



UFRJ

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

FELIPE DE CASTRO FIGUEIREDO SIMÕES

**ESTADO DA ARTE DOS EVENTOS HEINRICH A PARTIR DO ESTUDO DE
FORAMINÍFEROS E ESPELEOTEMAS NO HEMISFÉRIO NORTE E SUL**

Rio de Janeiro

Novembro/2022

**ESTADO DA ARTE DOS EVENTOS HEINRICH A PARTIR DO ESTUDO DE
FORAMINÍFEROS E ESPELEOTEMAS NO HEMISFÉRIO NORTE E SUL**

FELIPE DE CASTRO FIGUEIREDO SIMÕES

Monografia apresentada como requisito obrigatório da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso no curso de Graduação em Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Área de concentração: Paleontologia e Estratigrafia

Orientadora: Dra. Claudia Gutterres Vilela

Avaliada por:

Dra. Katia Leite Mansur

Dra. Renata Cardia Rebouças

LISTA DE FIGURAS E TABELAS

| | |
|--|----|
| Tabela 1: Tabela com a base de dados gerada para elaboração do texto..... | 23 |
| Figura 1: Carta Estratigráfica internacional, destacando o Pleistoceno..... | 7 |
| Figura 2: Gráfico da média da temperatura global ao decorrer do tempo geológico e projeções futuras..... | 9 |
| Figura 3: Principais tipos de morfologias das carapaças de foraminíferos..... | 11 |
| Figura 4: Esquema da formação de Espeleotemas em cavernas..... | 13 |
| Figura 5: Localização dos testemunhos que contém as camadas de Heinrich. Círculo preto indicam IDR enriquecido em carbonatos em todas as camadas identificadas; círculos meio preenchidos indicam ausência de IRD enriquecido em carbonatos em algumas camadas identificadas; quadrados abertos indicam camadas sem carbonatos. Os quadrados sólidos indicam o limite máximo das geleiras na última glaciação. O aumento da espessura das camadas de Heinrich para oeste é indicado pelo aumento do tamanho dos círculos..... | 15 |
| Figura 6: Ciclos de Milankovitch a) excentricidade; b) obliquidade; c) precessão..... | 17 |
| Figura 7: Variações na geometria orbital em função do tempo..... | 19 |
| Figura 8: Fluxograma indicando todas as etapas realizadas na metodologia do trabalho..... | 23 |
| Figura 9: Curva de composição de $\delta^{18}\text{O}$ de <i>Globigerina bulloides</i> dos últimos 35 mil anos com indicação das glaciações (número 1–5; azul), H = Eventos Heinrich (H1-H3; vermelho), HS = Heinrich stadial (HS1-HS3; cinza), e MIS = estágio isotópico marinho (MIS 1-MIS 3) ... | 25 |
| Figura 10: Apresentando a posição média da zona de convergência intertropical nos meses de julho em vermelho e janeiro em azul..... | 27 |
| Figura 11: Imagem da Corrente do Atlântico Norte..... | 28 |
| Figura 12: Esquema da distribuição dos Foraminíferos Planctônicos no Oceano moderno com a média em intervalos em graus centígrados..... | 29 |
| Figura 13: Correlação entre assembleias de foraminíferos planctônicos (<i>Globigerina bulloides</i> e <i>Neogloboquadrina pachyderma</i>), Isótopo de Oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$), Temperatura da superfície do | |

Mar (SST) e Concentração de Grãos Líticos grossos em relação ao tempo em um testemunho próximo à Península Ibérica. Em destaque estão três Eventos Heinrich.....30

Figura 14: Microscopias eletrônicas de varredura de *Fursenkoina mexicana* (a) do Atlântico SE, e b) *Chilostomella oolina*. Vistas em close dos poros, ilustrando diferenças interespecíficas no número e distribuição dos poros.....31

Figura 15: Imagem de *Ammonia tepida*. A) Espécie inteira do Lago Gravelingen. B) Ampliação a 1000x da penúltima câmara da carapaça da mesma espécie. Imagem típica usada para medição de poros, o retângulo representa o frame usado para medição.....32

Figura 16: Imagens de 3 espécies epifaunais de foraminíferos. A) *Cibicidoides wuellerstofi* coletada viva numa região de concentração de oxigênio dissolvida de 27.7 $\mu\text{mol/L}$. B) Mesma espécie, porém coletada em região de concentração de oxigênio dissolvida de 200.1 $\mu\text{mol/L}$. É possível observar a diferença em abundância de pores entre as espécies da imagem A e B. C) Poros evidenciados da mesma espécie (com uso do Adobe Photoshop) em condições de 27.2 $\mu\text{mol/L}$. Escala da barra de 200 μm33

Figura 17: Relação entre a área superficial dos poros da penúltima e antepenúltima câmara de foraminíferos da eipfauna e a concentração de oxigênio dissolvido em águas de fundo ambiente. Pontos grandes representam valores médios de espécimes coletados vivos em cada local; pontos menores representam valores individuais de câmaras de amostra. As linhas com barras representam os desvios padrão.....33

Figura 18: Evolução da temperatura superficial do Atlântico Norte.....35

Figura 19: Reconstituição dos últimos 28 mil anos da atividade da pluviosidade: a) registro de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas de caverna do Rio Grande do Norte (Cruz et al., 2009); b) registro de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas da caverna da Paixão, Chapada Diamantina, Bahia (Barreto, 2010); c) registro de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas das cavernas Lapa Grande e Lapa Sem Fim, centro-leste do Brasil; registro de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas da caverna Botuverá, Santa Catarina (Cruz et al., 2005a); e;f;g) curva de insolação média Discussão 156 de dezembro a fevereiro para a latitude 10 °S (Berger & Loutre, 1991). Note a inversão do eixo Y da escala de insolação em (g).....37

Figura 20: Gráfico mostrando a evolução da quantidade de trabalhos publicados ao longo dos últimos 20 anos.....40

SUMÁRIO

| | | |
|----------|--|-----------|
| 1 | INTRODUÇÃO e OBJETIVO | 6 |
| 2 | FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA | 9 |
| 2.1 | Foraminíferos | 9 |
| 2.2 | Espeleotemas..... | 12 |
| 2.3 | Depósitos de <i>Iceberg</i> | 14 |
| 2.4 | Ciclos de Milankovitch | 16 |
| 2.5 | Geoquímica Isotópica | 19 |
| 3 | METODOLOGIA | 21 |
| 4 | EVENTOS HEINRICH – ESTADO DA ARTE | 23 |
| 5 | DISCUSSÃO | 37 |
| 6 | CONSIDERAÇÕES FINAIS | 39 |
| 7 | BIBLIOGRAFIA | 40 |

1 INTRODUÇÃO e OBJETIVO

Nos últimos milhões de anos o clima da Terra vem sofrendo por uma alta e sucessiva variação de temperatura derivada dos ciclos glaciais e interglaciais (Paillard, 1998; Ludwig *et al.*, 2017), o que impactou severamente no comportamento e distribuição da fauna e flora no hemisfério norte e sul (Petersen *et al.*, 2005; Martins *et al.*, 2015; Tello *et al.*, 2017; Dumnicka *et al.*, 2020). Uma das principais forçantes para com a manutenção do clima da Terra seriam seus ciclos orbitais, alcunhados como “Ciclo de Milankovich” (Milankovich, 1930; Nisancioglu 2018).

Assumindo a evolução paleogeográfica e a constante solar sendo o que eram no início do Quaternário, modelos recentes, tanto quantitativos como qualitativos, concluem que os parâmetros orbitais modularam o clima e continuarão a fazê-lo assumindo não interferências humanas (Berger, 1980).

Compreendido entre 2.58 e 0.0117 Ma. (Gibbard *et al.*, 2010), o Pleistoceno é uma época geológica contida no Período do Quaternário (Figura 1). Caracterizado pela intensa variabilidade climática derivada dos ciclos astronômicos (Pisias & Moore, 1981), o Pleistoceno é um momento intensamente estudado tanto do ponto de vista climático, visto o vasto interesse da comunidade científica em relação as mudanças ambientais (Shackleton, 2000; Aharon, 2003; Rodríguez-Zorro *et al.*, 2022) e a variação do nível do mar (Carlson & Clark, 2012; DeConto & Pollard, 2016; Dumitru *et al.*, 2021), quanto ao contexto paleontológico (Araújo-Júnior *et al.*, 2015; Mothé *et al.*, 2020; Maia *et al.*, 2021; Trifilio *et al.*, 2022) e antropológico (Carmignani *et al.*, 2021; Hanon *et al.*, 2021).

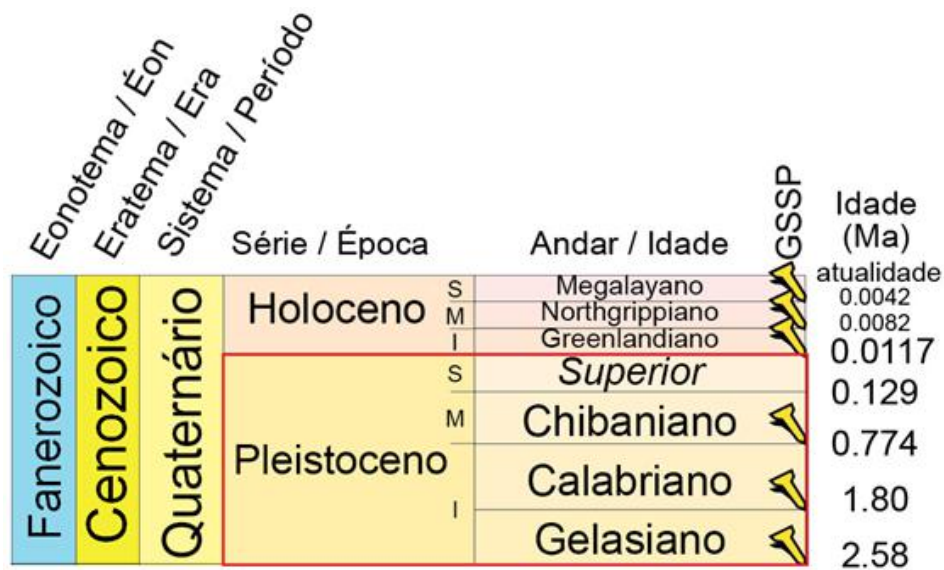


Figura 1: Sessão da Carta Estratigráfica Internacional, destacando o Pleistoceno (Modificado de: International Commission on Stratigraphy 2022).

De acordo com a Comissão Estratigráfica Internacional, o Pleistoceno, atualmente, pode ser subdividido em quatro andares, denominados Gelasiano, Calabriano, Chibariano e Superior (Head, 2019; Head *et al.*, 2021; Suganuma *et al.*, 2021). Este trabalho se concentrará particularmente no andar mais recente do Pleistoceno, idade a qual está localizado o último máximo glacial (UMG), que ocorreu a cerca de 20 mil anos antes do presente (BP).

O Pleistoceno foi um período onde o clima era altamente variável e marcado por grandes glaciações, onde grandes extensões de terra foram cobertas por camadas de gelo, principalmente no Hemisfério Norte, onde há uma maior continentalização (Dawson, 1992). Os momentos onde havia um avanço das camadas polares e queda da média global da temperatura, é denominado Período Glacial, já quando há um aquecimento e um recuo acentuado das camadas de gelo, é chamado de Período Interglacial. Junto destas alterações climáticas, o nível relativo do mar também é fortemente influenciado por estes eventos, o que interferiria diretamente nos níveis de base local, perturbando os processos sedimentares por todo o globo (Bailey *et al.*, 2012; Moskalewicz *et al.*, 2022).

Apesar do Holoceno possuir grandes eventos que perturbaram significativamente o clima global (Martins *et al.*, 2022), o Pleistoceno Superior, comparativamente foi um momento onde são documentados períodos de um pujante

avanço e recuo das geleiras, dadas as condições atmosféricas e oceanográficas da época (Kucera *et al.*, 2005; Oliva *et al.*, 2021). Diversos eventos de grande escala climática ocorreram ao final deste período geológico, como por exemplo o evento Heinrich (HE), Bølling-Allerød (BA) e Younger Dryas (YD), os quais são muito versados em estudos que abordam o andar superior do Pleistoceno (Martins *et al.*, 2015; Pascual *et al.*, 2020; Oliva *et al.*, 2021).

Idealizado pelo pesquisador alemão Hartmut Heinrich, os HE tratam-se de momentos onde há uma intensificação do frio tendo como principais forças motrizes o albedo, incidência solar, concentração de CO₂ atmosférico e a circulação oceânica global (Heinrich, 1988). Os Eventos Heinrich (HE) são eventos climáticos produzidos por uma grande descarga da cobertura de gelo Laurentiana, através do Estreito de Hudson no Oceano Atlântico Norte, reconhecido no registro sedimentar através de camadas distintas (Camadas de Heinrich) de detritos de geleira (IRD) (Heinrich, 1988; Hemming, 2004).

Já O Bølling-Allerød traduz-se em um período de forte aquecimento durante o degelo, ocorrido após o último máximo glacial, há aproximadamente 14.600 e 12.800 anos, o qual teve fim com a imposição do Younger Dryas (Rasmussen *et al.*, 2006). Por fim o YD é um evento que consistiu na abrupta queda de temperatura global, o último grande evento antes do fim do Pleistoceno, onde retornou a condições glaciais, o qual é datado entre 11.500 e 13.000 anos (Dansgaard *et al.*, 1989; Peteet, 1995).

As evidências de grandes eventos de variabilidade climática durante o passado geológico da Terra são de suma importância para a elucidação de possíveis futuros eventos dadas as condições atmosféricas atuais. Em particular, com base em insumos obtidos a partir de estudos paleoclimáticos, a comunidade científica passa a dispor de ferramentas que refinam o desenvolvimento de modelos computacionais para mudanças climáticas futuras como visto no modelo a seguir (Figura 2) (Westerhold *et al.*, 2020).

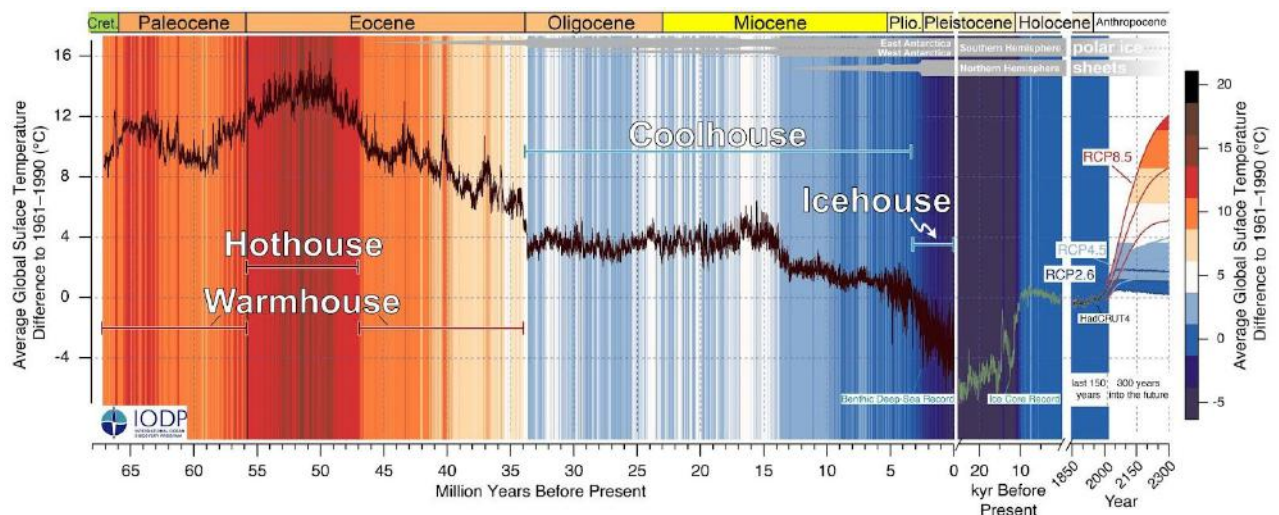


Figura 2: Gráfico da média da temperatura global ao decorrer do tempo geológico e projeções futuras. (Westerhold *et al.*, 2020)

Este trabalho propõe uma integração dos estudos mais relevantes no ponto de vista internacional sobre os Eventos Heinrich, utilizando principalmente publicações onde a área de investigação é o Atlântico Norte e Sul, além de identificar lacunas no conhecimento e discuti-las.

