra selecionada próximo ao topo do registro	36
Figura 22 – Absorção do raio X próximo a estrutura da borda	36
Figura 23 –	41
Figura 24 – Curvas com as razões proxies, Fe , raio Gamma, densidade, velocidade da onda p e $\delta^{18}\text{O}$	43
Figura 25 – Esquema básico dos processos diagenéticos da redução da magnetita, (adaptado de Rowan <i>et al.</i> , 2009)	45

Resumo

A monção indiana está diretamente relacionada a inversão sazonal dos ventos controlada pela migração latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ITCZ). Em longo período os sistemas de monções são fortalecidos em resposta a períodos interglaciais (quentes e húmidos) e enfraquecidos em resposta a períodos glaciais (frios e secos). Durante os últimos 500 mil anos o clima global tem oscilado com uma periodicidade de ~100 mil anos sendo controlado principalmente pela forçante orbital. Dados de testemunhos do Mar da Arábia, mostram que o aporte de sedimentos fluviais ocorre principalmente na parte noroeste com valores reduzidos à sudeste onde está localizada a República das Maldivas, que compreendem uma região distante o bastante das fontes fluviais de sedimento, sendo um local ideal para a obtenção de registros de sedimentos eólicos. Dados de satélite da pluma de poeira nas quatro diferentes estações do ano mostram que as Maldivas estão fortemente sob a influência da pluma de poeira relacionada a monção de inverno com ventos vindos de nordeste, tornando esta, uma região ideal para o estudo das condições de aridez na área fonte na massa de terra indiano-asiática. Aqui nós apresentamos dados não destrutivos em alta resolução da Fluorescência do Raio X (XRF) e de magnetismos ambiental e de rocha dos vinte metros superiores do testemunho U1471, IODP EXP. 359, compreendendo um registro contínuo de 500 mil anos. As boas correlações entre os diferentes elementos associados aos sedimentos terrígenos indicam que as variações nos dados de Fe, K, Al e Ti são robustas, sendo destes, o Fe, o elemento que menos apresentou ruído. Com a premissa de que, o aumento na extensão de regiões áridas na área fonte durante períodos frios está relacionada com o aumento na quantidade de elementos terrígenos que fluíram para as Maldivas, construímos um modelo de idade correlacionando os dados de Fe com os dados de $\delta^{18}\text{O}$, a alta resolução dos nossos dados e a boa correlação com os dados de $\delta^{18}\text{O}$ permitiram identificar os *Marine Isotope Stages* (MIS) 1 ao 14. Dados de próxies paleoclimáticos como as razões, Al/Si, Fe/K e Sr/Ca indicam eventos abruptos extremamente húmidos em especial durante a transição MIS 5-6 sucedendo em poucas centenas de anos o evento *Heinrich 11* (H11). Os dados de magnetismos ambiental e de rocha apontam para forte diagênese redutora de magnetita, formando minerais compostos de sulfeto de ferro, associada com a transição sulfato metano (SMT) na coluna sedimentar, abaixo desta transição a resposta magnética fica extremamente reduzida, mas ainda conserva as variações do sinal anterior a diagênese. Dados de *First Order Reverse Curve* (FORC) e de *X Ray Absorption Near the Edge Structure* (XANES) apontam a presença de magnetita bacteriana no topo do registro, mas devido ao caráter redutor do sedimento coluna abaixo e ao tamanho extremamente reduzido, *Single Domain* (SD), da magnetita bacteriana, este sinal está restrito ao topo do registro.

Palavras chave: Monção Indiana, Paleoclima, Paleomagnetismo.

Abstract

The Indian monsoon is directly related to the seasonal inversion of the winds driven by the latitudinal migration of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ). Over a long term, monsoon systems are strengthened in response to interglacial periods (hot and humid) and weakened in response to glacial periods (cold and dry). Over the last 500 thousand years the global climate has oscillated with a periodicity of ~ 100 thousand years being controlled mainly by the orbital forcing. Data from the Arabian Sea cores show that the contribution of fluvial sediments occurs mainly in the northwestern part with reduced values to the southeast where the Republic of the Maldives is located, which comprise a region far enough from the fluvial sediment sources, being an excellent place for the obtaining records of dust. Satellite data of the dust in the four different seasons of the year show that the Maldives are strongly influenced by the winter monsoon with north-easterly winds, making this an ideal region for the study of arid conditions in the source area in the Indian-Asian landmass. Here we present non-destructive high-resolution X-ray Fluorescence (XRF) and, environmental and rock magnetisms data from the upper twenty meters of the U1471, IODP EXP. 359, comprising a continuous record of 500 thousand years. The good correlations between the different elements associated to the terrigenous sediments indicate that the variations in the Fe, K, Al and Ti data are robust, of which Fe is the least noise element. With the premise that the increase in the extent of arid regions in the source area during cold periods is related to the increase in the amount of terrigenous elements that flowed into the Maldives, we constructed an age model by correlating the Fe data with the data of $\delta^{18}\text{O}$, the high resolution of our data and the good correlation with the data of $\delta^{18}\text{O}$ allowed to identify the Marine Isotope Stages (MIS) 1 to 14. Paleoclimatic proxy data as the reasons, Al / Si, Fe / K and Sr / Ca indicate extremely humid abrupt events, especially during the MIS 5-6 transition succeeding in a few hundred years the event Heinrich 11 (H11). Environmental and rock magnetism data point to strong magnetite reduction diagenesis, forming minerals composed of iron sulphide, associated with the methane sulphate transition (SMT) in the sedimentary column, below this transition the magnetic response is extremely reduced, but still conserved the variations of the pre-diagenesis signal. First Order Reverse Curve (FORC) and X Ray Absorption Near the Edge (XANES) data indicate the presence of bacterial magnetite at the top of the core, but due to the reduced character of the sediment column below and the extremely small size, Single Domain (SD), of bacterial magnetite, this signal is restricted to the top.

Key words: Indian monsoon, Paleoclimate, Paleomagnetism.

1. Introdução

A Índia ocidental tem uma escarpa Cretácea bem definida, os *Western Ghats*, que correm paralelos à costa em uma altura média de 1200 metros. Chuvas de monção caem preferencialmente na costa sob esta influência orográfica.

A expedição IODP 359 foi desenvolvida para lidar com as mudanças no nível do mar e as correntes, juntamente com a evolução das monções no Oceano Índico. Sete locais de perfuração estão localizados no edifício carbonático da República das Maldivas (fig.1), que carrega um arquivo único e principalmente não lido do Oceano Índico em um período de evolução *icehouse* durante o Cenozóico. Este registro marinho tropical é uma área chave para compreender melhor os efeitos dessa evolução global no domínio Indo-Pacífico. As geometrias dos bancos deste crescente arquipélago carbonático fornecem um registro físico das mudanças do nível do mar e dos padrões de correntes oceânicas. O crescimento do banco ocorre em pulsos de assoreamento e progradação que foram controladas pelas flutuações do nível do mar durante o Mioceno inferior e médio, incluindo o *mid-Miocene Climate Optimum*. A mudança drástica no desenvolvimento do edifício carbonático de um sistema controlado pelo nível do mar para um sistema predominantemente controlado pelas correntes parece estar diretamente ligada à evolução da monção indiana.

Figura 1. Localização das Maldivas com os Sites da expedição IODP 359 no Oceano Índico.

Registros marinhos sugerem que um pico nas taxas de sedimentação no *Indus Fan* ocorreu entre 16 e 10 milhões de anos atrás (Ma) (Clift *et al.*, 2008). Um aumento no fluxo de sedimento para dentro do Oceano Índico ocorreu cerca de 11 Ma (Rea, 1992; Zheng *et al.*, 2004), e o início das monções desencadeou a ressurgência marinha ~ 8,5 Ma (Kroon *et al.*, 1991). O início e a intensificação das monções correlacionam-se com os passos de afogamento parciais das Maldivas.

É proposto que a ressurgência a partir das correntes das monções moldou os atóis no passado, controlando a produção de sedimentos e o crescimento do recife. Assim, o tempo de afogamento parcial da plataforma e a evolução das monções estão vinculados. Em condições de monção, a ressurgência injeta nutrientes nas águas de superfície, afetando os bancos carbonáticos (Betzler *et al.*, 2009). Mesmo a curto prazo a ressurgência sazonal força a adaptação dos organismos carbonáticos (Reijmer *et al.*, 2012), que controla a associação biótica com baixo potencial de crescimento e mais vulnerável aos efeitos da mudança do nível do mar. Este processo causou o desaparecimento do recife de barreira, que foi substituído por uma cadeia de recifes relícticos em forma de corrente, separados por passagens que acomodam o fluxo das correntes (Betzler *et al.*, 2009, Lüdmann *et al.*, 2013).

Anteriormente, a evolução da plataforma das Maldivas foi somente relacionada às mudanças do nível do mar (Belopolsky e Droxler, 2004a, 2004b). Este modelo foi recentemente desafiado com base em novos conjuntos de dados sísmicos e hidro acústicos (fig. 2) que mostram que o edifício carbonático contém principalmente corpos de deriva sedimentar, indicando que as correntes (isto é, mudanças ambientais) foram um dos principais motores de sua evolução (Betzler *et al.*, 2009, 2013a, 2013b; Lüdmann *et al.*, 2013).

Figura 2. A. Unidades sísmicas no edifício carbonático das Maldivas: N1-N5, PP de Aubert e Droxler (1996) e E-Mio 1/2, M1-M5, L-Mio 1-LP-P de acordo com Belopolsky e Droxler (2004b). B. Linha sísmica NEOMA-P65 (exagero vertical = 20 ×) de oeste-leste ao longo de South Maalhosmadulu e do canal interatol Goidhoo. C. Interpretação geral a partir de dados sísmicos de alta resolução para este estudo (Betzler *et al.*, 2013a). I = Mioceno superior, II = Plioceno inferior, III = Plioceno médio, IV = Plioceno superior, V = Pleistoceno.

Mudanças de fluxo na Indonésia associadas à evolução no Neógeno da passagem da Indonésia e o fechamento na passagem no mar de Tethys resultaram na redução do transporte de calor atmosférico dos trópicos para as altas latitudes, nas regiões do Oceano Índico e do Pacífico (Flower e Kennett, 1994). O aumento da elevação na região do Himalaia (Clift *et al.*, 2008) concorda com a instalação de inversão sazonal das monções

na Índia, resultando em ressurgência costeira e aumento do influxo terrígeno para o Oceano Índico (Kroon *et al.*, 1991; Rea, 1992; Zheng *et al.*, 2004).

As fases de início e intensificação, e a evolução completa das monções na Índia permanecem controversas. Há uma falta de consenso sobre o aparecimento ou intensificação das monções na Índia. Alguns registros de proxy sugerem que a intensificação inicial ocorreu em ~ 7-8 Ma (por exemplo, Kroon *et al.*, 1991; Prell *et al.*, 1992), enquanto que outros sugerem um início consideravelmente mais cedo, tão cedo quanto ~ 22 Ma (Clift *et al.*, 2008) ou no Eoceno. Alternativamente, os eventos em ~ 8 Ma foram ligados a um arrefecimento global ou acoplado às mudanças de produtividade. Da mesma forma, existe pouco consenso sobre a força definitiva dos ventos de monção e a precipitação em escalas de tempo orbitais.

A tendência geral do clima da Terra no *mid pleistocene transition* (MPT) mostra uma mudança para condições mais frias, marcadas por um aumento gradual na amplitude das mudanças de volume de gelo (Head e Gibbard, 2015). Durante o MPT, a ciclicidade dos períodos glacial-interglacial mudou de uma periodicidade predominante de 41-kyr para 100-kyr, também observado em registros de sedimentos eólicos dos *sites* de perfuração do IODP em toda a África (Tiedemann *et al.*, 1994; Larrasoana *et al.*, 2003; deMenocal *et al.*, 2000).

Ao longo dos últimos 500 mil anos (Ka), o clima da Terra oscilou entre períodos frios e quentes, impulsionados por mudanças quase periódicas da órbita da Terra ao redor do sol. Essas mudanças causaram ciclos de glaciação/degelo acompanhados de mudanças nas temperaturas da superfície do mar em escala global e na extensão dos desertos em baixas latitudes (Clemens *et al.*, 1996). Hoje, a área das Maldivas é fortemente afetada pelo sistema de monção indiano que se inverte sazonalmente (fig. 3). Os ventos de monções de sudoeste dominam entre abril e novembro, enquanto os ventos de monções de nordeste dominam entre dezembro e março (Betzler *et al.*, 2016).

Figura 3. Direção principal dos ventos de sudoeste ligadas a monção indiana de verão (esquerda). Direção principal dos ventos de nordeste ligadas a monção indiana de inverno (direita), (National Geographic).

