1. INTRODUÇÃO

O transporte de calor através das correntes marinhas faz dos oceanos um dos principais agentes climáticos da Terra. A variabilidade dos processos oceânicos está intimamente relacionada aos processos atmosféricos, formando um sistema único. Por isso é crescente o interesse de cientistas no estudo do transporte de massa e calor nos oceanos durante os últimos milhares de anos e o seu impacto no clima global.

O conhecimento das alterações climáticas ocorridas ao longo da história do planeta é importante para a compreensão das condições atuais do clima e suas mudanças futuras. Os oceanos acumulam, anualmente, toneladas de sedimento biogênico e terrígeno, que constituem um registro natural das condições dominantes na superfície do oceano e do continente próximo. Isto faz dos sedimentos marinhos uma confiável fonte de informação paleoceanográfica e paleoclimática.

O estudo dos registros sedimentares para a compreensão de paleoclimas é fundamental na interpretação de cenários futuros, permitindo-nos visualizar uma maior variedade de estados do sistema oceano-atmosfera se estudássemos apenas o oceano moderno (Berger & Wefer,1996). O clima terrestre é, em grande parte, função destes dois reservatórios interligados, primordialmente, através da superfície oceânica - a interface entre o oceano e a atmosfera.

As condições de um ambiente no passado podem ser estimadas através do estudo de fenômenos naturais dependentes do clima que, de alguma forma, incorporam uma medida dessa dependência (Bradley, 1999), produzindo um registro aproximado das condições então atuantes. Este registro aproximado é conhecido como *'proxy'*.

Na história recente do planeta Terra, o último 1,8 milhão de anos (M.a.) corresponde ao período Quaternário da Era Cenozóica. Por representar um período de tempo geologicamente curto, as evidências sedimentares quaternárias estão suficientemente bem preservadas e bastante numerosas, o que permite estabelecer comparações com dados de mesma natureza em processos atuais (Suguio, 1999).

Embora variações climáticas tenham existido ao longo de toda evolução do planeta (Figura 1), o estudo do caso mais recente dessas variações, a transição do Último Máximo Glacial (UMG) para o Holoceno, é um dos principais objetivos da paleoceanografia. O registro de mudanças em escala global tem sido muito discutido, no entanto existem muitas questões em aberto a respeito de como estas variações ocorreram regionalmente.