Os objetivos específicos incluem:

- Realizar uma pesquisa bibliográfica dos Eventos Heinrich;
- Montar uma linha cronológica das descobertas científicas;
- Comparar os resultados dos diferentes autores;
- Discutir a importância de novos estudos dos Eventos Heinrich no Hemisfério Sul.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 Foraminíferos

Identificados desde o Cambriano inferior até o presente e típicos principalmente em ambientes oceânicos, os foraminíferos são seres unicelulares eucariontes com pseudópodes reticulados e uma carapaça rígida que se preserva

nos sedimentos (Sen Gupta, 2003). Dependendo de suas características adaptativas, podem viver tanto na coluna d'água quanto nos sedimentos, sendo denominados planctônicos e bentônicos respectivamente. Por serem extremamente sensíveis às mudanças ambientais do ecossistema onde está inserido (Murray, 1991), a aplicabilidade dos foraminíferos é proeminente através de diversos estudos de diferentes ópticas, como biomonitoramento em zonas costeiras (Vilela *et al.*, 2011; Sousa *et al.*, 2020; Laut *et al.*, 2020; Castelo *et al.*, 2022; Silva *et al.*, 2022) e em regiões de corais (Barbosa *et al.*, 2016; A'ziz *et al.*, 2021; Gonzales *et al.*, 2022), estudos paleoceanográficos e paleoambientais (Matsuzaki *et al.*, 2011; Cronin *et al.*, 2022; Martins *et al.*, 2022) e bioestratigráficos (Melo *et al.*, 2019; Piovesan *et al.*, 2021). Além disto, sua distribuição é influenciada por fatores como: salinidade, temperatura, disponibilidade de oxigênio, entre outros fatores ambientais.

Tendo como principal característica a carapaça (ou “testa” ou “teca”), os foraminíferos podem possuir formas variadas e dimensões que em geral variam de 0,2 a 1,5 mm, todavia alguns gêneros podem alcançar maiores proporções, como o *Nummulites* (podendo chegar até 2 cm de diâmetro). Geralmente, sua carapaça é constituída por carbonato de cálcio ($CaCO_3$) a qual é formada a partir da precipitação química da calcita metabolizada pelo indivíduo. Por vezes sua teca formada a partir de uma aglutinação de partículas do meio, sendo denominada aglutinante (Leoblich e Tappan, 1961).

A principal característica das carapaças dos foraminíferos é a presença de forâmens, aberturas que se comunicam com o exterior, ou se posicionam entre as câmaras que formam a teca. A teca é formada por uma ou várias câmaras, geradas a partir de mudanças ortogenéticas de forma contínua ou periódica. A partir da morfologia da sua carapaça e das câmaras, pode-se discernir os grupos que têm uma organização multilocular e unilocular (Figura 3) (Gooday, 2001; Petró, 2018).

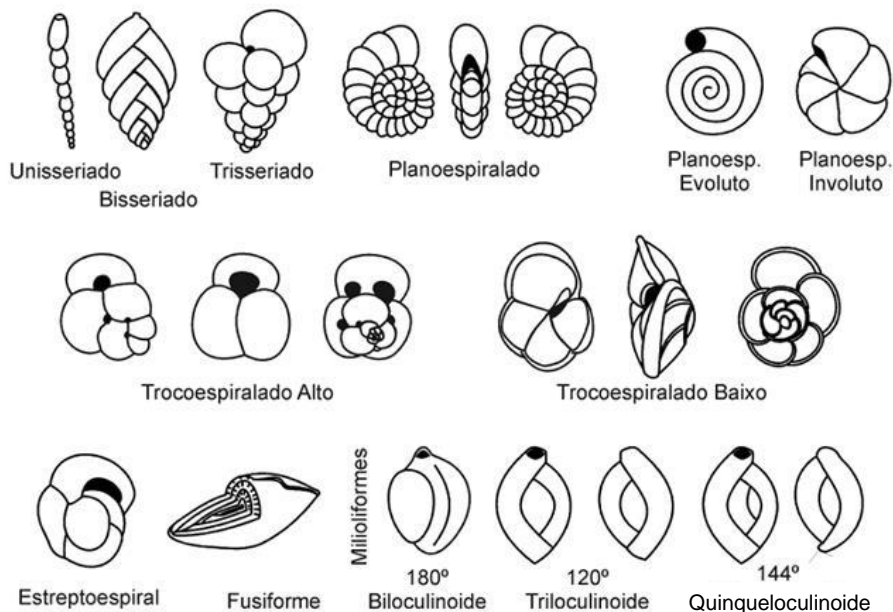


Figura 3: Principais tipos de morfologias das carapaças de foraminíferos (Petró, 2018).

Foraminíferos Planctônicos:

Diferentemente das formas bentônicas, os foraminíferos planctônicos são reconhecidos pelas suas carapaças mais finas e perfuradas, pelas câmaras infladas e globulares (Petró, 2018). Ocupam nichos ecológicos muito similares aos dos zooplânctons, devido à alta disponibilidade de nutrientes, temperaturas e pH mais estáveis. Sua distribuição de espécies varia latitudinalmente, de acordo principalmente com as condições da temperatura superficial do oceano (SST), ademais, sazonalmente seus táxons também podem sofrer alterações (Hemleben *et al.*, 1989; Schiebel & Hemleben, 2017).

Foraminíferos Bentônicos:

Considerados uns dos melhores indicadores de ambientais em zonas marinhas, os indivíduos bentônicos, ou seja, aqueles que vivem junto ao fundo, podem viver livres (vágéis) ou fixos (sésseis) sobre a superfície do substrato oceânico (epifaunais) ou enterrados no mesmo (infaunais) (Boltovskoy, 1965).

Os foraminíferos bentônicos são altamente sensíveis às características físico-químicas do ambiente, o que os tornam muito úteis para reconstruções paleoambientais e paleoceanográficas (Boltovskoy, 1965). De acordo com Kaiho (1994), alterações como nas concentrações de oxigênio na interface sedimento-água, desempenham um papel importante no controle de associações de foraminíferos bentônicos, como características morfológicas e mudanças em nível de espécie.

Os foraminíferos bentônicos são um importante grupo utilizado para os estudos de regiões que sofrem com a eutrofização causada pelo homem (Castelo *et al.*, 2022) devido a sua alta sensibilidade às condições de alto teor de matéria orgânica, pH baixo das águas e pouca oxigenação junto ao fundo (Kaiho, 1991; Kaiho, 1994). Diferentemente dos planctônicos, os foraminíferos bentônicos ocupam todos os nichos oceânicos, desde zonas mais proximais como mangues e baías costeiras, como o oceano profundo (Petró, 2018).

2.2 Espeleotemas

Tendo sua origem etimológica do grego, onde *spelaiion* significa caverna e *thema* depósitos, os espeleotemas são depósitos minerais secundários cristalinos que são gerados comumente no interior das cavernas maduras a partir da precipitação química de soluções aquosas, onde seus minerais de maior ocorrência são a calcita, aragonita e gipsita, além de outros materiais como, fosfatos, nitratos e óxidos hidratados (Figura 4). Os formatos dos espeleotemas tendem a variar de acordo com a dinâmica do fluido e com os hábitos de crescimento dos cristais de seus respectivos minerais (White, 2019).

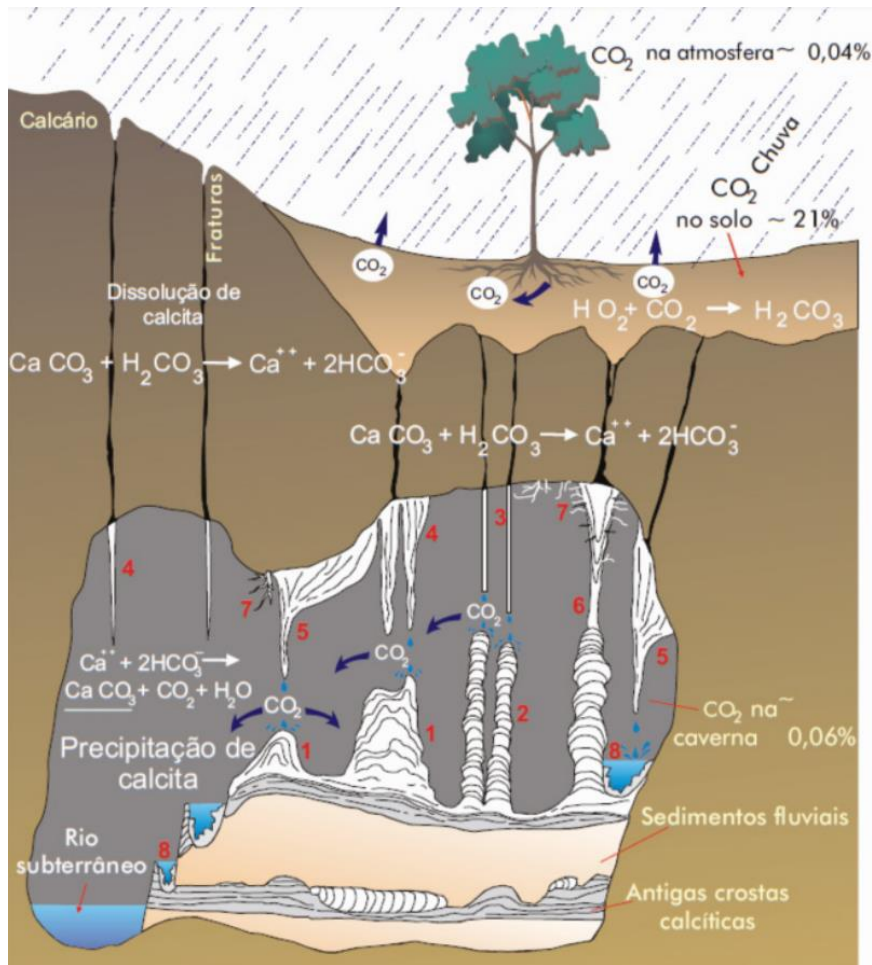
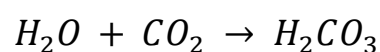


Figura 4: Esquema da formação de Espeleotemas em cavernas. (Teixeira et al., 2000)

Sua formação é dada a partir da infiltração da água de chuva pelo solo e rocha, que se enriquece em CO₂ tornando-a ácida, a partir da reação demonstrada abaixo (Eq. 1), o que a torna capaz de dissolver o substrato calcário. O CO₂ é um gás muito comum na natureza, o qual pode ser encontrado disponível tanto na atmosfera quanto no solo, o qual é biodisponibilizado a partir da produção biológica nas raízes e pela decomposição da matéria orgânica (Stumpf & Ribeiro, 2018).

Equação 1



Dessa forma, a partir da geração do ácido carbônico, o fluido percolante se torna cada vez mais ácido, aumentando o potencial de dissolução das rochas. Ao encontrar uma caverna, o ácido carbônico, devido a sua instabilidade, se desassocia em água e gás carbônico novamente (sendo que o segundo é mandado para a atmosfera), e o fluido enriquecido por calcita, mineraliza lentamente tanto no topo da caverna formando as estalactites quanto junto ao piso no gotejamento, gerando as estalagmites (Bradley, 2015; Stumpf & Ribeiro, 2018).

Para estudos paleoclimáticos as estalagmites são as mais amplamente utilizadas, visto a maior facilidade de interpretação de suas sucessões ao longo do tempo geológico dado o crescimento contínuo entre as camadas de minerais depositadas (Dreybrodt, 2019). A estimativa é que crescem por volta de 1 mm por ano, o que daria as estalagmites em geral o registro de dezenas a centenas de milhares de anos. O mineral calcita, ou aragonita, apresenta características geoquímicas que permitem datar as diferentes lâminas e, junto, determinar as condições de chuva na região da caverna, através de sua assinatura isotópica que é intimamente relacionada com o ciclo da água e tipo de vegetação no passado (Cruz *et al.*, 2005). Portanto, esses espeleotemas são um importante registro paleoclimático, que permite compreender as mudanças climáticas atuais do nosso planeta (Azevedo *et al.*, 2021).

2.3 Depósitos de *Iceberg*

Os sedimentos depositados diretamente a partir do gelo são denominados depósitos glaciogênicos primários e são caracterizados por má seleção granulométrica, pois todos os fragmentos carregados pela geleira são depositados em conjunto. O termo descritivo para sedimentos mal selecionados, contendo fragmentos da fração silte ou argila até seixos ou clastos ainda maiores, é diamictito. Quando um diamictito foi comprovadamente formado por deposição direta a partir do gelo, recebe o nome de till (o sedimento) ou tilito (a rocha) (Grotzinger & Jordan, 2013).

Durante os períodos glaciais do Quaternário, as geleiras expandiram para os interiores dos continentes levando um grande volume de sedimentos, água de degelo

e icebergs para o ambiente marinho (Dalton *et al.*, 2022). Sedimentos glacio-marinhos preservam o registro de mudanças no passado do volume de geleiras, como oceanografia e clima. Eles são texturalmente e geneticamente heterogêneos, refletindo a dinâmica do arcabouço deposicional onde a interação das geleiras e oceano resultam em um grande espectro de processos sedimentares. Os sedimentos glacio-marinhos preservam um arquivo de mudanças passadas no volume de gelo, oceanografia e clima. O que os torna importante *proxie* para estudos glaciais e paleoceanográficos (Cofaigh, 2013).

Heinrich (1988) primeiramente documentou a ocorrência de seis camadas ricas em areia de detritos de geleiras (IRD) no oceano profundo no oeste de Espanha e Portugal. Estudos subsequentes acharam camadas de correlações similares com alto teor de carbonatos e coincidindo com o cinturão IRD, na América do Norte (Andrews & Tedesco, 1992; Bond *et al.*, 1992) (Figura 5).

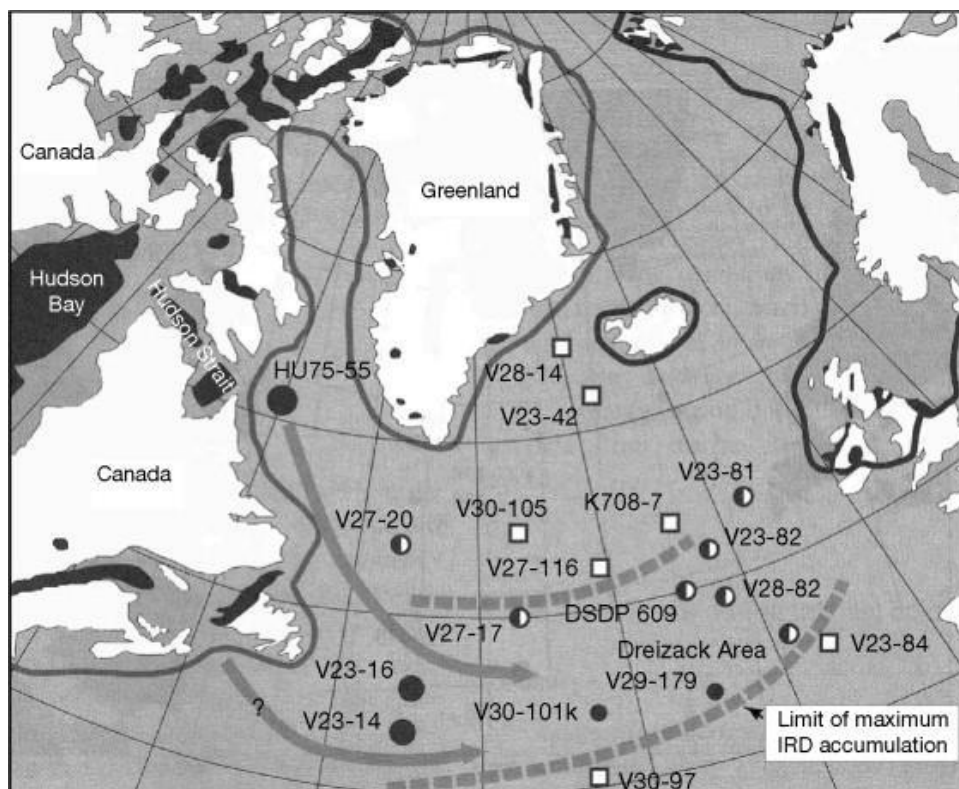


Figura 5: Localização dos testemunhos que contém as camadas de Heinrich. Círculos pretos indicam IDR enriquecido em carbonatos em todas as camadas identificadas; círculos meio preenchidos indicam ausência de IDR enriquecido em carbonatos em algumas camadas identificadas; quadrados abertos (branco) indicam camadas sem

carbonatos. Os quadrados sólidos (cinza) indicam o limite máximo das geleiras na última glaciação. O aumento da espessura das camadas de Heinrich para oeste é indicado pelo aumento do tamanho dos círculos. (Modificado de Bond G, Heinrich H, Broecker W, *et al.*, 1992)

As camadas de Heinrich registram o colapso do complexo de geleiras Laurentinas no canal de Hudson na região leste do Canadá em pelo menos seis ocorrências separadas nos últimos 69 mil anos, onde um grande número de icebergs foi lançado no Atlântico Norte (Eventos Heinrich HE). A mais recente estimativa de duração de formação das camadas de Heinrich é de 500 +/- 250 anos (Hemming, 2004).

As seis últimas grandes descargas de icebergs pontuaram o último ciclo glacial. Os eventos Heinrich (HE), definido pelas camadas de IRD por sua litologia e dados isotópicos demonstram fontes de icebergs no Canadá, Groenlândia, Islândia e Europa (Hemming, 2004). Os IRD foram depositados durante a fase fria, quando as temperaturas da Groenlândia caíram 3-5 °C, e posteriormente as temperaturas subiram de maneira significativa após os eventos Heinrich começarem. Já a fase mais fria de uma série de eventos chamados Dansgaard-Oeschger ocorreu num momento de aumento dos níveis de CO₂ e aquecimento no Hemisfério Sul. Durando em média 500 anos, os HE ocorreram em geral a cada 5 a 6 mil anos (Gornitz, 2021).