A monção de verão traz fortes precipitações sobre a massa terrestre indiana-asiática e alto fluxo de sedimentos eólicos para o oeste do Mar da Arábia (Middleton, 1986; Sirocko e Sarin, 1989). Durante o verão, o fluxo de sedimentos eólicos para o leste do mar da Arábia é insignificante. O fluxo de material ribeirinho é a principal fonte de fluxo litogênico no mar árabe oriental (Milliman *et al.*, 1984). O material de origem fluvial no mar da Arábia é depositado em áreas próximas a deltas do rio, por exemplo a foz dos rios Indus, Narmada e Tapi que fluem para o Golfo de Khambhat e dezesseis pequenos rios que drenam os *Western Ghats* (Ivanochko, 2005). Não é provável, no entanto, que quantidades significativas de material ribeirinho tenham chegado as Maldivas no passado. Isso, no entanto, não pode ser inteiramente excluído, pois o material pode ter sido transportado para as Maldivas através da camada nefeloide no oceano.

Os ventos nordeste de inverno provocam uma massa de terra indiana-asiática seca e transportam sedimentos eólicos para o leste do mar da Arábia e para as Maldivas. As áreas fontes provavelmente são desertos locais na Índia ou desertos mais distantes da Ásia. Dados de satélites modernos mostram a distribuição de aerossóis no mar da Arábia e nas Maldivas e confirmam a evolução sazonal das plumas de poeira (fig. 4).

Figura 4: Uma compilação da distribuição de aerossóis no norte do Oceano Índico durante os meses selecionados do ano.

Enquanto a pluma de sedimentos eólicos de verão originário do Noroeste do Mar da Arábia não se estende para o Oriente e para as Maldivas, a pluma de poeira de inverno proveniente da massa terrestre indiana-asiática alcança a área de estudo. Em resumo, as observações revelam que o material litogênico depositado nas Maldivas é predominantemente eólico e é transportado exclusivamente durante o inverno. Os registros de sedimentos eólicos desta área são particularmente desejáveis, porque a poeira soprada pelo vento deriva principalmente de áreas fonte na massa terrestre indiana-asiática durante o período da monção de inverno.

Schnetger *et al.* (2000) demonstraram a influência dos ventos de monção de verão no fluxo de poeira no mar da Arábia em sedimentos recentes. As proporções dos elementos terrígenos, Ti/Al, Fe/Al, K/Al, Si/Al e outros foram traçadas ao longo de um gradiente Leste-Oeste demonstrando uma tendência regional. Valores mais elevados ocorrem mais perto da costa ocidental (*sites* WAST e WAST-T) e valores mais baixos nas regiões do centro, norte e sul (*sites* CAST, NAST, SAST) (fig. 5). As tendências nas distribuições destas proporções correlacionam-se com a pluma de poeira de verão, destacando a dominância dos ventos da monção de verão que transportam poeira no Mar da Arábia. Neste estudo, não houve estações na área das Maldivas.

Figura 5: Localização dos *sites* WAST, WAST-T, NAST, CAST e SAST (Schnetger *et al.*, 2000).

Piston cores e a perfuração IODP leg 177 recuperaram arquivos sedimentares no mar ocidental da Arábia, onde o material litogênico é principalmente de origem eólica, oferecendo a possibilidade de estudar a história geológica da entrada de poeira. Durante

os períodos glaciais, os ventos de monção de inverno se intensificaram e a quantidade de precipitação diminuiu, resultando em um aumento na entrada de poeira eólica nos oceanos (Clemens e Prell, 1990; Leuschner e Sirocko, 2003; Clemens e Prell, 2007; Martinez-Garcia *et al.*, 2011; Naafs *et al.*, 2012). Clemens e Prell (1990) concluíram que, ao longo dos principais ciclos de Milankovitch (23, 41 e 100), as taxas de acumulação de massa litogênica são forçadas externamente pela insolação orbital e internamente pelo volume global de gelo através da sua influência no ciclo hidrológico. Isso resulta em expansão de desertos, aumento da aridez, diminuição da cobertura de vegetação e maior deflação nas áreas fonte no nordeste da África e na Península Arábica nos últimos milhões de anos. DeMenocal *et al.* (2004) documentou a variabilidade da fração litogênica em arquivos sedimentares perfurados durante o mesmo cruzeiro nos últimos 2,3 Ma, e também ligou essa variabilidade à aridez da área fonte.

Clemens e Prell (1991) e deMenocal *et al.* (2004) inferiram que a variabilidade no conteúdo da fração litogênica não foi necessariamente forçada pela intensidade dos ventos da monção de verão e, portanto, pode ser desacoplada da aridez. DeMenocal *et al.* (2004) analisou a história da deposição eólica adjacente à África ocidental e oriental, incluindo o Mar da Arábia Ocidental, e mostrou aumentos progressivos na aridez em cerca de 2,8 Ma, 1,7 Ma e 1,0 Ma no Plio-Pleistoceno, coincidentes com o início e intensificação dos ciclos glaciais de alta amplitude. Notavelmente, deMenocal *et al.* (2004) relataram uma mudança pronunciada em direção a um grande ciclo eólico de 100 ka coincidindo com uma mudança semelhante no ciclo do volume de gelo em torno de 1 Ma, correspondente a transição do pleistoceno médio.

A história de longo prazo dos ventos de monção de inverno não pode ser deduzida dos registros sedimentares do mar da Arábia, porque a entrada litogênica no mar da Arábia oriental é principalmente de origem ribeirinha. Felizmente, a área das Maldivas é distante da descarga dos rios e funciona exclusivamente como uma armadilha de sedimentos para partículas de poeira. O novo site U1471 perfurado durante o IODP Leg 359 oferece a oportunidade única de documentar o histórico de longo prazo do transporte dos sedimentos eólicos originados na massa terrestre indiana-asiática. O recente advento do XRF *core-scanning* oferece a oportunidade de analisar a variabilidade nas concentrações de vários elementos terrígenos ao longo do tempo. Usamos os registros de XRF *core-scanning* para (1) avaliar se a variabilidade de aridez indiana-asiática responde a influência de ciclos orbitais, (2) avaliar a resposta do *marine isotope stage* (MIS) 11 no domínio do oceano Índico.

Aqui, documentamos a variabilidade nos componentes litogênicos e magnéticos do registro das Maldivas nos últimos 500 Ka. Apresentamos resultados de alta resolução da fluorescência de raios X (XRF) e de estudos de magnetismo ambiental do Site IODP U1471 para os 20 metros superiores. As variações nas proporções dos elementos terrígenos Ti, Fe, K e Al refletem principalmente variações de aridez nas áreas fonte do sedimento na massa terrestre indiana-asiática. Os registros de Ti/Al, Fe/Al, K/Al oferecem a oportunidade de avaliar se a variabilidade de aridez indiana-asiática está ligada a periodicidade dominante de 100 Ka durante o Pleistoceno tardio. Usamos os registros de elementos Terrígenos Ti/Al, Fe/Al, K/Al para mostrar mudanças nas áreas de origem climática.

2. Área de trabalho

O arquipélago das Maldivas no Oceano Índico central equatorial é uma plataforma carbonática tropical isolada, e constitui por maioria a parte central do *Chagos-Laccadives Ridge*, que está localizado ao sudoeste da Índia (fig. 1). A dupla fileira de atóis orientada de norte a sul inclui o Mar Interior das Maldivas. Os atóis são separados uns dos outros por canais entre os atóis que ficam mais fundos em direção ao Oceano Índico (Purdy e Bertram, 1993). O Mar Interior é uma bacia de banco interno com uma profundidade de lâmina de água de até 550 metros. A sucessão carbonática das Maldivas tem quase 3 quilômetros de espessura e acumulou desde o Eoceno, distante de qualquer aporte de sedimentos terrígenos (Aubert e Droxler, 1992; Purdy e Bertram, 1993).

O arquipélago compreende cerca de 1200 pequenos atóis, encontrando-se perto ou ligeiramente acima da superfície do mar. Aros marginais descontínuos formados por esses pequenos atóis cercam lagoas com profundidades de lâmina de água de até 50-60 metros. Estes aros são interrompidos por passagens profundas, permitindo fortes correntes nas lagoas dos atóis que retrabalham e depositam sedimentos e influenciam o crescimento dos recifes (Ciarapica e Passeri, 1993).

As margens do arquipélago das Maldivas em direção ao oceano são geralmente de inclinação íngreme, com mergulhos de 20° a 30° até atingir os 2000 metros de profundidade. No lado do Mar Interior, os atóis têm os mesmos ângulos de mergulho, mas chegam a profundidades de lâmina de água de cerca de 150 metros, onde o gradiente diminui rapidamente (Fürstenau *et al.*, 2010). O Mar Interior é caracterizado pela deposição de vazas da periplataforma (Droxler *et al.*, 1990; Malone *et al.*, 1990), acumulado localmente em corpos de sedimentos de deriva (Betzler *et al.*, 2009).

As Maldivas, se formaram no embasamento vulcânico no Paleógeno inferior (60-50 milhões de anos atrás) (Duncan e Hargraves, 1990). A taxa de subsidência de longo prazo das Maldivas fica em cerca de 0,03-0,04 milímetros/ano (Aubert e Droxler, 1996; Belopolsky e Droxler, 2004a). Em contraste, os dados sedimentológicos do atol Rasdhoo indicam uma taxa de subsidência máxima de 0,15 milímetros/ano durante os últimos 135.000 anos (Gischler *et al.*, 2008). A falha do arquipélago das Maldivas é tida sendo restrita ao período pré-Mioceno (Purdy e Bertram, 1993).

O clima e o ambiente oceanográfico das Maldivas são ditados pela inversão sazonal na direção dos ventos na Índia (Tomczak e Godfrey, 2003). Ventos geram correntes oceânicas, que se dirigem para o oeste no inverno e para o leste no verão. Uma banda intersazonal de ventos de oeste se estabelece no Oceano Índico equatorial, impondo fortes correntes de superfície que fluem para o leste com velocidades de até 1,3 metros/segundo. As correntes alcançam profundidades de lâmina de água de 200 metros a mais com velocidades apenas ligeiramente reduzidas (Tomczak e Godfrey, 2003). No interior de passagens dos atóis modernos, as correntes podem apresentar velocidades até 2 metros/segundo na superfície (Preu e Engelbrecht, 1991), sendo responsável pela seleção do material nas passagens e lagoas, onde formam fundos duros (Ciarapica e Passeri, 1993).

A produção de carbonato foi estabelecida durante o Eoceno, quando os bancos de carbonato achatados no topo começaram a se formar em elevações topográficas criadas

pelo embasamento vulcânico durante o Eoceno ao Oligoceno inferior. Durante o final do Oligoceno, as margens dos bancos tinham bordas tipicamente elevadas, que separavam as áreas interiores aos bancos do oceano aberto. Durante o início do Mioceno, estes bancos parcialmente afogados e a produção de carbonato ficaram restritos junto as bandas nas respectivas áreas mais em direção ao oceano. Durante o Mioceno, as margens dos bancos progradaram em direção ao mar interno, tal como reconhecido em versões diferentes de dados sísmicos de reflexão, independentemente da resolução sísmica. No entanto, os detalhes da interpretação diferem (Purdy e Bertram, 1993; Aubert e Droxler, 1996; Belopolsky e Droxler, 2004a).

Todos os sites da expedição 359 encontram-se na parte sul do mar interior das Maldivas. O *site* U1471 (fig. 1) é o extremo leste do transecto sul a 4°45.9828'N e 73°08.1146'E em uma profundidade de lâmina d'água de 419,3 metros no Mar Interior das Maldivas. Geologicamente o local é posicionado sobre a porção distal da deriva progradante onde afina e é recoberta pelos depósitos de acumulação estratificada. Neste local, todos os limites de sequência são conformáveis; portanto, neste *site* os testemunhos podem fornecer um registo contínuo e expandido da evolução das correntes a partir do Mioceno Médio durante todo o Pleistoceno.

Os objetivos específicos da expedição 359 são: (1) limitar a idade de início da sedimentação dominada por correntes; (2) analisar a cicloestratigrafia de depósitos de deriva, portanto, proporcionando reconstruções das mudanças do regime de correntes e ciclicidade das monções; e (3) para restringir o tempo de limites sequenciais dentro do desvio e da sequência de plataforma mais jovem.

3. Hipótese de trabalho

O presente estudo trabalha com a hipótese de que os principais elementos terrígenos e os minerais magnéticos (óxidos de Fe e Ti) presentes nos sedimentos das Maldivas são quase em sua totalidade de origem eólica, que sua variação no tempo está relacionada com mudanças no padrão dos ventos na região e o regime de monções na Índia, e que estão diretamente relacionados com as características climáticas da área fonte na massa de terra indiana-asiática.