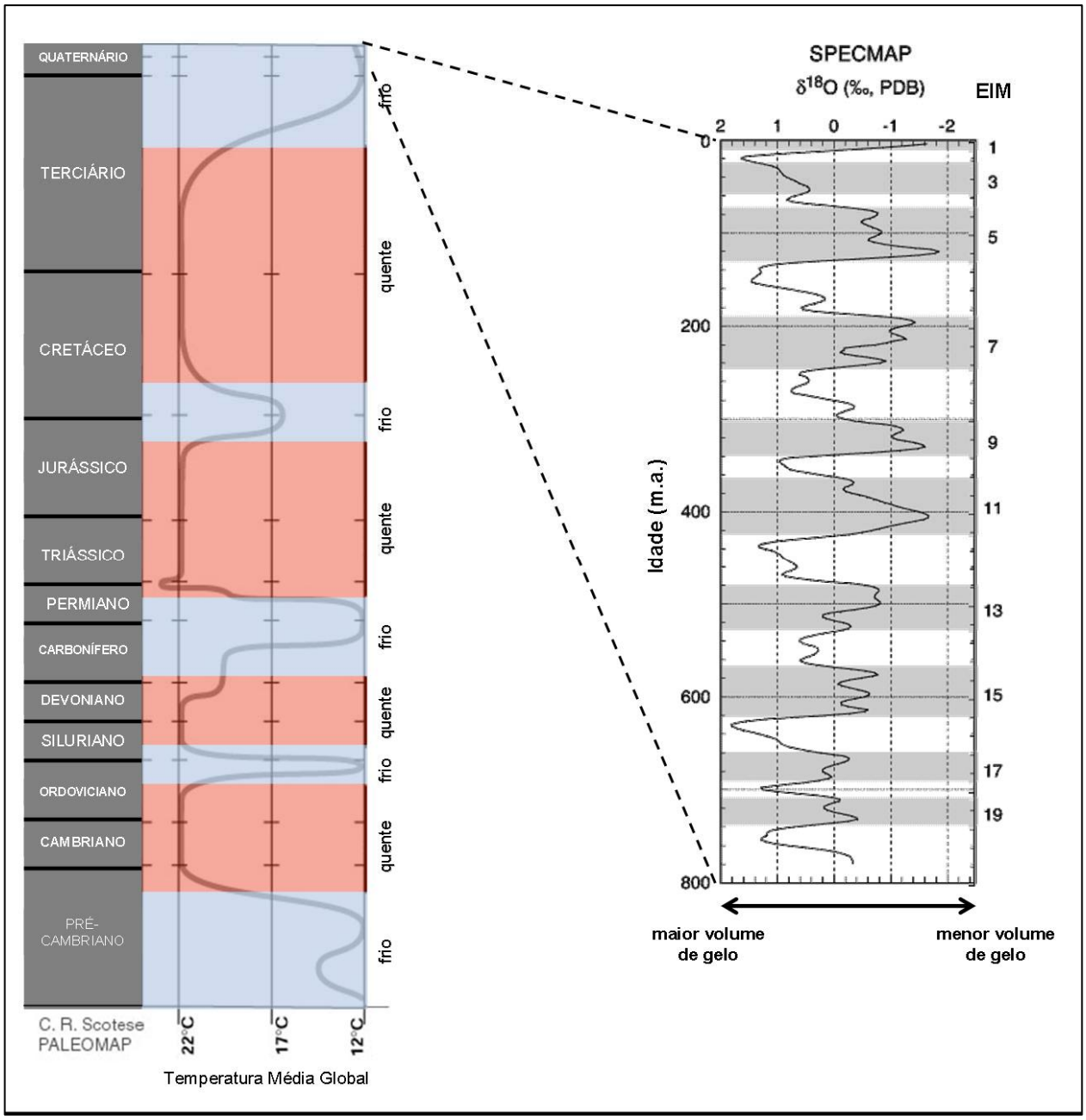

Figura 1: Variações climáticas de grande escala ao longo da evolução do planeta. Esquerda: tabela geológica destacando as variações da temperatura média global (modificado de PALEOMAP-http://www.scotese.com/). Direita: Curva de variação isotópica de oxigênio para os últimos 800.000 anos, com destaque para os estágios isotópicos marinhos (EIM) à direita do gráfico [notar que apenas os estágios ímpares são apresentados (em cinza]) (modificado de Imbrie *et al.* 1984).

O UMG é definido como o intervalo mais recente em que a cobertura de gelo global atingiu seu máximo volume integrado (Figura 2). O UMG foi um intervalo de aproximadamente 4.000 anos, entre 23.000 e 19.000 anos atrás (23 - 19 mil anos) e está inserido no estágio isotópico marinho 2 (EIM 2) (Mix *et al.*, 2001).

O Holoceno é a época mais recente do período Quaternário, teve início há cerca de 10 mil anos atrás e corresponde ao estágio isotópico marinho 1 (EIM 1). As grandes alterações climáticas ocorridas neste intervalo caracterizam-se pelo início de uma fase interglacial no planeta, que dura até hoje e deve permanecer pelos próximos 1000 anos (Sant'Anna Neto & Nery, 2005).

