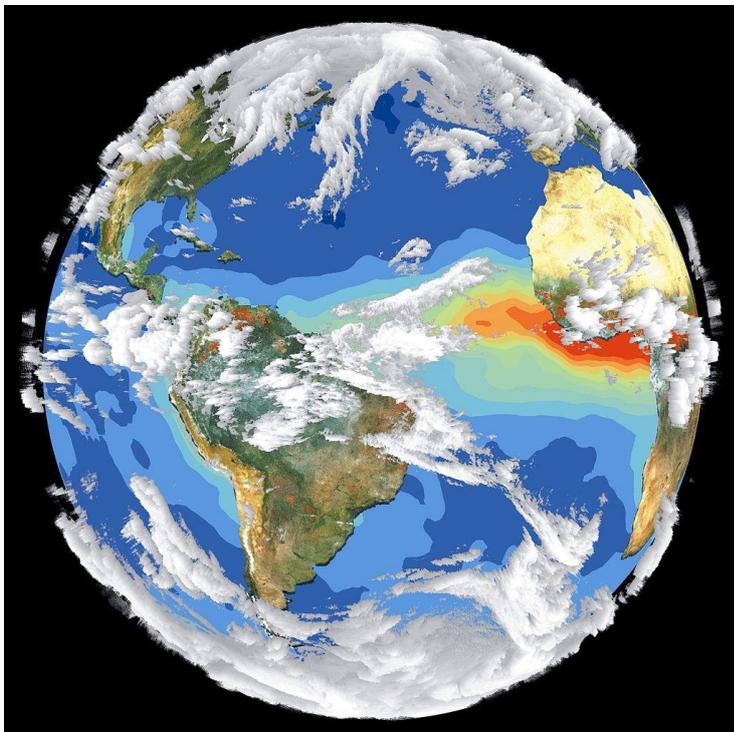




VARIAÇÕES CLIMÁTICAS NO QUATERNÁRIO



Iran Carlos Stalliviere Corrêa
CECO/PGGM/IGEO/UFRGS

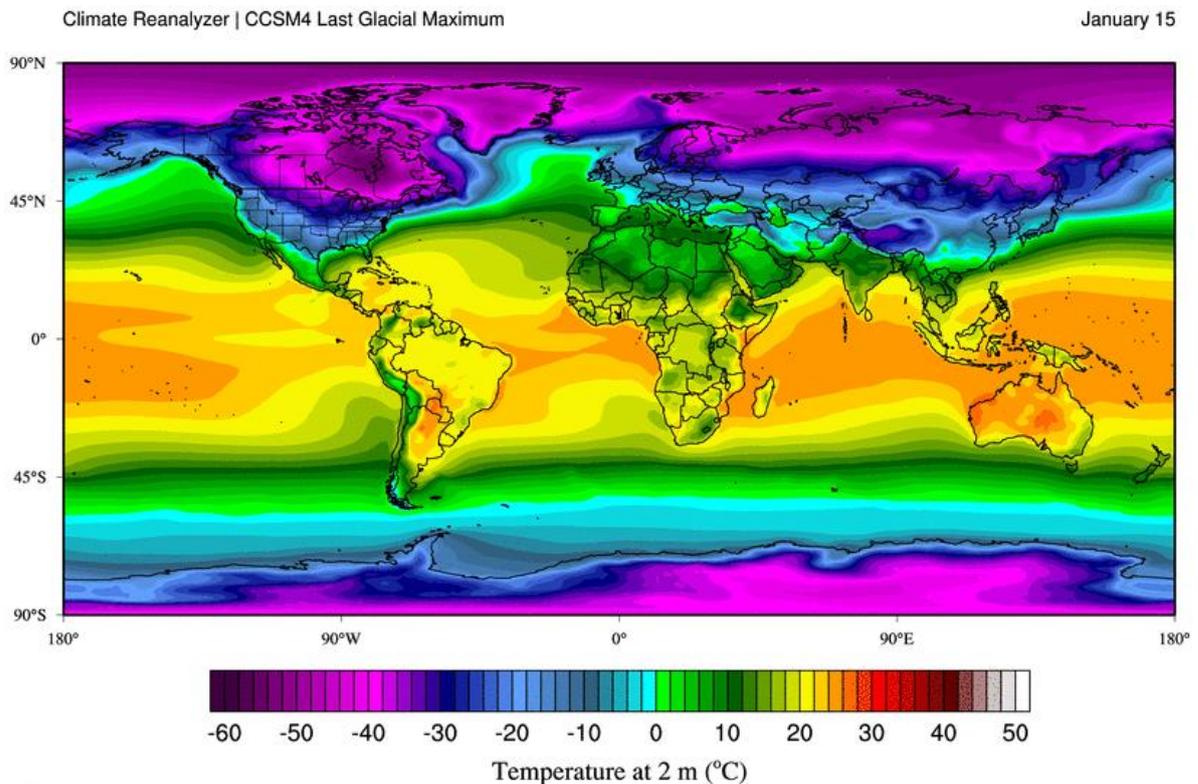
(Imagem da capa: Imagens de satélites compoendo a imagem da Terra e do clima. Quatro satélites diferentes contribuíram para a construção desta imagem. O sensor de amplo campo de visão do mar (SeaWiFS) forneceu a camada de imagem da terra que forma uma composição de cores reais da vegetação terrestre para condições sem nuvens de 18 de setembro a 3 de outubro de 1997. Cada ponto vermelho sobre a América do Sul e a África representa um incêndio detectado pelo Radiômetro Avançado de Alta Resolução. A camada de aerossol oceânico é baseada em dados da Administração Oceânica e Atmosférica Nacional (NOAA) e é causada pela queima de biomassa e poeira levada pelo vento sobre a África. A camada de nuvem é uma composição de imagens infravermelhas de quatro satélites meteorológicos geoestacionários-GOES 8 e 9 da NOAA, METEOSAT da Agência Espacial Europeia e GMS 5 do Japão).
(https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/a/aa/Satellite_Image_of_Earth%27s_Interrelated_Systems_and_Climate_-_GPN-2002-000121.jpg/600px-Satellite_Image_of_Earth%27s_Interrelated_Systems_and_Climate_-_GPN-2002-000121.jpg)

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CENTRO DE ESTUDOS DE GEOLOGIA COSTEIRA E OCEÂNICA

PROGRAMA DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA



The Climate Reanalyzer™ | cci-reanalyzer.org

Temperatura do ciclo sazonal do Último Máximo Glacial, há 21.000 anos AP, calculada a partir da Comunidade Climática Sistema Modelo versão 4 (CCSM4). (Brady *et al.* 2013).

VARIAÇÕES CLIMÁTICAS NO QUATERNÁRIO

Iran Carlos Stalliviere Corrêa

2021

Prof. Iran Carlos Stalliviere Corrêa
Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica
Departamento de Geodésia
Instituto de Geociências
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

C824m Corrêa, Iran Carlos Stalliviere
Variações Climáticas no Quaternário/Iran Carlos Stalliviere
Corrêa, E-Book. Porto Alegre: CECO/PGGM/IGEO/UFRGS.
Edição do autor, 2021
[102 f.] il.

ISBN: 978-65-00-21570-0

1. Mudanças climáticas. 2. Períodos glaciais. 3. Glaciações. 4. Períodos Interglaciais. I. Título.

CDD:551
CDU:551.5

Catálogo da Publicação
Biblioteca Geociências – UFRGS
Renata Cristina Grun CRB 10/1113



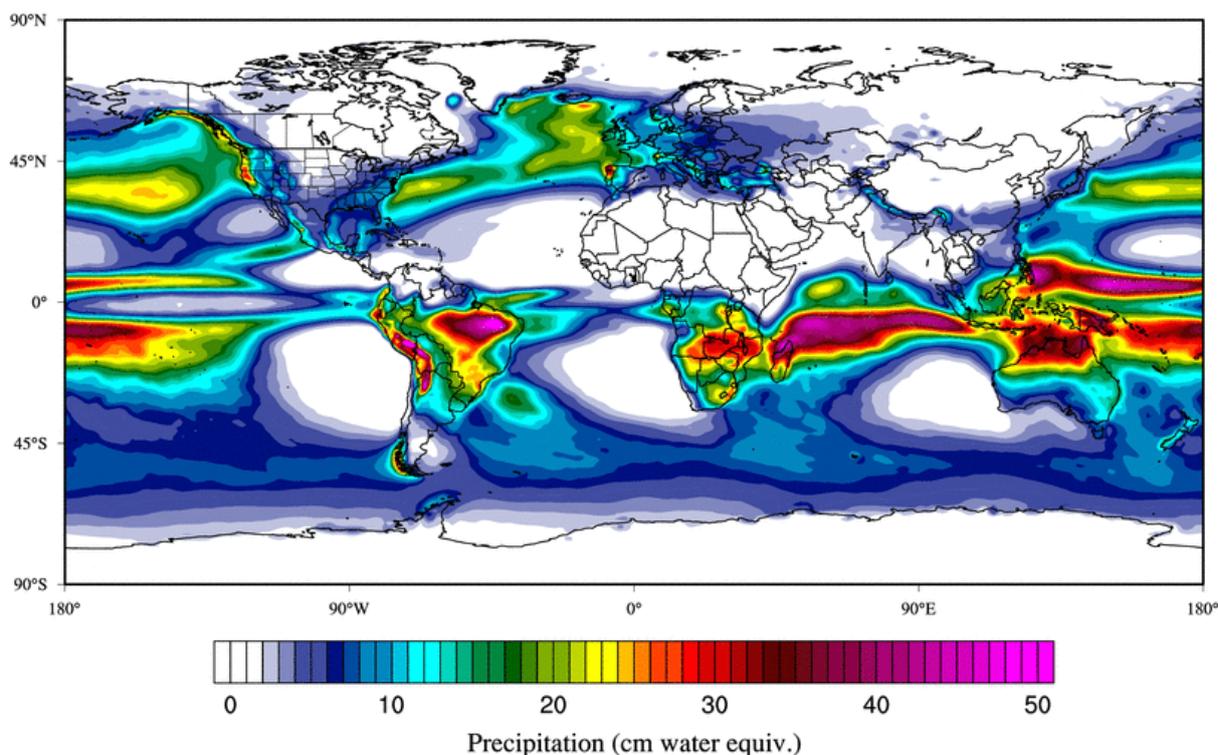
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica

Programa de Geologia e Geofísica Marinha

Climate Reanalyzer | CCSM4 Last Glacial Maximum

January 15



The Climate Reanalyzer™ | cci-reanalyzer.org

Precipitação do ciclo sazonal do Último Máximo Glacial, há 21.000 anos AP. Calculado a partir da Comunidade Climática Sistema Modelo versão 4 (CCSM4). (Brady *et al*, 2013)

Variações Climáticas no Quaternário

2021

Iran Carlos Stalliviere Corrêa



Reitor
Carlos André Bulhões Mendes

Vice-Reitora
Patrícia Helena Lucas Pranke

Diretor do Instituto de Geociências
Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Vice-Diretora do Instituto de Geociências
Tatiana Silva da Silva

Projeto Livro Didático

Projetado e elaborado pelo Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica

Diretor: Iran Carlos Stalliviere Corrêa
Vice-Diretora: María Alejandra Gomez Pivel

2021

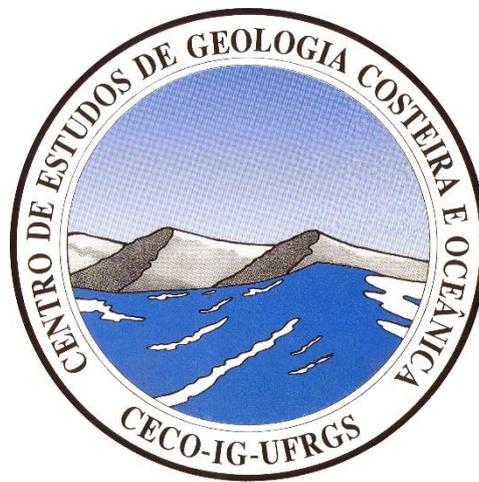
**Segundo a lei nº 9610/98 e o Código Penal no Artigo 184, é vedada a reprodução, por qualquer meio, desta apostila didática, sendo somente permitida com autorização do professor-autor.
A cópia não autorizada é punível com sanções administrativas e penais.**

SUMÁRIO

Apresentação	9
I. Introdução	10
II. Histórico	11
III. Glaciações Quaternárias	14
3.1 Características Gerais	14
3.2 Forçantes Orbitais e Mudanças Climáticas	15
3.3 Causas das Glaciações	16
3.4 Períodos Glaciais	19
IV. O Interglacial Riss-Würm	21
4.1 Períodos Quentes	21
4.2 Níveis do Mar Mais Alto	21
4.3 Efeitos da Insolação	22
4.4 Estabilidade Climática	24
4.5 Local e Início do Interglacial	25
4.5.1 Início do Interglacial no Hemisfério Norte	25
4.5.2 Início do Interglacial no Hemisfério Sul	26
4.5.3 Início do Interglacial nos Trópicos	26
V. A Última Glaciação	27
5.1 O Início da Última Glaciação no Hemisfério Norte	27
5.2 O Início da Última Glaciação no Hemisfério Sul	29
5.3 A Influência do Efeito Estufa	31
5.3.1 Dióxido de Carbono	31
5.3.2 Concentração de Metano	35
5.3.3 O Vapor de Água	37
VI. Variações do Clima Durante o Último Glacial	37
6.1 Fases da Última Glaciação	37
6.1.1 Primeira Fase – 115.000 aos 75.000 anos AP	38
6.1.2 Segunda Fase – 75.000 aos 30.000 anos AP	39
6.1.3 Terceira Fase – 30.000 aos 19.000 anos AP	40
6.2 Variação Climática	41

6.3	Eventos Heinrich	42
6.4	Períodos Quentes do Dansgaard-Oeschger	43
6.5	Variações na Região Tropical	44
VII.	Magnitude do Clima no Último Máximo Glacial	45
7.1	Magnitudes do Frio e da Camada de Gelo	45
7.2	Os Mantos de Gelo Laurenciano, Finoescandinavo e de Barents-Kara	47
7.2.1	Manto Laurenciano	48
7.2.2	Manto Finoescandinavo	48
7.2.3	Manto de Barents-Kara	49
7.3	Ambiente Glacial Árido	50
7.4	O Vento no Período Glacial	51
7.5	Início do Degelo	52
7.5.1	Concentrações de Dióxido de Carbono	54
7.5.2	Concentração de Metano	55
7.5.3	Concentração de Óxido Nitroso	55
7.5.4	Concentração de Vapor de Água	56
7.6	A Variação do Nível do Mar	56
7.7	Variação da Temperatura no Ártico e no Antártico	59
7.8	O Período Younger Dryas	60
VIII.	O Holoceno	61
8.1	Início do Holoceno	61
8.2	Variação da Temperatura há 8.200 anos AP	63
8.3	Variação da Umidade na África	64
8.4	Variação da Umidade na Ásia e América	65
8.5	Surgimento e Desaparecimento de Civilizações	65
8.6	Inundações na Europa Central	66
8.7	O Holoceno na Europa	68
IX.	O Clima nos Últimos Mil Anos	68
9.1	Podemos Indagar o que aconteceu com o Clima nos Últimos Mil Anos?	68
9.2	As Causas das Mudanças Climáticas	72
X.	O Clima Atual e as Consequências do Aquecimento Global	77
10.1	Níveis de Aquecimento Observados	77
10.2	Relação com Política Pública	80

10.3 Subida do Nível do Mar	80
10.4 Evaporação, Precipitação, Salinidade, Ventos e Ondas	82
10.5 Liberação de Metano	83
10.6 Derretimento de Gelo	84
10.7 Correntes Marinhas e Estratificação	86
10.8 Influência do Aquecimento dos Oceanos na Saúde Humana	87
XI. Bibliografia	88
XII. Glossário	98



APRESENTAÇÃO

Com a finalidade de atender às necessidades dos alunos da **Área de Concentração em Geologia Marinha, do Programa de Pós-Graduação em Geociências**, do Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), é que foi organizada esta coletânea de informações referentes a notas de aulas, de artigos científicos, de palestras elaboradas durante mais de quarenta anos de magistério.