4. Justificativa

Anteriormente, a evolução da plataforma das Maldivas foi somente relacionada às mudanças do nível do mar (Belopolsky e Droxler, 2004a, 2004b). Este modelo foi recentemente desafiado com base em novos conjuntos de dados sísmicos e hidroacústicos (fig. 2) que mostram que o edifício carbonático contém principalmente corpos de deriva sedimentar, indicando que as correntes, impulsionadas pelos ventos, foram um dos principais motores de sua evolução acoplada a mudanças ambientais (Betzler *et al.*, 2009, 2013a, 2013b; Lüdmann *et al.*, 2013).

5. Motivação

Os testemunhos das Maldivas compreendem uma oportunidade única de estudar o aporte de sedimentos eólicos ligados a monção indiana de inverno e a evolução climática no domínio indiano-asiático.

6. Objetivos

1. Construir um modelo de idade para os 20 metros superiores do site U1471.
2. Verificar se o registro eólico apresenta correlação com a massa de gelo global.
3. Verificar se a precipitação corresponde as escalas de tempo orbitais.
4. Verificar se existe correlação entre os diversos componentes terrígenos e o conteúdo magnético do sedimento.
5. Verificar a ocorrência de processos diagenéticos na coluna sedimentar.
6. Verificar a ocorrência e a preservação de magnetita SD biogênica no sedimento.

Para alcançar estes objetivos realizamos aquisições de dados da concentração dos principais elementos terrígenos e das propriedades magnéticas do testemunho U1471 nas Maldivas, com a finalidade de se obter um modelo de idade baseado no ajuste astronômico e gerar curvas de próxies que permitam identificar variações paleoceanográficas e paleoambientais, e assim investigar a evolução da monção indiana e as condições de aridez da área fonte na massa de terra indiana-asiática. Foram realizadas as seguintes análises.

- 1) χ (susceptibilidade magnética);
- 2) χ_{fd} (susceptibilidade magnética dependente da frequência);
- 3) ARM (magnetização remanente anisterética);
- 4) BIRM (magnetização remanente isothermal com campo de fundo);
- 5) Ciclos de histerese;
- 6) FORC (curva reversa de primeira ordem);
- 7) XRF (fluorescência do raio X);
- 8) XANES (absorção do raio X próximo a estrutura da borda);
- 9) Análises espectrais

7. Materiais e métodos

Análises de XRF-Scan, de paleomagnetismo, e de magnetismo ambiental foram feitas com resolução de 1 cm nos 20 metros superiores do testemunho U1471, dos quais foram feitas análises de susceptibilidade magnética em três diferentes frequências em 40 amostras cilíndricas de 5,3 cm³. Também foram realizados experimentos de absorção do raio X próximo a borda no Laboratório Nacional de Luz Sincrotron em duas amostras selecionadas.

1) χ . A susceptibilidade magnética geralmente depende da concentração dos minerais para- dia- e ferromagnéticos. Os minerais paramagnéticos mais comuns são os filossilicatos (principalmente argilas) e a variação deles no tempo está relacionada com a variação entre *input extra-basinais* e produtividade primária (Kent, 1982), principalmente representada pelo carbonato de cálcio, que é diamagnético.

Para medir a susceptibilidade magnética, o espécime é exposto a um campo de laboratório fraco, tipicamente inferior a 0,5 mT e que não exerce influência sobre a NRM. O campo aplicado (HA) produz uma magnetização induzida M_i . Os dois vetores são paralelos apenas para materiais isotrópicos ou para campos aplicados ao longo de um dos eixos principais de susceptibilidade magnética da amostra. A maioria dos instrumentos de susceptibilidade magnética de corrente alternada mede apenas a resposta coaxial da magnetização induzida paralela ao campo aplicado ($M_i//$), ou seja, a componente de magnetização induzida paralela ao campo aplicado. O escalar (direcional) susceptibilidade magnética (k) é a relação adimensional $M_i// / HA$.

Devido a sua alta susceptibilidade magnética, os óxidos e sulfetos de ferro comuns, apesar de baixas concentrações, devem ser sempre considerados na interpretação de k . Por exemplo, a magnetita tem $k > 2$ SI, e titanomagnetitas, titanohematita, hematita e pirrotita, todos têm valores de k mais baixos, por exemplo $\sim 0,15$ SI. A magnetita é sempre uma preocupação especial em qualquer interpretação de “*petrofabric*” magnética, pois a sua susceptibilidade magnética é alta e sua concentração média na crosta continental e oceânica é de pelo menos 2% (Taylor, McLelland, 1985). A susceptibilidade magnética total foi medida no laboratório do Instituto Oceanográfico (Universidade de São Paulo) utilizando o Kappabridge MFK1-FA (AGICO). Os dados de susceptibilidade magnética foram plotados em uma curva de variação em função da profundidade que

permitirá reconhecer a influência de sedimentos terrígenos e biogênicos ao longo do tempo.

2) χ_{fd} . A susceptibilidade dependente da frequência consiste em medir a susceptibilidade com dois campos diretos com frequências de 470Hz e 4700Hz onde $\chi_{fd} = (\chi_{470Hz} - \chi_{4700Hz})$ é usado para determinar a concentração de partículas magnéticas com uma pequena variação de tamanho de grão através do limite SP/SD estável (Liu *et al.*, 2005a).

3) ARM. É uma magnetização remanente bastante estável adquirida quando uma rocha ou sedimento é exposto a um campo de fluxo alternado (AF) que cai gradativamente a zero na presença de um campo direto (DC) fraco (Merrill *et al.*, 1998). A magnetização total orienta-se na direção do campo direto aplicado. Para os experimentos de ARM foram induzidos campos magnéticos AF de 10, 15, 30, 45 e 90 mT sobre um campo de polarização DC de 50 microtesla (μT). A ARM de 10 mT, indica a presença de magnetita de grão fino (SD), já a ARM de 30 mT indica a presença de magnetita de maior coercividade (King *et al.*, 1982; Frederichs *et al.*, 1999).

4) BIRM. Permite investigar a coercividade dos minerais magnéticos. A coercividade é o campo magnético necessário para levar a magnetização remanente de saturação até zero e é característico para cada mineral magnético. Os experimentos de BIRM consistem em aplicar um campo magnético forte de 1 Tesla e depois aplicar campos magnéticos de -0.1 T e -0.3 T (em direção oposta ao campo inicial) medindo a magnetização nos dois passos. Os experimentos foram realizados no magnetômetro criogenico triaxial (2G, mod. 755), e no pulser do IAG/USP. Os dados de BIRM foram plotados em curvas de dispersão de forma a produzir parâmetros indiretos como *S-ratios* ($S\text{-ratio}300 = BIRM@300/IRM@1000$ e $S\text{-ratio}100 = BIRM@100/IRM@1000$) e HIRMs ($HIRM300 = (IRM@1000 + BIRM@300) / 2$ e $HIRM100 = (IRM@1000 + BIRM@100) / 2$).

5) Ciclos de histerese fornecem parâmetros como a magnetização de saturação (M_s), magnetização remanente de saturação (M_{rs}) e coercividade de massa total. A magnetização de saturação fornece informações sobre a mineralogia magnética, enquanto que a magnetização remanente de saturação fornece informações sobre suas concentrações. Os ciclos de histerese consistem em aplicar um campo magnético crescente sobre a amostra até a saturação, no passo seguinte o campo magnético decresce e então é aplicado um campo magnético na direção oposta até que a amostra sature novamente. Estes experimentos foram realizados no “*vibrating sample magnetometer*” (VSM) do IO/USP.

6) FORC. Interações magnéticas podem produzir ambiguidades quando interpretamos dados de ciclos de histereses, essas interações magnéticas entre as partículas podem reduzir significativamente valores de M_r/M_s (Cisowski, 1981; Dankers, 1981; Dunlop, 1981) e aumentar valores de H_{cr}/H_c (Sprowl, 1990). Diagramas FORC permitem identificar a presença ou ausência de interações magnéticas e identificar a contribuição de grãos SP, SD, PSD e MD para a magnetização da amostra (Roberts *et al.*, 2000). Os diagramas FORC são calculados de um conjunto de ciclos de histereses parciais conhecidos como *first-order reversal curves* (FORCs) (Mayergoyz, 1986). A medição de um FORC começa pela saturação de uma amostra aplicando um grande campo magnético

positivo. O campo magnético é reduzido a um campo magnético de reversão H_a , e o FORC é definido como a curva de magnetização que resulta quando o campo magnético aplicado é aumentado de H_a de volta à saturação (fig. 6a). No FORC a magnetização no campo magnético aplicado H_b com ponto de inversão H_a é indicado por $M(H_a, H_b)$, onde $H_b \geq H_a$ (fig. 6a). Este procedimento de medição é repetido para diferentes valores de H_a para obter um conjunto de FORCs (fig. 6b). Os dados de pontos de medição consecutivos sobre curvas de reversão consecutivas (fig. 6c) são utilizados para determinar a distribuição do FORC, que é definido como a segunda derivada mista:

$$\rho(H_a, H_b) \equiv -\frac{\partial^2 M(H_a, H_b)}{\partial H_a \partial H_b},$$

Onde $p(H_a, H_b)$ é bem definida para $H_b > H_a$.

Figura 6 - (a) Exemplo do ciclo de histerese principal com ponto de reversão em H_a . O FORC é a curva que começa em H_a e vai até a saturação positiva. A magnetização a cada ponto H_a ao longo do FORC é representada por $M(H_a, H_b)$. (b) Conjunto de 33 FORCs. (c) Subconjunto de sete FORCs consecutivos.

Estes experimentos foram realizados no “*vibrating sample magnetometer*” (VSM) do IO/USP. As distribuições do FORC foram plotadas mudando as coordenadas

de (H_a, H_b) para $\{H_u = (H_a + H_b) / 2\}$ e para $\{H_c = (H_b - H_a) / 2\}$. Um diagrama FORC é um gráfico de contorno de uma distribuição FORC com H_u e H_c nos eixos verticais e horizontais, respectivamente. $H_b > H_a$, portanto, $H_c > 0$, e se limita ao meio plano da direita. Uma partícula SD isolada com um campo aplicado atuando ao longo do eixo de fácil magnetização e com um campo de comutação (H_{sw}), contribuiria para uma distribuição FORC em $\{H_c = H_{sw}, H_u = 0\}$. A mesma partícula SD, quando colocada num campo de interação local constante H_{int} que atua paralelamente ao campo aplicado, contribuiria para uma distribuição FORC em $\{H_c = H_{sw}, H_u = H_{int}\}$. Assim, como uma aproximação geral, um diagrama FORC de um conjunto de grãos SD descreve o campo de comutação das partículas (isto é, coercividades) e campos de interação locais (Roberts *et al.*, 2000).

7) XRF. A fluorescência de raios X (XRF – *X-Ray Fluorescence*) é uma técnica analítica multielementar e não destrutiva usada para obter informações qualitativas e quantitativas da composição elementar das amostras. Esta metodologia está baseada na produção e detecção de raios X característicos emitidos pelos elementos constituintes da amostra quando irradiada com elétrons, íons, raios X ou gama com energias apropriadas.

As medidas de XRF-scanning foram obtidas diretamente na superfície do testemunho dividido ao meio, usando o XRF-Scanner Avaatech no IODP em College Station Texas. A superfície do testemunho dividido foi coberta com um filme de 4 μm de espessura para evitar a contaminação da unidade de medição de XRF e a dessecação do sedimento

Um filtro de Pd foi colocado à frente do feixe de raios X de entrada e as medidas foram tomadas com resolução de 1 cm, com um tamanho de feixe de 1x1 cm e configuração do gerador de 9 kV e 30 kV. O XRF-Scanner permite a análise relativamente rápida dos elementos, de Alumínio (Al, número atômico 13) até o Urânio (U, número atômico 92) (Richter *et al.*, 2006).

O scanner XRF mede a composição química do sedimento, como intensidade de elementos em contagens totais (cnts) ou contagens por segundo (cps), que são proporcionais às concentrações químicas. Embora as intensidades dos elementos dependam principalmente da concentração do elemento, elas também são influenciadas pelo nível de energia da fonte de raios-X, pelo tempo de contagem e pelas propriedades físicas do sedimento (Röhl e Abrams, 2000). Os analisadores XRF convencionais utilizam amostras em pó secas e homogêneas para evitar a interferência da não homogeneidade das amostras ou variações físicas. No entanto, as propriedades físicas variáveis do testemunho podem ser um problema para as análises de XRF-Scanner que são obtidas diretamente na superfície do testemunho dividido.