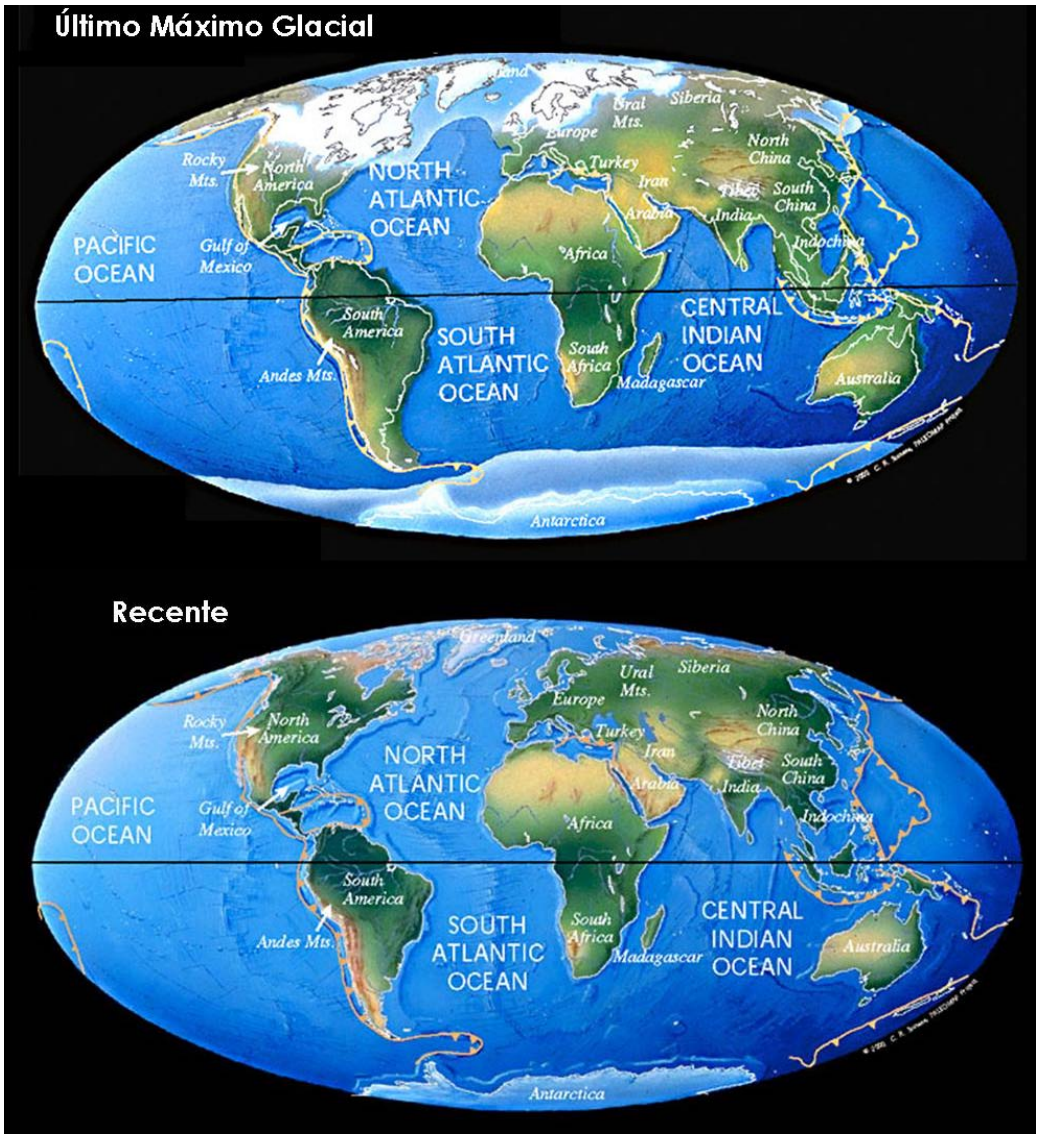

Figura 2: Ilustração da variação da cobertura de gelo global entre o último máximo glacial (UMG) (acima) e as condições atuais (abaixo) (modificado de PALEOMAP-http://www.scotese.com/).

1.1. *Abordagem Paleoceanográfica*

A reconstituição de parâmetros oceanográficos no passado é fundamental para a compreensão das mudanças globais, para tanto se faz necessário a escolha de métodos satisfatórios que se apliquem ao objeto de estudo. A reconstrução da estratificação da coluna d'água, da paleotemperatura da superfície do mar (Hale & Pflaumann, 1999), da paleossalinidade (Wolff *et al.*, 1999) e da produtividade primária (Rühlemann *et al.*, 1996, 1999; Beaufort *et al.,* 1997; Baumann *et al.*, 1999) são pontos-chave para entender a evolução climática, global e regionalmente, a partir de fontes marinhas.

Na tentativa de reconstruir climas e condições ambientais passadas, os estudos paleoceanográficos empregam uma variedade de métodos baseados nas ciências biológica, física e química além de modernas técnicas estatísticas para a interpretação dos dados. Os principais métodos para inferir variações das condições oceanográficas são derivados, essencialmente, de estudos em testemunhos de sedimento marinho de bacias oceânicas e testemunhos de gelo.

Muitos *proxies* são utilizados na estimativa de parâmetros oceanográficos, dentre os mais difundidos podem ser citados: distribuição e composição de assembléias de microfósseis marinhos, principalmente foraminíferos e cocolitoforídeos (Baumann *et al.*, *op.cit.*; Toledo, 2000); composição isotópica de oxigênio e carbono em carapaças calcárias (Shackleton 1987; Duplessy *et al.,* 2002); conteúdo de carbonato de cálcio ($CaCO_3$) (Dittert *et al.* 1999); análises de alquenonas (Müller *et al.,* 1997; Sachs *et al.,* 2000); concentrações de elementos traços (Arz *et al.,* 1998; Jennerjahn *et al.,* 2004); concentração de matéria orgânica terrestre (Behling *et al.,* 2000, 2002) entre outros.