A elaboração deste trabalho não tem o intuito de compará-lo a um livro didático e sim apenas um complemento para os alunos, no acompanhamento das aulas e, também, para futuras consultas, já que o conhecimento das **Variações Climáticas no Quaternário**, é uma ferramenta que contribui notavelmente para a interpretação e compreensão da evolução paleogeográfica de áreas oceânicas e continentais.

A Climatologia compreende o estudo do clima e como ele se comporta com o passar do tempo. Essa ciência nos ajuda a entender melhor as condições atmosféricas que causam padrões climáticos e mudanças de temperatura ao longo do tempo. A climatologia é diferente da meteorologia e pode ser dividida em diferentes áreas de estudo. Várias abordagens, para esse campo, podem ser adotadas, incluindo a paleoclimatologia, que se concentra no estudo do clima ao longo da existência da Terra, analisando registros de anéis de árvores, rochas, sedimentos e núcleos de gelo. A climatologia histórica se concentra principalmente nas mudanças climáticas ao longo da história, nos efeitos do clima sobre as pessoas e eventos ao longo do tempo. Embora a climatologia e a meteorologia sejam áreas de estudo, consideradas ramos de áreas semelhantes, a climatologia difere da meteorologia porque seu foco está nas médias do clima e das condições climáticas, por um longo período. A meteorologia se concentra mais nas condições climáticas atuais, como umidade, pressão do ar e temperatura, e na previsão das condições climáticas de curto prazo.

Neste trabalho pretende-se apresentar a evolução das variações climáticas sofridas durante o período Quaternário com caracterização das causas e efeitos que contribuíram para a ocorrência dessas variações.

Quero expressar aqui o meu mais profundo agradecimento ao **Prof. Dr. Luiz Roberto Silva Martins** (*in memoriam*), meu Mestre e Professor, o qual me ensinou os primeiros passos na área da Geologia Marinha e que me fez gostar desta ciência tornando-me, mais tarde, professor da mesma. Agradeço a ele também, pelas inúmeras oportunidades que me deu em participar de inúmeras Operações Oceanográficas, tanto no Brasil como fora dela, e o de coordenar algumas delas. Me incentivou e me apoio quando recebi convite da Universidade de Concepción, no Chile, para ministrar, durante 10 anos, a disciplina de Morfologia e Sedimentologia Marinha, com ênfase em Climatologia. Foi meu maior incentivador para que eu desenvolvesse meu doutorado fora do Brasil, pois sempre dizia que temos que experimentar novas linhas de pensamento e novos ares.

Ao Prof. Martins meu respeito e gratidão.

Autor.



Geleira Pata de Elefante, no norte da Groenlândia, distante 9 graus do Polo Norte.
(fonte: http://3.bp.blogspot.com/-gJjPMWYHNAk/UK_Eanb_7SI/AAAAAAAAAM0Y/AARdIBQzIA4/s1600/groenland-3.jpg)

I. INTRODUÇÃO

Este livro trata de apresentar, em uma sucessão cronológica, as variações climáticas mais significativas que ocorreram na superfície da Terra, durante o período Quaternário.

O período Quaternário teve início há, aproximadamente, 2,6 milhões de anos antes do presente (AP) e se prolongando até os nossos dias. Durante seu percurso, vários episódios de variações climáticas e movimentações tectônicas, acompanhados por oscilações relativas do nível do mar e estágios glaciais, se sucederam.

Contar a história da evolução climática de um determinado período geológico não é fácil, pois cada vez que se descreve algo do que se passou com o clima, sempre haverá alguém que irá perguntar: Como você sabe disso?

Para explicar essa evolução climática, a maneira mais fácil é dissertando, mesmo que sucintamente, sobre os complexos e engenhosos métodos que, diferentes especialistas, foram obtendo durante suas pesquisas sobre o clima.

Pode-se levar um bom tempo para explicar, a um leigo ou quem sabe mesmo a alguém que se diz entendido do assunto, o que são foraminíferos ou como o italiano

Emiliani conseguiu determinar a temperatura da água e as variações do nível do mar, a partir de análises isotópicas das carapaças desses organismos.

Todavia o assunto se torna mais complicada, quando se trata do pública em geral, interessado no clima do passado. Esses não têm ideia e mesmo nunca se perguntaram sobre os fenômenos mais simples da meteorologia, tais como: Por que chove? Por que a chuva tem forma de gotas? Como se formam as nuvens? Por que chove granizo? Por que faz mais calor no verão que no inverno? Enfim, ao ser questionado com tantas perguntas sobre os métodos e com tantas explicações sobre os elementos do clima, é fácil que um investigador desista de fazer um relato histórico e acabe misturando o passado com o presente. Por este motivo não é fácil encontrar trabalhos publicados que apresentem uma narrativa diacrônica, um relato linear da história do clima do globo terrestre.

Durante o Quaternário, e em especial o Pleistoceno Tardio, os ecossistemas passaram por diversas mudanças ambientais, influenciados pelo resfriamento global e pelo aumento gradativo da temperatura durante o Holoceno.

A finalidade aqui é a de apresentar, modestamente, as variações climáticas ocorridas durante o Período Quaternário, mais especificamente no Pleistoceno Tardio e Holoceno.

II. HISTÓRICO

O clima sempre apresentou interesse dos povos, seja para o cultivo e sua sobrevivência, seja para a guerra ou mesmo para o lazer. Até o século XIX, o estudo do clima estava atrelado ao tempo, propriamente dito, identificado com a meteorologia. Embora o interesse pelo estudo dos fenômenos que aconteciam no céu, remonte a Aristóteles, a compreensão científica do que é a atmosfera e como ela funciona, é coextensiva ao surgimento e o desenvolvimento da ciência moderna, com a evolução de observações meramente qualitativas da natureza, para descrições quantitativas.

O interesse pelo conhecimento do clima teve início no século XVII, com Galileu construindo o primeiro termômetro. Fahrenheit, posteriormente, em 1712, inventou o termômetro selado de mercúrio e a escala que recebeu seu nome. Celsius, medindo o peso do ar, inventaria outra escala em 1742, que também levou seu nome. Entretanto, um discípulo de Galileu, Evangelista Torricelli, realizou experiências com o vácuo, medindo a pressão atmosférica e inventando o barômetro. Depois de sua descoberta, Torricelli

escreveu a seu amigo Michelangelo Ricci, dizendo: "*vivemos submersos no fundo de um oceano de ar*" (Walker, 2007).

Por influência de Galileu e Torricelli, Pascal estimou o peso da atmosfera terrestre, Hooke criou a bomba de ar e Boyle demonstrou, de forma inequívoca, a existência do vácuo, a pressão do ar e a necessidade, pelos seres vivos, do ar para sobreviverem (Shapin & Shaffer, 2011).

No final do século XVIII, Black descobre o dióxido de carbono, enquanto Rutherford e Scheele descobrem o nitrogênio. No mesmo século, Priestley e Lavoisier demonstraram a existência do oxigênio e seu papel na respiração e na vida dos organismos (Walker, 2007).

Do outro lado do Atlântico, Benjamin Franklin demonstrou que as tempestades se deslocam pelo espaço e que os relâmpagos eram fenômenos elétricos. Desse modo, no início do século XIX, já se tinha, um conhecimento básico da composição da atmosfera e alguns conceitos para estudá-la (Cox, 2002). Na segunda metade do século XIX, grande parte do planeta já era monitorado por estações meteorológicas, criando uma primeira infraestrutura global de coleta de dados, que ofereceria as bases para as primeiras abordagens descritivas do clima (Schmidt & Wolfe, 2009; Edwards, 2010).

Em 1824, Joseph Fourier, estudando a temperatura da Terra, questionou o motivo pelo qual ela não era tão fria quanto seria de se esperar, e especulou que parte da resposta poderia ser a existência de gases atmosféricos que aprisionariam o calor que a Terra recebe do Sol, impedindo-o de se dissipar completamente no espaço. Os estudos de Fourier foram levados adiante por Claude Pouillet, que elaborou as primeiras estimativas do equivalente termal da radiação solar fora da atmosfera, a constante solar, e as primeiras estimativas do papel do vapor d'água na retenção do calor na atmosfera.

É nesse contexto que os naturalistas europeus começaram a perceber que, em eras passadas, o planeta poderia ter estado coberto de gelo. As discussões surgiram ainda no século XVIII, em virtude da última fase de avanços dos glaciais alpinos, denominado também de "pequena idade do gelo", um período de resfriamento do clima entre os séculos XIII e XIX (Fig.1). As primeiras teorias foram propostas por Wahlenberg, em 1818, que descrevia a glaciação geral como um fenômeno regional da Escandinávia, enquanto Esmark, em 1824, sustentava a existência de uma sequência global de idades do gelo, com base nas mudanças na órbita da Terra. Paralelamente, Ignace Venetz (1821), Jean de Charpentier (1830), Schimper (1837) e principalmente Agassiz desenvolveram a ideia

da existência de inúmeras eras do gelo, em um momento no qual a maioria dos geólogos pensavam que a Terra estava em período de resfriamento (Woodward, 2014).



Figura 1. O rio Tâmesa congelado em 1677, pintura de Abraham H. Daniëlsz.

(fonte: [https://pt.wahooart.com/Art.nsf/O/AQZSJG/\\$File/Abraham-Hondius-Daniëlsz-The-Frozen-Thames-Looking-Eastwards-towards-Old-London-Bridge-London.jpg](https://pt.wahooart.com/Art.nsf/O/AQZSJG/$File/Abraham-Hondius-Daniëlsz-The-Frozen-Thames-Looking-Eastwards-towards-Old-London-Bridge-London.jpg))

No princípio do século XX, Penck e Bruckner estudaram e mapearam as glaciações ocorridas durante o Quaternário na Europa, estabelecendo um modelo geológico, dividido em quatro grandes eras do gelo (*Gunz, Mindel, Riss e Würm*). Na mesma época ocorria a descoberta da radioatividade, com a qual foi possível comprovar que a idade da Terra não era de apenas alguns milhões de anos, com os quais a ciência vinha trabalhando, mas sim de 4,54 bilhões de anos (Malley, 2011; Powell, 2015).

A geologia tinha trazido à tona a questão das eras do gelo, mas não foi capaz de dar uma explicação sobre o que poderia provocar mudanças climáticas tão radicais. As pesquisas físico-químicas de John Tyndall, levantaram possibilidades sobre essas mudanças, mostrando que a atmosfera poderia regular a perda de calor do planeta. Efetuando medidas de absorção de radiação infravermelha por distintos gases, ele demonstrou, em 1863, que o vapor de água, o dióxido de carbono e o metano, poderiam produzir um aumento de temperatura. Foi, entretanto, James Croll que forneceu, entre 1864 e 1890, uma explicação mais sistemática, de como as eras glaciais teriam ocorrido devido as mudanças da insolação da Terra, em função de oscilações em sua órbita ao redor do Sol.

III. AS GLACIAÇÕES QUATERNÁRIAS

3.1. CARACTERÍSTICAS GERAIS

O Quaternário abrange dois períodos de duração muito desigual: o Pleistoceno, que teve início a 2,5 milhões de anos AP, e que se prolongou até os 11.500 anos AP, e o Holoceno, que teve início a 11.500 anos AP e que se estende até nossos dias.

No final do Plioceno e início do Pleistoceno, as águas oceânicas entraram na última fase do resfriamento global, que vinha sendo desenvolvido, mesmo com altos e baixos, durante os últimos 50 milhões de anos.

O resfriamento foi suficiente para que nas altas latitudes ocorressem abundantes precipitações de neve, que foram se acumulando no norte da América e da Europa, formando espessos mantos de gelo. A partir de então, o clima da Terra foi marcado por uma sucessão contínua de períodos glaciais e interglaciais. Os períodos glaciais eram mais frios, substancialmente mais secos e com o aumento dos mantos de gelo, em comparação com os períodos interglaciais (Rahmstorf, 2002; Clark *et al.*, 2009; Sigman *et al.*, 2010). Já os períodos interglaciais, eram consideravelmente mais quentes e, em alguns casos, apresentavam uma diminuição dos mantos de gelo (Melles *et al.*, 2012; Coletti *et al.*, 2015).

O que caracterizou as glaciações do Quaternário, foi a formação, durante seu transcurso, de dois grandes mantos de gelo, nas superfícies continentais da América do Norte e da Europa, que se associaram as geleiras já existentes sobre a Antártica e a Groenlândia. Esses mantos de gelo setentrionais, denominados Laurenciano e Finoescandinavo, cresciam e avançavam em direção ao sul, entretanto, quando atingiam um máximo de acumulação de gelo, invertiam sua tendência, se liquefaziam e retrocediam, até desaparecerem por completo durante alguns períodos curtos, de duração de alguns milhares de anos, denominados interglaciais (Fig.2).

O Período Quaternária se caracteriza, por tanto, como uma época de instabilidade climática e de bruscas e importantes mudanças ambientais que afetaram, com maior ou menor intensidade, todo o globo terrestre.

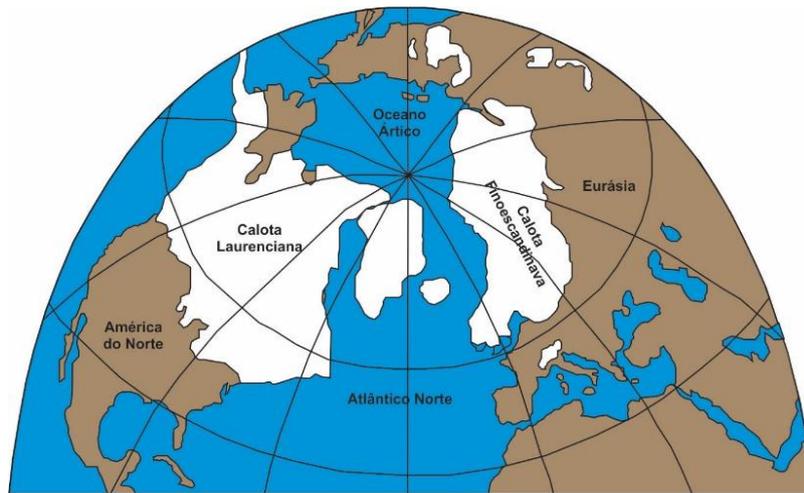


Figura 2. Calotas de gelo Laurentiana e Finoescandinava.

3.2. FORÇANTES ORBITAIS E MUDANÇAS CLIMÁTICAS

A principal evidência que relaciona o clima da Terra às alterações nas forçantes orbitais, são oriundas das análises realizadas em foraminíferos marinhos, a partir de isótopos de oxigênio. As flutuações observadas nos registros, destas análises, são em grande parte, ocasionadas pelo aumento ou diminuição do volume de gelo e da temperatura oceânica (Shackleton & Pisias, 2013; Broecker, 1986). O clima da Terra é controlado, tanto por forçantes internas como externas, tais como os parâmetros orbitais de Milankovitch. A Teoria de Milankovitch (Berger, 1980), estabelece que as variações da órbita e da rotação da Terra, controlam a intensidade dos efeitos da insolação sobre a superfície terrestre, de acordo com a latitude. Estas forçantes descritas como Ciclos de Milankovitch, são: Excentricidade, Obliquidade e Precessão (Fig.3).

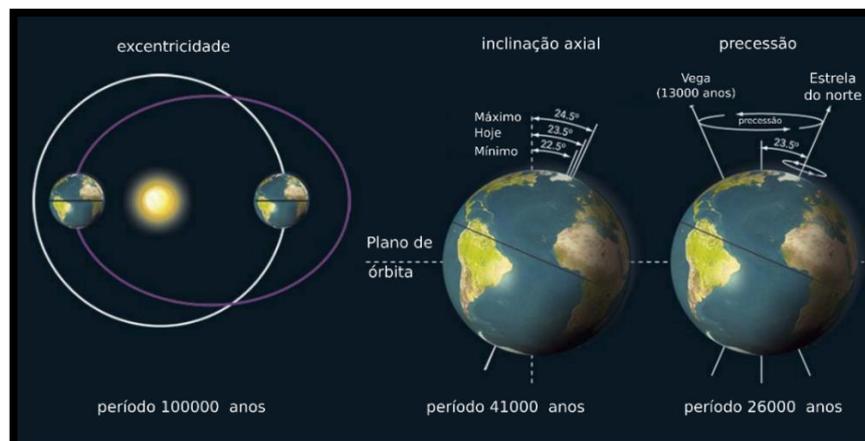


Figura 3. Ciclos de Milankovitch. (modificado de Zachos *et al.* 2001).