2.4 Ciclos de Milankovitch

Existe um grande número de fatores influenciadores das mudanças climáticas sendo que de modo geral, eles podem ser agrupados em algumas categorias principais, tais como: a) variação na radiação solar; b) variações na composição da atmosfera; c) alterações na posição paleogeográfica e d) causas astronômicas.

Como um importante fator astronômico temos os ciclos de Milankovitch (Milankovitch, 1930; Berger, 1980) que são ritmos orbitais de pequena periodicidade com os seguintes processos atribuídos (Figura 6):

a) Excentricidade: varia entre órbitas mais elípticas (excentricidade de cerca de 0,06) e mais circulares (cerca de 0,001), estando atualmente com aproximadamente 0,01. Possui uma periodicidade de aproximadamente 100 mil anos na média, com componentes importantes em 95, 123 e 136 mil anos.

b) Obliquidade: a inclinação do eixo da Terra em relação à normal ao plano da órbita varia entre 22° e $24,5^{\circ}$, com um período médio de cerca de 41 mil anos. Afeta a quantidade de radiação recebida no equador e nos polos. Alterando a distribuição de insolação do planeta.

c) Precessão: oscilação do eixo da Terra, possui um período absoluto da ordem de 22 mil anos, com períodos principais médios de cerca de 19 e 23 mil anos e extremos em 14 e 28 mil anos. Esse efeito é mais sentido no equador, devido ao fato da terra não ser perfeitamente esférica, onde o diâmetro da terra é por volta de 43km maior e diminui em direção aos polos.

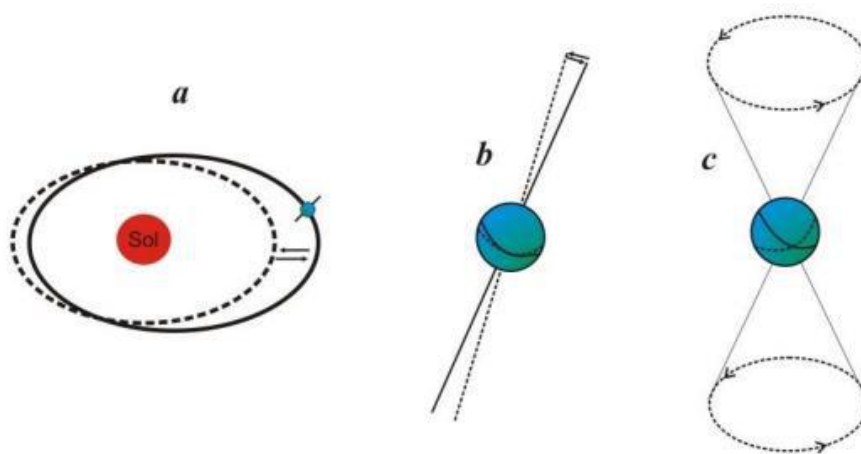


Figura 6: Ciclos de Milankovitch a) excentricidade; b) obliquidade; c) precessão. (Modificado De Boer & Smith, 1994)

A influência do ciclo de obliquidade, a inclinação do eixo da Terra, que oscila aproximadamente a cada 41 mil anos, é maior nas regiões polares, tornando-se mais fraca em direção ao equador. Por outro lado, a influência do ciclo de precessão, cujo período é de cerca de 22 mil anos, provocando a variação da distância entre a Terra e o Sol, é menor nos polos e maior no equador. Como a quantidade de radiação recebida em uma dada latitude e estação é determinada pelo ângulo de inclinação e

pela distância entre a Terra e o Sol, a forma da curva de radiação varia sistematicamente do polo ao equador (Figura 7) (Imbrie & Imbrie, 1979).

A ação conjunta desses ritmos orbitais provocaria variações cíclicas na intensidade e distribuição sazonal da radiação solar recebida pela Terra, influenciando a duração do período de degelo no verão, de modo que a neve depositada no inverno não derreteria completamente em certas ocasiões. Com o crescimento das áreas cobertas por neve, mais luz solar seria refletida (albedo), permitindo o aparecimento das grandes massas de gelo.

Deve-se levar em consideração, porém, que a forma em que os sistemas climáticos respondem às variações na indução orbital não é linear, como mostraram Hays *et al.* (1976). Os processos de sedimentação dependem de outras variáveis, além da insolação e da assimilação das mudanças provocadas por essa última no clima. Conseqüentemente, pode acontecer um retardo (lag) temporal de até alguns milhares de anos entre a indução e a resposta dos processos sedimentares (De Boer & Smith, 1994). Por outro lado, as evidências matemáticas e no registro sedimentar são muito fortes a favor da teoria orbital. As variações na razão O^{18}/O^{16} em conchas de foraminíferos pelágicos dos registros quaternários, muito bem datadas numericamente, principalmente pela excelente correlação com dados paleomagnéticos, e utilizadas como uma medida do volume de gelo terrestre, são uma incontestável evidência da ligação entre os ciclos glaciais e os padrões de insolação (Hays *et al.*, 1976; De Boer & Smith, 1994).

Na realidade, o que é observado nos sedimentos é o resultado dessa indução, e os retardos temporais citados acima podem provocar apenas um deslocamento nas periodicidades, sendo que o tempo relativo aos efeitos cumulativos das diferentes frequências orbitais é preservado. Além disso, como a assimilação climática da indução provocada pelos ciclos orbitais é feita pela transferência do calor através da atmosfera da Terra, qualquer ambiente deposicional pode ser afetado, não somente aqueles ligados aos climas glaciais (De Boer & Smith, 1994).

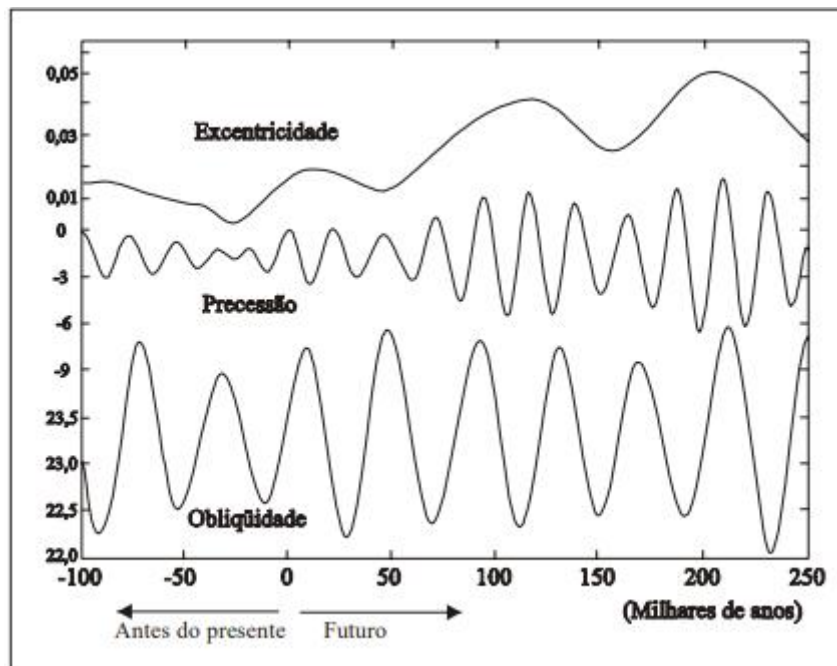


Figura 7: Variações na geometria orbital em função do tempo. (Modificado de Imbrie & Imbrie, 1980).

2.5 Geoquímica Isotópica

Isótopos são átomos com o mesmo número atômico e diferentes números de massa, devido aos diferentes números de nêutrons nos seus núcleos. Como se trata de mesmo número atômico, temos o mesmo elemento químico, com propriedades muito parecidas.

Os isótopos estáveis mais utilizados em geologia são aqueles de elementos, tais como H, O, C e S, que podem se fracionar com base em diferenças de massa entre os diferentes isótopos do elemento (Júnior, 2002). Assim, por exemplo, O^{18} é 12,5% mais pesado do que O^{16} podendo se fracionar diferencialmente durante a evaporação de água. Os isótopos estáveis contribuem de forma significativa para o conhecimento da espécie de fluidos e voláteis. Geralmente eles são expressos como proporções em relação a um padrão, e sua variação descreve-se usando a notação δ .

A geoquímica de isótopos é muito aplicada no contexto da oceanografia química (Emiliani, 1955) para estudo das variações isotópicas de determinados

elementos químicos que nos dizem informações importantes acerca da evolução geológica de um ambiente.

O registro obtido de isótopos de oxigênio em sedimentos e conchas de animais oceânicos também evidencia variações cíclicas no volume das geleiras. Os isótopos de oxigênio O^{18} e O^{16} têm comportamento diferente durante a evaporação da água do mar, pois o isótopo mais leve (O^{16}) evapora mais facilmente (Bradley, 1985). Como as geleiras são formadas principalmente por água evaporada dos oceanos e precipitada como neve, o aumento do volume de geleiras promove uma retirada seletiva do isótopo leve O^{16} da água dos oceanos. Assim, variações cíclicas nos isótopos de oxigênio da água dos oceanos correspondem a variações no volume de água aprisionado em geleiras, e essa composição isotópica da água fica registrada nas rochas sedimentares (Shackleton & Opdyke, 1973). A composição isotópica de carapaças de foraminíferos é outro indicador importante, pois depende da temperatura da água em que o organismo vive. Vários ciclos de avanço e recuo de geleiras podem ser reconhecidos no registro isotópico do Pleistoceno (Martins, 2015; Kucera, 2007). Os eventos de avanço das geleiras são conhecidos como glaciações e promovem a modificação do clima em todo o planeta, com rebaixamento das temperaturas médias em vários graus centígrados, variação relativa do nível do mar e deslocamento das zonas climáticas para latitudes mais baixas (Grotzinger & Jordan 2013).

Já em relação ao continente, os processos de precipitação mineral durante a formação de rochas sedimentares quimiogênicas ocorrem, de uma forma geral, em equilíbrio isotópico com as águas de percolação de seu respectivo ambiente. Por outro lado, as razões isotópicas dos materiais orgânicos, eventualmente incorporados nessas rochas quimiogênicas, também poderão refletir a composição isotópica da atmosfera no momento da sua deposição (Cruz, 2003). Estes aspectos tornam possível a utilização de dados geoquímicos na reconstrução de condições paleoclimáticas de determinados períodos, quer com base na análise de isótopos de oxigênio (δO^{18}) e carbono (δC^{13}) em espeleotemas, mas também em testemunhos de outra natureza, como por exemplo amostras de gelo/marinhas e sedimentos.

As variações das razões isotópicas do oxigênio e carbono em estalagmites dependerão da atuação diferenciada de processos físicos e químicos, intimamente

relacionados com o ciclo da água e o tipo de vegetação existente nos ecossistemas do passado (Stuiver *et al.*, 1995; Cruz *et al.*, 2005; Pessenda *et al.*, 2005).

A assinatura isotópica δC^{13} e δO^{18} da calcita existente em espeleotemas constitui um excelente indicador da pluviosidade e da temperatura do meio ambiente e, conseqüentemente, da paleovegetação do local (Cruz, 2003). Com efeito, a água de percolação ao atravessar o solo fica enriquecida em CO_2 com características isotópicas próximas das da vegetação e, por isso, irá refletir a proporção de plantas com ciclo fotossintético do tipo C3 (plantas arbóreas que discriminam mais intensamente C^{13} , com δC^{13} variável entre -34 ‰ a -20 ‰) e do tipo C4 (geralmente gramíneas que incorporam mais C^{13} , com δC^{13} variável entre -17 ‰ e -9 ‰) (Pessenda *et al.*, 2005; Fischer e Jungclaus, 2010). Por outro lado, a evaporação de água e a sua taxa de transferência também pode ser diferenciada pela relação entre os isótopos de oxigênio, verificando que a precipitação será mais rica em O^{18} quando há maior taxa de evaporação (temperatura mais elevada) ou mais rica em O^{16} em condições de temperatura mais baixa (Perretti, 2011).

3 METODOLOGIA

A metodologia deste trabalho foi dividida em duas partes: A primeira se refere à pesquisa bibliográfica, a qual foi realizada integralmente na plataforma sciencedirect.com, site esse que agrupa cerca de 2500 revistas científicas, oferecendo acesso aberto de artigos de alto grau de impacto via acesso institucional. A segunda seria a sistematização e o confronto dos dados a partir do levantamento do estado da arte.

Este trabalho seguirá a classificação bibliográfica de Corrêa *et al.* (2013), o qual subdivide a revisão bibliográfica em três classes: Narrativa, Integrativa e Sistemática. Aquele utilizado para o trabalho em questão será o método integrativo, o qual opera a partir de uma metodologia bem definida, com critérios pré-estabelecidos de inclusão e exclusão. Em resumo será produzida uma integração de diversos resultados e conceitos, avaliando as convergências e as divergências entre os autores.

Treinta *et al.* (2014) propõe que para um estudo de Estado da Arte é necessário estabelecer uma base de dados preliminar bruta, a qual estará relacionada a diversos tipos de publicações, como livros, artigos, resumos, teses, entre outros. Todavia, para uma avaliação mais refinada, será integrado neste trabalho majoritariamente artigos científicos publicados em língua inglesa em revistas com alto fator de impacto, ou seja, maior ou igual a 2.13, estabelecido por suas bases indexadoras que são JCR (*Journal Citation Report*) ou Scimago, o que seria equivalente às classificações A1, A2, B1 e B2 pela plataforma Sucupira. Outros tipos de bibliografia serão utilizados somente em caso de uma descoberta científica relevante a qual ainda não foi publicada internacionalmente, ou trabalhos antigos relevantes no contexto mundial que foram publicados em outra língua ou em revistas menos relevantes.

Durante o levantamento da base de dados bruta, que foi realizada pelo meio digital, buscou-se sobretudo a palavra-chave *Heinrich Events*. A partir dos artigos adquiridos, foi realizado o primeiro filtro, checando o grau de impacto das revistas a fim de constatar a sua relevância internacional. Após esta etapa, passa-se pelo segundo filtro, o qual seria a checagem do conteúdo do artigo, procurando pelos termos *Foraminifera* ou *Speleothems* ao longo do texto, além de verificar se o artigo está dentro da delimitação espacial da área de estudo. Foi utilizado o *software* Adobe Reader para a leitura e identificação das palavras-chave. Por fim, gerou-se uma base de dados contundente e refinada sobre as mais diversas publicações em diferentes vertentes (Geológica, Geoquímica, Mineralógica, Biológica) que integram o desenvolvimento do conhecimento sobre os Eventos Heinrich ao longo das últimas décadas.

Para uma melhor visualização, foi montado um fluxograma (Figura 8) o qual resume o levantamento bibliográfico realizado neste trabalho.

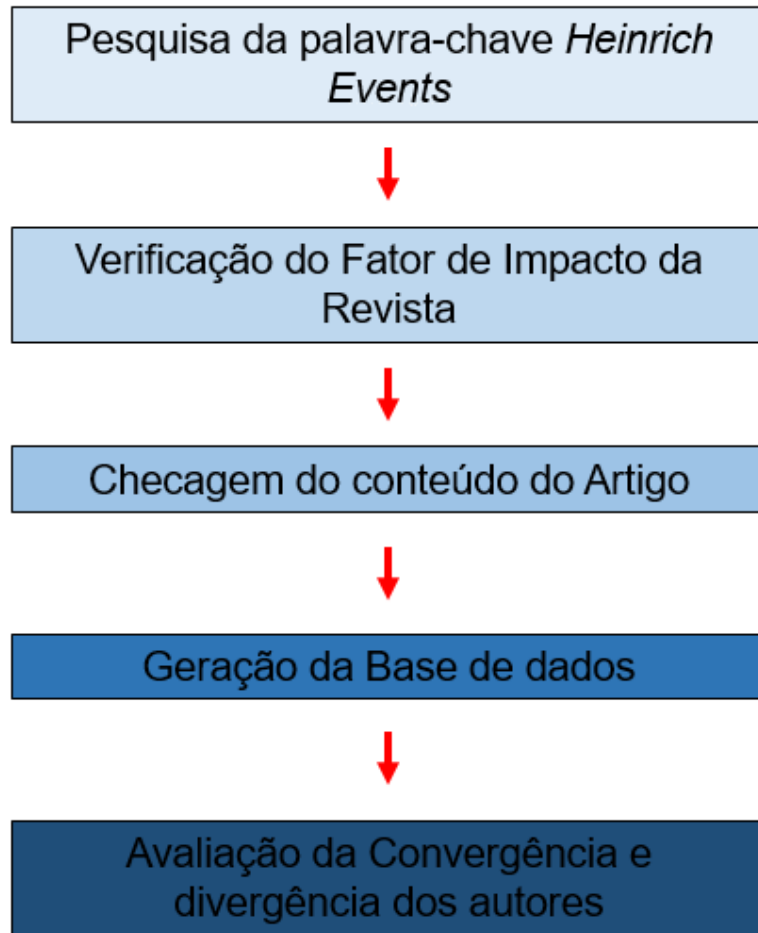


Figura 8: Fluxograma indicando todas as etapas realizadas na metodologia do trabalho.