Informações importantes e acuradas são obtidas dos diversos grupos de microfósseis e através das composições isotópicas de suas carapaças. Os organismos que habitam a superfície e o fundo dos oceanos são sensíveis às mudanças ambientais, e diferentes espécies reagem a diferentes estímulos.

Desta forma, alguns grupos biológicos produzem registros das alterações do ambiente (Wefer *et al.*, 1999). Os microfósseis marinhos são

considerados portadores de sinais ambientais e seu estudo tem como base informações quantitativas a respeito das propriedades físicas e químicas do ambiente em que estes organismos viviam (Kucera, 2003).

Para inferirmos a respeito das condições passadas é fundamental o conhecimento da estrutura e funcionamento das condições atuais do oceano e da atmosfera. É importante entender os padrões modernos de circulação oceânica e atmosférica, suas interações e influências no clima global.

O conhecimento do ambiente e de suas variáveis é essencial para interpretar a variação dos microfósseis no registro sedimentar, portanto a noção da distribuição e variabilidade dos parâmetros oceanográficos vigentes na região de estudo é necessária. Tão importante quanto o estudo do ambiente é a compreensão da biologia, função ecológica, distribuição e, principalmente, da relação dos organismos estudados com as condições ambientais as quais estão adaptados.

1.2. *O Clima nos Últimos 25.000 anos (UMG - Holoceno)*

A cobertura de gelo em muitas regiões do hemisfério norte destaca-se como uma das mais proeminentes conseqüências do último intervalo glacial vivido pelo planeta (Figura 2). Estudos como os do projeto CLIMAP (Climate Long Range Investigation, Mapping and Prediction) estimam que para acumular tamanha espessura de gelo – aproximadamente 3.500-4.000m (CLIMAP, 1981) – seria necessário uma evaporação oceânica de 50-60 x 10^6 km^3, o que teria determinado o rebaixamento de cerca de 120m do nível médio do mar (Fairbanks, 1989).

Desde o final da última glaciação, há uma tendência de aquecimento (Figura 3b) e o nível médio do mar vem aumentando globalmente. Durante o período conhecido como Ótimo Climático (9 - 2,5 mil anos) o nível do mar atingiu seu máximo há aproximadamente 5.100 anos atrás (Última Transgressão Holocênica). Posteriormente sofreu um rebaixamento ao ponto médio que conhecemos hoje (Figura 4).