A excentricidade da órbita da Terra ao redor do Sol, oscila entre a forma elíptica e quase circular, em um período de aproximadamente 100.000 anos (Fig.3). Seu valor atual está ao redor 0,0167, no entanto pode variar entre 0,0034 e 0,0580. Essas oscilações, entre a forma mais elíptica para a forma circular, são de fundamental importância para os processos de glaciação, alterando com isso, a distância entre a Terra e o Sol. Essa excentricidade vai ocasionar um aumento ou diminuição da distância em que a radiação de ondas curtas, proveniente do Sol, percorre para chegar à Terra, ocasionando uma redução ou aumento da quantidade de radiação recebida pela superfície terrestre, em diferentes estações do ano. O ciclo de obliquidade está relacionado com o ângulo formado entre o eixo rotacional da Terra e o seu eixo orbital, eixo esse, perpendicular a eclíptica (Fig.3). A obliquidade oscila em um período de aproximadamente 41.000 anos, com seu efeito maior nas regiões polares. Seu valor atual é de $23^{\circ}24'$, podendo variar entre 22° e $24^{\circ}30'$. Quanto menor for a inclinação do eixo terrestre, em relação a obliquidade, mais uniforme será a distribuição da radiação solar entre o inverno e o verão, no entanto, aumenta a diferença entre as regiões polares e equatoriais. Já o ciclo da precessão, cujo período é de aproximadamente 22.000 anos, ocasiona variações na distância entre a Terra e o Sol, sendo essa maior no Equador e menor nos Polos. A precessão é o lento movimento da Terra em torno de seu eixo, ocasionado pela rotação da Terra, e que não se alinha à eclíptica, descrevendo um movimento de precessão em torno dele, o que ocasiona a variação da sua direção entre as estrelas Polar e Vega (Fig.3). Atualmente a Terra se encontra mais próxima do sol no mês de janeiro e mais afastada no mês de julho, sendo que o inverso desta situação, deverá ocorrer em aproximadamente 11.000 anos.

3.3.CAUSAS DAS GLACIAÇÕES

Para que ocorressem acumulações de gelo nos mantos Laurenciano e Finoescandinavo, foi necessário esperar que o clima geral apresentasse uma diminuição da temperatura, para que as precipitações inverniais, no hemisfério norte, fossem mais de neve do que de chuva. Foi necessário também, esperar que o clima se tornasse mais frio que o existente na época da formação do manto da Groenlândia, 7 milhões de anos antes, onde a insularidade favoreceu à acumulação de sua calota de gelo e ainda mais do que o gelo levou para se acumular na Antártica, onde já se havia acumulado há 35

milhões de anos antes. Diferentemente da Antártica, a região do Ártico é ocupada, em sua maior parte, por um oceano profundo, recoberto por uma fina capa de água marinha congelada de 2 ou 3 metros de espessura. A terra firme, no Ártico, se encontra a vários graus a sul do Polo Norte com o que, ao diminuir a latitude e aumentar a insolação de verão, a acumulação de gelo, em grande quantidade, se fez mais facilmente no hemisfério norte do que no hemisfério sul.

Segunda a teoria paleoclimática, as variações na insolação de verão dessas latitudes, têm atuado como detonadores na formação ou na fusão, dos grandes mantos de gelo Laurenciano e Finoescandinavo. Para a ocorrência de acumulação de gelo nesses mantos, não somente se necessitava de precipitações abundantes de neve invernal, mas também que essas não se derretam no verão. Devido a isso, se acredita que o efeito responsável pelo início das glaciações Quaternárias foi de carácter astronômico, quando começou a ocorrerem épocas nas quais os verões, nas altas latitudes do hemisfério norte, apresentavam uma baixa insolação (Fig.4). Esta probabilidade começou a ser verificada, justamente no final do Plioceno, há uns 3 milhões de anos, quando a oscilação dos valores de inclinação do eixo da Terra foi aumentando, apresentando épocas em que a inclinação do eixo terrestre era muito menor que a atual.

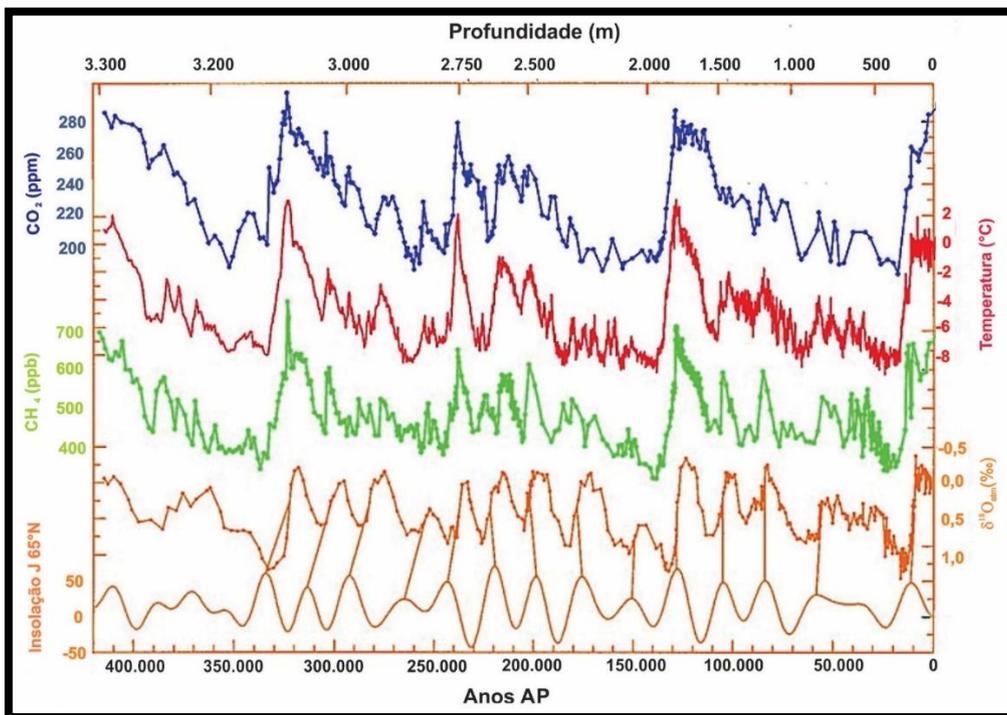


Figura 4. Gráfico da variação dos parâmetros de influência nas glaciações e deglaciações dos últimos 420.000 anos AP. Dados das análises dos testemunhos de gelo da estação Vostok, Antártica. (modificado de https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/c/cd/Vostok_420ky_4curves_insolation_to_2004.jpg)

Nos períodos em que os valores da inclinação do eixo terrestre se apresentavam baixos e que coincidiam com os outros parâmetros astronômicos, em posições favoráveis, tais como, alta excentricidade da órbita e máximo distanciamento do sol durante o solstício de verão no hemisfério norte, ocorriam verões menos quentes que favoreciam a entrada de uma glaciação. Estas mudanças foram sugeridas, pela primeira vez, pelo climatologista escocês James Croll, porém só mais tarde esta teoria foi aperfeiçoada pelo astrofísico sérvio Milutin Milankovitch, com uma explicação mais detalhada e de forma mais precisa. A periodicidade do ritmo das glaciações Quaternárias não é de fácil determinação, porém parece claro que essa se encontra influenciada pelos ciclos de Milankovitch.

Outro fator importante, que deve ser levando em conta, para a determinação do início das glaciações, é a de que as precipitações de neve fossem suficientemente importantes. Para que isso ocorresse era necessário que os oceanos, provedores da humidade, estivessem relativamente aquecidos (Fig.4). Parece importante e certo considerar que uma corrente do Golfo, suficientemente ativa, e um oceano Atlântico Norte, relativamente quente, poderiam explicar as fortes precipitações de neves nesses períodos. O fechamento do istmo do Panamá auxiliou neste processo.

Recentemente se descobriu que a região subártica do Pacífico Norte teve um papel importante no início da acumulação de gelo na América do Norte. Acredita-se que as condições idôneas ocorreram quando, durante o final do verão e do outono, a temperatura das águas da zona mais septentrional do Pacífico, era extraordinariamente alta, graças a uma prolongada estratificação das águas oceânicas. Estudos sobre a abundância relativa de diatomáceas e coccolitofóridios, assim como análises das alquenonas, parecem comprovar a descoberta (Haug, 2005).

As mudanças na coloração das paisagens tiveram repercussão nos ciclos glaciais Quaternários, com um importante efeito de retroalimentação positiva. Uma vez iniciada as glaciações, por causas astronômicas, o aumento do albedo as intensificou. O albedo é a porcentagem de luz solar que é refletida ao espaço e que se perde sem aquecer a Terra. Durante os períodos interglaciais, quentes e húmidos, o albedo foi pequeno. A superfície azul ou acinzentada dos mares subárticos e as paisagens verdes das altas latitudes continentais, ocupadas por florestas boreais, apresentavam um albedo muito menor que as superfícies marinhas ou terrestres que, durante os períodos glaciais, se encontravam cobertas pelo gelo marinho e continental de coloração branca, ou pelas extensas áreas brancas das tundras e estepes (Fig.5).



Figura 5. Região de tundra no Alasca. (foto: Troutnut/Shutterstock.com)

3.4. PERÍODOS GLACIAIS

O Último período glacial, também referido como glaciação Wisconsin ou glaciação Würm, é o último episódio de glaciação da Terra registrado durante a presente idade geológica. Teve lugar durante a última parte do Pleistoceno, aproximadamente 120.000 a 12.000 anos AP e é a mais conhecida das glaciações antropológicas.

Essa foi a última glaciação ocorrida no globo terrestre, e com ela se considera terminado o período pleistocênico e as denominadas "glaciações antropológicas". Esta denominação, pelos hominídeos, na travessia da Ásia para a América do Norte. As outras glaciações antropológicas anteriores a Würm foram: a Glaciação Donau, há dois milhões de anos AP, a Glaciação Günz, há cerca de 700.000 anos AP, a Glaciação Mindel, há cerca de 400.000 anos AP e a Glaciação Riss, há 150.000 anos AP.

No início do Pleistoceno, as oscilações climáticas seguiam ciclos periódicos de mais ou menos 40.000 anos, que pareciam obedecer ao ciclo de variação da inclinação do eixo terrestre. As massas de gelo que se formavam nos continentes, não eram, todavia, muito volumosas.

Entre 1,5 milhão de anos e 600.000 anos, a amplitude dos ciclos tendeu a aumentar, e a partir dos 600.000 anos os ciclos glaciais se sucederam em intervalos com duração entre 80.000 e 120.000 anos (Rutherford & D'Hondt, 2000) (Fig.6). Essa duração dos ciclos recentes, parece se correlacionar com a do período de variação da excentricidade da órbita terrestre, que é de uns 100.000 anos. As diferenças de duração

existentes entre eles, pode ser devida a uma modulação da frequência provocada por outra componente secundária da excentricidade, que é de 413.000 anos (Rial,1999).

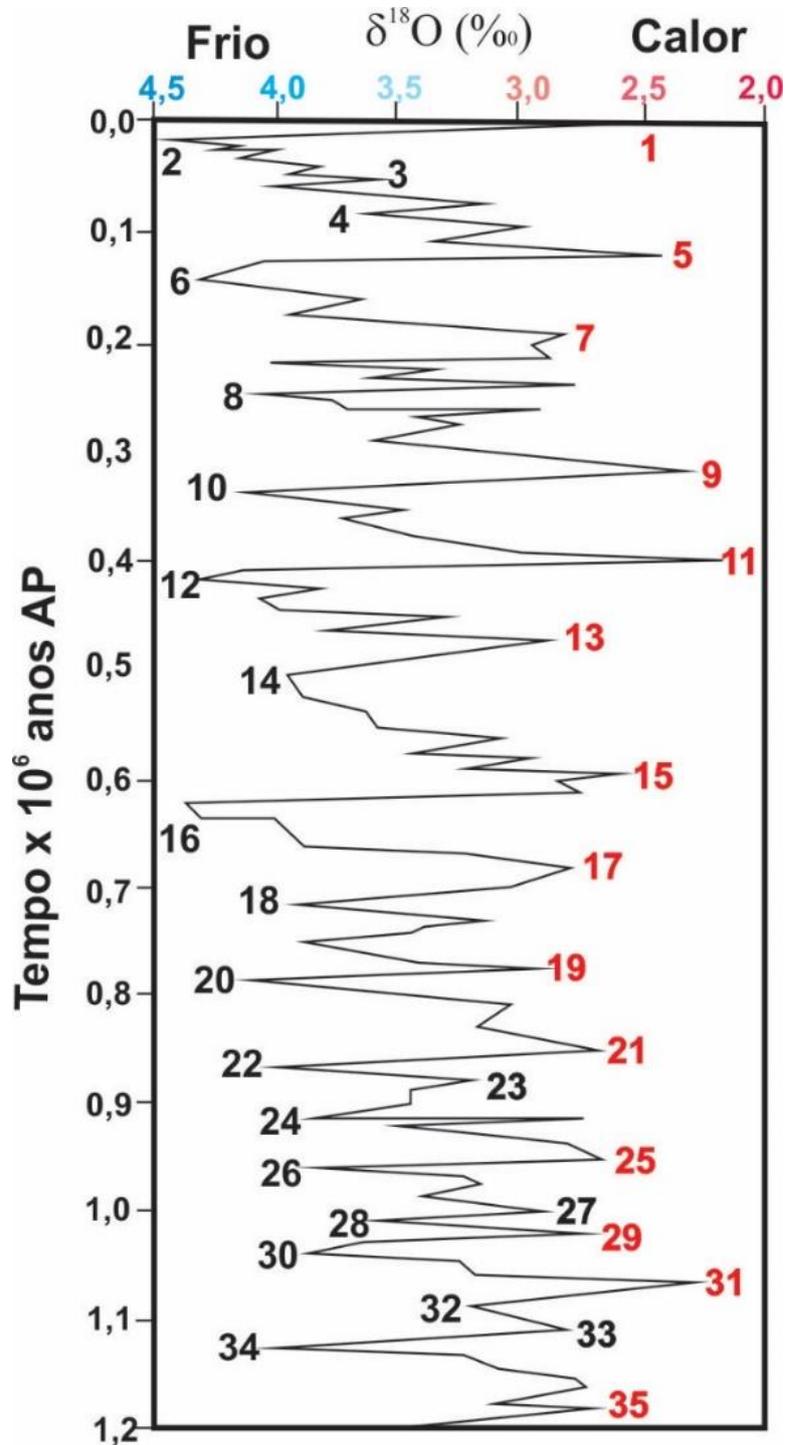


Figura 6. Detalhe dos ciclos glaciais nos últimos $1,2 \times 10^6$ anos com base nas análises de isótopos de oxigênio dos foraminíferos. Os números representam os estágios isotópicos marinhos. Nos períodos interglaciais quentes (números vermelhos) observa-se a diminuição da razão isotópica do oxigênio 18 na água do mar e obviamente nas conchas dos foraminíferos, enquanto durante as glaciações (números em preto) a razão isotópica aumenta.

IV. O INTERGLACIAL RISS-WÜRM

4.1. PERÍODOS QUENTES

O interglacial Riss-Würm foi o penúltimo período quente que a Terra conheceu durante o Quaternário.