As heterogeneidades minerais e os efeitos de rugosidade da superfície são minimizados pela área irradiada relativamente grande (1 cm^2) do scanner de testemunhos para sedimentos de grão fino (Jansen *et al.*, 1998; Ge *et al.*, 2005). No entanto, em particular os sedimentos arenosos produzem efeitos de rugosidade superficial e de não-homogeneidade mineral devido à dispersão de radiação aumentada na superfície da amostra (Jansen *et al.*, 1998; Richter *et al.*, 2006). Além disso, existem indicações de que os dados do XRF-Scanner de testemunhos são dependentes de alterações na densidade e porosidade, embora estes não sejam quantificados.

A absorção de radiação e a dispersão de água em rochas, solos e sedimentos naturais também podem causar influência nas medições de XRF (Ge *et al.*, 2005). Estudos recentes com um microscanner XRF indicaram que as propriedades coesivas e adesivas da água intersticial formam uma película de água diretamente sob o filme que cobre o sedimento. O filme de água aumenta artificialmente o teor de água no volume de amostra analisado pelo scanner XRF e tem um efeito especialmente forte nos elementos mais leves Al e Si (Kido *et al.*, 2006).

A energia de ionização e a energia de fluorescência característica aumentam com o quadrado do número atômico, conforme estabelecido pela lei de Moseley (Moseley, 1913). Além disso, as energias de fluorescência mais fracas são mais suscetíveis aos efeitos de dispersão e absorção (Potts, 1987). Consequentemente, a profundidade de penetração da radiação de fluorescência, ou profundidade crítica, é $\sim 8 \mu\text{m}$ para Al, $\sim 36 \mu\text{m}$ para o Ca e $\sim 180 \mu\text{m}$ para o Fe. As características de absorção de radiação do material da amostra são indicadas pelo coeficiente de atenuação de massa e dependem da composição química e das propriedades físicas (Potts, 1987). Para materiais multicomponentes, o coeficiente de atenuação de massa é calculado como a soma das contribuições individuais de todos os elementos proporcionais à sua fração de massa elementar (Potts, 1987). A lei Lambert-Beer, que estabelece que caminhos iguais de um mesmo material absorvem a mesma fração de intensidade, descreve a atenuação da radiação. Consequentemente, a transmissão (T) descreve a perda de intensidade de um feixe de raios X quando penetra a matéria por uma função exponencial:

$$T(x) = I_x / I_0 = \exp^{-(\alpha x)}.$$

A transmissão quantifica a atenuação de intensidade para um determinado elemento sobre o comprimento do percurso (x), expresso em termos da intensidade inicial (I_0) e da intensidade residual (I_x) e do coeficiente de atenuação de massa (α) do material da amostra.

Figura 7 – Esquema do testemunho dividido ao meio coberto pelo filme de água e o filme protetor, a fonte de raio X e o detector.

8) Absorção do raio X próximo a estrutura da borda. XANES é região do espectro de absorção de raios X dentro de $\sim 50\text{eV}$ da borda de absorção. No contexto da espectroscopia de absorção de raios X em complexos de metal de transição, com orbitais 3d parcialmente ocupados, o XANES é subdividido na região da pré-borda que consiste em transições fracas, dos elétrons internos para dentro da camada de valência 3d e níveis de transferência de carga (essas transições fracas podem ganhar intensidade através da mistura d-p) e a região da borda que compõe a linha ascendente até $\sim 20\text{-}50\text{ eV}$ acima da borda (fig. 8).

Figura 8 – Espectro da absorção de Raio X para metais de transição

Enquanto a pré-borda fornece principalmente dados sobre o estado de coordenação (fig. 9) a borda fornece principalmente dados sobre o estado de oxidação.

PRE-EDGE INTENSITY IS PROPORTIONAL TO DEVIATION FROM CENTROSYMMETRY

Figura 9 – Esquema de óxidos de ferro com estrutura tetraédrica sem simetria em torno do átomo central (esquerda), e óxidos de ferro com estrutura octaédrica com simetria em torno do átomo central (direita).

Foram analisadas duas amostras do site U1471 e padrões de Fe_2O_3 , FeO e de magnetitas biogênicas produzidas por bactérias magnetotáticas cultivadas do gênero *Magnetofaba australis*. Os experimentos foram conduzidos no Laboratório Nacional de Luz Sincrotron (LNLS) Campinas, e os resultados obtidos foram tratados com o software Athena (Ravel e Newville, 2005).

9) Análises espectrais. Com a finalidade de verificar a ciclicidade nos dados ligada as variações ambientais governadas pelos ciclos solares, foram realizadas análises espectrais no domínio do espaço e do tempo com o uso do software Analyseries 2.0 (Paillard *et al.*, 1996), utilizando o método Blackman-Tukey. O modelo astronômico utilizado foi o de La2010 (Laskar *et. al.*, 2011), fornecido no site <http://www.imcce.fr/Equipes/ASD/insola/earth/earth.html>. Para a amarração dos dados a curva do Fe foi correlacionada com a curva de $\delta^{18}\text{O}$ (Zachos *et. al.*, 2008). Devido à alta resolução na amostragem dos dados (uma amostra a cada 1 cm), era esperado para este testemunho um ajuste astronômico robusto.

8. Resultados

Os dados de elementos obtidos pela fluorescência do raio X são semi quantitativos, foram plotados em contagens por segundo e são analisados em termos de variações.

O enxofre apresentou valores que variaram de 4000 contagens por segundo próximo do topo do registro a valores de 7000 contagens por segundo próximo a base com mínimos que chegaram a 1000 contagens por segundo.

O cloro apresentou comportamento semelhante ao enxofre indo de 60000 contagens por segundo próximo ao topo do registro a 140000 contagens por segundo próximo a base do registro, com mínimos de 20000 contagens por segundo.

O cálcio foi o elemento que apresentou as maiores contagens com mínimos de 2.0×10^5 e máximos de 2.4×10^6 .

O estrôncio apresentou valores que foram de 2000 a 10000 contagens por segundo.

Os elementos Al, K, Si, Ti e Fe apresentaram o mesmo comportamento relacionados as variações na área fonte.

O alumínio apresentou valores que foram de mínimos de 400 contagens por segundo a máximos de 1200 contagens por segundo com moderado nível de ruído.

O potássio apresentou valores que variaram de 1000 a 7000 contagens por segundo, e nível de ruído um pouco menor que o alumínio.

O silício apresentou valores mínimos próximos a zero e máximos alcançando 9000 contagens por segundo.

O Titânio foi o elemento que apresentou as menores contagens e por isso o maior nível de ruído. Os valores foram de mínimos de -500 contagens por segundo a máximos de 1000 contagens por segundo. Nas aquisições de dados de fluorescência do raio X, alguns elementos interferem nos resultados de outros elementos, e por isto são utilizados padrões para calibrar o equipamento. Os valores negativos podem ser devido a diferenças entre os padrões e as amostras.

Dentre aos elementos terrígenos associados, o ferro foi o que apresentou as maiores concentrações, com valores indo de mínimos de 2000 contagens por segundo a máximos de 8000 contagens por segundo, sendo o elemento com o menor nível de ruído, e por isso ideal para a obtenção de um modelo de idade

Figura 10 – Curvas dos principais elementos obtidos pela fluorescência do raio X.

Os dados do Fe relacionados com a curva do $\delta^{18}\text{O}$ permitiu estabelecer um modelo de idade, onde altos valores do ferro (aridez na área fonte) foram relacionados com altos valores de $\delta^{18}\text{O}$. A correlação fornece uma idade de ~140 mil anos em 5 metros de profundidade, ~270 mil anos em 10 metros de profundidade, ~400 mil anos em 15 metros de profundidade e ~540 mil anos em ~21 metros de profundidade. A análise espectral da curva do Fe mostra a presença dos principais ciclos orbitais com forte poder espectral em ~111.11 ka.

Figura 11 – Curva do Fe correlacionada com a curva de $\delta^{18}\text{O}$ (Zachos *et. al.*, 2008).

Figura 12 – Análise espectral do Fe pelo método Blackman-Tukey.

Para interpretar os resultados como próxies ambientais, os dados foram plotados na forma de razões. A razão Sr/Ca apresentou valores que variaram entre 0.05 e 0.225. A razão Al/Si apresentou valores médios entre 0 e 1 com picos que chegaram a 4 na transição do MIS 5-6. A razão Fe/K apresentou valores médios entre 1 e 2 com picos chegando a 4 no topo do registro, nas transições do MIS 5-6 e MIS 9-10. Os dados de Si/Al, K/Al e Fe/Al se relacionam bem com os períodos glacial e interglacial, sendo que os valores de Si/Al variaram de 1 a 8, os valores de K/Al variaram de 2 a 12, os valores de Ti/Al variaram de -1 a 2, e a razão Fe/Al variou de 1 a 8.

Figura 13 – Razões dos principais elementos obtidos pelo método de XRF.

Foi realizada a análise espectral das razões dos elementos com o método REDFIT utilizando o software past, junto aos espectros foram plotados os intervalos de 80% e 95% de confiança. Os dados de Ti/Al, Fe/Al e Sr/Ca apresentam maior confiança do espectro na frequência da excentricidade, nas demais razões, outros ciclos orbitais parecem com maior força.

Figura 14 – Análise espectral das razões próxies pelo método REDFIT com curvas de 80% e 95% de confiança.

A análise das séries temporais pelo método wavelet-transform e pelo método fast-time Fourier utilizando o software past mostra que todos os próxies apresentam o ciclo de excentricidade com forte poder espectral por todo o registro. Os dados de Al/Si, Sr/Ca e Fe/K apresentam maior poder espectral em outras frequências sobre a transição do MIS 5 -6.

Figura 15 – Análise das séries temporais das razões proxies pelo método wavelet-transform e fast-time Fourier.

Os dados de susceptibilidade magnética dependente da frequência apresentaram valores mínimos de -1×10^{-4} e máximos de 2×10^{-6} .

Os dados de susceptibilidade apresentaram valores máximos no topo do registro, chegando a $1,5 \times 10^{-5}$, estes valores caíram rapidamente para valores próximos de zero em 4 metros de profundidade, e permaneceram baixos até a base do registro.

Os dados de S-Ratio@300 apresentaram valores máximos próximos a 1 no topo do registro, estes valores caíram para mínimos próximos a 0,4 em 4 metros de profundidade e permaneceram baixos até por volta de 7 metros, quando voltaram a subir em direção a base do registro. Os dados de S-Ratio@100 apresentaram o mesmo comportamento com valores máximos próximos a 1 e valores mínimos próximos a zero.

Os dados de HIRM@300, HIRM@100, BIRM@1000, BIRM@300, BIRM@100 e ARM apresentaram valores máximos no topo do registro com uma queda brusca chegando a mínimos em 4 metros de profundidade e permanecendo baixos até a base. A HIRM@300 apresentou valores máximos de 0.0025 e mínimos $2,5 \times 10^{-5}$, os dados de HIRM@100 apresentaram valores máximos de 0.0025 e mínimos de 2×10^{-5} , os dados de BIRM@1000 apresentaram valores máximos de 0.0025 e mínimos de $2,5 \times 10^{-5}$, os dados de BIRM@300 apresentaram valores máximos de 0.0025 e mínimos de 2×10^{-5} , os dados de BIRM@100 apresentaram valores máximos de 0.0025 e mínimos de $1,5 \times 10^{-5}$ e os dados de ARM@100 apresentaram valores máximos da ordem de 10^{-3} e mínimos da ordem de 10^{-6} .

O registro pôde ser dividido em 4 zonas com propriedades magnéticas distintas. Na zona 1, os dados apresentam uma queda brusca na intensidade magnética em direção à zona 2 que apresenta baixos valores. A zona 3 apresenta um pico reduzido especialmente visto pela IRM@1000. A zona 4 é caracterizada pelo aumento nos valores de S-ratio@100 e S-ratio@300 em direção a base do registro.

Figura 16 – Curvas com os dados de magnetismo obtidos de forma continua sobre U-channels, exceto pelos dados de susceptibilidade magnética foram obtidos de 40 amostras discretas.

Apesar da forte diagênese redutora da magnetita e da queda na intensidade do sinal magnético, os dados de ARM@30 mT apresentam boa correlação com os dados de Fe, mostrando que ainda conservam o sinal climático original (fig. 17). Os dados de ARM@30 e os dados de enxofre apresentaram uma relação inversa, especialmente vista entre 0 e 4 metros de profundidade (fig. 18).

Figura 17 – Curva da ARM correlacionada com a curva de Fe e Ti (acima).

Figura 18 – Curva da ARM@30 correlacionada a curva do enxofre (abaixo).

Os ciclos de histereses indicam a presença de magnetita na parte superior do registro. Abaixo de dois metros, os resultados são confusos. Em teoria um campo magnético direto positivo aplicado sobre uma amostra não deveria gerar uma remanência negativa.

Figura 19 – Ciclos de histereses de amostras discretas em profundidades selecionadas.