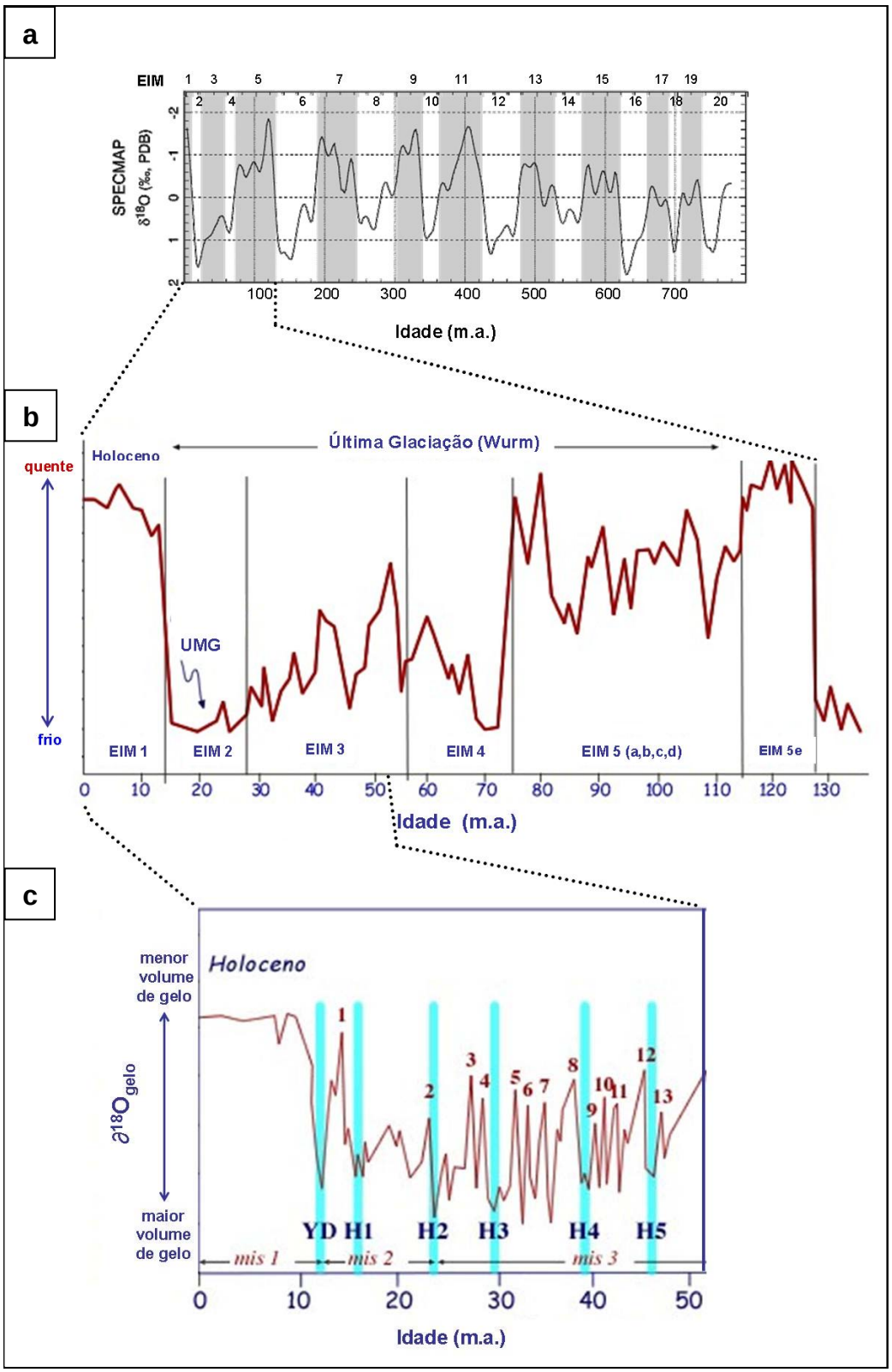

Figura 3: Eventos climáticos no Quaternário Superior. De cima para baixo: a) Curva isotópica de oxigênio SPECMAP para os últimos 800.000 anos (modificado de Imbrie *et al.* 1984); b) Variação de temperatura ao longo dos últimos 130.000 anos destacando a última glaciação, o último máximo glacial (UMG) e o Holoceno; c) Variação isotópica de oxigênio nos últimos 50.000 anos e indicações de eventos climáticos de menor escala (barras verticais azuis: YD-Younger Dryas e H-eventos Heinrich; picos numerados em vermelho correspondem aos eventos Dansgaard-Oeschger, DO) (modificado de Cantolla, 2003).

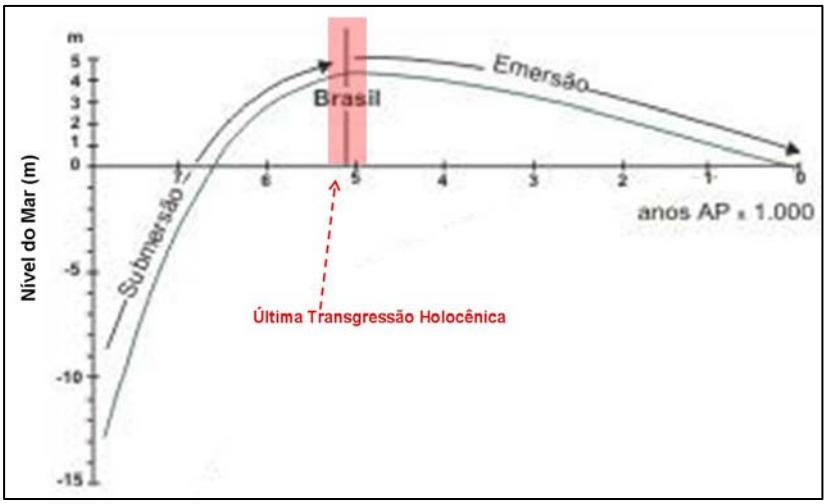

Figura 4: Curva de variação do nível do mar nos últimos 8.000 anos, em vermelho a última transgressão do Holoceno (~5.100 anos), quando o nível do mar esteve acima do atual (modificado de Suguio, 1999).