Entorno de 127.000 anos AP, teve fim a penúltima glaciação e teve início um período de clima interglacial que durou vários milênios. O interglacial Riss-Würm durou até 118.000 anos AP, com uma duração mais prolongada na Europa, onde durou até os 106.000 anos AP. Estudos têm demonstrado que nos picos mais quentes do período interglacial Riss-Würm, as temperaturas, em escala global, eram de 1 a 2°C mais elevadas que as atuais. Os modelos que levam em conta as diferenças de insolação, naquela época, em relação à atual, assim como as análises de pólen, indicam que em regiões da Ásia, as temperaturas de verão eram 4°C mais elevadas que as atuais (Kaspar *et al.*, 2005), entretanto Winter *et al.* (2003), a partir de seus modelos, põe em dúvida que a temperatura média global fosse mais elevada.

Na Inglaterra, são abundantes os fósseis de hipopótamos e de outros animais, que hoje em dia, só são encontrados em regiões tropicais e subtropicais. Na Groenlândia, os testemunhos de gelo indicam uma temperatura, por volta dos 123.000 anos AP, de uns 5°C acima da atual. Nesse mesmo período, no Ártico, ocorria a diminuição da calota de gelo invernal, e as temperaturas das águas superficiais dos oceanos eram mais quentes que as atuais. A partir dos estudos dos alcenos e da razão Mg/Ca dos foraminíferos, se deduz que as águas superficiais de muitos mares estavam 2°C a 3°C mais quentes que as atuais (Lea *et al.*, 2000; Pelejero *et al.*, 2003; Martrat, *et al.* 2004)

4.2. NÍVEIS DO MAR MAIS ALTO

Em certas regiões do mundo, como no caso de Papua-Nova Guiné, o nível do mar alcançou cotas acima das atuais, enquanto o volume de gelo continental diminuía entre os 125.000 e 120.000 anos AP.

Neste período, o nível do mar se encontrava entre 4 e 6 m acima da cota atual. Isso pode ter ocorrido devido que uma grande parte da massa de gelo, que hoje cobre a parte ocidental da Antártica, não existia (Fig.7). Segundo estudos de Cuffey & Marshall

(2000), estes consideram que houve o degelo quase completo da Groenlândia, entretanto estudos de Oerlemans *et al.* (2006), a partir de testemunhos de gelo, da parte sul da Groenlândia, encontraram gelo com essa idade, o que indica que essa área estava coberta por uma calota glacial.

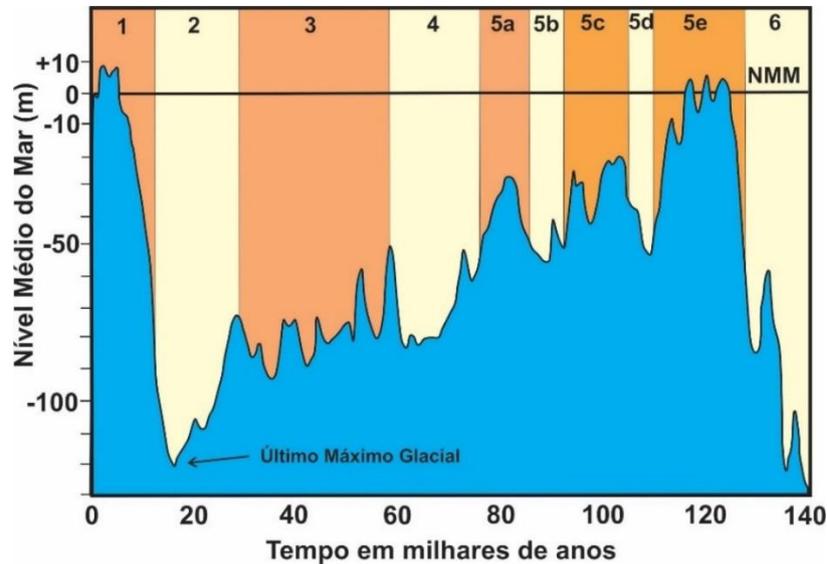


Figura 7. Variação relativa do nível do mar nos últimos 140.000 anos e os respectivos estágios isotópicos. (modificado de http://rst.gsfc.nasa.gov/Sect16/Sect16_2.html)

O nível elevado do mar durante a maior parte do interglacial Riss-Würm, implica certas variações da linha de costa. Isso possibilitaria que a Escandinávia fosse convertida em uma grande ilha, com parte da Finlândia submersa e com a união do mar Báltico e o oceano Ártico.

4.3. EFEITOS DA INSOLAÇÃO

No hemisfério norte, durante os períodos de verão, a insolação era muito maior que a atual e, nos períodos de inverno muito menor, ocasionando um contraste entre estações muito maior que o atual. Isso acarretava verões mais quentes e invernos mais frios (Fig.8). Felis *et al.* (2004), estudando corais destas regiões, constatou esta variação de temperatura.

Estas diferenças de insolação eram devidas a que durante o pico desse interglacial, a excentricidade da órbita da Terra era muito maior que a atual, e o periélio ocorria durante o período de verão do hemisfério norte. A inclinação do eixo terrestre era, também, ligeiramente maior que a atual. Estes três componentes ocasionavam uma sazonalidade muito maior.

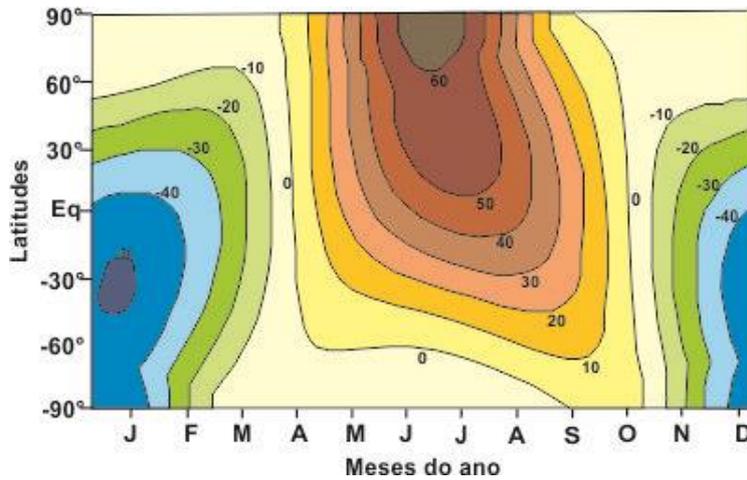


Figura 8. Anomalia de insolação diária (W/m^2), com relação ao presente no topo da atmosfera, segundo a latitude e o mês do ano há 125.000 anos AP. (modificado de Berger (1978).

Em comparação com o presente, a mudança na insolação média anual global, durante o interglacial Riss-Würm, foi insignificante ($0,21 W/m^2$). Na latitude da ilha de Mona ($18^\circ N$), próxima de Porto Rico, a insolação média anual foi de $393,37 W/m^2$ em comparação com a atual que é de $393,87 W/m^2$, uma mudança de apenas $0,50 W/m^2$ ou $0,13\%$ (Fig.9). No entanto, a sazonalidade no Riss-Würm, nas latitudes baixas do hemisfério norte, era maior do que hoje devidos aos parâmetros orbitais alterados da Terra (Berger, 1978). Durante o verão do hemisfério norte, a insolação local foi de $489,53 W/m^2$, maior que a atual que é de $442,87 W/m^2$, um aumento de $46,66 W/m^2$ ou $10,54\%$, e durante o inverno do hemisfério norte, foi de $296,77 W/m^2$, menor do que a atual que é $328,60 W/m^2$, uma diminuição de $31,84 W/m^2$ ou $9,69\%$ (Fig.9). No geral, a variação sazonal da insolação foi amplificada no hemisfério norte, mas atenuada no hemisfério sul (Montoya *et al.*, 2000).

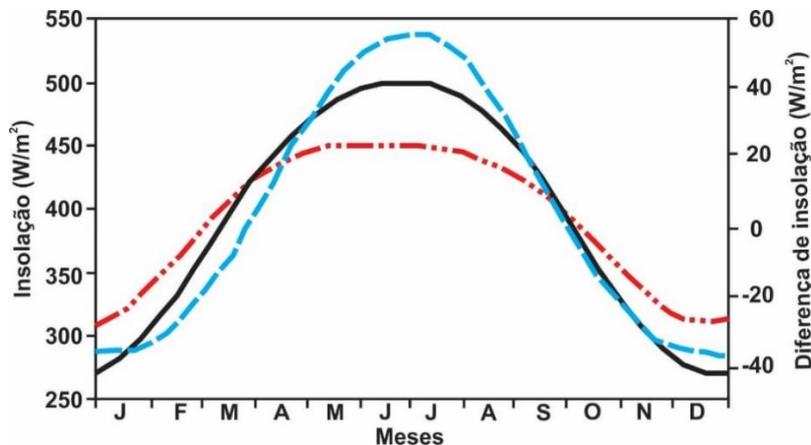


Figura 9. Insolação diária (W/m^2) na latitude de $18^\circ N$, ou seja, na latitude da ilha de Mona, onde os corais Riss-Würm cresceram. Linha preta: 127.000 AP. Linha vermelha: dias atuais. Linha azul: anomalia, 127.000 AP - presente, semelhante ao que esperaríamos para o sinal SST sazonal se não houvesse mudança no CO_2 atmosférico. (modificado de Winter *et al.* 2003).

4.4. ESTABILIDADE CLIMÁTICA

Uma dúvida existente, sobre o interglacial Riss-Würm, é se a estabilidade do clima durante aqueles milênios foi semelhante à do atual Holoceno, ou se foi mais variável.

Estudos de sequências polínicas, realizados em sedimentos de lagos do norte da Grécia, mostraram uma escassa variabilidade do clima do período Riss-Würm, a qual seria semelhante à do Holoceno atual (Frogley *et al.*, 1999). Isso é comprovado no estudo de isótopos de oxigênio da opala das diatomáceas presentes nos sedimentos de um paleolago da região de Ribains Maar, na França (Shemesh *et al.*, 2001), assim como nos estudos de pólen dos sedimentos desse mesmo paleolago (Rioual *et al.*, 2001).

Estudos efetuados em vários locais têm indicado alguns episódios de resfriamentos importantes. É o caso das análises efetuadas em arrecifes de corais das Bahamas, nos quais se observa um decréscimo temporal do nível do mar, de uns 15 m (McCulloch *et al.*, 1999; Thompson & Goldstein, 2005). Também se observa, em estudos de concentração de diatomáceas nos sedimentos do lago Baikal, alguns episódios de resfriamento importante.

Além disso, a análise da laminação anual (varvitos) dos sedimentos de lagunas ou *maars* em regiões da Alemanha, indica um importante período de resfriamento e aridez na Europa Central, até o final do interglacial a 118.000 anos AP. Esse evento, provavelmente, relacionado com o primeiro recuo da frente norte da corrente Atlântica do Golfo, durou uns 400 anos e teve um brusco início e final. Podemos nos perguntar se algo similar poderia ocorrer atualmente, já que a insolação de verão da época era de 416 W/m^2 , no mês de julho, na latitude de 65°N , muito parecida com a atual que é de 428 W/m^2 (Sirocko *et al.*, 2005) (Fig.9).

Entretanto não se tem a certeza de que o interglacial Riss-Würm tivesse, durante todo seu período, um clima tão estável como o do Holoceno. O mais provável é que durante o período interglacial propriamente dito (127.000–118.000 anos AP), ocorresse um clima bastante homogêneo, porém, no período que o sucedeu (118.000-106.000 anos AP), se observou que em muitos locais, como no sul da Europa, continuou um período quente, com um aumento da variabilidade climática com advenções frias do Norte até latitudes meridionais e com épocas de maior seca (Kukla, 2000).

4.5. LOCAL E INÍCIO DO INTERGLACIAL.

O conhecimento sobre a data de início do interglacial Riss-Würm é de fundamental importância, já que atualmente é uma incógnita saber o porquê e onde teve início o degelo: se foi nas altas latitudes do hemisfério Norte, nas altas latitudes do hemisfério Sul, ou se ocorreu devido ao aquecimento das latitudes tropicais. Se soubéssemos a cronologia precisa do término da penúltima glaciação, poderíamos progredir muito na resolução desse problema, o qual é importante devido sua possível analogia com o suposto aquecimento global que hoje afeta o planeta.

4.5.1. Início do Interglacial no Hemisfério Norte

Segundo as teorias, se considera que o início dos períodos interglaciais tenha ocorrido quando os mantos de gelo do hemisfério norte derreteram, ocasionado pelo aumento das radiações, nessas latitudes, nos períodos de verão (Fig.10).

Sabe-se através de cálculos astronômicos, relacionados com os movimentos da Terra, que a radiação solar recebida nos meses de verão, no hemisfério norte, alcançou seu máximo há 127.000 anos AP (Fig.10). Isto foi a causa da fusão dos mantos de gelo setentrionais, reforçada pela diminuição do albedo terrestre, ocasionado pelo degelo. Logo após, por ligação oceânica, o degelo se propagou para o sul até as latitudes tropicais e posteriormente até a Antártica.

Esta teoria parece ser confirmada quando, Imbrie e seus colaboradores, derivaram a escala de tempo de mapeamento espectral, dos últimos ciclos glaciais, sincronizando a curva de evolução dos isótopos de oxigênio dos foraminíferos, com a curva de insolação de verão da latitude de 65°N, derivada da teoria de Milankovitch.

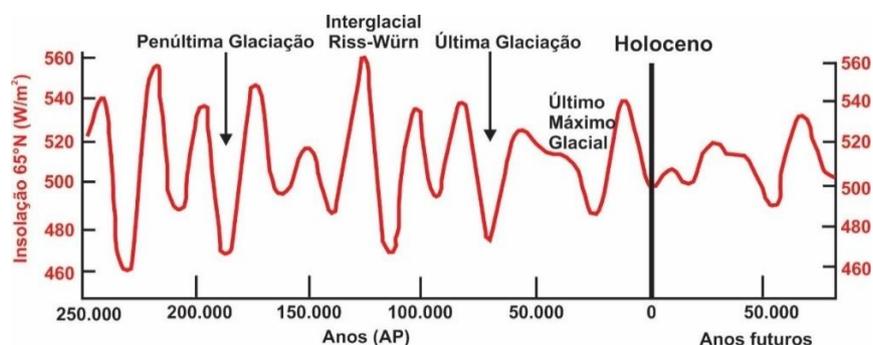


Figura 10. Variação da insolação no período de verão, para a latitude de 65°N, nos últimos 250.000 anos AP e uma estimativa para os 50.000 anos futuros.

4.5.2. Início do Interglacial no Hemisfério Sul

Análises efetuadas em sedimentos oceânicos, caracterizaram o início do interglacial Riss-Würm aos 135.000 anos AP, ou mesmo antes (Henderson & Slowey, 2000). Datações radiométricas realizadas em amostras de terraços de corais nas Bahamas, indicam que o nível do mar se elevou antes dos 130.000 anos AP, pois entorno de 135.000 anos AP o nível do mar estava somente uns 20 m abaixo do nível atual (Gallup *et al.*, 2002). Análises de isótopos de oxigênio de calcários da caverna de Devil's Hole, nos Estados Unidos, parecem indicar que o interglacial Riss-Würm teve início a 135.000 anos AP ou mesmo antes (Karner & Muller, 2000). Herbert *et al.* (2001), suspeitam que os dados da caverna de Devil's Hole representem variações do clima específico da região de Nevada e da Califórnia, nos Estados Unidos, e não do clima global.

Se for aceita a antecipação do degelo, a insolação recebida durante o verão, no hemisfério Norte, não pode ser a detonadora do interglacial Riss-Würm, já que essa se encontrava demasiada baixa para provocar um aquecimento suficiente para o degelo. Resultaria então, procurar a solução na insolação das altas latitudes do hemisfério Sul. De fato, a insolação de verão na latitude de 65°S, alcançou seu máximo nos 138.000 anos AP, o que poderia, quem sabe, explicar que fosse o Sul e não o Norte o detonador do degelo, ao afetar especialmente o gelo marinho circundante da Antártica. Segundo essa teoria, a redução da calota de gelo austral facilitaria logo a transferência de CO₂ do mar para a atmosfera, provocando um *feedback* positivo de aquecimento que aceleraria o degelo em ambos os hemisférios.