4 EVENTOS HEINRICH – ESTADO DA ARTE

| | Autores | Anos | Revista | Fator de impacto |
|-----------|------------------|-------------|--|-------------------------|
| 1 | Heinrich | 1988 | Quaternary Research | 2.797 |
| 2 | Hemming | 2004 | Reviews of Geophysics | 24.95 |
| 3 | Vidal et al. | 1997 | Earth and Planetary Science Letters | 5.255 |
| 4 | Martins | 2015 | Marine Geology | 2.71 |
| 5 | Hodell et al. | 2017 | Paleoceanography and paleoclimatology | 2.89 |
| 6 | Bassis et al. | 2017 | Nature | 69.5 |
| 7 | Barat et al. | 2014 | Tectonophysics | 2.433 |
| 8 | Haug & Tiedemann | 1998 | Nature | 69.5 |
| 9 | Bartoli et al. | 2005 | Earth and Planetary Science Letters | 5.255 |
| 10 | Huguet et al. | 2022 | Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology | 3.318 |
| 11 | Goelzer et al. | 2006 | Climate Dynamics | 4.901 |

| | | | | |
|----|---------------------|------|--|-------|
| 12 | Strikis et al. | 2015 | Earth and Planetary Science Letters | 5.255 |
| 13 | Ferreira | 1996 | FUNCEME | x |
| 14 | McManus et al. | 2004 | Nature | 69.5 |
| 15 | Liu et al. | 2009 | Science | 63.71 |
| 16 | Devendra et al. | 2019 | Journal of Asian Earth Sciences | 3.449 |
| 17 | Kaiho | 1994 | Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology | 3.318 |
| 18 | Kucera et al. | 2007 | Developments in Marine Geology | 0.11 |
| 19 | Jorissen et al. | 2007 | Developments in Marine Geology | 0.11 |
| 20 | Kuhnt et al. | 2013 | Deep Sea Research | 2.955 |
| 21 | Petersen et al. | 2016 | Marine Micropaleontology | 2.333 |
| 22 | Rathburn et al. | 2018 | Scientific reports | 4.996 |
| 23 | Bond et al. | 1992 | Nature | 69.5 |
| 24 | McManus et al. | 1998 | Nature | 69.5 |
| 25 | Goldstein e Hemming | 2014 | Teatrise of Geochemistry | 3.06 |
| 26 | Dansgaard et al. | 1989 | Nature | 69.5 |
| 27 | Carlson | 2013 | Encyclopedia of Quaternary Science | 2.671 |
| 28 | Rhode | 2016 | Developments in Earth Surface Processes | 2.8 |
| 29 | Cruz et al. | 2009 | Chemical Geology | 4.015 |
| 30 | Berger & Loutre | 1991 | Journal of Geophysical Research | 4.261 |
| 31 | Santos et al. | 2014 | Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology | 3.318 |
| 32 | Böning et al. | 1996 | Physical Oceanography | 3.373 |
| 33 | Kuleshova et al. | 2022 | Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology | 3.318 |
| 34 | Handiani et al. | 2012 | Climate of the Past | 4.295 |
| 35 | Gu et al. | 2020 | Earth and Planetary Science Letters | 5.255 |
| 36 | Novello et al. | 2017 | Scientific Reports | 4.996 |
| 37 | Murray | 1991 | Longman Scientific and Technical | 0.37 |
| 38 | Davis et al. | 2016 | Marine Micropaleontology | 2.333 |
| 39 | Bernhard et al. | 2010 | Environmental Microbiology | 4.933 |
| 40 | Bernhard | 1986 | Journal of Foraminiferal Research | 1.222 |
| 41 | Stocker & Johnsen | 2003 | Paleoceanography and Paleoclimatology | 2.89 |
| 42 | Buizert | 2015 | Paleoceanography | 2.89 |

Tabela 1: Tabela com a base de dados gerada para elaboração do texto a seguir (Fonte: o autor)

Os Eventos Heinrich (HE) são eventos climáticos produzidos por uma grande descarga da cobertura de gelo Laurentiana, através do Estreito de Hudson no Oceano Atlântico Norte, reconhecido no registro sedimentar através de camadas distintas (Camadas de Heinrich) de detritos de geleira (IRD) (Heinrich, 1988; Hemming, 2004). Descritos no Pleistoceno Superior, esses seis eventos (H6 ao H1) são datados entre 60 e 17 mil anos. Essa descarga da cobertura de gelo estaria relacionada com uma

alta introdução de água doce e sedimentos no ambiente, o que perturbaria todo o sistema de circulação oceânica no globo (Vidal *et al.*, 1997).

Como explanado na fundamentação teórica, diversos proxies bióticos e abióticos são comumente usados para interpretar as condições ambientais associadas aos Eventos Heinrich (HE). Em relação aos proxies bióticos, foraminíferos planctônicos e bentônicos, e pólenes são comumente estudados (Martins, 2015) com vestígios de fósseis pouco sendo considerados.

Os Eventos Heinrich (HE) ocorreram durante alguns, mas não todos os *stadial* (estágio no desenvolvimento de uma geleira, ou estágio de período de uma glaciação, quando a temperatura diminui e mais gelo é formado) que fazem parte da oscilação de escala milenar Dansgaard-Oeschger (D-O), durante a última glaciação (Figura 9) (Hodell *et al.*, 2017). Nas últimas décadas, esses eventos têm sido estudados intensamente (Hemming, 2004), mas alguns aspectos ainda são pouco compreendidos (Bassis *et al.*, 2017), e os estudos das condições paleoambientais e as mudanças associadas a esses eventos são temas importantes no estudo das ciências da Terra.

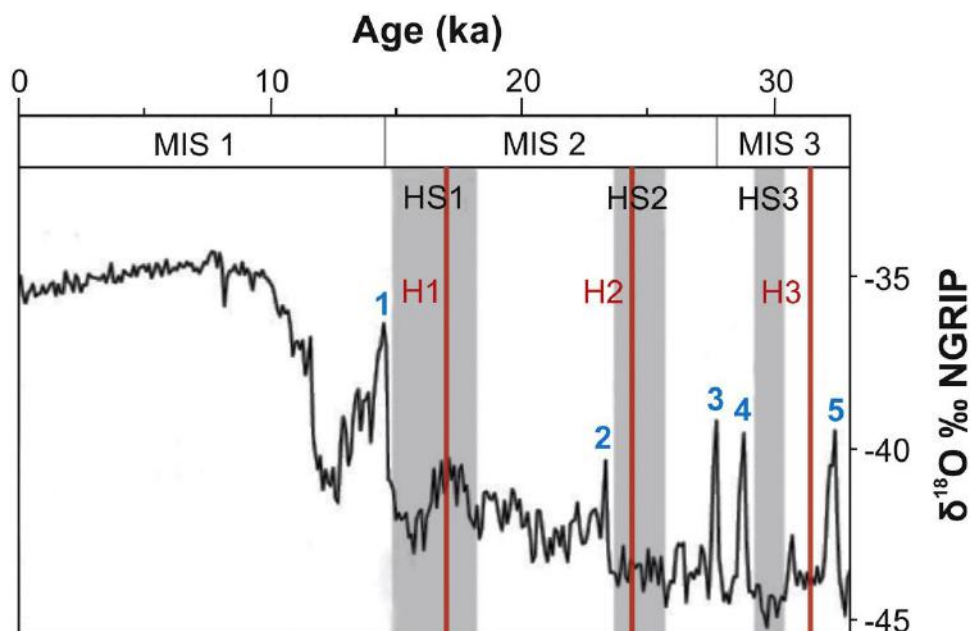


Figura 9: Curva de composição de $\delta^{18}\text{O}$ de *Globigerina bulloides* dos últimos 35 mil anos com indicação das glaciações (número 1–5; azul), H = Eventos Heinrich

(H1-H3; vermelho), HS = Heinrich *stadial* (HS1-HS3; cinza), e MIS = estágio isotópico marinho (MIS 1-MIS 3) (modificado de Bonneau *et al.*, 2014).

Sobre o Oceano Atlântico, o fechamento do Istmo no Panamá no Plioceno (não há consenso sobre a exatidão do evento) (Barat *et al.*, 2014) causou uma alteração global nas correntes marítimas, afetando a dinâmica oceanográfica e climática dos oceanos Pacífico e Atlântico (Haug & Tiedemann, 1998), alterações estas que modificaram o transporte de calor entre o Atlântico Norte e Sul (Johns *et al.*, 1998) e propiciaram a formação de calotas polares no ártico (Bartoli *et al.*, 2005).

As correntes do Caribe, Golfo e do Norte do Brasil passaram a ser responsáveis pelo transporte de calor e salinidade para o Atlântico Norte (Johns *et al.*, 1998, Santos *et al.*, 2014), pois as águas mais quentes do Atlântico equatorial, que antes do fechamento passavam para o Oceano Pacífico (Huguet *et al.*, 2022), passam a influenciar climatologicamente o Atlântico Norte.

Com a perda de calor das correntes para a atmosfera à medida que atingem maiores latitudes, tornam as correntes mais densas, frias e salinas, e desta maneira, afundam trazendo oxigenação para o oceano profundo pelo movimento de convecção retornando para latitudes menores originando a formação das Águas Profundas do Atlântico Norte (NADW) que pode ser diferenciada por sua alta salinidade, alto teor de oxigênio e baixa quantidade de nutrientes (Böning *et al.*, 1996, Kuleshova *et al.*, 2022).

Sendo assim, no último máximo glacial (UMG), o transporte de calor entre os hemisférios norte e sul foi dificultado em decorrência da desaceleração ou desligamento das NADW (Águas Profundas do Atlântico Norte) (Vidal *et al.*, 1997) o que diminuiria a intensidade da Circulação Meridional do Atlântico (AMOC) (Handiani *et al.*, 2012, Gu *et al.*, 2020). Por consequência, ocorre a diminuição da circulação termohalina tornando o oceano mais estratificado (Goelzer *et al.*, 2006). A soma desses eventos teria como resultado um resfriamento no Atlântico Norte e um aquecimento no Atlântico Sul, o que fez com que a zona de transferência intertropical (ZCIT) fosse deslocada para sul (Stríkis *et al.*, 2015) alterando a dinâmica climática em todo o globo (Novello *et al.*, 2017, Stríkis *et al.*, 2018).

A ZCIT é caracterizada por blocos de nuvens carregadas que se formam na convergência de ventos do Hemisfério Norte e ventos do Hemisfério Sul, chamados de alísios (ventos gerados pela rotação da terra). Área onde os ventos convergem nos hemisférios Norte e Sul, geralmente, localizada a 10 graus entre o norte e o sul do Equador. É uma extensa área de baixa pressão atmosférica e as chuvas são fortes e volumosas (Ferreira, 1996).

A posição da área de convergência de ventos é muito dependente da temperatura da água do mar. Ela tende a se movimentar para onde está mais quente e por isso a ZCIT se aproxima da América do Sul durante o verão (Figura 10). A temperatura da água do oceano Atlântico Norte e do Atlântico Sul na costa do Nordeste é o principal controlador do movimento das áreas de instabilidade da ZCIT (Ferreira, 1996).

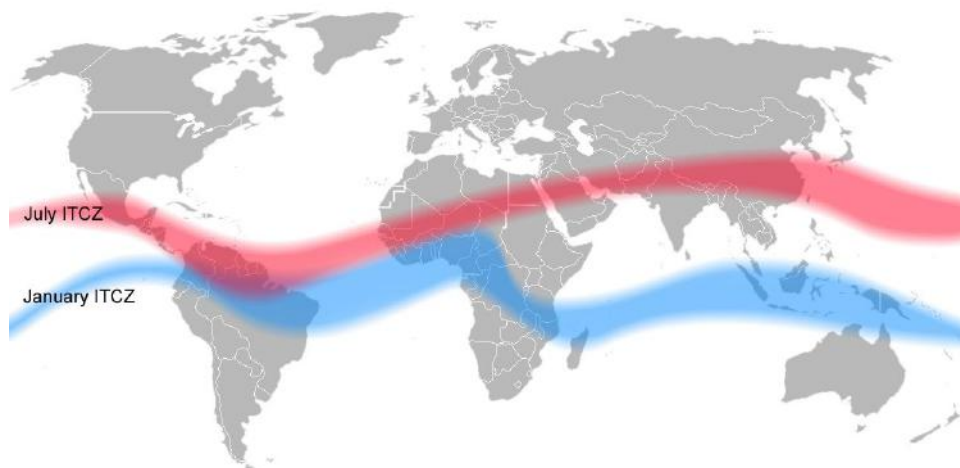


Figura 10: Apresentando a posição média da zona de convergência intertropical nos meses de julho em vermelho e janeiro em azul.

A temperatura subsuperficial do Norte do Atlântico Norte (NNA) em resposta à desaceleração da circulação meridional do Atlântico (AMOC) é crucial para o desprendimento das camadas de gelo e a recuperação da AMOC nos Eventos Heinrich. Proxies paleoclimáticos e estudos de modelagem sugerem que a subsuperfície NNA exibe um robusto aquecimento durante o HS 1, mas com uma resposta menos clara durante o Younger Dryas (YD) que foi um evento climático de queda abrupta da temperatura do planeta, retomando condições glaciais. O

mecanismo para as respostas subsuperficiais potencialmente diferentes permanece ainda não muito bem compreendido (McManus *et al.*, 2004).

Os sedimentos oceânicos registraram mudanças climáticas abruptas conhecidas como Eventos Heinrich (HE) durante os ciclos de glaciação-deglaciação, notadamente o HS1 e Younger Dryas (YD) durante a última deglaciação (Heinrich, 1988). Esses eventos sugerem o envolvimento da circulação meridional do Atlântico (AMOC) e descargas de água sobre o Atlântico Norte (Figura 11) (McManus *et al.*, 2004). Uma descarga de água derretida reduz a AMOC e o transporte de calor oceânico associado ao norte, gerando uma resposta de gangorra bipolar de superfície robusta sobre o globo que é caracterizada por resfriamento no Hemisfério Norte e aquecimento no Hemisfério Sul (Stocker & Johnsen 2003, Buizert 2015).

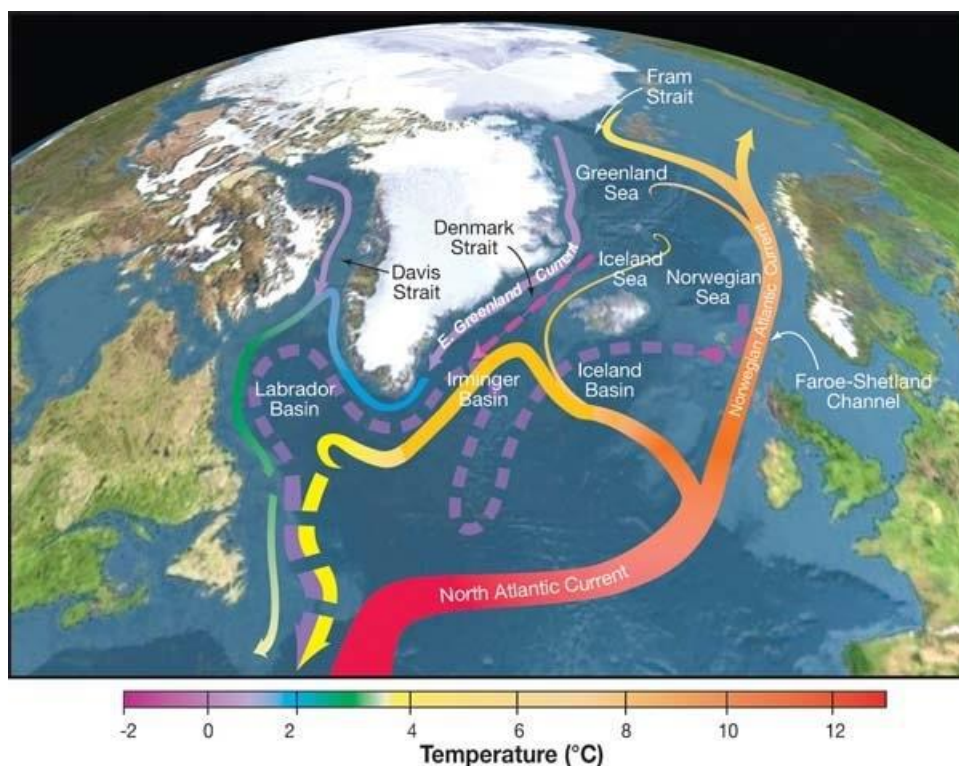


Figura 11: Imagem da Corrente do Atlântico Norte (Liu *et al.*, 2009)

Dito isso, as grandes variações na temperatura da água causadas durante os HE ocasionavam um grande impacto na biota marinha, sendo muito bem registrado por foraminíferos bentônicos e planctônicos (Devendra *et al.*, 2019). Inúmeros

trabalhos demonstram que a variação de temperatura do meio pode alterar a assembleia de foraminíferos de uma região (Kaiho, 1994).

A figura a seguir (Figura 12) apresenta um esquema da distribuição de assembleias de foraminíferos planctônicos de acordo com a superfície da água, indo de águas mais quentes (tropicais) onde a temperatura média da superfície varia na casa dos 30°C até regiões mais frias (polares), onde é possível observar uma menor diversificação das espécies.