Inúmeros registros indicam variações climáticas ao redor do globo. Algumas regiões apresentam indicações de condições mais secas durante o UMG e os padrões de precipitação parecem ter variado latitudinalmente (CLIMAP, 1981). Alguns autores sugerem que a aridez relacionada a maior presença de gelo sobre a superfície terrestre está de acordo com uma maior transferência de carbono entre os reservatórios terrestre e marinho, o que seria propiciado pela maior superfície de albedo(Shackleton, 1977; Gates, 1976; Curry *et al.*, 1988).

Essas condições teriam sido refletidas no sistema de ventos, cujas intensidades devem ter sido maiores, aumentando a ocorrência de ressurgências oceânicas e dos registros de depósitos de origem eólica no oceano. Há indícios de que a velocidade dos ventos de superfície deve ter aumentado de 20-50%, induzindo correntes superficiais mais intensas, o que deve ter tido um efeito na circulação oceânica superficial (Costa, 2000).

As variações na pressão parcial do dióxido de carbono (pCO_2) também são bastante conhecidas, sabe-se que durante os períodos glaciais a concentração atmosférica de CO_2 é menor do que em períodos interglaciais como o atual. No entanto existem questões em aberto a respeito de uma explicação para este fato, dado que o oceano contém cerca de 50 vezes mais carbono do que a atmosfera (Rahmstorf, 2002).

Broecker (1982) sugeriu que as flutuações no CO_2 podem ser causadas por variações na produtividade biológica dos oceanos. Curry (1996) sugere que o aumento da produtividade durante os períodos glaciais pode ser causado pelo aumento da mistura gerada pelo vento, principalmente em águas intermediárias oxigenadas e pobres em nutrientes do oceano. Isto ocorre porque a maior turbulência na superfície é responsável por diminuir a estabilidade da coluna d'água e permitir, assim, maior disponibilidade de nutrientes para a camada superficial.

Existem evidências de que durante o período glacial o transporte de calor no oceano Atlântico, ao longo do equador, teria diminuído (Broecker, 1986; Imbrie *et al.*, 1992,1993), alterando o sistema da circulação oceânica como um todo. As possíveis causas sugeridas são: 1) a migração da zona de convergência intertropical (ZCIT) para o equador, a exemplo do que ocorre hoje durante o verão no hemisfério sul e 2) a formação de gelo no hemisfério norte interferindo na formação da Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) (Berger & Wefer,1996; Broecker, 1998).

A eficiência e estabilidade da transferência de calor ao longo do equador, via Corrente Sul Equatorial (CSE) seguida da Corrente Norte do Brasil (CNB), tem um papel fundamental na circulação termohalina (Gordon, 1996; Toledo, 2000). As águas quentes e salinas desta região do Atlântico Sul transportadas para o Atlântico Norte vão se resfriando nas altas latitudes norte, o que as tornam mais densas e afundam dando origem a APAN que fluirá para sul em profundidade.

Acredita-se que durante a transição do UMG para o Holoceno este transporte tenha se alterado. O derretimento da cobertura de gelo marinho então presente no UMG diminuiria a densidade da água na região de formação da APAN, forçando a um decréscimo na formação dessa massa d'água (Duplessy *et al.*, 1988; Seidov & Maslin, 2001; Gersonde *et al.*, 2004). O que teria determinado uma desaceleração de todo o Cinturão de Calor do Atlântico.

Apesar da tendência geral de aquecimento global desde o último período glacial (~120 -10 mil anos) são reconhecidos diversos eventos de menor escala que oscilam deste então. Estes eventos são mais bem descritos para o hemisfério norte, com abundância de registros em sedimentos marinhos do

Atlântico Norte, como os ciclos Dansgaard-Oeschger (DO), os eventos Heinrich (H) e o Younger Dryas (YD).

Os eventos DO são intervalos quentes abruptos e de grande amplitude (Figura 3c). Em poucas décadas ocorre um rápido aquecimento de 5-10°C, seguido por uma fase de lento resfriamento que perdura por alguns séculos, terminando com uma rápida queda de temperatura para condições frias. A amplitude destes eventos é menor no hemisfério sul, principalmente no Atlântico Sul que parece resfriar enquanto o norte esquenta (Rahmstorf, 2002). Associado a estes eventos de aquecimento é sugerido uma mudança de estado da circulação termohalina do Atlântico, principalmente variações na latitude de formação da APAN.