Os dados de susceptibilidade dependente da temperatura indicam a presença de magnetita na parte superior do registro. Abaixo de dois metros o sinal magnético cai a valores muito baixos e o elevado nível de ruído não permite a identificação da mineralogia magnética.

Figura 20 – Curvas de susceptibilidade magnética dependente da temperatura de amostras discretas em profundidades selecionadas.

O diagrama FORC de uma amostra selecionada próximo ao topo do registro apresenta um sinal estreito sobre a origem de Bu, indicativo da presença de magnetita SD de baixa interação. A curva de absorção do raio X próximo a estrutura da borda (XANES) em uma pequena fração de amostra indica a presença de magnetita de origem bacteriana.

Figura 21 – Diagrama FORC de uma amostra selecionada próximo ao topo do registro

Profundidade (0.06 m)

Fe₂O₃: 72 %

FeO: 7.6 %

Bactéria cultivada: 20.4%

Profundidade (3.56 m)

Fe₂O₃: 28.2 %

Bactéria cultivada: 71.8 %

Figura 22 – Absorção do raio X próximo a estrutura da borda (XANES).

9. Discussão

As Maldivas são uma excelente área para o estudo das monções devido a sensibilidade aos ventos de inverno vindos de nordeste e em menor quantidade aos ventos de verão vindos de sudoeste. As Maldivas nunca foram perfuradas cientificamente antes. A Expedição IODP 359 perfurou um registro sedimentar contínuo para o estudo das monções e variações do nível do mar.

Nós propusemos usar a variabilidade na componente litogênica dos sedimentos para estudar a atividade dos ventos de inverno acoplada às mudanças de aridez nas áreas fonte na massa terrestre indiano asiática. Os dados de satélite mostram que atualmente os ventos de inverno transportam poeira para a região das Maldivas enquanto os ventos de verão carregam poeira para o lado oeste do Mar da Arábia com valores reduzidos na parte central (Schnetger *et al.*, 2000). Com este panorama atual das monções, sistema de ventos e distribuição de poeira sobre o Mar da Arábia, estabelecemos esta pesquisa com a ideia de que a carga de poeira transportada pelos ventos de inverno era aumentada em resposta ao aumento de aridez nas áreas fontes em períodos glaciais, no entanto não se pode excluir a possibilidade de que a pluma de ventos de verão transportasse uma quantidade reduzida de partículas para as Maldivas durante períodos frios.

O aporte fluvial de partículas finas ocorre no leste do Mar da Arábia e Baía de Bengala e talvez alcance as Maldivas transportadas por correntes na camada nefelóide no oceano. No entanto este aporte é tão pequeno e as Maldivas tão distantes do continente que a principal fonte de sedimento terrígenos chega as Maldivas pelos ventos de monção de inverno. Próxies geoquímicos de elementos e de mineralogia magnética foram usados como indicadores de paleoclimas e fluxo de poeira.

Os elementos principais, incluindo os elementos de origem continental (K, Al, Si, Mg e Ti), foram medidos usando o AvaTech XRF scanner. As medidas foram feitas nos 20 metros superiores do sedimento não processado (profundidade composta dos furos A, C e D) do site U1471. As baixas contagens (baixas concentrações) no conteúdo de elementos terrígenos já eram esperadas, sendo o site localizado em uma plataforma carbonática com elevada produção pelágica de carbonato, e distante de fontes terrígenas de origem fluvial.

Apesar das baixas concentrações no conteúdo dos elementos terrígenos no sedimento, as variações nas concentrações foram semelhantes para a maior parte deles indicando uma boa precisão nos resultados (fig. 10), dentre eles o Fe foi o elemento que apresentou as maiores contagens e o menor nível de ruído, e o Ti foi o elemento com as menores contagens e maior oscilação nos dados indicando ter precisão menor que os demais.

O modelo de idade foi produzido correlacionando a curva do Fe (valores altos associados com períodos mais frios e mais áridos) com a curva de $\delta^{18}\text{O}$ (Zachos *et al.*, 2008). (valores altos associados com períodos mais frios, com maior cobertura de gelo global e nível do mar baixo) (fig. 11). A boa correlação nos dados permitiu identificar desde MIS 1 ao MIS 14, estabelecendo uma idade de ~540 mil anos em 20,9 metros de profundidade, com uma taxa de sedimentação média de 3.87 cm a cada mil anos.

A análise espectral da curva do Fe no domínio do tempo foi feita utilizando o software Analyseries 2.0 (Paillard *et al.*, 1996), pelo método Blackman-Tukey (Blackman e Tukey 1958) com o modelo astronômico de La2010 (Laskar *et al.*, 2011). Tendo sido feita a amostragem com alta resolução (uma amostra a cada 1 cm), a frequência de Nyquist foi de 516 anos, portanto, ideal para o estudo da forçante astronômica sobre o clima. Segundo Hinnov (2000) a excentricidade apresenta períodos de 94.830 a 130.019 anos, a obliquidade apresenta períodos de 39.657 a 41.674 anos, e a precessão apresenta períodos de 18.956 a 23.690 anos. Nossos resultados mostram que o sinal do Fe é dominado por períodos de 111,1 Ka (excentricidade), ~62 Ka, ~48 Ka, ~40Ka (obliquidade) e 25 Ka (precessão) (fig. 12).

Nós inferimos que o aporte litogênico (acumulação de poeira) foi aumentado durante os períodos glaciais, o que é consistente com alta aridez continental ou com fortes ventos de Nordeste, ou uma combinação de ambos. Clemens e Prell (1990; 1991) relataram em testemunhos da porção ocidental do Mar da Arábia que a taxa de acumulação de massa litogênica indica principalmente o aumento da aridez durante os intervalos glaciais e não necessariamente o aumento da velocidade do vento. O registro do tamanho do grão foi claramente desacoplado do registro de acumulação litogênica em testemunhos desta região.

A comparação dos registros de $\delta^{18}\text{O}$ (Zachos *et al.*, 2008) e dos elementos associados ao Fe nas Maldivas mostram uma boa correlação em todas as periodicidades primárias de Milankovitch, sugerindo que a aridez continental relacionada à atividade das monções e as mudanças globais do volume de gelo estão ligadas. Assim, a presença da inclinação nos registros relacionados à poeira pode ser em parte devido à conexão vinculada entre o desenvolvimento da monção e as placas de gelo. Os modelos climáticos mostram que o clima do hemisfério norte é estreitamente ligado ao aumento da aridez nas baixas latitudes, com o deslocamento da ITCZ para o sul durante os períodos frios, forçando maior aridez sobre a massa terrestre indiana-asiática.

A boa correlação do registro de Fe com os dados de $\delta^{18}\text{O}$ (Zachos *et al.*, 2008), especialmente no período da excentricidade, sugere que o registro eólico e o volume global de gelo compartilham o mecanismo de insolação como principal forçante. Embora o domínio da excentricidade na série temporal do Fe sugira que o registro eólico foi fortemente influenciado pela força direta da insolação nas baixas latitudes, a presença do ciclo de inclinação nos registros com poder espectral significativo sugere que existe uma forte conexão climática nessa frequência entre a camada de gelo de alta latitude e o fluxo eólico associado à monção. Períodos de inclinação elevada provocam verões mais quentes e invernos mais frios que geram um maior gradiente térmico entre os hemisférios com a ITCZ alcançando latitudes mais altas do que em períodos de inclinação reduzida. Associado a esta maior movimentação na ITCZ em períodos de inclinação elevada possivelmente ocorre o estreitamento dos sistemas atmosféricos durante o verão e o afastamento destes sistemas durante o inverno afetando as teleconexões.

Para avaliar os resultados em termos de variações climáticas, removendo o efeito de diluição pela produção de carbonato, os dados foram plotados em razões (fig. 13) (e.g. Shimmiel and Mowbray, 1991; Schneider *et al.*, 1997). Os dados de Si/Al, K/Al, Ti/Al

e Fe/Al mostram mudanças cíclicas vinculadas aos ciclos de Milankovitch através do registro, em especial o ciclo da excentricidade (~111.1 mil anos).

A análise espectral das razões dos elementos com o método REDFIT mostram que os dados de Ti/Al, Fe/Al e Sr/Ca apresentam maior confiança do espectro na frequência da excentricidade, nas demais razões, outros ciclos orbitais parecem com maior força (fig.14). A análise das séries temporais pelo método wavelet-transform e pelo método fast-time Fourier utilizando o software past mostra que todos os proxies apresentam o ciclo de excentricidade com forte poder espectral por todo o registro. Os dados de Al/Si, Sr/Ca e Fe/K apresentam maior poder espectral em outras frequências sobre a transição do MIS 5-6 (fig. 15). Assim as mudanças cíclicas vinculadas aos ciclos glacial/interglacial dominam o clima da região nos últimos 500 mil anos, com altos valores representando a deposição de sedimento em períodos glaciais e baixos valores em períodos interglaciais. Os maiores valores das razões elemento/Al foram encontrados no MIS 6 e MIS 12 (fig.13), relacionadas com variações regulares superpostas de ~406 mil anos (Hinnov 2000), neste caso a excentricidade modula o efeito climático dos ciclos de precessão.

As series temporais de K/Al, Fe/Al e em menor extensão do Ti/Al promoveram informações muito valiosas para descrever as variações nas monções em estudos prévios.

Se atendo a razão K/Al que foi previamente aplicada em registros sedimentares influenciados por monções (Schneider *et al.*, 1997; Tian *et al.*, 2011). Tanto K quanto Al ocorrem em abundancia nos argilominerais, sendo que K também ocorre em Feldspatos ricos em potássio. K é principalmente abundante em illita, enquanto Al é um elemento abundante em todos os argilominerais. A illita é, geralmente, um produto de intemperismo mecânico em climas temperados para áridos enquanto a caulinita, rica em Al, é um produto de intemperismo químico em climas tropicais húmidos. Assim, a variabilidade na relação K/Al provavelmente indica mudanças nas concentrações de illita versus caulinita, que se considera refletir processos de intemperismo acoplados a atividades de monções nas áreas fonte. Os valores elevados de K/Al em um intervalo de sedimentos indicam que o aumento da intempérie mecânica ocorreu durante a monção de inverno seca, concomitante com o resfriamento do continente nas áreas de origem e que os ventos de nordeste transportaram illita e outros minerais (minerais ricos em Si, Fe e Ti) para o oceano. Por outro lado, baixas taxas de K/Al em um intervalo de sedimentos indicam que o aumento da intempérie química ocorreu durante a estação de monção de verão úmida, com o aquecimento do continente e transporte fluvial de grande quantidade de caulinita para o oceano.

Os dados mostram que mínimos de K/Al também ocorreram durante picos máximos de insolação em todo o registro. Esses baixos valores de K/Al revelam períodos de entrada mínima de poeira, que foram claramente impulsionados por máximos na insolação como resultado de uma combinação de excentricidade e precessão. Durante estas fases, o clima da massa terrestre indiana-asiática foi quente e úmido durante a estação de verão como resultado de um verão intensificado e/ou de maior duração à custa da estação seca de inverno. A Zona de Convergência Intertropical (ITCZ) teria mudado para a sua posição mais ao norte durante essas fases, resultando em fortes ventos de verão trazendo umidade do Oceano Índico para o continente.

A análise espectral do registro K/Al revela também que a periodicidade da inclinação atua ao longo do registro. Isso pode ser surpreendente porque o clima de baixa latitude deve ser teoricamente menos sensível à insolação na banda da inclinação do que o clima de alta latitude. Talvez a presença da inclinação no registro de K/Al sugira que o sistema climático de monção está ligado ao clima do hemisfério norte, além dos efeitos diretos da insolação de baixa latitude.

Embora o registro Si/Al mostre variações semelhantes as demais razões elemento/Al em ciclicidade e amplitude, sua estrutura se encontra fora de ajuste com os demais sinais. Atribuímos essas diferenças à presença ocasional de opala no registro, tornando o registro Si/Al menos útil para estudar a fração litogênica da sequência sedimentar.

A Comparação entre a razão Ti/Al e dados de *ice rafted debris* do Atlântico Norte (Hemming, 2004) permitiram uma possível identificação dos eventos *Heinrich* 1 ao 5 e 11 (fig. 23).

Segundo (Govin *et al.*, 2012) a razão Al/ Si e a razão Fe/K refletem a entrada relativa de material terrígeno de zonas climáticas caracterizadas por diferentes graus de intemperismo químico continental, com elevados valores encontrados em zonas tropicais com alta deposição de caulinita, que se forma pelo intemperismo gerado pela hidrólise parcial, onde o potássio é totalmente eliminado. Nossos dados mostram altos valores para estas razões sucedendo em algumas poucas centenas de anos os eventos heinrich reconhecidos pela razão Ti/Al (fig. 23). Este resultado sugere que períodos frios terminaram em períodos extremamente húmidos de curta duração. O evento Heinrich 11 na transição do MIS 6 para o MIS 5 foi sucedida pelos mais elevados valores de Al/Si e Fe/K indicando ser este o período mais húmido em todo o registro (fig. 24). Este resultado também implica que houve maior transporte de sedimentos na camada nefelóide desde o continente até a área de estudo.