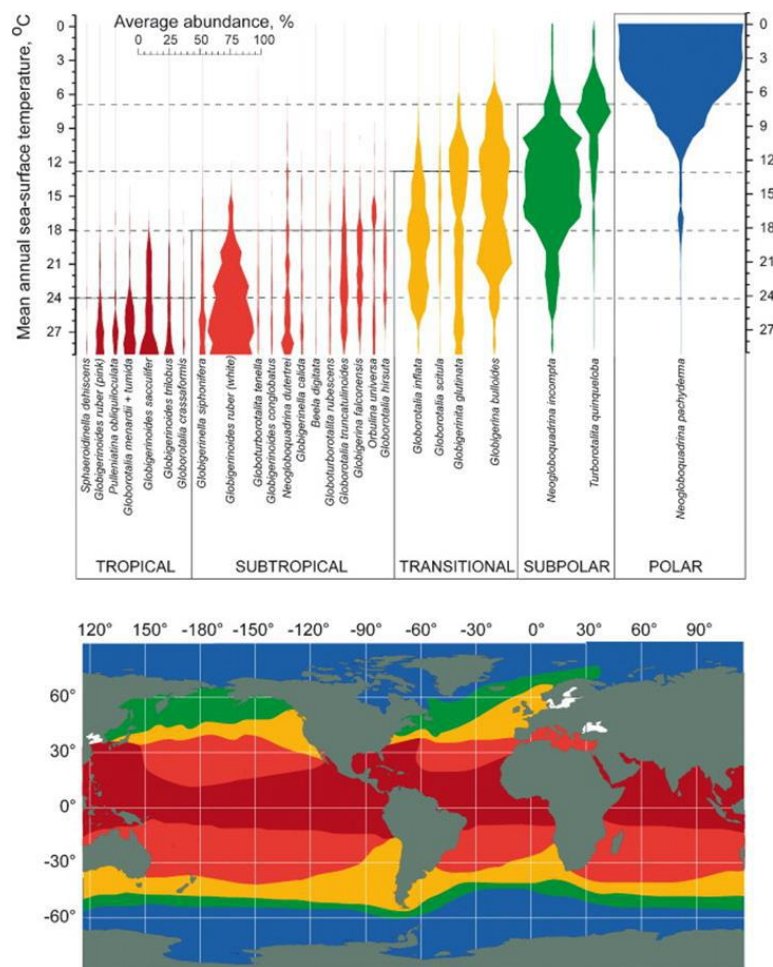


Figura 12: Esquema da distribuição dos Foraminíferos Planctônicos no Oceano moderno com a média em intervalos em graus centígrados. (Kucera *et al.*, 2007)

Com essas informações é possível através do estudo de foraminíferos tirar algumas conclusões da variação da temperatura superficial da água e do avanço das geleiras, tal como na figura abaixo (Figura 13) de um estudo que mostra a variação

da assembleia de foraminíferos planctônicos ao longo do Pleistoceno superior. Segundo Kucera 2007 e Martins 2015 é possível observar que, nos momentos onde a temperatura da superfície da água estava mais baixa, havia um enriquecimento de partículas líticas, típicas do IRD, junto a uma grande proliferação de *Neogloboquadrina pachyderma*, espécie representante de assembleias polares. Em contrapartida, quando as águas voltam a aquecer, há uma grande redução de depósitos de IRD junto ao aumento de *Globigerina bulloides*, espécie tipicamente de assembleias transicionais.

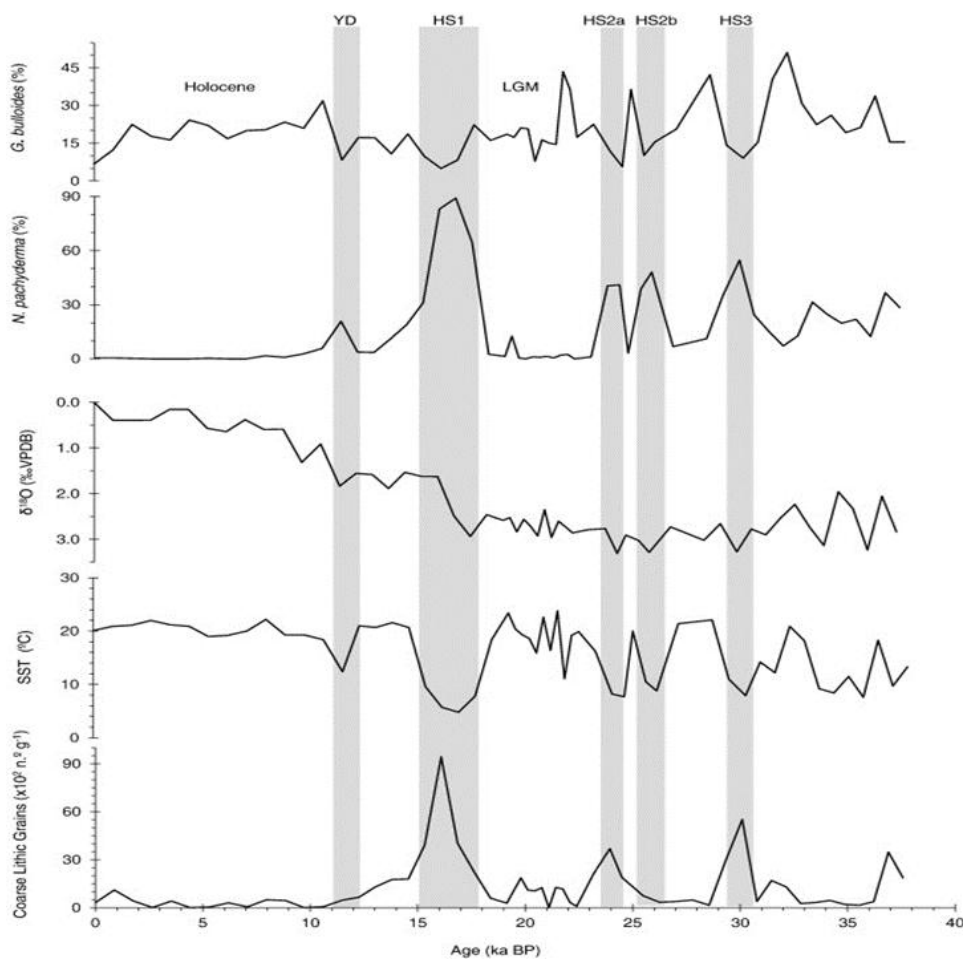


Figura 13: Correlação entre assembleias de foraminíferos planctônicos (*Globigerina bulloides* e *Neogloboquadrina pachyderma*), Isótopo de Oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$), Temperatura da superfície do Mar (SST) e Concentração de Grãos Líticos grossos em relação ao tempo em um testemunho próximo à Península Ibérica. Em destaque estão três Eventos Heinrich. (Martins *et al.*, 2015)

Já para os foraminíferos bentônicos, diversos autores apontam a importância deles para o entendimento de ambientes oceânicos no passado, a paleobatimetria, sua relação com a variação do nível do mar e a paleoxigenação (Murray, 1991, Davis *et al.*, 2016).

Os HE tendem a estar relacionados a momentos de baixa oxigenação do fundo, devido ao enfraquecimento da AMOC e da NADW tendendo a estratificação da coluna d'água e trazendo como resultado condições de menor oxigenação para o substrato oceânico (Jorissen *et al.*, 2007). Assim, partindo do princípio que aponta que os poros dos foraminíferos são responsáveis pelas suas trocas gasosas (Kaiho, 1994, Bernhard *et al.*, 2010), diversos estudos concluíram que em ambientes onde a oxigenação é baixa, a superfície das carapaças dos foraminíferos bentônicos apresenta alta porosidade como resposta biológica ao meio (Bernhard, 1986, Jorissen *et al.*, 2007, Kuhnt *et al.*, 2013). As espécies mais utilizadas para este tipo de estudo são espécies infaunais rasas a profundas como *Bolivina spissa*, *Bolivina pacifica*, *Fursenkoina mexicana*, *Chilostomella oolina*, *Globobulimina turgida* (Figura 14).

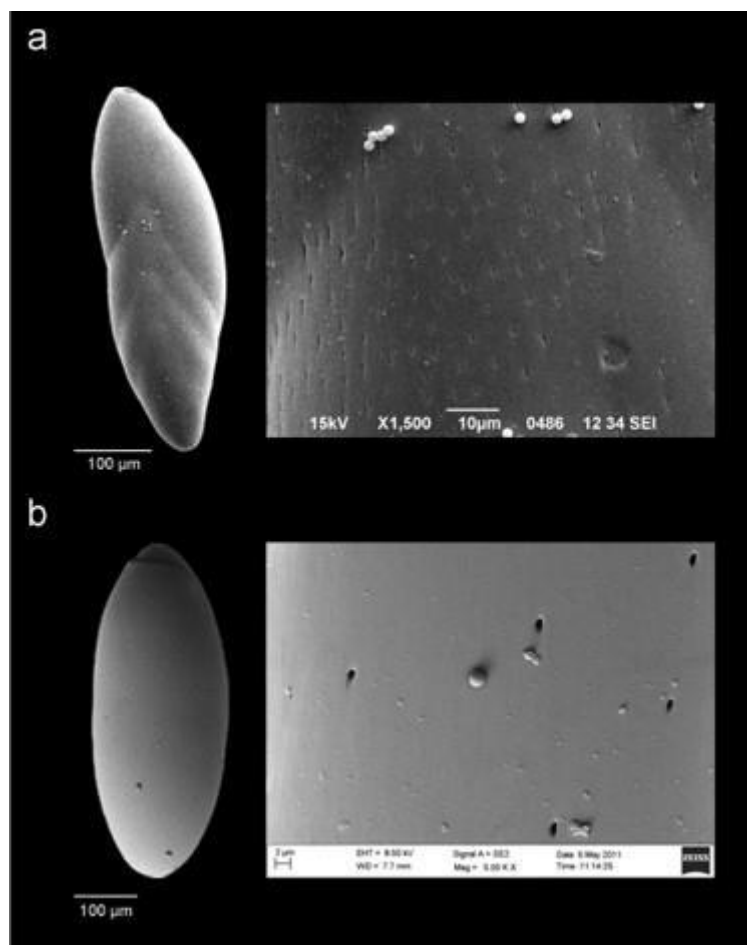


Figura 14: Microscopia eletrônica de varredura de *Fursenkoina mexicana* (a) do Atlântico SE, e b) *Chilostomella oolina*. Vistas ampliadas dos poros, ilustrando diferenças interespecíficas no número e distribuição dos poros. (Kuhnt *et al.*, 2013)

Petersen *et al.* 2016 desenvolveram uma metodologia onde avaliam a concentração de poros em carapaças de foraminíferos bentônicos do gênero *Ammonia*. Neste estudo (Figura 15) normalmente é avaliada a penúltima câmara da carapaça, visto que geralmente ela possui uma melhor preservação em relação à última, além de ilustrar as condições de oxigenação no período próximo a de seu falecimento (Petersen *et al.*, 2016, Rathburn *et al.*, 2018).

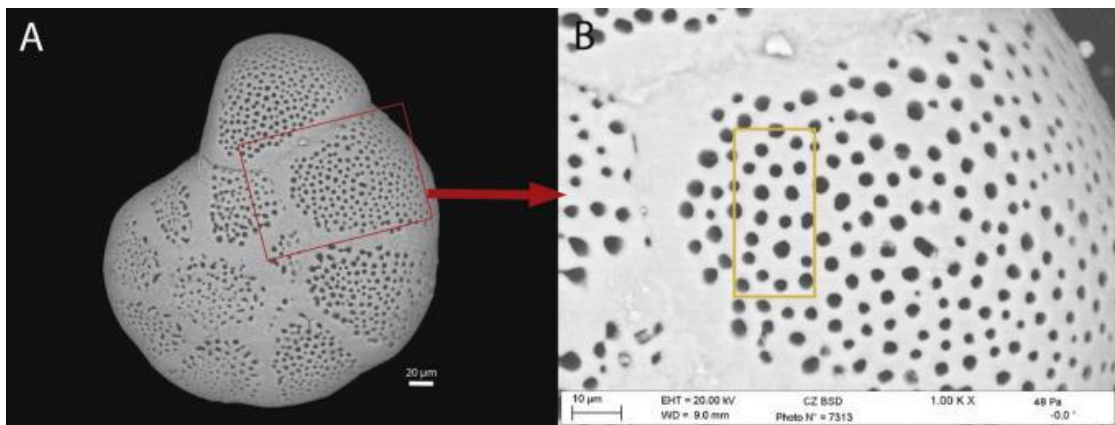


Figura 15: Imagem de *Ammonia tepida*. A) Espécie inteira do Lago Gravelingen. B) Ampliação a 1000x da penúltima câmara da carapaça da mesma espécie. Imagem típica usada para medição de poros, o retângulo representa o detalhe usado para medição. (Petersen *et al.*, 2016)

Rathburn (2018) mostra uma clara relação entre a quantidade de oxigênio no fundo com a abundância de poros dos foraminíferos como ilustrado nas figuras (Figura 16 e 17):

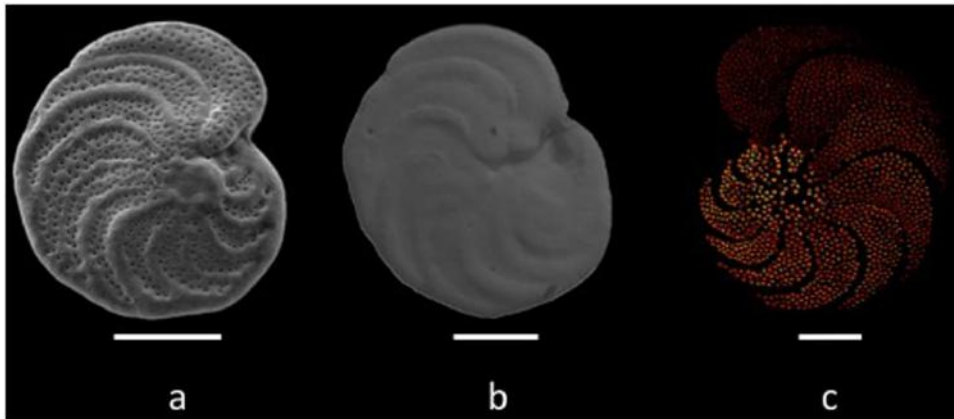


Figura 16: Imagens de três espécies epifaunais de foraminíferos. A) *Cibicidoides wuellerstorfi* coletada viva numa região de concentração de oxigênio dissolvida de 27.7 $\mu\text{mol/L}$. B) Mesma espécie, porém coletada em região de concentração de oxigênio dissolvida de 200.1 $\mu\text{mol/L}$. É possível observar a diferença em abundância de poros entre as espécies da imagem A e B. C) Poros evidenciados da mesma espécie (com uso do Adobe Photoshop) em condições de 27.2 $\mu\text{mol/L}$. Escala 200 μm . (Rathburn *et al.*, 2018)

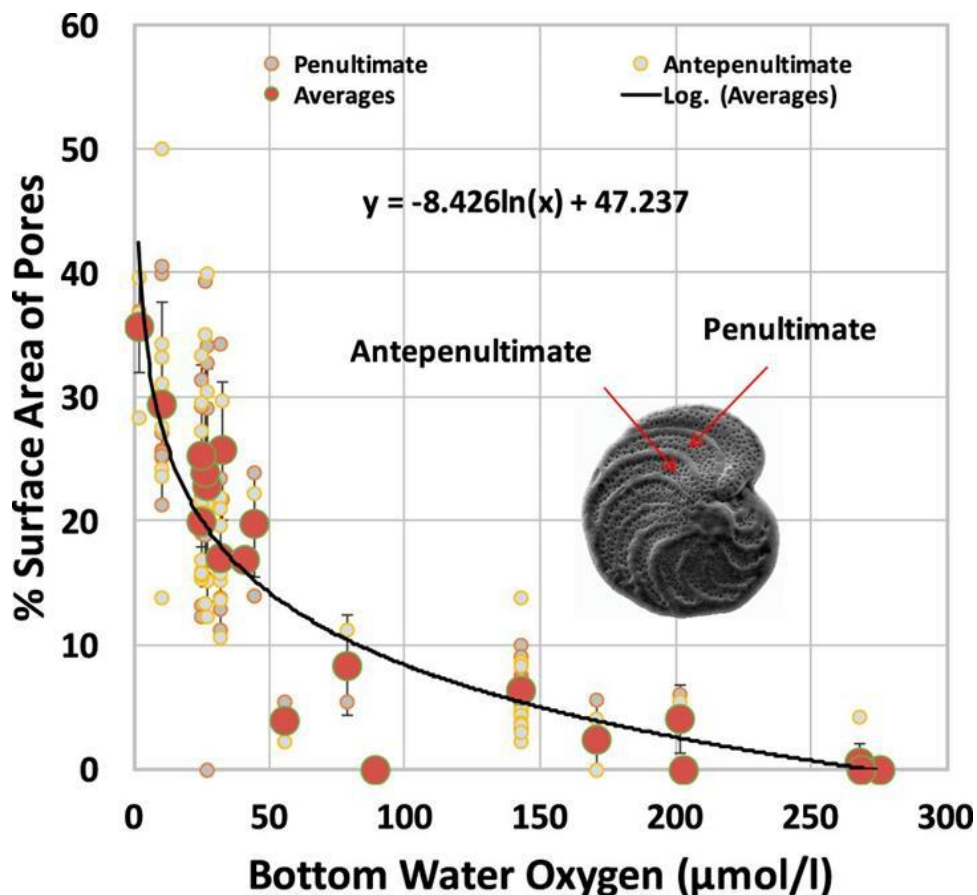


Figura 17: Relação entre a área superficial dos poros da penúltima e antepenúltima câmara de foraminíferos da epifauna e a concentração de oxigênio dissolvido em águas de fundo ambiente. Pontos grandes representam valores médios de espécimes coletados vivos em cada local; pontos menores representam valores individuais de câmaras de amostra. As linhas com barras representam os desvios padrão. (Rathburn *et al.*, 2018)

As seis camadas de Heinrich do último ciclo glacial podem ser divididas em dois grupos com base no fluxo de IRD e na concentração de carbonato detrítico na fração grossa (Bond *et al.*, 1992). Os HE são nomeados em ordem numérica, sendo H1 o mais recente. Todas as 6 camadas de Heinrich são caracterizadas por altas porcentagens de IRD. No entanto, no caso de H3 e H6, o fluxo de IRD, conforme indicado pelo número de grãos líticos por grama (McManus *et al.*, 1998), não é muito aumentado em relação ao padrão. Em vez disso, a alta porcentagem de IRD parece estar relacionada à baixa abundância de foraminíferos. A variedade de dados coletados na proveniência da camada de Heinrich revela uma história notavelmente completa da geologia da fonte das camadas de Heinrich. As 4 camadas proeminentes de Heinrich, H1, H2, H4 e H5, parecem ter se formado a partir de descargas de icebergs do Estreito de Hudson. A proveniência dessas camadas é muito distinta dentro do cinturão IRD e, portanto, pode ser mapeada por diversos tipos de medições geoquímicas (Goldstein e Hemming, 2014).