4.5.3. Início do Interglacial nos Trópicos

Uma outra possibilidade para explicar a origem do interglacial Riss-Würm, que não seja o norte nem o sul, é a região dos Trópicos, devido, mais especificamente, ao aquecimento das águas do oceano Pacífico. Alguns testemunhos realizados no Pacífico Tropical indicam, a partir da evolução de Mg/Ca dos foraminíferos, que a datação das mudanças térmicas da superfície do mar, coincide mais com a datação de Devil's Hole do que com a datação tradicional derivada de Milankovitch (Lea *et al.*, 2000; Kerr, 2003). Em outra testemunhagem realizada na região oceânica da Indonésia, ao sul de Borneo, parece claro que o aquecimento das águas do mar antecedeu, em uns 2.000 ou 3.000 anos AP, o degelo nos polos (Visser *et al.*, 2002).

A temperatura da água superficial no passado, pode ser estimada a partir das análises das alquenonas. Em testemunhos coletados nas costas da Nova Zelândia, se observou um considerável aumento de 12°C a 19,5°C, na temperatura média das águas, durante o interglacial Riss-Würm. Atualmente essas águas apresentam uma temperatura média de 15°C (Pelejero *et al.*, 2003). Outras testemunhagens indicam que o resfriamento das águas do Pacífico Tropical e do Pacífico Sul e mesmo do Atlântico Sul, se resfriaram antes que tivesse início o degelo dos mantos do Hemisfério Norte. Em testemunhos do Pacífico subtropical, em frente à costa do Peru, se observou, a partir de análises das alquenonas, que ali o aumento térmico teve início há 150.000 anos AP, muito antes que o início do interglacial Riss-Würm (Calvo *et al.*, 2001).

Quem sabe as mudanças térmicas nos oceanos tropicais, originadas pelas variações astronômicas de certos parâmetros da insolação, em especial o da excentricidade da órbita, modificavam o intercâmbio de CO₂ entre mar/atmosfera e em consequência alteravam o clima mundial. Porém, também é possível que os dados obtidos das testemunhagens, ainda muito escassos, não sejam extrapoláveis ao conjunto do globo e não refletem, se não, mudanças marinhas locais.

V. A ÚLTIMA GLACIAÇÃO

5.1. O INÍCIO DA ÚLTIMA GLACIAÇÃO NO HEMISFÉRIO NORTE

O final do interglacial Riss-Würm e o início da Última Glaciação, segundo vários autores, ocorreu há 115.000 anos AP (Fig.10), quando os depósitos de neves, que se formavam durante os invernos no norte do Canadá, começaram a resistir os períodos de verão, sem ocorrer o derretimento total. Nas regiões de Labrador e da Ilha de Baffin, no norte do Canadá, um pequeno decréscimo das temperaturas de verão seria suficiente, ainda hoje, para que a neve acumulada no inverno persistisse de um ano para o outro sem seu derretimento. Por volta de 115.000 anos AP, havia condições de insolação ideal para que tal fato acontecesse. Devido aos ciclos de Milankovitch, especialmente o da excentricidade da órbita terrestre, durante o transcurso do interglacial Riss-Würm, ocorreu, nessas altas latitudes do hemisfério norte, uma rápida transição entre uma forte insolação de verão a outra muito mais fraca. Em pouco mais de dez milênios, entre 125.000 e

115.000 anos AP, houve uma diminuição de mais de 100 W/m^2 na intensidade de radiação solar, recebida na latitude de 65°N (Fig.11).

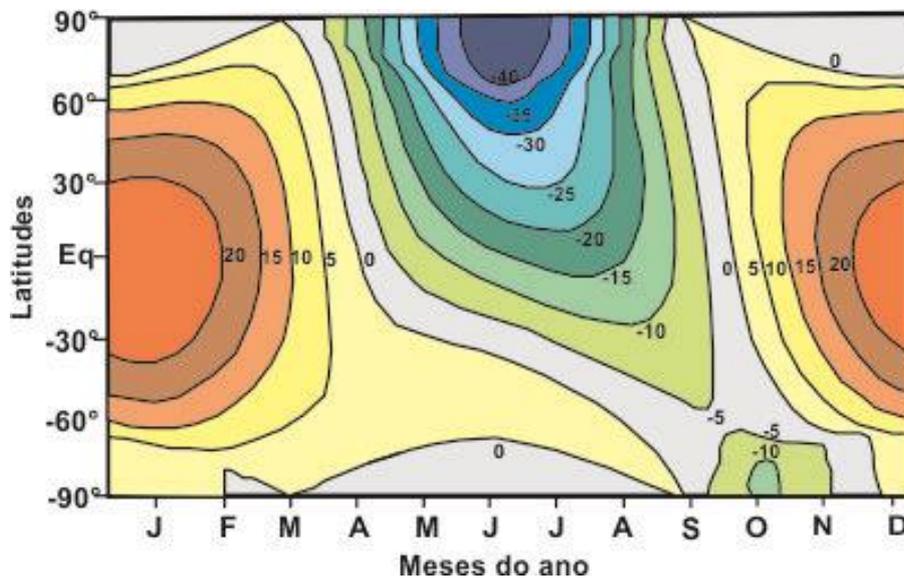


Figura 11. Diferenças de insolação em W/m^2 a 115.000 anos AP em relação ao presente segundo o mês e a latitude. Observa-se que no hemisfério norte a insolação era menor que a atual, durante os meses de verão (J/J/A), enquanto no hemisfério sul, os meses com menor insolação eram os da primavera (S/O/N) (modificado de Berger, 1978).

Em 115.000 anos AP, o periélio da órbita anual da Terra ao redor do Sol, isto é, o período do ano de máxima aproximação ao Sol, ocorria no inverno do hemisfério norte, igual ao que acontece atualmente, e o afélio, no momento de maior distanciamento da Terra ao Sol, ocorria no verão do hemisfério norte. Por outro lado, a excentricidade da órbita era maior que a atual e a inclinação do eixo era menor. Estes fatores reunidos produziam um menor contraste sazonal do que existe hoje no hemisfério norte, isso é, uma insolação de inverno mais alta, o que é mais importante, e uma insolação de verão mais baixa.

Uma vez que a neve resistia ao derretimento de verão, as primeiras neves do outono seguinte, ao contrário do que ocorre hoje, encontravam um terreno favorável para deposição e acumulação. A cor branca da neve produzia uma superfície muito refletiva, aumentando o albedo, diminuindo a insolação absorvida e, por um mecanismo de *feedback* positivo, facilitava a progressiva acumulação de mais neve.

Além disso, nas bordas meridionais das regiões árticas recobertas de neve, as florestas boreais se degradavam, devido ao resfriamento do verão, e davam lugar a uma paisagem de tundra muito mais clara. A brancura da neve, caída na tundra, ocasionava o aumento do albedo. Desta maneira se produzia um aumento do frio e dava como anulado

o aumento da insolação de inverno. Para alguns paleoclimatólogos o papel desempenhado por esta mudança de cor da paisagem, nas altas latitudes, foi decisivo para o início da glaciação (Noblet *et al.*, 1996).

No oceano Ártico, os sedimentos marinhos parecem indicar que, em torno de 115.000 anos AP, ocorreu uma diminuição, bastante brusca, da circulação termoalina, a qual coincide com o aumento na extensão do bloco de gelo congelado, o que veio a favorecer, ainda mais, o aumento do albedo e o resfriamento.

No sul da Europa, o clima se manteve relativamente quente durante vários milênios a mais, até que um grande impulso de água fria polar com *icebergs* procedentes dos mantos septentrionais já formados, alcançaram a latitude de Portugal há 106.000 anos AP. Terminava assim, definitivamente, o Interglacial Riss-Würm e iniciava a Última Glaciação.

5.2. O INÍCIO DA ÚLTIMA GLACIAÇÃO NO HEMISFÉRIO SUL

Uma pergunta que todo o paleoclimatólogo se faz é saber por que o hemisfério norte e o hemisfério sul entraram, quase que sincronicamente, na Última Glaciação, já que a geometria orbital em 115.000 anos AP, que implicava a existência de verões boreais frios, não provocava o mesmo no hemisfério austral, onde o declínio radioativo caía na primavera, e não no verão.

De acordo com a teoria clássica de Milankovitch, a glaciação teve início no hemisfério norte. No entanto, os depósitos paleoclimáticos do hemisfério sul indicam que também ocorreu, quase simultaneamente, por volta de 115.000 anos AP, um aumento do frio, com avanços das geleiras do sul dos Andes, da Patagônia e dos blocos de gelo que circundam a Antártica.

O mecanismo de transmissão da glaciação de um hemisfério para o outro, não é ainda bem conhecido. Existem evidências de que no hemisfério sul, o resfriamento que marcou o fim do interglacial Riss-Würm, teve início vários milênios antes de 115.000 anos AP, isso é, antes de que ocorressem as condições adequadas para o início da glaciação no hemisfério norte (Ikehara *et al.*, 1997). Da comparação das medidas efetuadas nos gelos da Groenlândia e da Antártica, não se pode deduzir que a glaciação, no hemisfério norte, precedeu a do hemisfério sul. Somente quando conseguirmos ter resoluções temporais inferiores a 500 anos, para a época do início da Última Glaciação, poderemos elucidar o problema da interconexão dos dois hemisférios.

No caso de que a glaciação teve início nas altas latitudes do hemisfério norte, é possível que uma diminuição na circulação termoalina oceânica, provocasse o resfriamento da Antártica. Ocorre que nas épocas quentes interglaciais, como a atual, parte das águas profundas, que se forma no Atlântico Norte (NADW – *North Atlantic Deep Water*), afloram no hemisfério sul, depois de percorrer todo o oceano Atlântico por níveis intermediários e profundos (Fig.12).

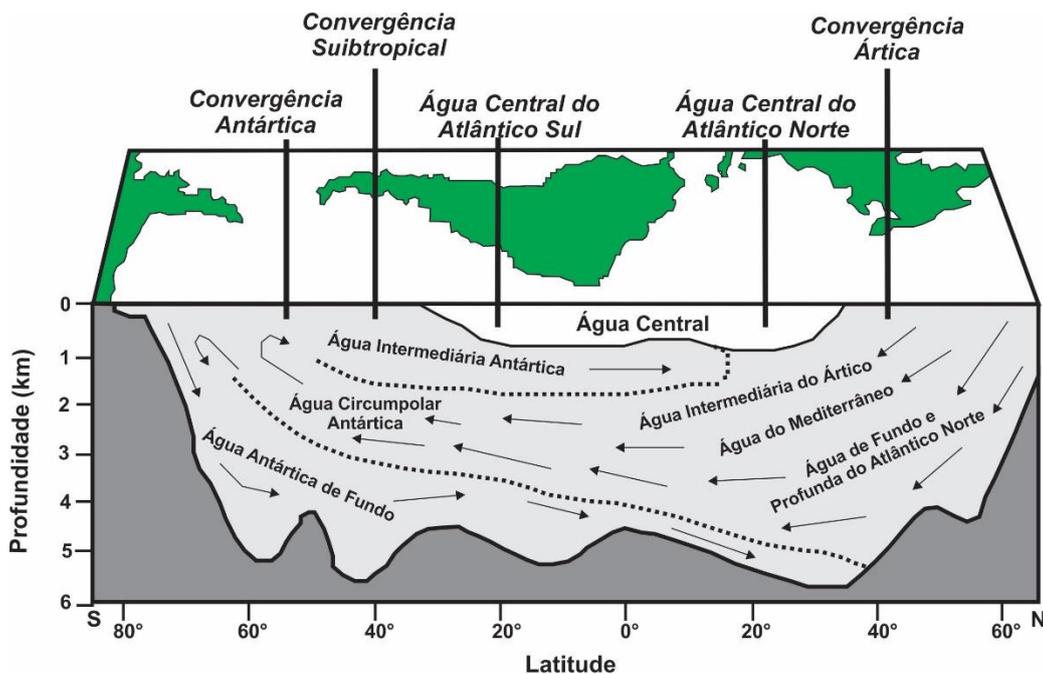


Figura 12. Corte vertical esquemático das massas de água atuais do Atlântico. No circuito termoalino a água superficial converge nas altas latitudes. Nas proximidades do Ártico se forma a massa de água denominada Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e nas proximidades da Antártica a massa de água, ainda mais densa, denominada Água Antártica de Fundo (AADF).
(modificado de http://cursos.unisanta.br/oceanografia/correntes_marinhas/Image11.gif)

Essa massa de água ressurgente, ainda fria, não é tão fria quanto a que se forma na costa antártica, a Água Antártica de Fundo (AABW - *Antartic Bottom Water*), a qual modera o intenso frio do ar que rodeia, próximo à costa, o continente meridional. Uma vez iniciada a glaciação no hemisfério norte, a circulação termoalina do Atlântico enfraquece e a ressurgência diminui, ocasionando com que as camadas de água dos oceanos do hemisfério sul se tornem mais estratificadas e frias. Como consequência a Antártica também se resfria.

Outra hipótese, que enfatizaria o hemisfério sul, é que o aumento da calota de gelo de inverno que circunda a Antártica, muito sensível às mudanças térmicas do ar e aliada ao aumento da salinidade da água, também poderia causar um aumento maior na produção de AABW, Este corpo de água muito frio, movendo-se em direção ao norte do

Atlântico, através das zonas profundas, tem a capacidade de aumentar a estabilidade vertical da água ao atingir o Atlântico Norte, reduzindo a produção de NADW e desacelerando a circulação termoalina e, conseqüentemente, aumentando o resfriamento (Liu *et al.*, 2005).

5.3. A INFLUÊNCIA DO EFEITO ESTUFA

Uma possível causa para o agravamento da glaciação e a migração do frio para o hemisfério sul, foi a redução, em escala global, dos gases de efeito estufa: dióxido de carbono, metano e vapor d'água.

A partir das análises de ar aprisionado nos mantos de gelo que recobrem a Groenlândia e a Antártica, sabe-se como a concentração de alguns dos gases de efeito estufa e aerossóis atmosféricos, variaram ao longo dos últimos ciclos glaciais (Fischer, 1999). Esses dados são preciso, em relação ao último ciclo glacial de 130.000 anos AP até o presente. A análise das variações na concentração desses gases, contribuiu para o que se sabe sobre a evolução do clima global neste período.

5.3.1. Dióxido de Carbono

Análises de gelo indicam que no período que vai do interglacial Riss-Würm, há 135.000 anos, até o Último Máximo Glacial, há 22.000 anos, a concentração de CO₂ caiu de uns 300 ppm para uns 200 ppm, voltando a aumentar novamente para uns 280 ppm no início do Holoceno, a cerca de 11.500 anos atrás. Após o advento da era industrial, que teve início por volta do ano de 1750, voltou a aumentar e hoje atinge valores em torno de 380 ppm (Fig.13).

A diminuição na concentração de CO₂, ao longo da Última Glaciação, não foi uniforme, houveram eventos de aquecimento, conhecidos como eventos de Dansgaard-Oeschger, que são flutuações climáticas rápidas que, segundo vários autores, ocorreram 25 vezes durante o último período glacial e que ocasionavam um aumento de uns 20 ppm, na concentração de CO₂, e depois diminuindo novamente. Análises detalhadas da evolução do CO₂, aprisionado no gelo da Antártica, mostram quatro episódios claros de aumento de CO₂ e elevação térmica entre 70.000 e 20.000 anos AP (Indermühle *et al.*, 2000).

A melhor evidência dos eventos Dansgaard-Oeschger, ocorre em depósitos de gelo da Groenlândia, que remontam ao final do último interglacial. Evidências em depósitos de gelo da Antártica sugerem que os eventos Dansgaard-Oeschger estão relacionados aos chamados Isótopos Máximos Antárticos por meio de um acoplamento do clima dos dois hemisférios, a gangorra bipolar.