Segundo Henderson (2002), a razão Sr/Ca em corais varia em função da temperatura sendo um próxie para a temperatura superficial do oceano (SST), com menores valores refletindo temperaturas mais quentes e maiores valores refletindo temperaturas mais frias. Nossos dados mostram uma forte correlação entre os dados de Sr/Ca e Al/Si (fig. 24). Esta correlação se deve ao fato de que em períodos de monção, a ressurgência é fortalecida (Betzler *et al.*, 2009) injetando mais água fria próximo a superfície.

A ressurgência fortalecida injeta mais nutrientes, os dados de Radiação Gamma e Densidade obtidos a bordo do navio oceanográfico JRSO mostram que períodos de monção com ressurgência fortalecida estão associados a uma produção biológica aumentada com maior fluxo de matéria orgânica para o sedimento que reflete em valores mais elevados de Radiação Gamma e valores reduzidos na densidade (fig. 24). Estes resultados também indicam que mesmo em sedimentos não processados com alto teor de carbonato, como no caso das Maldivas, a razão Sr/Ca pode ser uma ferramenta valiosa para o estudo de paleoclimas.

Figura 23 – Possível correlação entre dados de IRD do Atlântico Norte e a razão Ti/Al. Comparação entre os dados de Sr/Ca, Al/Si e Fe/K relacionados a monção Indiana e a ressurgência marinha nas Maldivas.

Embora os proxies relacionados aos sedimentos eólicos e os registros de $\delta^{18}\text{O}$ (Zachos *et. al.*, 2008) estejam bem ligados, existem também diferenças entre os dois registros. Os registros relacionados aos sedimentos eólicos das Maldivas mostram maior poder espectral ante os ciclos de precessão e excentricidade quando comparados ao $\delta^{18}\text{O}$ (Zachos *et. al.*, 2008) nos últimos 500 mil anos (fig. 14). A implicação é que a aridez nas baixas latitudes é muito mais sensível à insolação direta do que o desenvolvimento da cobertura de gelo nas altas latitudes. Isto é esperado, dado que os sistemas de ventos de monção responderiam prontamente às mudanças de insolação devido ao aquecimento direto da massa terrestre indiana-asiática, levando ao fortalecimento imediato dos ventos de monção de sudoeste e ao aumento das chuvas.

O derretimento e o crescimento da cobertura de gelo também são inicialmente desencadeados pela insolação, mas o tempo de crescimento e derretimento também são controlados pela inércia térmica nas placas de gelo. O modelo de idade do registro de $\delta^{18}\text{O}$ (Zachos *et. al.*, 2008) foi estabelecido com um atraso de fase que permite o tempo de resposta do oceano ao crescimento da camada de gelo. Em contraste, os registros de proxies relacionados ao registro das Maldivas estão diretamente sintonizados com a insolação. Portanto, teoricamente, o registro eólico das Maldivas deve se adiantar ao registro bentônico de $\delta^{18}\text{O}$ (Zachos *et. al.*, 2008). Este é evidentemente o caso durante as deglaciações. Nesta fase, é difícil testar se a ligação observada de vários milhares de anos está presente na ausência de um registro bentônico de isótopos estáveis do Site 1471. No entanto, tal liderança do registro de proxy relacionado aos sedimentos transportados pelo vento para o registro de $\delta^{18}\text{O}$ (Zachos *et. al.*, 2008) parece razoável dado a resposta potencialmente direta do sistema de monção a insolação, em contraste com uma resposta mais atrasada da cobertura de gelo.

Os dados das razões proxy dos elementos mostram que períodos húmidos (Fe/K e Al/Si elevados) se relacionam com baixas temperaturas na superfície do mar (Sr/Ca elevados) devido a ressurgência marinha nas Maldivas, que favorece a produção biológica aumentando o fluxo de matéria orgânica para o sedimento, como visto nos elevados valores de raio Gamma e baixos valores de densidade. A velocidade da onda p, permanece boa parte do registro sem alteração, em especial na parte superior indicando não haver muita variação na porosidade.

Figura 24 – Curvas com as razões próxies, Fe, raio Gamma, densidade, velocidade da onda p e $\delta^{18}\text{O}$.

Os dados de ARM@30, BIRM@100, BIRM@300, IRM@1000, HIRM@100, HIRM@300 e de susceptibilidade magnética apresentam uma divisão em 4 partes com propriedades magnéticas claramente distintas.

A zona 1 (0-2 metros) é caracterizada por altos valores de χ , ARM, IRM, HIRM (fig. 16). Os elevados valores de S-ratio (próximos de 1) indicam que nesta zona ocorre a dominância da (titano-) magnetita, enquanto que a presença de razoavelmente elevados valores de HIRM mostram que minerais magnéticos mais coercivos como a hematita também estão presentes.

A Zona 2 (2-4 metros), é caracterizada por uma queda nos principais parâmetros magnéticos, durante a transição com a zona 1 os parâmetros mais sensíveis a grãos SD (ARM@30) apresentam queda mais brusca nos valores quando comparados aos valores de parâmetros sensíveis a grãos mais coercivos (χ e a IRM), sendo que minerais com alta coercividade são mais resistentes a dissolução.

A zona 3 (4 - 6.5 metros) apresenta um pico secundário consideravelmente menor em intensidade em todos os parâmetros magnéticos quando comparados com o pico na zona 1, com clara proeminência dos valores de K, IRM e HIRM quando comparados com os dados de ARM, indicando um aumento na proporção de minerais magnéticos de alta coercividade como a hematita.

Na zona 4 (6.5 metros – base do registro) os principais parâmetros magnéticos caem para valores os mínimos, exceto pelos dados de S-ratio@100 e S-ratio@300 que apresentam um incremento linear em direção a base do registro. Este resultado indica que os grãos magnéticos recém-formados e inicialmente de tamanho SP estão ultrapassando o tamanho de bloqueio SD.

Estes resultados são semelhantes aos obtido por Rowan *et al.* (2009), que estabeleceu em um testemunho da margem de Omã que as variações nas propriedades magnéticas eram consistentes com a dissolução progressiva de grãos detríticos de minerais de óxido de Fe-Ti em direção a base do registro com a formação autigênica associada de minerais de sulfeto de ferro, estabelecendo uma zonação diagenética básica, associando as mudanças nos minerais de óxidos de Fe e Ti a geoquímica do ambiente sedimentar (Berner, 1981).

De acordo com Rowan *et al.* (2009), a assembleia de minerais magnéticos primários na Zona 1, que é dominada por grãos SD e PSD detríticos de (titano-) magnetita, sofre uma dissolução quase completa na Zona 2. A ocorrência precoce de pequenas quantidades de pirita dentro da matriz de sedimentos indica que as condições anóxicas foram estabelecidas perto da interface sedimento-água (Berner, 1981) e que a zona com condições óxicas e subóxicas deve ser muito fina. No entanto, a persistência dos grãos detríticos de (titano-) magnetita, e a baixa abundância geral de sulfetos de ferro na parte superior da coluna de sedimento sugerem que as taxas de redução de sulfato permaneceram baixas nas Zonas 2 e 3. A dissolução acelerada da magnetita e a formação concomitante de sulfetos de ferro autigênicos observados nas zonas 2 e 3 provavelmente está associada à transição sulfato-metano (SMT) (fig. 25), onde a difusão ascendente do metano biogênico (e possivelmente termogênico) da coluna sedimentar abaixo fornece uma fonte adicional de carbono orgânico para bactérias redutoras de sulfato, produzindo um pico nas concentrações de H₂S na água dos poros (Kasten *et al.*, 1998; Neretin *et al.*,

2004; Jørgensen *et al.*, 2004). Na zona 3, o aumento dos valores de ARM junto com o aumento do sinal de resposta dos componentes de alta coercividade nos dados de IRM@1000 e HIRM@300 e a queda nos valores de S-ratio@100 e S-ratio@300, ligados a formação de grãos na fronteira SP-SD, podem ser explicados pelo fato de que as partículas de greigita recém-formadas serão inicialmente pequenas e exibirão comportamento SP termicamente instável, levando algum tempo até que cresçam através do volume de bloqueio SD estável. A formação de greigita na Zona 2 é volumetricamente insignificante em comparação com a quantidade de magnetita detrítica que é removida por dissolução. A maior parte do ferro dissolvido é absorvido pela pirita, paramagnética, e que não registra um sinal paleomagnético. A Zona 4 é caracterizada por concentrações extremamente baixas de grãos magnéticos termicamente estáveis, no entanto, os dados de BIRM@100, S-ratio@100 e S-ratio@300 indicam o crescimento contínuo, mas lento, de greigita através do volume de bloqueio SD estável.

Figura 25 – Esquema básico dos processos diagenéticos da redução da magnetita. (a) Zonas óxicas e anóxicas, transição sulfato metano e declínio no conteúdo SD e enriquecimento no conteúdo SP. (b) Migração da transição sulfato metano (adaptado de Rowan *et al.*, 2009)

O mecanismo preciso do crescimento de sulfureto de ferro abaixo da SMT, onde o esgotamento do suprimento de sulfato deve inibir a piritização, não está claro. Quantidades limitadas de sulfeto devem estar presentes na água dos poros, possivelmente por difusão descendente, ou como produto da oxidação anaeróbica da pirita (Bottrell *et al.*, 2000; Larrasoña *et al.*, 2007). É importante ressaltar que essa limitação de sulfeto favoreceria a preservação do greigita (Kao *et al.*, 2004).

Dado que a dissolução progressiva dos minerais magnéticos de óxido de ferro detríticos é aceita como um processo fundamentalmente importante na redução de ambientes, foi surpreendente quando Tarduno (1995) encontrou maiores concentrações de grãos ultrafinos que exibiam comportamento SP em sedimentos diageneticamente reduzidos. O enriquecimento da concentração de grãos SP pode ocorrer em configurações diagenéticas anóxicas, e sugere que é devido à formação de greigita autigênica. O crescimento de greigita procederá de um núcleo inicial extremamente fino a um tamanho que é grande o suficiente para exceder o volume de bloqueio SD estável (Rowan e Roberts, 2006). No ambiente diagenético limitado em sulfato abaixo da SMT, não seria surpreendente que o crescimento de greigita fosse restrito e que a greigita de grão fino exibisse um comportamento SP dominante. Rowan e Roberts (2006) relataram que greigita SP é abundante nas sucessões estratigráficas de sedimentos marinhos ao longo do leste da Nova Zelândia.

Em adição aos resultados obtidos por Rowan *et al.* (2009), nossos dados indicam que este processo diagenético de formação da greigita e da pirita é responsável pelo enriquecimento do teor de enxofre no sedimento (fig. 18) pela remoção do enxofre (SO_4) dissolvido presente na água dos poros. Este enriquecimento está restrito às zonas 1, 2 e 3 (0 - 6.5 m), e ocorre principalmente abaixo de 2 metros de profundidade onde concluímos ser o início da zona anóxica. Não está claro porque o cloro, elemento que não participa de processos biológicos e que se encontra na maior parte na forma iônica, apresenta enriquecimento semelhante ao enxofre (fig. 10).

Os dados de susceptibilidade magnética dependente da temperatura (fig. 20) mostram que as duas amostras medidas, próximo ao topo (0.06 m e 1.56 m de profundidade), apresentam temperatura de Curie próximo a 580°C, característico da magnetita. O fato da susceptibilidade magnética em 1.56 m de profundidade ser por volta de 3 vezes maior que em 0.06 m de profundidade apesar dos processos diagenéticos demonstrados anteriormente se deve ao fato deste ser um dos períodos mais áridos como registrado pelos dados de Fe, Ti/Al, Al/Si e Fe/K por volta de 50 mil anos atrás (fig.13) e implica que a esta profundidade ainda não se estabeleceram as condições anóxicas relacionadas a redução da magnetita. As demais amostras abaixo desta profundidade apresentam susceptibilidade muito baixa e elevado nível de ruído.

Os ciclos de histereses (fig. 19) para as duas amostras medidas, próximo ao topo (0.06 m e 1.56 m de profundidade), apresentam magnetização de saturação em torno de 200 mT, que assim como os dados de susceptibilidade magnética dependente da temperatura, são característicos da magnetita. As demais amostras abaixo desta profundidade apresentam ciclos de histereses confusos, em teoria um campo direto aplicado sobre uma amostra não deveria gerar uma remanência negativa, este resultado pode estar relacionado a interação entre os minerais magnéticos recém-formados com as linhas de campo dos minerais magnéticos pré-existentes ou a algum outro processo desconhecido.