Considerando-se condições climáticas, observa-se que durante os HE existe uma tendência para clima mais úmido ao longo da margem leste do Atlântico Sul em comparação à margem leste do Atlântico Norte, na qual prevalecem condições glaciais extremas, ou seja, clima muito frio e seco (Hemming, 2004; Strikis *et al.*, 2015). Sobre este tema, Wang 2004 observou em seus dados de espeleotemas do norte da Bahia que períodos com altas taxas de pluviosidade, representados pelas fases de crescimento dos espeleotemas, correlacionaram-se com os HE. Este autor concluiu que como as chuvas atuais no Norte são amplamente associadas à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), os períodos com altas taxas de pluviosidade encontradas em seus dados, provavelmente, remetem a momentos em que a ZCIT se localiza mais a sul, alcançando o nordeste brasileiro, centenas de km ao sul de sua localização atual.

Ao fim da sequência dos HE ocorre um evento chamado de Bølling-Allerød (BA) que foi um período de abrupto aumento de temperatura ocorrido após o H1. Segundo Liu *et al.*, (2009), o input de água doce decorrente da retração das geleiras durante o H1 parou repentinamente o que gerou uma rápida recuperação da AMOC causando as condições de transição do H1 para o BA. Essa rápida recuperação da AMOC descrita por Liu *et al.* também inclui um efeito de superação (*overshoot*) previsto em seus modelos climáticos apontado na (Figura 18) e isso afetou predominantemente climas em altas latitudes no Hemisfério Norte.

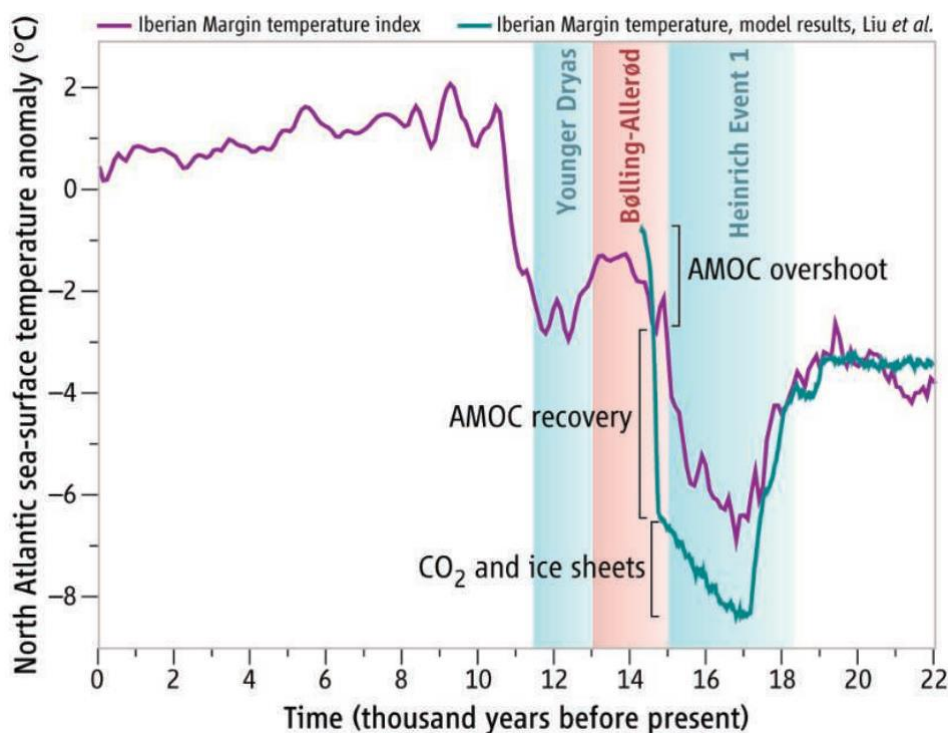


Figura 18: Evolução da temperatura superficial do Atlântico Norte. (Liu *et al.* 2009)

O Younger Dryas (YD) foi um evento climático de queda abrupta da temperatura do planeta, retomando condições glaciais. Datado entre 11.500 e 13.000 anos (Dansgaard *et al.*, 1989), trata-se de um evento que fecha o Pleistoceno, antecedendo o Holoceno atual, uma época mais quente. O YD também foi um evento muito parecido com os Heinrich, dado o momento onde houve um aquecimento representativo do Atlântico Sul à medida que o Atlântico Norte esfriava, e com o

avanço das geleiras, o que proporcionou o incremento de água doce no sistema, reduzindo a força da AMOC (Carlson, 2013). Apesar de suas semelhanças, o YD não foi um evento tão agressivo quanto um HE, pois regiões de menores latitudes foram menos impactadas comparadas à eventos pretéritos (Rhode, 2016).

Por fim, os resultados obtidos por Strikis *et al.* (2015) a partir das análises isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotemas da região centro-leste do Brasil representam uma importante contribuição na compreensão da variabilidade climática no continente Sul-americano frente às forçantes climáticas de escala orbital e da circulação oceânica durante o último período glacial. Em consequência do esfriamento do hemisfério norte, a pluviosidade no norte de Minas Gerais esteve relativamente baixa em relação às regiões mais ao sul do Brasil. O clima predominantemente seco na região sudeste foi provavelmente causado pelo deslocamento para SW da banda de nebulosidade com direção NW-SE caracterizado pela umidade vinda da região Amazônica.

As reconstituições da paleoprecipitação demonstraram uma excelente correlação das variações na intensidade da pluviosidade na região centro-leste do Brasil com as flutuações de temperatura da atmosfera registrada nas regiões de altas latitudes do Atlântico Norte. Foi observado que, durante o deglacial e, de modo mais evidente, durante o estágio Marinho Isotópico 3, as excursões isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ registradas nos espeleotemas da região centro-leste do Brasil apresentaram ligação com as oscilações abruptas de temperatura determinadas pelas transições entre os eventos estadiais (frios) e interestadiais (quentes) registrados na estratigrafia isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ dos testemunhos de gelo da Groenlândia (Strikis *et al.*, 2015).

Além disso, foi visto que excursões isotópicas abruptas registradas nos espeleotemas durante os eventos estadiais apresentam cronologia consistente com os eventos de deposição de IRD no Atlântico Norte. A resposta da pluviosidade aos curtos períodos de deposição de IRD foi relacionada com um deslocamento adicional para sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), além do que seria imposto pelo esfriamento atmosférico durante os eventos estadiais, em resposta à variação do gradiente interhemisférico de temperatura da superfície do mar (Strikis *et al.*, 2015).

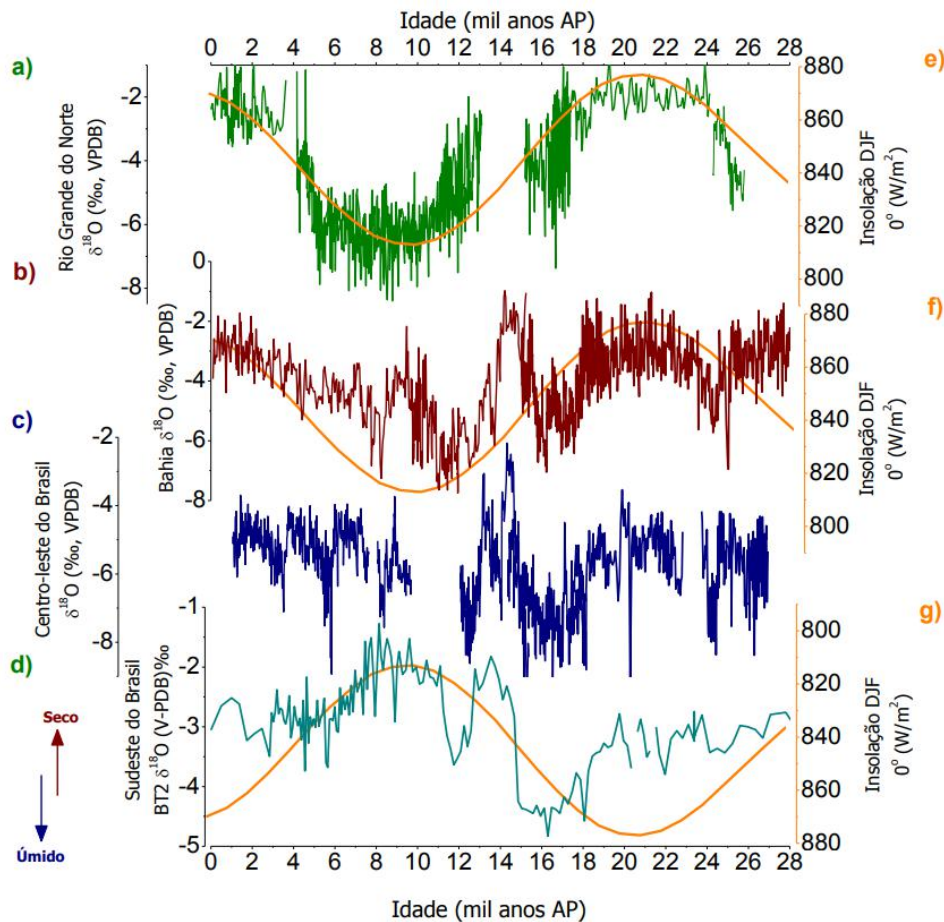


Figura 19: Reconstituição dos últimos 28 mil anos da atividade da pluviosidade: a) registro de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas de caverna do Rio Grande do Norte (Cruz et al., 2009); b) registro de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas da caverna da Paixão, Chapada Diamantina, Bahia (Barreto, 2010); c) registro de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas das cavernas Lapa Grande e Lapa Sem Fim, centro-leste do Brasil; registro de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas da caverna Botuverá, Santa Catarina (Cruz et al., 2005a); e,f,g) curva de insolação média Discussão 156 de dezembro a fevereiro para a latitude 10°S (Berger & Loutre, 1991). Note a inversão do eixo Y da escala de insolação em (g) (Strikis, 2015)

5 DISCUSSÃO

Evidentemente durante os HE temos diversos proxies que cooperam com o seu entendimento durante o Pleistoceno superior. Dados microfaunais e sedimentológicos apontam que o Atlântico Norte e Sul funcionam como uma gangorra à medida que os eventos extremos acontecem. Durante um máximo glacial, temos

um grande aquecimento do Atlântico Sul sendo que o oposto ocorre no Atlântico Norte, onde é bem fundamentado pelos dados de foraminíferos planctônicos, visto o avanço de espécies polares para regiões de menores latitudes. Deste modo, é possível inferir as mudanças de temperatura superficial da água e avanço das geleiras ao longo dos anos, evidenciados pelo padrão de gangorra, com aumento e diminuição do IRD e mudança na assembleia de foraminíferos.

Estes dados são bem correlacionados com a alteração na pluviosidade, muito bem marcada pelos espeleotemas brasileiros, onde em concordância com a variação de temperatura do oceano faz com que a ZCIT migre para regiões mais ao sul, aumentando a pluviosidade do hemisfério sul, podendo também ter contribuição dos fortes sistemas de alta pressão estabelecidos no hemisfério norte, principalmente causados devido ao grande avanço das geleiras, o que serviria como uma barreira física de ventos além de causar um grande resfriamento na atmosfera gerando esse sistema de alta pressão permanente que tornaria o Norte mais seco.

Confrontando os dados de IRD, foraminíferos e pluviosidade, temos uma forte correlação comprovando a autenticação dos HE durante o Pleistoceno tardio. Eventos astronômicos e atmosféricos são as principais forçantes que atuam para as alterações climáticas durante este período. Estas alterações geram mudanças no fluxo oceanográfico, como a perda de força da termohalina devido ao alto *input* de água doce e fria no Atlântico Norte, o que influenciaria também na circulação oceânica, interrompendo a oxigenação do fundo oceânico. Como resposta, um dos principais proxies é a alteração das assembleias de foraminíferos bentônicos, ocorrendo a concentração de poros das suas carapaças, que é bastante bem correlacionada com as IRD. A variação isotópica demonstra, segundo o estudo de Kuhnt *et al.* (2013), sua variabilidade conforme mudam as condições de oxigenação do fundo marinho.

Alguns dados são conflitantes, como por exemplo a diminuição da pluviosidade em algumas regiões do Brasil registrado por espeleotemas em momentos onde se esperava um período de maior umidade. Isso se dá por eventos climáticos mais localizados, visto no sudeste brasileiro por exemplo a alteração ocorrida nos corredores de umidade amazônico, um dos principais fornecedores de chuva para a região, que foi transladada para sul, ocasionando maiores estiagens para a região,

confrontando o que seria esperado para a região sudeste, segundo Strikis *et al.* (2015).

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Diversos estudos vêm sendo realizados desde 1988 sobre os HE e muitos dados novos são adquiridos anualmente por diversos pesquisadores no mundo inteiro. O entendimento das últimas eras glaciais, particularmente dos HE, é de suma importância para o entendimento das variações climáticas do passado e para o futuro também.

Como é considerado um *hot topic* na ciência, a busca pela compreensão de eventos passados ajuda nossa capacidade de melhorar o futuro sobretudo na questão das mudanças climáticas e aquecimento global. Observa-se a adoção de modelos climáticos em trabalhos mais recentes que estão começando a explorar esse campo, porém, ainda dependendo de avanços computacionais na capacidade de processamento além de novos estudos para aquisição de mais dados.

Apesar de seus efeitos mais dramáticos estarem registrados no Atlântico Norte, suas consequências também afetam a dinâmica global, sobretudo no Atlântico Sul, onde há uma carência de trabalhos publicados, o que gera uma lacuna na literatura. Existem evidências de variação climática, mudança no regime de pluviosidade, temperatura da superfície dos oceanos, sedimentação local e assembleia de foraminíferos. Desta forma, para uma melhor compreensão dos eventos climáticos ocorridos no Pleistoceno tardio ainda há necessidade de avanços nas pesquisas no que diz respeito ao Atlântico Sul, visto sua grande atuação na modulação do clima global.

Por fim, foi gerado um gráfico (Figura 20) através da pesquisa da palavra “Heinrich” na plataforma do sciencedirect.com filtrado com os temas: *Earth and Planetary Sciences* e *Environmental Science* onde também fica evidente o aumento do número de publicações sobre o referido tema ao longo do tempo.