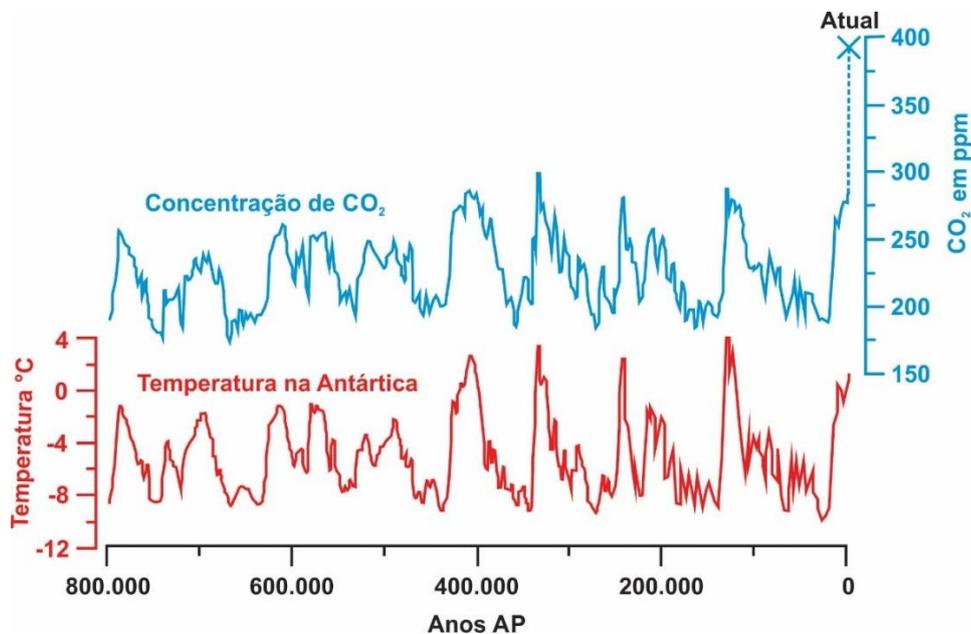


Figura 13. Gráficos de temperaturas do ar antártico e concentrações atmosféricas de CO₂ nos últimos 800.000 anos, estimadas com base em dados de amostras de gelo. Nesta escala de tempo, observa-se que o clima oscilou entre períodos glaciais e períodos interglaciais. A diferença entre os períodos glaciais e os interglaciais, em termos de temperatura média global do ar próximo à superfície, é de cerca de 4 a 5°C. As diferenças de temperatura mostradas neste gráfico são quase duas vezes maiores, isso devido que as temperaturas polares variam mais do que a média global. O X azul mostra a concentração atual de CO₂, usando dados de medições atmosféricas. Como mostra o registro, o recente aumento na concentração de CO₂ atmosférico não tem precedentes nos últimos 800.000 anos AP. (modificado de King *et al.* 2015).

Uma das questões que muitos pesquisadores se fazem é qual a relação existente entre a variação do CO₂ e a variação da temperatura.

Se a variação da temperatura e a variação do CO₂ forem comparadas, observa-se que as variações térmicas quase sempre precedem as variações do CO₂ (Fig.13). Assim, durante a início da Última Glaciação, no final do interglacial Riss-Würm, o declínio térmico foi muito mais rápido do que a diminuição da concentração de CO₂, a qual permaneceu elevada por mais alguns milhares de anos, apesar de que o frio já se fazia sentir. Deste modo, de acordo com as amostras de ar aprisionadas no gelo da Groenlândia e da Antártica, a curva de evolução térmica, nos últimos 150.000 anos AP, é semelhante à da evolução da concentração de CO₂, mas com diferenças e defasagens muito significativas (Fig.13).

A diferença de 80 ppm na concentração de CO₂, observada entre o interglacial Riss-Würm e o Último Máximo Glacial, não é fator suficiente para que se possa explicar as diferenças de temperatura por si só. O aumento radiativo na superfície, causado pela diferença de 80 ppm na concentração atmosférica de CO₂, seria de cerca de 2,4 W/m², o que teoricamente eliminaria a possibilidade de uma mudança de temperatura, sem outros efeitos de *feedback* adicionados, como o aumento do albedo devido aos mantos de gelo, de somente 0,7°C. No entanto, a temperatura média global, durante a Última Glaciação, foi cerca de 7°C mais baixa do que a temperatura atual. Modelos computacionais utilizados na análise de variações climáticas e que consideram o valor de insolação estável, variando apenas a concentração de CO₂, mostraram a mesma coisa, isso é, não se pode explicar que os ciclos glaciais e interglaciais variam apenas por mudanças na concentração de CO₂ atmosférico, embora essas mudanças contribuam amplamente para essas variações (Loutre & Berger, 2000).

Segundo estudos efetuados por Shackleton (2000), o decréscimo de 80 ppm na concentração atmosférica de CO₂, foi mais importante, em escala global, do que o *feedback* produzido pelo aumento do albedo, na região ártica. A partir da melhoria dos nutrientes marinhos, especialmente com a presença de ferro transportado pelos ventos oriundos dos continentes, a fotossíntese planctônica foi intensificada, a captação oceânica de CO₂ aumentou e sua concentração atmosférica diminuiu. No entanto, estudos recentes sobre a produtividade biológica, em especial no último ciclo glacial, realizados em inúmeros testemunhos marinhos, indicam que o bombeamento biológico não pode ser responsável por mais da metade dessa diminuição atmosférica de 80 ppm de CO₂ (Kohfeld *et al.*, 2005). Talvez também tenha ocorrido uma diminuição dos ventos e da transferência de CO₂ do mar para o ar, principalmente nos mares que circundam a Antártica, devido ao aumento da extensão do gelo marinho e da estratificação das águas (Gildor & Tziperman, 2001; Sigman *et al.*, 2004).

Uma pergunta que se pode fazer é: Por que o CO₂ diminuía durante os períodos de glaciação? Talvez seria devido a variação do intercâmbio de CO₂ entre a atmosfera e os oceanos?

Acredita-se que a atividade do fitoplâncton seja maior durante os períodos glaciais. O bombeamento biológico de carbono para o fundo do mar foi mais intenso, e foi isso que fez cair a concentração de CO₂ atmosférico. No entanto, muitas questões ainda precisam ser esclarecidas (Elderfield & Rickaby, 2000). Segundo essa teoria, a atividade plantônica

aumentou nos períodos glaciais, graças à poeira continental transportada para os oceanos pelos intensos ventos que sopravam dos continentes (Martin, 1990). Devido ao clima mais árido, esses ventos varreram áreas continentais mais extensas e sem vegetação, comparada com as atuais, suspendendo e transportando grandes quantidades de poeiras ricas em ferro, para o mar. Não se tem, ainda, um consenso sobre o fator ferro na produtividade marinha global, uma vez que a concentração de nutrientes é muito diferente de um oceano para o outro (Paytan, 2000). Talvez seria possível que uma maior contribuição de ferro, para a superfície dos oceanos, produzisse uma maior fixação do CO₂ atmosférico nos oceanos e uma redução de sua concentração na atmosfera (Watson *et al.*, 2000).

Alguns pesquisadores acham que, na intensificação da fotossíntese marinha, a desaceleração da desnitrificação foi mais importante do que a maior contribuição de ferro. A desnitrificação é o processo oposto à fixação de nitrogênio. É a transferência de nitrogênio da água do mar para o ar. O nitrogênio passa da forma de íons nitrato dissolvido (NO₃) na água, para a forma de moléculas gasosas (N₂) no ar. Esse processo é realizado por certas bactérias que atuam em águas pobres em oxigênio e no fundo do mar. A desnitrificação é negativa para a produtividade biológica, pois priva a água do nitrogênio dissolvido, um nutriente fundamental do plâncton. Aparentemente, a desnitrificação diminuiu de intensidade durante a glaciação, o que ocasionou uma maior disponibilidade de nitratos, maior produção biológica e maior fixação fotossintética de CO₂.

Acredita-se que durante a Última Glaciação, uma parte da diminuição do CO₂ atmosférico foi devido a uma menor oxigenação das águas oceânicas, ocasionada pela expansão do manto de gelo austral no inverno, o que reduziu o intercâmbio entre o oceano e a atmosfera (Keeling & Visbeck, 2001).

Em relação ao efeito do vento sobre a concentração atmosférica de CO₂, há uma contradição teórica. Por outro lado, uma maior intensidade dos ventos durante a glaciação, principalmente dos ventos alísios, intensificaria o afloramento de águas frias, intermediárias ou de fundo, na zona tropical e, principalmente, em suas costas orientais. Com o afloramento de águas frias, haveria uma maior transferência de CO₂ do mar para a atmosfera. Mas, por outro lado, graças à maior ressurgência, mais nutrientes aportariam à superfície, o que intensificaria a vida das plantas e o desenvolvimento biológico, ou seja, a transferência de CO₂ da atmosfera para o mar. A questão fica em elucidar qual desses dois efeitos opostos, teria mais força.

5.3.2. Concentração de Metano

Análises efetuadas no ar aprisionado nos gelos da Groenlândia e da Antártica, permitiram observar que durante os últimos 150.000 anos AP, a concentração de metano (CH_4) na atmosfera variou de forma muito semelhante com a evolução da temperatura média planetária. A concentração de metano apresenta aumento brusco nos períodos quentes e uma diminuição nos períodos frios (Fig.14). A diferença de suas variações, em relação às variações térmicas, é muito menor do que no caso do dióxido de carbono.

A diminuição das áreas pantanosas e das turfeiras nas altas latitudes, bem como a redução da atividade biológica, ocasionada pelo frio, e à disseminação de solos congelados (*permafrost*), ocasionaram a diminuição das emissões de metano (CH_4), um dos mais importantes gases de efeito estufa. É possível, também, que as emissões de metano, oriundas de hidratos congelados no fundo marinho, tenham diminuído. Estudos tem demonstrado que durante o Último Máximo Glacial, a concentração de metano era de aproximadamente 0,35 ppm, valor esse correspondente a metade do nível de 0,70 ppm, determinado no início do Holoceno (Chappellaz *et al.*, 1990).

A origem do gás metano, está relacionada, principalmente, a decomposição anaeróbica da matéria orgânico, presente no leito dos pântanos. Ao ser lançado na atmosfera este se deteriora rapidamente devido a oxidação. O tempo de vida médio de uma molécula de metano na atmosfera é de pouco mais de 10 anos. Portanto, a concentração atmosférica de metano responde rapidamente à intensidade das emissões terrestres. Se essas emissões apresentarem uma diminuição, a concentração de metano é reduzida em um tempo muito curto e vice-versa.

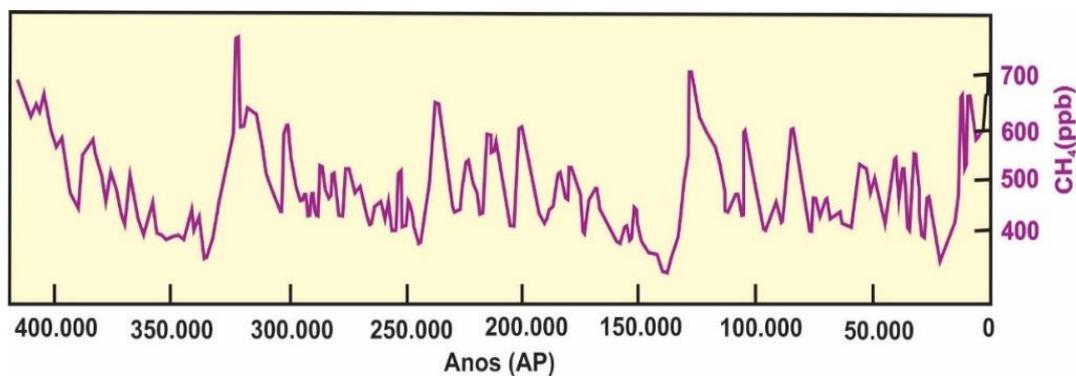


Figura 14. Variação da concentração de metano nos últimos 400.000 anos AP.
(modificado de <https://alteracoesclimaticas.files.wordpress.com/2016/06/temperatura-dioxido-carbono-metano.jpg>)

Vários trabalhos têm demonstrado que a evolução do metano, durante a Última Idade do Gelo, apresenta flutuações relacionadas à força das monções tropicais no hemisfério norte. Estudos demonstraram que monções de grande intensidade ocasionam a formação de regiões pantanosas em áreas da África e da Ásia, as quais nos períodos glaciais permaneceram semiáridas, tornando-se temporariamente fontes de gás metano. Em caso contrário, quando ocorre o enfraquecimento das monções, essas provocam um retorno às condições de seca e uma menor produção de metano, ocasionando a redução de sua concentração atmosférica, em um curto espaço de tempo. As emissões de metano, de origem biológica, na atmosfera são consideradas maiores quando ocorrem temperaturas mais elevadas (calor) e maior umidade na superfície terrestre. Com isso pode-se dizer que períodos frios e secos ocasionarão uma diminuição da emissão de metano na atmosfera.

Dällenbach *et al.* (2000), em seus estudos, observaram que as mudanças na concentração de metano na atmosfera, durante as flutuações ocorridas nos períodos Dansgaard-Oeschger, estavam mais relacionadas as variações que ocorriam nas áreas de tundras das altas latitudes e das plataformas costeiras do Ártico do que com as mudanças nas monções tropicais. Nos períodos quentes, o degelo de regiões, antes afetadas pelos permafrost, causariam a extensão dos pântanos, ocasionando maior produção de metano. Hansson & Holmen (2001), observam que o mesmo acontece com as variações na concentração de íons amônia (NH_4) em alguns testemunhos analisados da Groenlândia. Assim como no metano, os íons NH_4 aumentam durante os períodos quentes, devido serem produzidos a partir da atividade biológica dos solos, que aumenta com o aumento da temperatura. Entretanto, o período de residência na atmosfera, desses íons, é de apenas dez dias, o que estabelece que a fonte dos íons precipitados no gelo da Groenlândia, deve ser próxima, não podendo, esses íons, ser oriundo dos trópicos. O mais plausível é de que os pântanos de altas latitudes se estendam até zonas intermediárias quentes, o que contribuiria para o aumento da concentração de metano na atmosfera. Também é possível que, nas plataformas submersas do Ártico, o aquecimento da água tenha causado a desestabilização do fundo do oceano e o degelo dos hidratos de metano, ali acumulados, permitindo seu escape para a atmosfera (Blunier, 2000).

5.3.3. O Vapor de Água

A diminuição da evaporação da água na atmosfera, ocasionada pela diminuição de sua capacidade higrométrica do ar, causada pelo frio, atuaria também, como um importante *feedback* de resfriamento. Considerando que nas regiões subtropicais, que passaram do semiárido para o árido, durante a glaciação, uma diminuição na concentração absoluta de vapor d'água de 0,1% para 0,01%, implicaria em uma diminuição na retenção da fraca saliência da energia infravermelha terrestre, de pelo menos 26 W/m² (Pierrehumbert & Roca, 1998).

Com base nisso, alguns pesquisadores acreditam que as mudanças de umidade nos trópicos seria o fator principal da propagação das mudanças climáticas em escala global. Entretanto não é fácil determinar a queda global ocorrida, uma vez que o vapor d'água não se distribui homoganeamente na troposfera. Porém, se calculou que nos trópicos, na camada limite superficial de zero a 3 km, era 20% menor do que o atual e, com base em observações no gelo dos Andes, se acredita que nas altas montanhas era de 50% menor. Essas diferenças, na concentração de vapor d'água, seriam suficientes para explicar uma diminuição de 3°C ou 4°C na temperatura.

Por fim, a redução da vegetação e das florestas e, conseqüentemente, das emissões de isopreno e monoterpeno (compostos orgânicos voláteis-COV), também poderiam influenciar numa menor concentração de ozônio troposférico e metano na atmosfera, uma vez que a redução de COV e N₂O (óxido nitroso) causam menor produção de ozônio e também uma maior concentração dos radicais OH que destroem o metano (Valdés *et al.*,2005).

VI. VARIAÇÕES DO CLIMA DURANTE O ÚLTIMO GLACIAL

6.1. FASES DA ÚLTIMA GLACIAÇÃO

No estudo da compartimentação das fases ocorridas durante uma glaciação, não se pode ser muito rígido quanto à idade dos limites entre estas. Entretanto podemos subdividir a última glaciação com base nas três quedas mais bruscas do nível do mar, que ocorreram a aproximadamente a 115.000, 75.000 e 30.000 anos AP, segundo os dados

obtidos pela presença de terraços coralígenos e pela evolução dos isótopos de oxigênio nos foraminíferos bentônicos.