No Atlântico Norte os eventos Heinrich são caracterizados por camadas distintas de sedimento grosseiro, espaçados em aproximadamente 10.000 anos (Figura 3c). Nos últimos 60 mil anos são amplamente identificados seis eventos Heinrich (H_1 a H_6) (Bradley, 1999). Acredita-se que apenas o transporte por *icebergs* seria capaz de conduzir tais sedimentos para o oceano. A redução da densidade da água superficial associada a esta descarga de água doce seria responsável por cessar, ou pelo menos reduzir fortemente, a formação da APAN durante os eventos Heinrich (Seidov & Maslin, 2001; Rahmstorf, *op.cit.*).

Desta forma os eventos Heinrich são intervalos claramente frios e de maior amplitude que os intervalos de abrupto aquecimento DO, porém ambos ainda em um período globalmente mais frio (Figura 3c).

Por outro lado, o YD (~13 -11 mil anos) (Figura 3c) foi o evento mais significativo de rápidas mudanças climáticas durante a última deglaciação. O YD foi tão frio quanto os eventos Heinrich do período glacial, e foi consecutivo ao resfriamento final do DO1. Durante o YD provavelmente houve cessação da formação da APAN, acompanhada de um novo avanço da cobertura de gelo que interromperia a tendência geral de elevação do nível do mar temporariamente (Rahmstorf, *op.cit.*).

1.3. *Paleoceanografia do Atlântico Sul: Estado da Arte*

Os estudos paleoceanográficos e paleoclimáticos no oceano Atlântico Sul e na América do Sul são relativamente escassos se comparados a outras regiões do planeta. Os esforços para a caracterização desta área vêm crescendo, no entanto, os dados estão concentrados no lado africano (ex. Little *et al.*, 1997; Baumann *et al.*, 1999; 2004; Holmes *et al.*, 1999; 2004; Müller & Fischer, 2004; Farmer *et al.*, 2005; entre outros).

Na região de interesse do presente estudo o panorama climático desde o último período glacial até as condições atuais ainda não é muito bem compreendido, entretanto existem evidências que apontam para uma queda na temperatura média anual que teria modificado o funcionamento da ZCIT, diminuindo fortemente a precipitação atmosférica na porção setentrional da região nordeste brasileira e leste da bacia Amazônica durante o UMG (Wolff *et al.*,1998; Oliveira *et al.*, 2005).

De acordo com Arz *et al.* (2001) as condições climáticas que precederam o Holoceno eram tão instáveis quanto no último período glacial, entretanto as variações ocorreram em menores amplitudes.

Apesar das variações climáticas globais de maior escala, a região nordeste do Brasil parece ter tido condições semi-áridas similares entre o período glacial e o atual (Jennerjahn *et al.*, 2004; Behling *et al.*, 2000). No entanto, estes últimos autores sugerem que por volta de 24.000 anos e entre 15.500 e 11.800 anos houve um aumento expressivo da precipitação local, especialmente no último intervalo, que teria sido o período mais úmido registrado na região. Um período glacial mais úmido no nordeste também é sugerido por Arz *et al.* (1998).

Devido ao aumento da umidade foi possível a expansão de florestas de montanha, florestas de planícies de inundação e florestas de galerias, permitindo trocas entre a Mata Atlântica e a Floresta Amazônica. Estes autores apontam como possíveis responsáveis pela maior umidade o deslocamento da ZCIT, a maior influência das frentes frias polares e mudanças na célula de alta pressão do oceano Atlântico Sul (Behling *et al.*, *op.cit.*).

Os dados paleoceanográficos apontam maior aporte de sedimentos terrígenos entre 24.000-12.500 anos (período deglacial) enquanto as menores taxas teriam ocorrido por volta de 6.000 anos (Zabel *et al.*, 2004).

Arz *et al.* (1999) apontam dois intervalos de maior aporte de sedimentos continentais para o oceano no nordeste brasileiro: entre 18.000-15.000 anos (compreende o evento H1, figura 3c) e no intervalo entre 12.700-11.200 anos (YD) quando são sugeridas condições mais úmidas na área continental e maiores temperaturas superficiais do oceano. A sincronia observada com os eventos no hemisfério norte permitiu aos autores sugerir uma evidência do caráter global desses sinais. Durante este período foi observado um aquecimento das águas superficiais no oceano tropical.