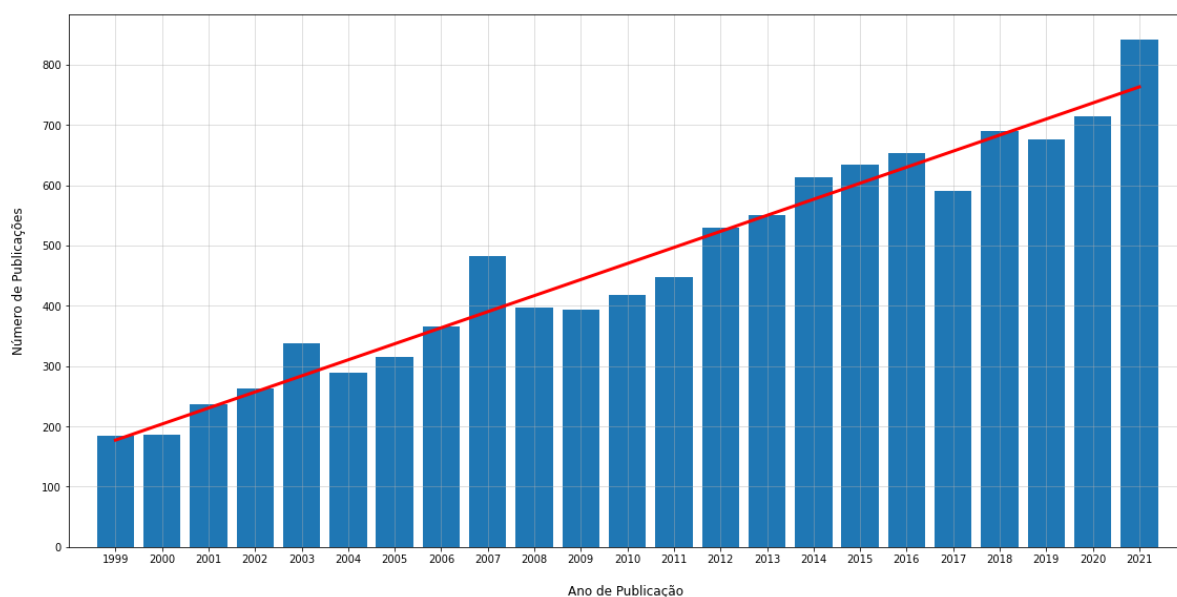


Figura 20: Gráfico mostrando a evolução da quantidade de trabalhos publicados ao longo dos últimos 20 anos (Fonte: o autor)

7 BIBLIOGRAFIA

Aharon, P.; 2003. Meltwater flooding events in the Gulf of Mexico revisited: Implications for rapid climate changes during the last deglaciation. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, v.18(4). Doi: <https://doi.org/10.1029/2002PA000840>

Andrews, J. T., K. Tedesco 1992. Detrital carbonate-rich sediments, northwestern Labrador Sea: Implications for ice-sheet dynamics and iceberg rafting (Heinrich) events in the North Atlantic, *Geology*, 20(12), 1087 – 1090.

Araújo-Júnior, H.I.; Porpino, K.O.; Bergqvist, L.P.; 2015. Vertebrate taphonomy and paleoecology in QN Upper Pleistocene tank deposit of Paraíba, Brazil: Taphonomic modes, evidence of temporal and spatial resolutions and paleoecological patterns of the Brazilian Intertropical Region. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v.437, pp. 1-17. doi: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.07.009>

Azevedo, V.; Strikis, N.M.; Novello, V.F.; Roland, C.L.; Cruz, F.W.; Santos, R.V.; Vuille, M.; Utida, G.; de Andrade, F.R.D.; Cheng, H.; Edwards, R.L.; 2021. Paleovegetation seesaw in Brazil since the Late Pleistocene: A multiproxy study of

two biomes. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 63, 116880. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.116880>

A'ziz, A.N.A.; Minhat, F.I.; Pan, H.J.; Shaari, H.; Saelan, W.N.W.; Azmi, N.; Manaf, O.A.R.A.; Ismail, M.N.; 2021. Reef foraminifera as bioindicators of coral reef health in southern South China Sea. *Scientific reports, Nature*, 11:8890. doi: <https://doi.org/10.1038/s41598-021-88404-3>

Bailey, I.; Foster, G.L.; Wilson, P.A.; Jovane, L.; Storey, C.D.; Trueman, C.N.; Becker, J.; 2012. Flux and provenance of ice-rafted debris in the earliest Pleistocene sub-polar North Atlantic Ocean comparable to the last glacial maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 341-344, pp. 222-233.

Barbosa, C.F.; Seoane, J.C.S.; Dias, B.B.; Allevato, B.; Brooks, P.O.S.; Gaspar, A.L.B.; Cordeiro, R.C.; 2016. Health environmental assessment of the coral reef-supporting Tamandaré Bay (NE, Brazil). *Marine Micropaleontology*, v. 127, 63-73. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.marmicro.2016.07.004>

Bassis, J., Petersen, S. & Mac Cathles, L. 2017. Heinrich events triggered by ocean forcing and modulated by isostatic adjustment. *Nature* **542**, 332–334. <https://doi.org/10.1038/nature21069>

Barat, F., de Lépinay, B.M., Sosson, M., Müller, C., Baumgartner, P.O., Baumgartner-Mora, C., 2014. Transition from the Farallon Plate subduction to the collision between South and Central America: Geological evolution of the Panama Isthmus. *Tectonophysics*, v.622, pp. 145-167. doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.008>

Bartoli, G., Sarnthein, M., Weinelt, M., Erlenkeuser, H., 2005. Final closure of Panama and the onset of northern hemisphere glaciation, v. 237 (1-2), pp. 33-44. doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.020>

Berger, A.; 1980. *The Milankovitch Astronomical Theory of Paleoclimates: A modern review*. *Vistas in Astronomy*, vol.24, pp. 103-122. Pergamon Press Ltd. Printed in Great Britain.

Bernhard, J.M., 1986. Characteristic assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic, organic-rich deposits, Jurassic through Holocene. *Journal of*

Foraminiferal Research, v.16(2), pp. 207-215. doi:
<https://doi.org/10.2113/gsjfr.16.3.207>

Bernhard, J.M., Goldstein, S.T., Bowser, S.S., 2010. An ectobiont-bearing foraminiferan, *Bolivina pacifica*, that inhabits microoxic pore waters: cell-biological and paleoceanographic insights. *Environmental Microbiology*, v. 12(8), pp. 2107-2119. doi: 10.1111/j.14622920.2009.02073.x

Bradley, R.S. 1985: Quaternary paleoclimatology: methods of paleoclimatic reconstruction. Boston and London: Allen and Unwin. xvii + 472 p

Bradley, R.S.; 2015. Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary, Chapter 8 – Speleothems, pp. 291-318. Doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-386913-5.00008-9>

Boltovskoy, E.; 1965. Los Foraminíferos Recientes. Buenos Aires: Eudeba, pp. 507.

Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W. *et al.* Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature* **360**, 245–249 (1992). <https://doi.org/10.1038/360245a0>

Böning, C.W., Bryan, F.O., Holland, W.R., Döscher, R., 1996. Deep-Water Formation and Meridional Overturning in a High-Resolution Model of the North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, v.26(7), pp.1142-1164. doi:[https://doi.org/10.1175/15200485\(1996\)026<1142:DWFAMO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/15200485(1996)026<1142:DWFAMO>2.0.CO;2)

Buizert, C., Schmittner, A., 2015. Southern Ocean control of glacial AMOC stability and Dansgaard-Oeschger interstadial duration, *Paleoceanography*, 30, 1595–1612, doi:[10.1002/2015PA002795](https://doi.org/10.1002/2015PA002795).

Carlson, A.E.; Clark, P.U.; 2012. Ice sheet sources of sea level rise and freshwater discharge during the last deglaciation. *Reviews of Geophysics*, v. 50(4). Doi: <https://doi.org/10.1029/2011RG000371>

Carlson, A.E. 2013. Paleoclimate – The Younger Dryas Climate Event. *Encyclopedia of Quaternary Science* (Second Edition), pp. 126-134. Doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00029-7>.

Carmignani, L.; Martini, I.; Spagnolo, V.; Dominici, C.; Rossini, M.; Scaramucci, S.; Moroni, A.; 2021. Middle and early upper Pleistocene human occupations in Southern Italy. A reassessment of the assemblages from Cala d'Arconte, Capo Grosso and Cala Bianca. *Journal of Archeological Science: Reports*, v. 40 part A, 103256. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2021.103256>

Castelo, W.F.L.; Martins, M.V.A.; Martínez-Colón, M.; Silva, L.C.; Menezes, C.; Oliveira, T.; Sousa, S.H.M.; Aguilera, O.; Laut, L.; Laut, V.; Duleba, W.; Frontalini, F.; Bouchet, V.M.P.; Châtelet, E.A.; Francescangeli, F.; Geraldés, M.C.; Reis, A.T.; Bergamashi, S.; 2022. Bioaccumulation of potentially toxic elements in *Ammonia tepida* (Foraminifera) from a polluted coastal area. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 115, 103741. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103741>

Cofaigh, C.Ó.; 2013. GLACIAL LANDFORMS, SEDIMENTS | Glaciomarine Sediments and Ice-Rafted Debris. *Encyclopedia of Quaternary Science (Second Edition)* pp 30-42. Doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00085-6>

Corrêa, E.J.; Vasconcelos, M., Souza, M.S.L.; 2013. Iniciação à metodologia, textos científicos. Nescon UFMG, Belo Horizonte. p. 142

Cronin, T.M.; Olds, B.M.; Regnier, A.M.; O'Regan, M.; Gemery, L.; Detlef, H.; Pearce, C.; Jakobsson, M.; 2022. Holocene paleoceanography and glacial history of Lincoln Sea, Ryder Glacier, Northern Greenland, based on Foraminifera and Ostracodes. *Marine Micropaleontology*, v. 175, 102158. doi: <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2022.102158>

Cruz, J.F.W., 2003. "Estudo paleoclimático e paleoambiental a partir de registros geoquímicos quaternários em espeleotemas das regiões de Iporanga (SP) e Botuverá (SC)." Unpublished P.h.D. thesis, Universidade de São Paulo.

Cruz, J.F.W., 2005. Stable isotope study of cave percolation waters in subtropical Brazil: Implications for paleoclimate inferences from speleothems. V 220. I. 3-4. *Chemical Geology*. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.04.001>

Dalton, A.P.; Strokes, C.R.; Batchelor, C.L.; 2022. Evolution of the Laurentide and Inuitian ice sheets prior to the Last Glacial Maximum (115 ka to 25 ka). *Earth-Science Reviews*, v. 224, 103875. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103875>

Dansgaard, W.; White, J.W.C.; Johnsen, S.; 1989. The abrupt termination of the Younger Dryas event. *Nature*, v. 339, p. 532–534.

Davis, C.V., Myhre, S.E., Hill, T.M., 2016. Benthic foraminiferal shell weight: Deglacial species-specific responses from the Santa Barbara Basin. *Marine Micropaleontology*, v.124, pp. 45-53. doi: <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2016.02.002>

Dawson, A.G.; 1992. *Ice Age Earth: Late Quaternary Geology and Climate*. Routledge, New York, NY 10016.

De Boer & Smith, 1994. *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*

DeConto, R.M.; Pollard, D.; 2016. Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise. *Nature* 531, pp. 591-597. doi: <https://doi.org/10.1038/nature17145>

Devendra, D., Xiang, R., Zhong, F., Yang, Y., Tang, L., 2019. Paleoproductivity and associated changes in the north-eastern Indian Ocean since the last glacial: Evidences from bentic foraminifera and stables isotopes. *Journal of Asian Earth Sciences*, v.181, 103913. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107145>

Dreybrodt, W.; 2019. *Encyclopedia of Caves*. Speleothem deposition, Chapter 116, third Edition, pp. 996-1005. Doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-814124-3.00116-3>

Dumitru, O.A.; Austermann, J.; Polyak, V.J.; Fornós, J.J.; Asmerom, Y.; Ginés, J.; Ginés, A.; Onac, B.; 2021. Sea-level stands from the Western Mediterranean over the past 6.5 million years. *Scientific Reports*, 11, 261. doi: <https://doi.org/10.1038/s41598-020-80025-6>

Dumnicka, E.; Galas, J.; Najberek, K.; Urban, J.; 2020. The influence of Pleistocene glaciations on the distribution of obligate aquatic subterranean invertebrate fauna in Poland. *Zoologischer Anzeiger*, v. 286, pp. 90-99. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jcz.2020.04.003>

Emiliani, C. 1955. Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, 63, 538-575.

Ferreira, N. S., 1996: Zona de Convergência Intertropical. *Climanálise Especial*. Edição Comemorativa de 10 anos. FUNCEME. 136 – 139.

Fischer, N. e Jungclaus, J. H.; 2010. Effects of orbital forcing on atmosphere and ocean heat transports in Holocene and Eemian climate simulations with a

comprehensive Earth system model, *Clim. Past*, 6, 155–168.
<https://doi.org/10.5194/cp-6-155-2010>

Gibbard, P.L.; Head, M.J.; Walker, M.J.C; Subcommission on Quaternary Stratigraphy; 2010. Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *Journal of Quaternary Science*, v.25, pp. 96-102. doi: <https://doi.org/10.1002/jqs.1338>

Goelzer, H.; Mignot, J.; Levermann, A. & Rahmstorf, S. 2006. Tropical versus high latitude freshwater influence on the Atlantic circulation. *Climate Dynamics*, 27: 715-725.

Goldstein S.L., Hemming S.R., 2014. Long-lived Isotopic Tracers in Oceanography, Paleoceanography, and Ice-sheet Dynamics. V. 8 pp. 453-483. *Teatrise of Geochemistry*. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00617-3>

Gonzales, M.B.; Heyres, L.J.; Monteclaro, H.M.; Norte-Campos, A.G.; Leon, S.M.S.S.; 2022. Benthic foraminifera as bioindicator of coral reef condition in Nogas Island, Philippines. *Regional Studies in Marine Science*, v. 52, 102352. doi: <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2022.102352>

Gooday, A.J.; 2001. Benthic foraminifera. In Turekian, K.K (ed.), *Climate and Oceans*. Princeton: Elsevier, pp. 425-436

Gornitz, V; 2021. Timescales of Climate Change. *Encyclopedia of Geology (Second Edition)* p 318-327. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00107-7>

Grotzinger, J.; Jordan, T.; 2013. *Para Entender a Terra*. 6ª edição, Bookman, Porto Alegre. 768p.

Gu, S., Liu, Z., Oppo, D.W., Lynch-Stieglitz, J., Jahn, A., Zhang, J., Wu, L., 2020. Assessing the potential capability of reconstructing glacial Atlantic water masses and AMOC using multiple proxies in CESM. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 541(1), 116294. doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116294>

Handiani, D., Paul, A., Dupont, L., 2012. Tropical climate and vegetation changes during Heinrich Event 1: a model-data comparison. *Climate of the Past*, v.8, pp. 37-57. doi: 10.5194/cp-8-37-2012

Hanon, R.; d'Errico, F.; Backwell, L.; Prat, S.; Péan, S.; Patou-Mathis, M.; 2021. New evidence of bone tool use by Early Pleistocene hominins from Cooper's D, Bloubaan Valley, South Africa. *Journal of Archeological Science: Reports*, v. 39, 103129. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2021.103129>

Haug, G.H., Tiedermann, R., 1998. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature*, v. 393, pp. 673-676. Doi: 10.1038/31447

Hays J. D., John Imbrie, N. J. Shackleton 1976. Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science, New Series*, Vol. 194, No. 4270 (Dec. 10, 1976), pp. 1121-1132 Published by: American Association for the Advancement of Science Stable URL: <http://www.jstor.org/stable/1743620>

Head, M.J.; 2019. Formal subdivision of the Quaternary System/Period: Present status and future directions. *Quaternary International*, v.500, pp. 32-51. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.05.018>

Head, M.J.; Pillans, B.; Zalasiewicz, J.A.; ICS Subcommittee on Quaternary Stratigraphy; 2021. Formal ratification of subseries for the Pleistocene Series of the Quaternary System. *Journal of International Geoscience*; 44(3), pp.241-247. doi: <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2020/020084>

Heinrich, H., 1988. Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the Past 130,000 Years. *Quaternary Research*, v. 29, 142-152. doi: [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90057-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90057-9).

Hemleben, C.; Spindler, M.; Anderson, O.R.; 1989. *Modern planktonic foraminifera*. Springer-Verlag, New York, 363 p.

Hemming, S.R.; 2004. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics*. V. 42, I. 1. <https://doi.org/10.1029/2003RG000128>

Hodell D. A., 2017. *Paleoceanography and paleoclimatology*. V . 32, I. 3. <https://doi.org/10.1002/2016PA003028>

Huguet, C., Jaeschke, A., Rethemeyer, J., 2022. Paleoclimatic and paleoceanographic changes coupled to the Panama Isthmus closing (13-4 Ma) using

organic proxies. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 111139. doi: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111139>

J. Imbrie & K. P. Imbrie 1979. *Ice Ages: Solving the Mystery*. 224 pp., 49 figs. London: Macmillan. ISBN 0 333 26767 2.

Johns, W.E., Lee, T.N., Beardsley, R.C., Candela, J., Limeburner, R., Castro, B., 1998. Annual Cycle and Variability of the North Brazil current

Jorissen, F.J., Fontanier, C., Thomas, E., 2007. Chapter Seven paleoceanographical proxies based on Deep-Sea Benthic foraminiferal assemblage characteristics. *Developments in Marine Geology*, v.1, pp. 263-325. Doi: [https://doi.org/10.1016/S1572-5480\(07\)01012-3](https://doi.org/10.1016/S1572-5480(07)01012-3)

Kaiho, K.; 1991. Global changes of Paleogene aerobic-anaerobic benthic foraminifera and deep-sea circulation. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 83, 65-85.

Kaiho, K.; 1994. Benthic foraminiferal dissolved oxygen index and dissolved oxygen levels in the modern ocean. *Geology* 22, 719-722.