6.1.1. Primeira Fase – 115.000 aos 75.000 anos AP

O início da última glaciação ocorreu a aproximadamente 115.000 anos AP com uma transição do clima para temperaturas mais frias e que em muitos locais ocorreu rapidamente. Essa primeira fase da glaciação ocorreu quando os oceanos passaram do estágio isotópico marinho 5e para o 5d, com uma diminuição considerável do $\delta^{18}\text{O}$ da água (Fig. 15).

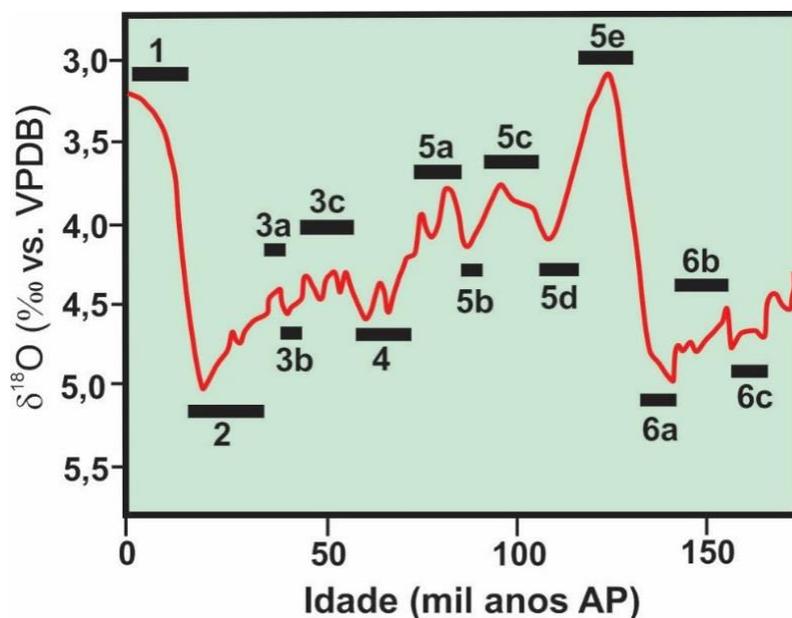


Figura 15. Estágios Isotópicos do Oxigênio nos últimos 150.000 anos AP.
(modificado de Railback *et al.* 2015)

Essa diminuição de $\delta^{18}\text{O}$ ocorreu, provavelmente, devido a uma diminuição do volume de água nos oceanos, ocasionada por um acúmulo rápido de gelo continental, que ocasionou uma diminuição do nível do mar de uns 45-50 m, em poucos milênios, associado com a diminuição da temperatura das águas abissais de mais de 1,5°C (Fig. 16).

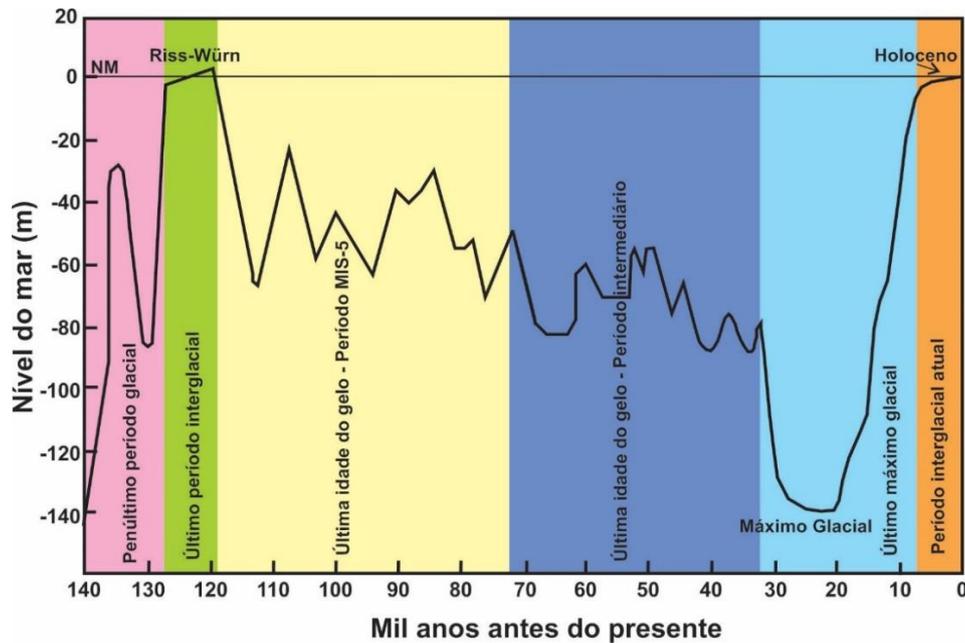


Figura 16. Gráfico da variação do nível do mar nos últimos 140 mil anos AP.
(modificado de: https://objectivechristianworldview.weebly.com/uploads/4/0/4/1/4041137/sea-levels-past-140-000-years_orig.jpg)

Woillard, (1979), estudando os pólenes de depósitos sedimentares da região ao sul dos Vosges (França), de idades de 115.000 anos AP, observou que em um curto período, a vegetação de clima temperado, passou para uma vegetação típica de ambiente mais frio.

Allen, *et al.* (1999), estudaram pólenes em sedimentos do sul da Itália, que comprovaram o início da glaciação, a partir dos 115.000 anos AP. Os mesmos autores, estudando pólenes da mesma região e que apresentaram idade de 75.000 anos AP, constataram que esses caracterizavam vegetação de clima mais frio que os anteriormente estudados.

6.1.2. Segunda Fase – 75.000 aos 30.000 anos AP

Durante a última glaciação, na segunda fase, a qual teve início nos 75.000 anos AP, ocorreu uma segunda grande acumulação de gelo sobre os continentes, que ocasionou um decréscimo do nível do mar de uns 20 m, colocando a linha de costa da época, a 70 m abaixo do nível atual (Fig.16). As florestas foram substituídas por vegetação de tundra, formadas por vegetação baixa e arbustos.

Genty *et al.* (2003) efetuaram análises isotópicas em estalactites de cavernas do sudoeste da França, e constataram que, nesse período da segunda fase, houve um resfriamento entorno de uns 10°C.

Tzedakis *et al.* (2002) estudaram sedimentos de uma região da Grécia, e observaram o desaparecimento dos poles arbóreos, no período que corresponde ao MIS-4, entre 70.000 e 60.000 anos AP (Fig.17).

Esta segunda fase, que teve início aos 75.000 anos AP, durou até os 30.000 anos AP, com períodos frios mais extensos e mais frios, atingindo até mesmo quase todo o estágio isotópico MIS-3 (Fig.17).

6.1.3. Terceira Fase – 30.000 aos 19.000 anos AP

A partir dos 30.000 anos AP, teve início a terceira fase da última glaciação, em nível global. Nesta terceira fase, a mais fria de todas, com seu período de maior queda da temperatura, entre 23.000 e 19.000 anos AP, ficou conhecida como o Último Máximo Glacial.

Esta terceira fase está relacionada ao final do estágio isotópico MIS-3 e o início do MIS-2 (Fig.17). Nesta fase o nível do mar atingiu seu ponto mínimo, cerca de 120/130 metros abaixo no nível atual (Fig.16). Várias partes do mundo emergiram do mar, se tornando agora parte dos continentes.

A partir dos 19.000 anos AP, o nível do mar começa a subir devido o início do degelo, o qual terminou aos 11.500 anos BP, quando teve início o período Holocênico.

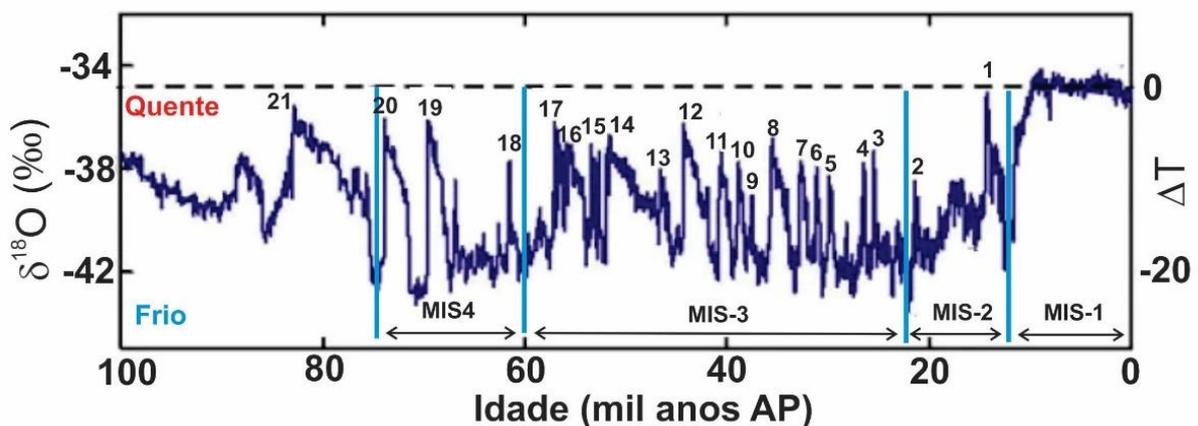


Figura 17. Séries temporais isotópicas de oxigênio do gelo da Groenlândia, enumerando os 21 eventos Dansgaard–Oeschger, durante o último período glacial. Observa-se a compartimentação temporal em estágios isotópicos marinhos (MIS).

(modificado: <https://www.ncdc.noaa.gov/sites/default/files/Oxygen-isotopic-time-series-from-North-Greenland-Ice-Core-Project-v2.jpg>)

6.2. VARIAÇÃO CLIMÁTICA

Ao longo da última glaciação, o resfriamento não ocorreu de maneira uniforme, mas houve episódios milenares de intensificação do frio, denominados estádios ou estágios. No final dos estágios, ocorreram grandes deslizamentos de blocos de gelo dos continentes para os oceanos, no Atlântico Norte, denominados de eventos de Heinrich. O frio dos estágios foram interrompidos, várias vezes, por períodos de superaquecimento repentino, tradicionalmente chamados de interstádios ou, no termo mais moderna, eventos de aquecimento Dansgaard-Oeschger (Fig.17). Nesses interstádios, as temperaturas continentais e marinhas eram muito mais altas do que nos períodos interglaciais. A frequência, no intervalo entre um e outro estágio, era da ordem de 1.500 anos (Singer & Avery, 2007; Rahmstorf, 2003), sendo estes períodos cíclicos associados aos ciclos solares de Gleissberg e DeVries (Braun, *et al.* 2005).

Foram comprovados que estas variações não afetaram somente o Atlântico e os mares adjacentes, mas afetaram também outros locais bem distantes desses.

Schulz, *et al.* (1998), observaram que os interestádios Atlânticos, identificados no gelo da Groenlândia, coincidem com as maiores intensidades das monções asiáticas, enquanto Genty *et al.* (2003), estudando a composição isotópica da calcita de estalactites de várias partes do mundo, concordam com essa forte variabilidade.

Essa variabilidade climática, que se desenrolou durante a Última Glaciação, poderia estar relacionada as rápidas mudanças no tamanho dos mantos de gelo do hemisfério norte, os quais, por sua vez, provocavam mudanças na circulação atmosférica e na dos oceanos (Schmittner, *et al.* 2002). Essas mudanças no tamanho dos mantos de gelo, ocasionavam importantes mudanças no nível do mar que, segundo Thompson & Goldstein (2005), em estudos realizados em corais, o nível do mar poderia estar localizado a dezena de metros abaixo do nível atual.

Outro fator que pode estar relacionado, as variações nas acumulações e derretimentos dos mantos de gelo, é as mudanças, provocada por esses, da salinidade das águas oceânicas, o que viria afetar todo o sistema de correntes termoalinas (Clark, *et al.* 2002).

Vários estudos têm demonstrado que as temperaturas e as correntes do Atlântico Norte se comportavam diferentemente das atuais. É o caso da Corrente do Golfo, a qual era mais débil que a atual e sua influência não chegava a latitudes superiores a 45°N. Outra é a Massa Polar que se distribuía paralelamente desde a costa nordeste dos Estados

Unidos até a Península Ibérica, diferentemente do que ocorre hoje em dia, e onde o Atlântico Norte ficava fora da influência das águas subtropicais, com isso o Atlântico exercia um efeito muito menor sobre o clima da Europa.

A acumulação e o derretimento de parte dos mantos de gelo Laurenciano, além de provocar mudanças nas correntes termoalinas marinhas, ocasionavam modificações nos fluxos de ventos das latitudes médias e altas. Segundo modelos elaborados por McAyreal (1993), o manto Laurenciano experimentava repetidos períodos de crescimento, chegando a superar os 3.000 m de espessura de gelo, nos períodos mais frios, seguido de períodos de degelo, onde a espessura do manto chegava a não mais de 1.000 m. Estas variações, na espessura da camada de gelo, ocasionavam modificações nas trajetórias dos ventos de oeste, afetando, não somente o Atlântico, mas também o Pacífico.

6.3. EVENTOS HEINRICH

No decorrer da Última Glaciação ocorreram seis episódios que foram denominados de eventos Heinrich, nos quais se depositaram, no fundo do Atlântico, entre as latitudes de 40°N e 55°N, quantidades consideráveis de detritos rochosos, transportados pelos icebergs, oriundos da fragmentação do manto de gelo continental, que ao alcançarem águas mais quentes se derretiam, depositando os fragmentos de rochas transportados, no fundo oceânico (Fig.18).

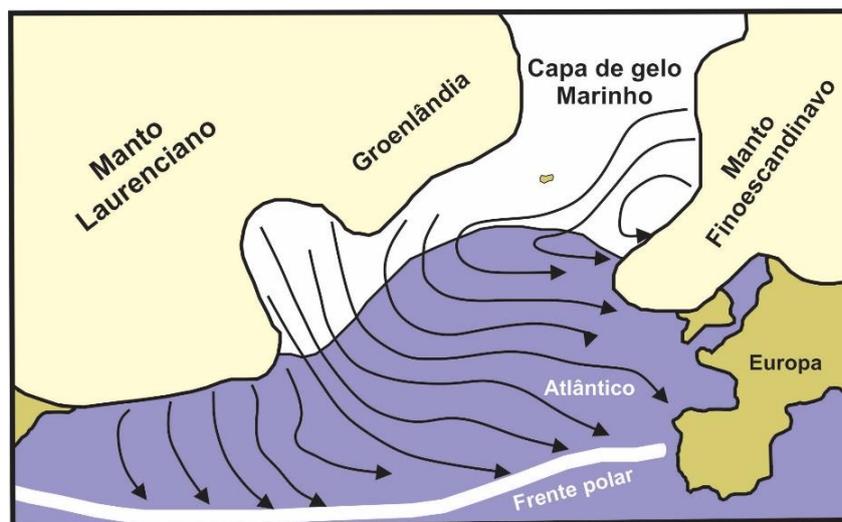


Figura 18. Rota dos icebergs no Atlântico Norte nos períodos mais frios da glaciação. A linha branca representa o máximo avanço dos icebergs antes do derretimento total e deposição do material detrítico que traziam consigo. (modificado de Cantolla,2009)

Heinrich (1988), observou que os níveis de sedimentos, depositados no fundo do Atlântico, nos períodos de 17.500, 22.000, 30.000, 40.000, 46.000 e 60.000 anos AP, continham numerosos fragmentos de rochas provenientes das costas do norte da Europa, sendo que a maior parte eram oriundos da região da Baía de Hudson, na América do Norte (Fig.19). A trajetória dos icebergs ficou marcada pela variação da espessura dos depósitos sedimentares, que diminuía oeste para leste, de vários metros até alguns centímetros.

Normalmente os eventos Heinrich coincidem com o final das fases de progressivo resfriamento, com duração de uns 10.000 anos (Bond *et al.*, 1992).