Foram realizados diagramas FORC de diversas amostras ao longo do registro, mas somente uma amostra, em 1.55 m de profundidade, apresentou sinal. O sinal estreito e fechado em torno da origem de B_u (fig.21) é indicativo de magnetita SD de baixa interação, este sinal é geralmente associado a presença de magnetita bacteriana (Roberts

et. al., 2013). Em adição a este resultado, os dados de absorção do raio X próximo a estrutura da borda, processados com o software Athena (Ravel e Newville, 2005). e comparados com padrões de FeO, e magnetita bacteriana cultivada, indicam alto percentual de magnetita bacteriana. Vale ressaltar que os valores obtidos no processamento não são representativos da amostra como um todo dado o fato da medida ser feita em uma área extremamente pequena ($\leq 1 \text{ mm}^2$) e ter sido realizada em grãos previamente selecionados.

10. Conclusões

O componente litogênico do sedimento preservado na sequência de deriva das Maldivas fornece séries temporais do fluxo de sedimentos eólicos que refletem as condições climáticas na área fonte. A série temporal do Fe e de outros elementos terrígenos foram medidos por escaneamento XRF não destrutivo e plotados nas formas de razões proxies fornecendo registros de aridez, intemperismos químico e mecânico na área fonte, e variações na temperatura da superfície do mar (SST). O componente litogênico do sedimento aumentou durante períodos glaciais. Nós tentamos inferir que os ventos de inverno de nordeste transportavam principalmente as partículas de poeira da massa terrestre indiana-asiática para as Maldivas, com os padrões de vento de monção de hoje e a posição das Maldivas a sudoeste da Índia. Os ventos de noroeste soprando durante a monção de verão também se intensificaram durante os períodos glaciais e, portanto, podem ter adicionado partículas da distante Península Arábica à fração litogênica das Maldivas. Se assim for, os ventos de nordeste do inverno e os ventos noroeste de verão levaram, juntos, sedimentos terrígenos às Maldivas, resultando em um registro eólico integrado. Os registros relacionados à componente terrígena, Fe, K, Al e Ti são fortemente influenciados pelas periodicidades primárias de Milankovitch. Nós usamos o registro do Fe para construir um modelo de idade e associamos mínimos de Fe aos mínimos de $\delta^{18}\text{O}$ (Zachos *et. al.*, 2008), permitindo identificar os *Marine Isotope Stages* (MIS) do 1 ao 14 e fornecendo uma idade de por volta de 540 mil anos para a base do registro.

A análise espectral do registro Fe revela que todas as periodicidades primárias de Milankovitch estão presentes no registro. A presença do ciclo de inclinação no registro indica que a aridez na área fonte no continente indiano-asiático é fortemente influenciada pela insolação de baixa latitude e a cobertura de gelo, com maior movimentação na ITCZ em períodos de inclinação elevada e possivelmente o estreitamento dos sistemas atmosféricos durante o verão e o afastamento destes sistemas durante o inverno afetando as teleconexões.

O registro K/Al mostra climas relativamente húmidos nas áreas de origem durante as fases de insolação máxima quando a excentricidade ampliou a precessão (pode haver um papel de CO_2 , resultando em aquecimento adicional). De acordo com Trenberth (2011), o aumento do aquecimento leva a uma maior capacidade de retenção de água do ar (aumento de 7% por aquecimento de 1°C), o que resulta em maiores concentrações de vapor de água na atmosfera. Assim, o aquecimento global influencia diretamente a precipitação, com eventos de precipitação mais intensos quando a temperatura aumenta,

especialmente nos trópicos. Eventos extremamente húmidos foram encontrados na transição do MIS 5 e 6 na transição dos MIS 10 e 11, relacionadas com variações regulares superpostas de ~406 mil anos (Hinnov 2000), onde a excentricidade modula o efeito climático dos ciclos de precessão. Associado a este resultado os dados de Sr/Ca, Radiação Gamma e densidade indicam que em períodos de monção, a ressurgência fortalecida aumentava a produção biológica e o aporte de matéria orgânica para o sedimento.

Os dados de magnetização remanente isothermal mostram que o sedimento sofreu forte diagênese com redução da magnetita e formação de greigita e pirita enriquecendo o teor de enxofre no sedimento. Este resultado mostra que condições anóxicas se estabeleceram próximo a superfície, entre 1 e 2 metros de profundidade. Apesar da queda drástica da resposta magnética abaixo desta profundidade, ainda é possível reconhecer as feições encontradas nos dados de Fe, Ti, K e Al.

No topo do registro (0 – 2 m), os dados de ciclos de histereses e de susceptibilidade magnética dependente da temperatura mostram que a magnetita é mineral magnético mais abundante e juntamente com dados de absorção do Raio X próximo a estrutura da borda e diagramas FORC indicam a presença de magnetita biogênica, mas, abaixo desta profundidade, as condições anóxicas e a forte diagênese não permitem sua preservação.

Bibliografia

Aubert, O., and Droxler, A.W., 1992. General Cenozoic evolution of the Maldives carbonate system (equatorial Indian Ocean). *Bulletin Des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 16(1):113–136.

Aubert, O., and Droxler, A.W., 1996. Seismic stratigraphy and depositional signatures of the Maldivian carbonate system (Indian Ocean). *Marine and Petroleum Geology*, 13(5):503–536. [http://dx.doi.org/10.1016/0264-8172\(96\)00008-6](http://dx.doi.org/10.1016/0264-8172(96)00008-6)

B. Ravel and M. Newville, *ATHENA, ARTEMIS, HEPHAESTUS: data analysis for X-ray absorption spectroscopy using IFEFFIT*, Journal of Synchrotron Radiation 12, 537–541 (2005).

Belopolsky, A.V., and Droxler, A.W., 2004a. Seismic expressions and interpretation of carbonate sequences: the Maldives platform, equatorial Indian Ocean. *AAPG Studies in Geology*, 49. <http://archives.datapages.com/data/specpubs/study49/images/st49.pdf>

Belopolsky, A.V., and Droxler, A.W., 2004b. Seismic expressions of prograding carbonate bank margins: middle Miocene, Maldives, Indian Ocean. In Eberli, G.P., Masferro, J.L., and Sarg, J.F. (Eds.), *Seismic Imaging of Carbonate Reservoirs and Systems*. AAPG Memoir, 81:267–290. <http://archives.datapages.com/data/specpubs/memoir81/CHAPTER12/CHAPTER12.HTM>

Berner, R.A., 1981. A new geochemical classification of sedimentary environments. *J. Sediment. Petrol.* 51, 359–365.

Betzler, C., Hübscher, C., Lindhorst, S., Reijmer, J.J.G., Römer, M., Droxler, A.W., Fürstenau, J., and Lüdmann, T., 2009. Monsoon-induced partial carbonate platform drowning (Maldives, Indian Ocean). *Geology*, 37(10):867–870. <http://dx.doi.org/10.1130/G25702A.1>

Betzler, C., Fürstenau, J., Lüdmann, T., Hübscher, C., Lindhorst, S., Paul, A., Reijmer, J.J.G., and Droxler, A.W., 2013a. Sea-level and ocean-current control on carbonate-platform growth, Maldives, Indian Ocean. *Basin Research*, 25(2):172–196. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2117.2012.00554.x>

Betzler, C., Lüdmann, T., Hübscher, C., and Fürstenau, J., 2013b. Current and sea-level signals in periplatform ooze (Neogene, Maldives, Indian Ocean). *Sedimentary Geology*, 290:126–137. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.03.011>

Betzler, C. G., G. P. Eberli, C. A. Alvarez Zarikian and the Expedition 359 Scientists, 2016. Expedition 359 Preliminary Report: Maldives Monsoon and Sea Level, International Ocean Discovery Program.

Blackman, 1958. The Measurement of Power Spectra from the Point of View of Communications Engineering - Part II. Article in *The Bell System technical journal* 37(2):485-569. DOI: 10.1002/j.1538-7305.1958.tb01530.x

Bottrell, S.H., Parkes, R.J., Cragg, B.A., Raiswell, R., 2000. Isotopic evidence for anoxic pyrite oxidation and stimulation of bacterial sulphate reduction in marine sediments. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 157, 711–714.

Ciarapica, G., and Passeri, L., 1993. An overview of the Maldivian coral reefs in Felidu and North Malé atoll (Indian Ocean): platform drowning by ecological crises. *Facies*, 28(1):33–65. <http://dx.doi.org/10.1007/BF02539727>

Cisowski SM. Interacting vs. non-interacting single domain behavior in natural and synthetic samples. *Phys. Earth Planet Inter.*26; 1981. 56-62 p.

Clemens, S. C. and W. L. Prell (1990), 'Late Pleistocene variability of Arabian Sea summer monsoon winds and continental aridity: Eolian records from the lithogenic component of deep sea sediments', *Paleoceanography* 5(2), 109–145.

Clemens, S., W. Prell, D. W. Murray, G. Shimmield and G Weedon (1991), 'Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon', *Nature* 353(6346), 720–725.

Clemens, S. C., D. W. Murray and W. L. Prell (1996), 'Nonstationary Phase of the Plio-Pleistocene Asian Monsoon', *Science* 274, 943–948.

Clemens, S. C. and W. L. Prell (2007), 'The timing of orbital-scale Indian monsoon changes', *Quaternary Science Reviews* 26, 275–278.

Clift, P.D., Hodges, K.V., Heslop, D., Hannigan, R., Long, H.V., and Calves, G., 2008. Correlation of Himalayan exhumation rates and Asian monsoon intensity. *Nature Geoscience*, 1(12):875–880. <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo351>

Dankers P. Relationship between median destructive field and remanent coercive forces for dispersed natural magnetite, titanomagnetite and hematite. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 64; 1981. 447- 461p.

deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L. and Yarusinsky, M., 2000. Abrupt onset and termination of the African Humid Period: *Quaternary Science Reviews*, 19(1-5), pp.347-361.

deMenocal, P., 2004. African climate change and faunal evolution during the Pliocene–Pleistocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 220(1-2), pp.3-24.

Droxler, A.W., Haddad, G.A., Mucciarone, D.A., and Cullen, J.L., 1990. Pliocene–Pleistocene aragonite cyclic variations in Holes 714A and 716B (The Maldives) compared with Hole 633A (The Bahamas): records of climate-induced CaCO₃ preservation at intermediate water depths. In Duncan, R.A., Backman, J., Peterson, L.C., et al., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 115: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 539–577. <http://dx.doi.org/10.2973/odp.proc.sr.115.179.1990>

Duncan, R.A., 1990. The volcanic record of the Réunion hotspot. In Duncan, R.A., Backman, J., Peterson, L.C., et al., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 115: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 3–10. <http://dx.doi.org/10.2973/odp.proc.sr.115.206.1990>

Dunlop D J. The rock magnetism of fine particles, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 26; 1981. 1-16 p.

Flower, B.P., and Kennett, J.P., 1994. The middle Miocene climatic transition: East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 108(3–4):537–555. [http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182\(94\)90251-8](http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(94)90251-8)

Frederichs T, Bleil U, Däumler K, Dobeneck T, Schmidt A. The magnetic view on the marine paleoenvironment: Parameters, techniques and potentials of rock magnetic studies as a key to

paleoclimatic and paleoceanographic changes, in *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples From the South Atlantic*, edited by G. Fischer and G. Wefer, Springer, Berlin, doi:10.1007/978-3-642-58646-0_24; 1999. 575–599 p.

Fürstenau, J., Lindhorst, S., Betzler, C., and Hübscher, C., 2010. Submerged reef terraces of the Maldives (Indian Ocean). *Geo-Marine Letters*, 30(5):511–515. <http://dx.doi.org/10.1007/s00367-009-0174-2>

Ge, L., W. Lai, and Y. Lin. 2005. Influence of and correction for moisture in rocks, soils and sediments on in situ XRF analysis. *X-Ray Spectrom.* 34:28-34 [doi:10.1002/xrs.782]. *X-ray fluorescence core scanning of wet marine sediments: Methods to improve quality and reproducibility of highresolution paleoenvironmental records*

Gischler, E., Hudson, J.H., and Pisera, A., 2008. Late Quaternary reef growth and sea level in the Maldives (Indian Ocean). *Marine Geology*, 250(1–2):104–113. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2008.01.004>

Govin A., Holzwarth U., Heslop D., Ford K. L., Zabel M., Mulitza S., Collins J. A., Chiessi, C. M., 2012. Modern major element concentrations and ratios measured in Atlantic surface sediments (36°N–49°S). *PANGAEA*, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.763639>.