Kucera, M., 2007. Chapter Six Planktonic Foraminifera as tracers of past Oceanic Environments. *Developments in Marine Geology*, v.1, pp. 213-262. doi: [https://doi.org/10.1016/S1572-5480\(07\)01011-1](https://doi.org/10.1016/S1572-5480(07)01011-1)

Kuleshova, L.A., Bashirova, L.D., Matul, A.G., Andersen, N., Ponomarenko, E.P., 2022. Changing sea-surface and deep-water conditions in the Southern Cape Verde Basin during the mid-Pleistocene to Holocene. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 594, 110921. doi: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.110921>

Kuhnt, T., Friedrich, O., Schmiedl, G., Milker, Y., Mackensen, A., Lückge, A., 2013. Relationship between pore density in benthic foraminifera and bottom-water oxygen content. *Deep Sea Research, Part I*, v.76, pp. 85-95. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2012.11.013>

Laut, L.; Vilar, A.; Belart, P.; Clemente, I.; Fontana, L.; Pereira, E.; Ballalai, J.; 2020. Organic matter compounds as a tool for trophic state characterization in a hypersaline environment: Araruama Lagoon, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 97, 102403. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102403>

Liu, Z. 2009. Global Cooling During the Eocene-Oligocene Climate Transition. *Science* 323, 1187. Doi: 10.1126/science.1166368

Loeblich. A.R.; Tappan, H.; 1964. *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C: Protista 2, Sarcodina, chiefly "Thecamoebians" and Foraminiferida*. Geological Society of America and University of Kansas Press, Lawrence.

Ludwig, P.; Pinto, J.G.; Raible, C.C.; Shao, Y.; 2017. Impacts of surface boundary conditions on regional climate model simulations of European climate during the Last Glacial Maximum. *Geophysical Research Letters*, 44, pp. 5086-5095. Doi: 10.1002/2017GL073622

Maia, R.J.A.; Piovesan, E.K.; Bergue, C.T.; Zeffass, G.S.A.; Melo, R.M.; 2021. Bathyal ostracods from the Upper Pleistocene of the Rio Grande Cone, Pelotas Basin, Brazil. *Revue de Micropaléontologie*, v.71, 100483. doi: <https://doi.org/10.1016/j.revmic.2021.100483>

Martins, M.V.A.; Perretti, A.R.; Salgueiro, E.; Frontalini, F.; Moreno, J.; Soares, A.M.; Mahiques, M.; Silva, S.; de Azevedo, C.A.; Dias, J.A.; 2015. Atlantic sea surface temperatures estimated from planktonic foraminifera off the Iberian Margin over the last 40 Ka BP. *Marine Geology*, v. 367, pp. 191-201. doi: <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.06.001>

Martins, M.V.A.; Cazelli, L.; Yhasnara, M.; Silva, L.C.; Saibro, M.B.; Bobco, F.E.R.; Rubio, B.; Ferreira, B.; Castelo, W.F.L.; Santos, J.F.; Ribeiro, S.; Frontalini, F.; Martínez-Colón, M.; Pereira, E.; Antonioli, L.; Geraldés, M.; Rocha, F.; Mello e Sousa, S.H.; Dias, J.M.A.; 2022. Factors driving sediment compositional change in the distal area of the Ria de Vigo (NW Spain): Oceanographic processes vs. Paleopollution. *Environmental Science and Pollution Research*. doi: <https://doi.org/10.1007/s11356-022-20607-1>

Matsuzaki, K.M.R.; Eynaud, F.; Malaizé, B.; Grousset, F.E.; Tisserand, A.; Rossignol, L.; Charlier, K.; Jullien, E.; 2011. Paleoceanography of the Mauritanian Margin during the last two climatic cycles: From Planktonic foraminifera to African Climate dynamics. *Marine Micropaleontology*, v.79, 67-79. Doi: 10.1016/j.marmicro.2011.01.004

McManus, J., Francois, R., Gherardi, JM. et al. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature* 428, 834–837 (2004). <https://doi.org/10.1038/nature02494>

Melo, R.M.; Sarmiento, M.G.; Piovesan, E.K.; 2019. Foraminíferos e Ostracodes do Cenomaniano-Turoniano da Bacia Sergipe-Alagoas: Implicações Bioestratigráficas e Paleoecológicas. *Revista Geociências Unesp*, v.38, n. 3, pp. 769-785.

Milankovitch, M., 1930. *Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen*. In “Handbuch der Klimatologie” (W.Köppen and R. Geiger, Eds.), I(A). Bornträger, Berlin.

Moskalewicz, D.; Dzieduszyńska, D.; Elwirski, Ł.; Mroczek, P.; Petera-Zganiacz, J.; Tylmann, K.; Woźniak, P.P.; 2022. Recognition of sedimentary environments using handheld gamma-ray spectrometry in Pleistocene Fennoscandian Ice Sheet glaciogenic basin, northern and central Poland. *Marine and Petroleum Geology*, v. 140, 105679.

Mothé, D.; Avilla, L.S.; Araújo Jr., H.I.; Rotti, A.; Prous, A.; Azevedo, S.A.K.; 2020. Na artifact embedded in na extinct proboscidean sheds new light on human-megafaunal interactions in the Quaternary of South America. *Quaternary Science Reviews*, v. 229, 1, 106125. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106125>

Murray, J.W.; 1991. *Ecology and Paleoecology of Benthic Foraminifera*. Exeter: Longman Scientific and Technical, pp. 397.

Nisancioglu, K.H.; 2018. Plio-Pleistocene glacial Cycles and Milankovitch variability. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, *Encyclopedia of Ocean Sciences* (Third Edition), v. 4, pp. 559-568. Doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.11406-X>

Novello, V.F., Cruz, F.W., Vuille, M., Stríkis, N.M., Edwards, R.L., Cheng, H., Emerick, S., de Paula, M., Barreto, E.S., Karmann, I., Santos, R.V., 2017. A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. *Scientific Reports*, v.7, 44267. doi: <https://doi.org/10.1038/srep44267>

Oliva, M., Fernandes, M., Palacios, D., Fernández-Fernández, J.M., Schimmelpfennig, I., Antoniades, D., 2021. Rapid deglaciation during Bølling-Allerød interstadial in the

Central Pyrenees and associated glacial and periglacial landforms. *Geomorphology*, v.385, 107735. doi: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107735>

Paillard, D.; 1998. The timing of Pleistocene glaciations from a simple multiple-state climate model. *Nature*, 361, pp. 378-381. doi: <https://doi.org/10.1038/34891>

Perretti, A. R.; 2011. Avaliação da aplicação associada dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ e da razão Mg/Ca de foraminíferos como uma ferramenta paleoceanográfica (Tese Doutorado). Universidade de São Paulo, São Paulo, BSP.

Pessenda, L. C.R.; 2005. Holocene palaeoenvironmental reconstruction in northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotope records. V 15. I.6. The Holocene. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl855ra>

Peteet, D.; 1995. Global Younger-Dryas. *Quat. Int.*, v. 28, p. 93–104.

Petersen, K.S.; Rasmussen, K.L.; Rasmussen, P.; Von Platen-Hallermund, F.; 2005. Main environmental changes since the Weichselian glaciation in the Danish waters between the North Sea and the Baltic Sea as reflected in the molluscan fauna. *Quaternary International*, v. 133-134, pp. 33-46. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2004.10.013>

Petersen, J., Riedel, B., Barras, C., Pays, O., Guihéneuf, A., Mabilieu, G., Schweizer, M., Meysman, F.J.R., Jorissen, F.J., 2016. Improved methodology for measuring pore patterns in the benthic foraminiferal genus *Ammonia*. *Marine Micropaleontology*, v.128, pp. 1-13. doi: <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2016.08.001>

Petró, S.M.; 2018. Introdução ao Estudo dos Foraminíferos. Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Instituto de Geociências. Porto Alegre

Piovesan, E.K.; Correia Filho, O.J.; Melo, R.M.; Lacerda, L.D.; Santos, R.O.; Pinheiro, A.P.; Costa, F.R.; Sayão, J.M.; Kellner, A.W.A.; 2021. The Campanian-Maastrichtian interval at the Naze, James Ross Island, Antarctica: microbiostratigraphic and paleoenvironmental study. *Cretaceous Research*, v.120, 104725. doi: <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104725>

Pisias, N.G.; Moore Jr., T.C.; 1981. The evolution of Pleistocene climate: A time series approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 52, pp. 450-458. doi: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90197-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90197-7)

Rathburn, A.E., Willingham, J., Ziebis, W., Burkett, A.M., Corliss, B.H., 2018. A new biological proxy for deep-sea paleo-oxygen: Pores of epifaunal benthic foraminifera. *Scientific reports*, 9456. doi: <https://doi.org/10.1038/s41598-018-27793-4>

Rasmussen, S.O.; Andersen, K.K.; Svensson, A.M.; Steffensen, J.P.; Vinther, B.M.; Clausen, H.B.; Siggaard-Andersen, M.L.; Johnsen, S.J.; Larsen, L.B.; Dahl-Jensen, D.; Bigler, M.; Röthlisberger, R.; Fischer, H.; Goto-Azuma, K.; Hansson, M.E.; Ruth, U.; 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research*, v. 111, D06102. doi:10.1029/2005JD006079.

Rhode, D.; 2016. Chapter 15 - Quaternary Vegetation Changes in the Bonneville Basin. *Developments in Earth Surface Processes*, v. 20, pp. 420-441. Doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63590-7.00015-9>.

Rodríguez-Zorro, P.A.; Ledru, M.; Favier, C.; Bard, E.; Bricaud, D.C.; Garcia, M.; Marquardt, G.; Rostek, F.; Sawakuchi, A.O.; Simon, Q.; Tachikawa, K.; 2022. Alternate Atlantic forest and climate phases during the early Pleistocene 41 kyr cycles in southeastern Brazil. *Quaternary Science Reviews*, v.286, 107560. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107560>

Santos, T.P., Belem, A.L., Barbosa, C.F., Dokken, T., Albuquerque, A.L.S., 2014. Paleoceanographic reconstruction of the western equatorial Atlantic during the last 40kyr. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 415(1), pp. 14-20. doi: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.01.001>

Schiebel, R.; Hemleben, C.; 2017. *Planktic foraminifers in the modern ocean*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 358 p.

Sen Gupta, B. K. **Modern Foraminifera**. 2003. Kluwer Academic Publishers, New York, 384 pp. doi: <https://doi.org/10.1007/0-306-48104-9>

Shackleton, N.J. 2000. The 100,000-Year Ice-Ace cycle indentified and found to Lag Temperature, Carbon Dioxide, and Orbital Eccentricity. *Science*, v.289 (5486), pp. 1897-1902. doi: 10.1126/science.289.5486.1897

Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D 1973 Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10 and 10 year scale. *Quaternary Research*, 3, 39-55.

Silva, L.C.; Martins, M.V.A.; Figueira, R.; Frontalini, F.; Pereira, E.; Senez-Mello, T.M.; Castelo, W.F.L.; Saibro, M.B.; Francescangeli, F.; Mello e Sousa, S.H.; Bergamaschi, S.; Antonioli, L.; Bouchet, V.M.P.; Terroso, D.; Rocha, F.; 2022. Unraveling anthropocene Paleoenvironmental Conditions combining Sediment and Foraminiferal Data: Proof-of-Concept in the Sepetiba Bay (SE, Brazil). *Frontiers in Ecology and Evolution*, v. 10. Doi: <https://doi.org/10.3389/fevo.2022.85243>

Sousa, S.H.M.; Yamashita, C.; Semensatto Jr.; D.L.; Santarosa, A.C.A.; Iwai, F.S.; Omachi, C.Y.; Disaró, S.T.; Martins, M.V.A.; Barbosa, C.F.; Bonetti, C.H.C.; Vilela, C.G.; Laut, L.; Turra, A.; Members of The BIOFOM group; 2020. Opportunities and challenges in incorporating benthic foraminifera in marine and coastal environmental biomonitoring of soft sediments: from science to regulation and practice. *Journal of Sedimentary Environments*, 5, 257-265. doi: <https://doi.org/10.1007/s43217-020-00011-w>

Stocker, T. F., Johnsen, S. J., 2003. A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw. *V. 18, I.4.* <https://doi.org/10.1029/2003PA000920>

Stríkis, N.M., Chiessi, C.M., Cruz, F.W., Vuille, M., Cheng, H., Barreto, E.A.S., Mollenhauer, G., Kasten, S., Karmann, I., Edwards, R.L., Bernal, J.P., Sales, H.R., 2015. Timing and structure of Mega-SACZ events during Heinrich Stadial 1. *Geophysical Research Letters*, v.42(13), pp. 5477-5484. Doi: <https://doi.org/10.1002/2015GL064048>

Stríkis, N.M., Cruz, F.W., Barreto, E.A.S., Naughton, F., Vuille, M., Cheng, H., Voelker, A.H.L., Zhang, H., Karmann, I., Edwards, R.L., Auler, A.S., Santos, R.V., Sales, H.R., 2018. South American monsoon response to iceberg discharge in the North Atlantic. *Earth, Atmospheric, and Planetary sciences*, v.115(15), pp. 3788-3893. Doi: <https://doi.org/10.1073/pnas.1717784115>

Stuiver, M. 1995. The GISP2 $\delta^{18}O$ Climate Record of the Past 16,500 Years and the Role of the Sun, Ocean, and Volcanoes. *V 44 I. 3 . Quaternary Research.* <https://doi.org/10.1006/qres.1995.1079>

Stumpf, C.F.; Ribeiro, T.G.R.; 2018. Formação de espeleotemas de sal como proposta de conscientização ambiental por meio da educação não formal em

Geociências. Terrae didactica, v.14, n. 4, pp. 445-454. Doi: 10.20396/td.v14i4.8654195

Suganuma, Y.; Okada, M.; Head, M.J.; Kameo, K.; Haneda, Y.; Hayashi, H.; Irizuki, T.; Itaki, T.; Izumi, K.; Kubota, Y.; Nakazato, H.; Nishida, N.; Okuda, M.; Satoguchi, Y.; Simon, Q.; Takeshita, Y.; 2021. Formal ratification of the Global Boundary Stratotype Section and point (GSSP) for the Chibanian Stage and Middle Pleistocene subseries of the Quaternary System: The Chiba Section, Japan. *Journal of International Geoscience*, 44(3), pp. 317-347. doi: <https://doi.org/10.18814/epiugs/2020/020080>

Teixeira, W.; Toledo, M.C.M.; de Fairchild, T.R.; Taioli, F.; 2000. *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de textos.

Tello, F.; Elgueta, M.; Abarzúa, A.M.; Torres, F.; Pino, M.; 2017. Fossil beetles from Pilauco, south-central Chile: Na Upper Pleistocene paleoenvironmental reconstruction. *Quaternary International*, v. 449, pp. 58-66. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.05.046>

Treinta, F.T.; Farias Filho, J.R.; Sant'Anna, A.P.; Rabelo, L.M.; 2014. Metodologia de pesquisa bibliográfica com a utilização de métodos multicritério de apoio à decisão. *Production*, **24**(3): 508-520.

Trifilio, L.H.M.S.; Araújo Jr., H.I.; Porpino, K.O.; Barbosa, F.H.S.; 2022. Mammal Taphonomy in a Cave deposits from Quaternary of Brazil. *Frontiers in Ecology and Evolution*, 10: 830190. doi: <https://doi.org/10.3389/fevo.2022.830190>

Vidal, L., Labeyrie, L., Cortijo, E., Arnold, M., Duplessy, J.C., Michel, E., Becqué, S., Van Weering, T.C.E., 1997. Evidence for changes in the North Atlantic Deep Water linked to meltwater surges during the Heinrich events. *Earth and Planetary Science Letters*. V.146, (1-2), pp. 13-27. doi: [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(96\)00192-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(96)00192-6)

Vilela, C.G.; Batista, D.S.; Baptista Neto, J.A.; Ghiselli Jr., R.O.; 2011. Benthic foraminifera distribution in a tourist lagoon in Rio de Janeiro, Brazil: A response to anthropogenic impacts. *Marine Pollution Bulletin*, v. 62, 2055-2074. doi: <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2011.07.023>

Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Cristalli, P.S., Smart, P., Richards, D.A., Shen, C.-C., 2004. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature* 432, 740–743.

Westerhold, T.; Marwan, N.; Drury, A.J.; Liebrand, D.; Agnini, C.; Anagnostou, E.; Barnet, J.S.K.; Bohaty, S.M.; Vleeschouwer, D.; Florindo, F.; Frederichs, T.; Hodell, D.A.; Holbourn, A.E.; Kroon, D.; Lauretano, V.; Littler, K.; Lourens, L.J.; Lyle, M.; Pälike, H.; Röhl, U.; Tian, J.; Wilkens, R.H.; Wilson, P.A.; Zachos, J.C.; 2020. Nastronomically dated record Earth's climate and its predictability over the last 66 million years. *Science* 369, 1383-1387.

White, W.B.; 2019. *Encyclopedia of Caves*. Chapter 117 – Speleothems, Third Edition, pp. 1006-1017. Doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-814124-3.00117-5>