Os eventos Heinrich, localmente, são relatados como épocas úmidas, com maior aporte de material terrígeno para o oceano como resultado da maior precipitação atmosférica e maiores descargas fluviais. Acredita-se que a sazonalidade das chuvas no nordeste do Brasil possa ter mudado para períodos mais curto de estiagem, cerca de quatro meses em oposição aos oito meses atuais. O menor período de seca permitiria a expansão de florestas tropicais úmidas, que hoje são impossibilitadas devido ao longo período de seca (Jennerjahn *et al.*, 2004).

Em torno de 8.000-7.000 anos atrás o clima continental, principalmente na região sul da América do Sul teria sido mais frio e úmido. Na zona intertropical o clima teria sido mais seco e os ventos muito intensos. Entre 7.000-4.000 anos existe o consenso de um clima mais seco (Oliveira *et al.*, 2005). Arz *et al.* (2001) sugere que no período entre 7.200-6.200 anos atrás o oceano teria sido mais estratificado devido a menor intensidade dos ventos.

Com base em estudos de sedimentos marinhos dos últimos 30.000 anos ao longo da margem continental brasileira Toledo (2000) e Costa (2000) sugerem que a variação de temperatura não foi o fator mais significativo a influenciar as condições oceanográficas, o que esta de acordo com os dados de Wolff *et al.* (1998).

Além disso, Toledo (*op.cit.*) e Costa (*op. cit.*) apontaram evidências de um intervalo entre 13.000 – 9.000 anos que teria sido mais frio que o próprio UMG de acordo com análises isotópicas. Estes autores também observaram variações na produtividade biológica marinha além de alterações na estrutura

das massas d'água que compõem a circulação oceânica nesta porção do Atlântico Sul.

Costa (2000) também identificou um resfriamento das águas profundas e intermediárias durante o UMG e sugeriu uma mudança da estrutura vertical do oceano, possivelmente em resultado da substituição de águas relativamente quentes da APAN (que hoje habitam estas profundidades), por águas frias de origem sul (Água Antártica de Fundo/Água Circumpolar Inferior).

Arz *et al.* (1998) indicam que o aquecimento em altas latitudes geralmente coincide com temperaturas mais elevadas no oceano Atlântico tropical oeste ou teria ocorrido ligeiramente depois do máximo de temperatura nas baixas latitudes do hemisfério sul.

O aquecimento do Atlântico tropical oeste também é indicado pelos eventos Heinrich e YD. O aumento da umidade no nordeste brasileiro durante estes eventos pode resultar da maior intensidade dos ventos alísios de NE que deslocam a ZCIT para sul (Jennerjahn *et al.*, 2004). Portanto existem evidências de um assincronismo, ou mesmo comportamentos opostos entre o Atlântico tropical e as altas latitudes norte. Por outro lado o aquecimento da porção oeste do Atlântico Sul ocorre em sincronia com o aumento de temperatura das altas latitudes sul (Antártica) (Rahmstorf, 2002; Weldeab *et al.*, 2006).

Durante o UMG e os eventos de resfriamento global ocorridos no período deglacial o Atlântico tropical parece ter atuado como um reservatório de calor e sal relativamente estável (Weldeab *et al.*, *op.cit.*; Toledo, 2000).

2. OBJETIVOS

Objetivo Geral:

Contribuir para a melhor compreensão da história paleoceanográfica da porção noroeste do oceano Atlântico Sul e sua relação com paleoclimas da região nordeste do Brasil nos últimos 25.000 anos com base em análises qualitativas e quantitativas de nanofósseis calcários, a partir dos métodos convencionais (Antunes, 1997; Toledo, 1995; 2000; Bown & Young, 1998), com ênfase na variação da abundância relativa das espécies, comparando o UMG e o Holoceno em dois testemunhos de sedimento marinho da margem continental nordeste do Brasil, entre 7° e 15°S.

Objetivos Específicos:

- Registrar as variações na abundância relativa de nanofósseis calcários ao longo dos últimos 25.000 anos.

- Registrar as variações na profundidade da termoclina e nutriclina do oceano através da variação da espécie *Florisphaera profunda*.

- Aplicar os dados quantitativos de nanofósseis calcários a técnica multivariada de análise fatorial modo-Q pra interpretação dos fatores ambientais.

- Testar a aplicabilidade dos índices de nutriente e temperatura (Herrle *et al.*, 2003) para nanofósseis calcários quaternários do Atlântico Sul.

- Utilizar a equação de paleoprodutividade de nanofósseis calcários (Beaufort *et al.*, 1997) e compará-la com os resultados do índice de nutriente.