Hemming S. R., 2004. Heinrich events: massive late pleistocene detritus layers of the north atlantic and their global climate imprint. Department of Earth and Environmental Sciences and Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University Palisades, New York, USA.

Head, M. J. and Gibbard P. L., 2015. Early-Middle Pleistocene transitions: Linking terrestrial and marine realms, *Quaternary International* 389, 7–46.

Henderson G. M., 2002. New oceanic proxies for paleoclimate Department of Earth Sciences, Oxford University, South Parks Road, Oxford OX1 3PR, UK

Hinnov L. A., 2000. New perspectives on orbitally forced stratigraphy Department of Earth and Planetary Sciences, Johns Hopkins University, Baltimore, Maryland 21218

Ivanochko, T. S., 2005. Sub-Orbital Scale variations in the Intensity of the Arabian Sea Monsoon, PhD thesis, University of Edinburgh.

Jansen, J. H. F., S. J. Van Der Gaast, B. Koster, and A. J. Vaars. 1998. CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores. *Mar. Geol.* 151:143-153 [doi:10.1016/S0025-3227(98)00074-7].

Jørgensen, B.B., Böttcher, M.E., Lüschen, H., Neretin, L.N., Volkov, I.I., 2004. Anaerobic methane oxidation and a deep H₂S sink generate isotopically heavy sulfides in Black Sea sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 2095–2118. doi:10.1016/j.gca.2003.07.017.

Kao, S.J., Horng, C.S., Roberts, A.P., Liu, K.K., 2004. Carbon–sulfur–iron relationships in sedimentary rocks from southwestern Taiwan: influence of geochemical environment on greigite and pyrrhotite formation. *Chem. Geol.* 203, 153–168. doi:10.1016/j.chemgeo.2003.09.007.

Kasten, S., Freudenthal, T., Ginge, F.X., Schulz, H.D., 1998. Simultaneous formation of iron-rich layers at different redox boundaries in sediments from the Amazon deepsea fan. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 2253–2264.

Kent JT. The Fisher-Bingham distribution on the sphere. *J. Royal. Stat. Soc.*, 44; 1982. 71-80 p.

Kido, Y., T. Koshikawa, and R. Tada. 2006. Rapid and quantitative major element analysis method for wet fine-grained sediments using an XRF microscanner. *Mar. Geol.* 229:209-225 [doi:10.1016/j.margeo.2006.03.002]. *X-ray fluorescence core scanning of wet marine sediments: Methods to improve quality and reproducibility of highresolution paleoenvironmental records.*

King J, Banerjee SK, Marvin J, Özdemir Ö. A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: Some results from lake sediments, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59; 1982. 404–419 p.

Kroon, D., Steens, T., and Troelstra, S.R., 1991. Onset of monsoonal related upwelling in the western Arabian Sea as revealed by planktonic foraminifers. In *Prell, W.L., Niitsuma, N., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 117: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 257–263. <http://dx.doi.org/10.2973/odp.proc.sr.117.126.1991>

Larrasoña J. C., Roberts A. P., Rohling E. J., Winkelhofer M., Wehausen R., 2003. Three million years of monsoon variability over the northern Sahara.

Larrasoña, J.C., Roberts, A.P., Musgrave, R.J., Gràcia, E., Piñero, E., Vega, M., Martínez- Ruiz, F., 2007. Diagenetic formation of greigite and pyrrhotite in gas hydrate marine sedimentary systems. *Earth Planet. Sci. Lett.* 261, 350–366. doi:10.1016/j.epsl.2007.06.032.

Laskar, J., Fienga, A., Gastineau, M., Manche, H., 2011a, *La2010: A new orbital solution for the long-term motion of the Earth: Astron. Astrophys.*, Volume 532, A89.

Leuschner, D. C. and F. Sirocko (2003), ‘Orbital insolation forcing of the Indian Monsoon - a motor for global climate changes?, *Paleoceanography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 197, 83–95.

Liu, Q. S., J. Torrent, B. A. Maher, Y. J. Yu, C. L. Deng, R. X. Zhu, and X. X. Zhao (2005a), Quantifying grain size distribution of pedogenic magnetic particles in Chinese loess and its significance for pedogenesis, *J. Geophys. Res.*, 110, B11102, doi:10.1029/2005JB003726.

Lüdmann, T., Kalvelage, C., Betzler, C., Fürstenau, J., and Hübscher, C., 2013. The Maldives, a giant isolated carbonate platform dominated by bottom currents. *Marine and Petroleum Geology*, 43:326–340. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.01.004>

Malone, M.J., Baker, P.A., Burns, S.J., and Swart, P.K., 1990. Geochemistry of periplatform carbonate sediments, Leg 115, Site 716 (Maldives Archipelago, Indian Ocean). In *Duncan, R.A., Backman, J., Peterson, L.C., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 115: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 647–659. <http://dx.doi.org/10.2973/odp.proc.sr.115.184.1990>

Martínez-García, A., A. Rosell-Mele, S. L. Jaccard, W. Geibert, D. M. Sigman and G. H. Haug (2011), ‘Southern Ocean dust–climate coupling over the past four million years’, *Nature* 476, 312–315.

Mayergoyz ID. Mathematical models of hysteresis, *IEEE Trans. Magn.*, MAG-22; 1986. 603-608 p.

Merrill RT, McElhinny MW, McFadden PL. *The Magnetic Field of the Earth Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle*. Academic Press; 1998.

Middleton N. J., 1986. A geography of dust storms in South-West Asia. <https://doi.org/10.1002/joc.3370060207>

Milliman, J.D., Qinchun, X., Zuosheng, Y., 1984. Transfer of particulate organic carbon and nitrogen from the Yangtze River to the ocean. *Am. J. Sci.* 284, 824–834, <http://dx.doi.org/10.2475/ajs.284.7.824>.

Moseley, Henry G. J., 1913. "The High Frequency Spectra of the Elements". *Philosophical Magazine*: 1024.

Naafs, B. D. A, J. Hefter, G. Acton, G. H. Haug, A. Martinez-Garcia, R. Pancost and R. Stein (2012), 'Strengthening of North American dust sources during the late Pliocene (2.7 Ma)', *Earth and Planetary Scientific Letters* 317-318, 8–19.

Neretin, L.N., Böttcher, M.E., Jørgensen, B.B., Volkov, I.I., Lüschen, H., Hilgenfeldt, K., 2004. Pyritization processes and greigite formation in the advancing sulfidization front in the Upper Pleistocene sediments of the Black Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 2081–2093. doi:10.1016/S0016-7037(00)00450-2.

Paillard, D., L. Labeyrie, and P. Yiou, 1996. Macintosh program performs time-series analysis, *Eos Trans. AGU*, 77, 319.

Prell, W.L., Murray, D.W., Clemens, S.C., and Anderson, D.M., 1992. Evolution and variability of the Indian Ocean summer monsoon: evidence from the western Arabian Sea drilling program. In Duncan, R.A., Rea, D.K., Kidd, R.B., von Rad, U., and Weissel, J.K. (Eds.), *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean*. Geophysical Monograph, 70:447–469. <http://dx.doi.org/10.1029/GM070p0447>

Preu, C., and Engelbrecht, C., 1991. Patterns and processes shaping the present morphodynamics of coral reef islands—case study from the North-Male atoll, Maldives (Indian Ocean). In Brückner, H., and Radtke, U. (Eds.), *From the North Sea to the Indian Ocean*. Stuttgart, Germany (Franz Steiner), 209–220.

Potts, J. P. 1987. A handbook of silicate rock analysis. 2nd ed. Blackie

Purdy, E.G., and Bertram, G.T., 1993. *Carbonate Concepts from the Maldives, Indian Ocean*. AAPG Studies in Geology, 34.

Rea, D.K., 1992. Delivery of Himalayan sediment to the northern Indian Ocean and its relation to global climate, sea level, uplift, and seawater strontium. In Duncan, R.A., Rea, D.K., Kidd, R.B., von Rad, U., and Weissel, J.K. (Eds.), *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean*. Geophysical Monograph, 70:387–402. <http://dx.doi.org/10.1029/GM070p0387>

Reijmer, J.J.G., Bauch, T., and Schäfer, P., 2012. Carbonate facies patterns in surface sediments of upwelling and non-upwelling shelf environments (Panama, East Pacific). *Sedimentology*, 59(1):32–56. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.2010.01214.x>

Richter, T. O., and others. 2006. The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments, p. 39-50. In R. G. Rothwell [ed.], *New techniques in*

sediment core analysis. Geological Society Special Publication *X-ray fluorescence core scanning of wet marine sediments: Methods to improve quality and reproducibility of high-resolution paleoenvironmental records*

Roberts AP, Pike CR, Verosub KL. First-order reversal curve diagrams: a new tool for characterizing the magnetic properties of natural samples. *J. Geophys. Res.* 105; 2000. 28461–28475 p.

Roberts, A. P., Florindo F., Chang L., Heslop D., Jovane L., and Larrasoana J. C., 2013. Magnetic properties of pelagic marine carbonates, *Earth-Sci. Rev.*, 127, 111–139.

Röhl, U., and L. J. Abrams. 2000. High-resolution, downhole, and nondestructive core measurements from Site 999 and 1001 in the Caribbean Sea: Application to the Late Paleocene Thermal Maximum, p. 191-203. In R. M. Leckie, H. Sigurdsson, G. D. Acton, and G. Draper [eds.], *Proc. ODP, Sci. Results, 165 X-ray fluorescence core scanning of wet marine sediments: Methods to improve quality and reproducibility of high-resolution paleoenvironmental records*

Rowan, C.J., Roberts, A.P., 2006. Magnetite dissolution, diachronous greigite formation, and secondary magnetizations from pyrite oxidation: unravelling complex magnetizations in Neogene marine sediments from New Zealand. *Earth Planet. Sci. Lett.* 241, 119–137. doi:10.1016/j.epsl.2005.10.017.

Schneider, R. R., B. Price, P. J. Muller, D. Kroon and I. Alexander (1997), ‘Monsoon related variations in Zaire (Congo) sediment load and influence of fluvial silicate supply on marine productivity in the east equatorial Atlantic during the last 200,000 years’, *Paleoceanography* 12(3), 463–481.

Schnetger, B., H. J. Brumsack, H. Schale, J. Hinrichs and L. Dittert (2000), ‘Geochemical characteristics of deep-sea sediments from the Arabian Sea: a high-resolution study’, *Deep-Sea Research* 47, 2735–2768.

Shimmield, G. and S. R. Mowbray (1991), ‘The inorganic geochemical record of the northwest Arabian sea: a history of productivity variation over the last 400 k.y. from sites 722 and 724’, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 117, 409–429.

Sirocko, F., & Sarnthein, M. (1989). Wind-borne deposits in the Northwestern Indian Ocean: record of Holocene sediments versus modern satellite data. In M. Leinen & M. Sarnthein (Eds.), *Paleoclimatology and Paleometeorology*, NATO ASI Series, C, Math. And Phys. Sciences (Vol. 282, pp. 401-433). Dordrecht, Boston, London: Kluwer Academic Publishers

Sprowl DR. Numerical estimation of interactive effects in single-domain magnetite, *Geophys. Res. Lett.*, 17; 1990. 2009-2012 p.

Tarduno, J.A., 1995. Superparamagnetism and reduction diagenesis in pelagic sediments — enhancement or depletion? *Geophys. Res. Lett.* 22, 1337–1340.

Taylor SR, McLelland SM. *The Continental Crust, its Compositions and Evolution*. Blackwell, Oxford; 1985. 312p.

Tian, J., X. Xie, W. Ma, H. Jin and P. Wang, 2011. X-ray fluorescence core scanning records of chemical weathering and monsoon evolution over the past 5 Myr in the southern South China Sea, *Paleoceanography* 26, PA4202.

Tiedemann R., Sarnthein M., Shackleton N. J., 1994. Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic $\delta^{18}\text{O}$ and dust flux records of Ocean Drilling Program Site 659 <https://doi.org/10.1029/94PA00208>

Tomczak, M., and Godfrey, J.S., 2003. *Regional Oceanography: An Introduction* (2nd ed.): Delhi (Daya Publishing House).

Trenberth, K. E. (2011), 'Changes in precipitation with climate change', *Climate Research* 47, 123–138.

Zachos J. C., Dickens G. R., & Zeebe R. E., 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics *Nature* volume 451, pages 279–283 [doi:10.1038/nature06588](https://doi.org/10.1038/nature06588)

Zheng, H., Powell, C.M., Rea, D.K., Wang, J., and Wang, P., 2004. Late Miocene and mid-Pliocene enhancement of the East Asian monsoon as viewed from the land and sea. *Global and Planetary Change*, 41(3–4):147–155. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2004.01.003>