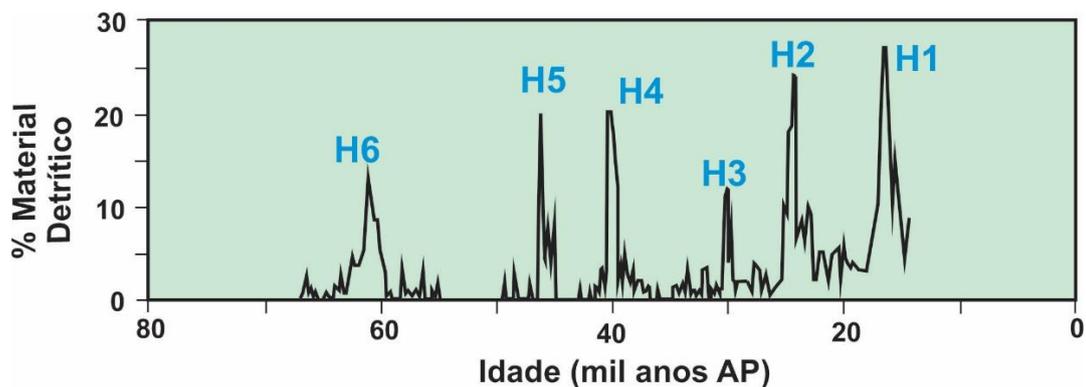


Figura 19. Porcentagem de material detrítico, transportado pelo gelo durante eventos Heinrich (H) e depositados no Atlântico Norte (modificado de [Bond & Lotti, 1995](#)).

A influência dos eventos Heinrich, no clima global, ou pelo menos no hemisfério norte, se fazia sentir devido que ao se derreterem os icebergs, constituídos de água doce, ocasionavam a diminuição da salinidade das águas superficiais do Atlântico Norte. Este fato ocasionava, também, a diminuição da densidade da água e o enfraquecimento dos movimentos de convecção nos mares Nórdicos. A menor produção de água profunda no Atlântico se compensava com uma maior produção de água profunda da Antártica, que se deslocava no sentido norte, cruzando o equador e alcançando os fundos marinhos de altas latitudes no hemisfério Norte.

Quando terminavam os eventos Heinrich, iniciava-se uma salinização das águas do Atlântico Norte, que era ponto chave na retomada da circulação termoalina.

6.4. PERÍODOS QUENTES DO DANSGAARD-OESCHGER

Além dos picos de máximo frio ocorridos nos eventos Heinrich, se produziram, durante o Último Glacial, duas dezenas de picos de calor, denominados, também de

eventos Dansgaard-Oeschger, durante os quais ocorreram fortes elevações da temperatura num espaço de tempo muito curto, em média uma dezena de anos (Fig.17). Esses eventos ficaram registrados nos isótopos de oxigênio do gelo da Groenlândia e nos sedimentos lacustres carbonáticos de lagos da Europa (Schulz, *et al.* 1999). O aumento de temperatura, nesses eventos era da ordem de 5°C a 8°C, podendo em algumas regiões chegar a 16°C (Lang, *et al.* 1999).

Vários estudos relacionam estas subidas de temperatura com o efeito estufa, provocado pelo escape de metano na atmosfera, proveniente do subsolo marinho e costeiro (Kennet, 2002; Hinrichs, *et al.* 2003). Alguns estudos isotópicos negam tal possibilidade e demonstram que as elevações bruscas das concentrações de metano, não provém do subsolo marinho ou costeiro, se não das consequências do aumento da umidade e da biomassa nos continentes, consequência, por sua vez, do aquecimento (Sowers, 2006).

6.5. VARIAÇÕES NA REGIÃO TROPICAL

A influência das oscilações térmicas se estendeu até as regiões subtropicais, no Atlântico, levando-se em conta que muitos autores consideravam que a origem das variações globais estava relacionada nos Trópicos. Isso era explicado pelo fato de que nos períodos tropicais quentes, ocorriam maiores evaporações e uma maior transferência de umidade atmosférica do Atlântico para o Pacífico, carregadas pelas correntes de ar que atravessavam a América Central de leste para oeste, ocasionando com isso, um aumento da salinidade no Atlântico e conseqüentemente um aumento na circulação termoalina e na circulação da corrente do Golfo, que ocasionaria um aquecimento em todo o Atlântico Norte, inclusive a Groenlândia (Peterson, *et al.* 2000).

Estudos efetuados por Hughen *et al.* (1998), na bacia de Cariaco, na Venezuela (Fig.20), observaram que a mudança na coloração dos finos estratos sedimentares do fundo da bacia, mostravam cores mais claras, típicas dos períodos de abundância de planctos, que coincidiam com os períodos mais frios da glaciação e com os períodos de maior intensidade dos alísios no Atlântico, seguido de um maior afloramento das águas profundas, mais frias e mais férteis.

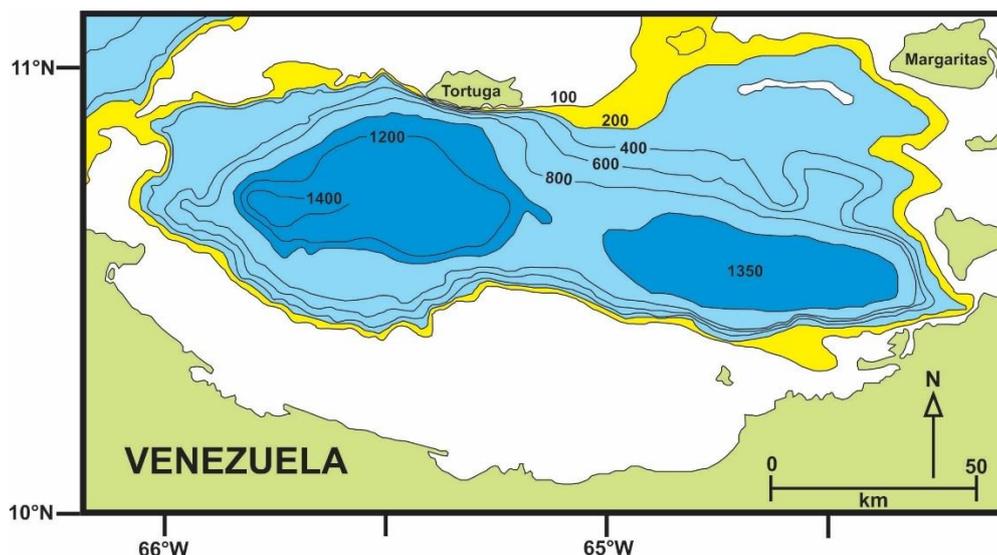


Figura 20. Mapa fisiográfico da Bacia de Cariaco–Venezuela.
(modificado de: <https://ars.els-cdn.com/content/image/1-s2.0-S0304420315300487-gr1.jpg>)

Contrariamente, nos períodos quentes, a coloração dos finos estratos sedimentares, eram mais escuras e a reflectância era menor. Nos estratos dos períodos quentes, ocorriam maiores quantidades de material terrígeno, que poderia ser explicado pela maior evaporação, a qual ocasionava maior precipitação e maior transporte pelos rios que desaguavam na bacia, durante esses períodos.

VII. MAGNITUDE DO CLIMA NO ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL

7.1 MAGNITUDES DO FRIO E DA CAMADA DE GELO

A magnitude do resfriamento ocorreu de forma diferente em relação a latitude. A variação térmica foi muito maior nas altas latitudes e foi, também, maior no interior das áreas continentais. Desta maneira, em vários locais do globo, a temperatura média pode ter variado mais de 15°C. Em estudos efetuados em testemunhos de gelo da Groenlândia, foram observados valores de até 23°C abaixo do atual, diferença essa que é o dobro da observada a partir de estudos de isótopos de oxigênio e deutério do gelo (Dahl-Jensen, *et al.* 1998). Calcula-se que a variação média global da temperatura, no hemisfério norte, foi entre 5,7°C e 8,7°C (Fig.21).

Nas regiões tropicais a variação média da temperatura foi menor, sendo de uns 5°C, mas não deixaram de afetar a hidrologia e o paisagismo, que durante estes períodos frios

ocasionaram menores precipitações, que propiciaram a substituição de vastas florestas por savanas.

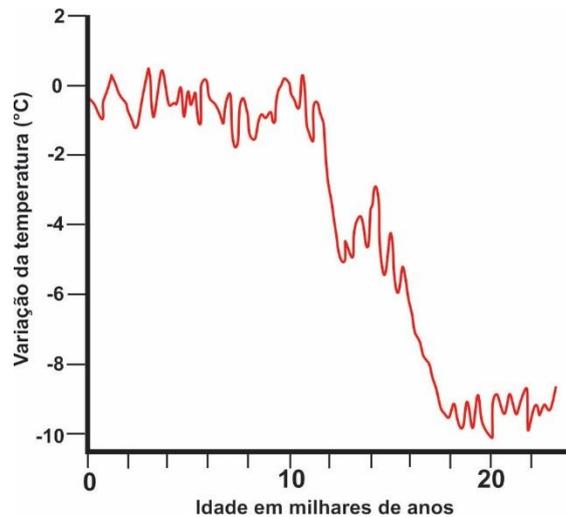


Figura 21. Variação média da temperatura nos últimos 20.000 anos AP.
(modificado de <http://epic.awi.de/Publication/Ste2009.pdf>)

Em relação ao ambiente marinho, a superfície dos oceanos se resfriou, em média, de uns 4°C a 5°C, enquanto as águas profundas se resfriaram entre 1°C e 2°C. Nas regiões de altas latitudes do Atlântico Norte, as águas superficiais tiveram uma variação de mais de 10°C.

Mix *et al.* (1999), estudando conjuntos de foraminíferos de mares tropicais, constataram um resfriamento de 3°C a 4°C, para as partes orientais dos oceanos Atlântico e Pacífico.

Durante o Último Máximo Glacial, no período entre 23.000 e 19.000 anos AP, a quantidade total de gelo acumulado nos glaciais e nos mantos continentais, apresentou sua maior espessura. À medida que o gelo era acumulado nos continentes, ocorria a diminuição do nível de água dos oceanos. Quando esta acumulação de gelo continental chegou ao pico máximo, o nível do mar atingiu sua cota mínima, encontrando-se a uns 120 e 130 metro abaixo do nível atual. Desta maneira, grandes extensões das plataformas continentais se encontraram descobertas, ocasionando a ampliação e distribuição dos cursos de muitos rios, erosionando e escavando seus novos leitos até a borda das plataformas.

No hemisfério norte a glaciação ocasionou uma grande mudança paisagística. Durante os períodos mais frios, os mantos de gelo e os solos congelados ocupavam uma área de 27 milhões de km², durante inverno e verão, correspondendo a uns 40% das áreas continentais da América do Norte e Eurásia.

No hemisfério sul, o aumento das áreas continentais cobertas pelo gelo, não foi de grande importância, pois o próprio mar impedia sua expansão. Segundo estudos de Colhoun, *et al.* (1992), o volume de gelo da Antártica, durante a Última Glaciação, parece corresponder com o atual. Nas regiões Andinas e da Patagônia, na América do Sul, a cota das neves eternas, baixou uns 1.000 m.

A capa de gelo marinho Antártico se expandia consideravelmente em direção ao norte, durante o período de inverno, entretanto o estreito de Drake, localizado entre a Antártica e a América do Sul, nunca chegou a se congelar, devido a existência de uma corrente oceânica fria que circulava na região e impedia o congelamento. Durante o período de verão, a capa de gelo austral, apresentava uma extensão menor, semelhante a atual, comprovada com o estudo de diatomáceas encontradas nos sedimentos da costa da Antártica por Crosta *et al.* (1998).

7.2. OS MANTOS DE GELO LAURENCIANO, FINOESCANDINAVO E DE BARENTS-KARA

Durante a avanço do período glacial, foram se formando duas grandes áreas cobertas de gelo, uma na América do Norte e outra no norte da Eurásia, o manto de gelo Laurenciano e o manto de gelo Finoescandinavo, respectivamente. Estas áreas aumentavam nos períodos mais frios, alcançando latitudes mais meridionais. Os mantos de gelo septentrionais, não só cobriram as altas latitudes se não também as latitudes médias.

Uma das questões levantadas por muitos autores é a de saber de onde provinha a umidade suficiente para formar os enormes depósitos de gelo acumulados rapidamente nos mantos continentais, em especial o Manto Laurenciano. A hipótese mais aceita é de que a umidade procedia do Atlântico Norte. Para que isso acontecesse a temperatura da superfície do mar deveria manter-se quente durante um bom tempo, graças a corrente do Golfo que seguia funcionando.

A hipótese mais recente estabelece que a umidade era oriunda de latitudes meridionais e tropicais. Em análises desenvolvidas por Khodri, *et al.* (2001) em foraminíferos, indicou que o resfriamento das águas das altas latitudes foi muito rápido, não possibilitando ser essa a fonte de umidade para a formação dos mantos de gelo. Entretanto as águas superficiais das regiões tropicais se mantiveram quentes e, em alguns locais, até apresentaram elevação dela. Desta forma se teve o aumento do gradiente

térmico meridional, o qual causou um maior transporte de umidade, dos trópicos até a região Ártica.

7.2.1. Manto Laurenciano

O principal manto norte-americano, o Laurenciano, ocupava uma superfície de 16 milhões de km² e apresentava um volume de gelo da ordem de 30 milhões de km³, bem maior que o atual manto de gelo que cobre a Antártica. Este manto estendia-se para o sul até a latitude de 36°N, mais ou menos na altura de Nova York. Este avanço também ocorreu na Europa, onde o manto Finoescandinavo, alcançou o Mediterrâneo (Fig. 22).

Graças ao aporte de umidade, proveniente do Atlântico, a acumulação de gelo no manto Laurenciano se deu mais na metade oriental, onde a espessura máxima de gelo chegou aos 3.500 m.

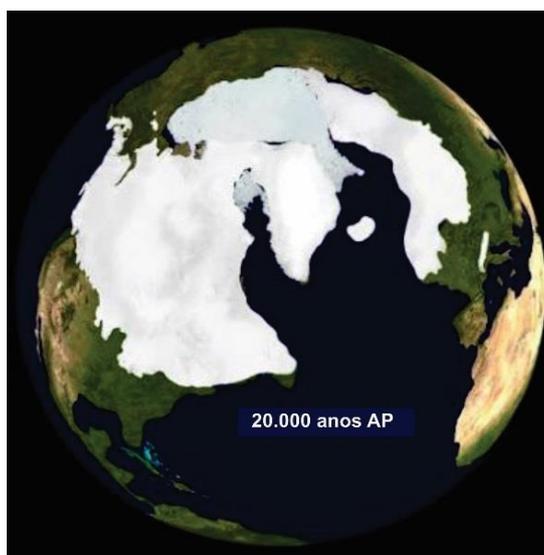


Figura 22. Calota polar Laurentina e Finoescandinava há 20.000 anos AP.
(fonte: <https://i.pinimg.com/originals/58/7b/5d/587b5dbb4d62a91cb0c0803e7ca82b01.jpg>)

7.2.2. Manto Finoescandinavo

Na Europa, o manto Finoescandinavo alcançou, no Último Máximo Glacial, um volume de uns 7 milhões de km³, quatro vezes menor que o volume alcançado pelo manto Laurenciano (Figs.22 e 23). Os depósitos de gelo do manto Finoescandinavo cobriam, o que é hoje, a Escandinávia e a Finlândia. A espessura máxima da calota de gelo atingiu 2.000 m e se localizava a norte do mar Báltico. Para o sul, o gelo cobriu todo o Báltico até a Dinamarca e as planícies do norte da Alemanha e da Polônia.

Para o oeste, se estendeu por uma planície de tundra, a qual hoje se encontra coberta pelo Mar do Norte, passando assim do manto de gelo Finoescandinavo para o manto de gelo Britânico, que cobria grande parte da Grã-Bretanha e quase toda a Irlanda. O canal da Mancha, nesse período, se encontrava emerso e, provavelmente, o rio Reno e o rio Sena percorriam as planícies dessa área, em direção oeste, desembocando no Atlântico, na altura da região da Bretanha, na França. O rebaixamento do nível do mar fazia com que uma vasta extensão da plataforma continental Atlântica do noroeste da França e sudoeste da Inglaterra, se encontrassem emersas.

7.2.3. Manto de Barents-Kara

Em direção a leste, os limites do manto Finoescandinavo são bastante vagos. Sabe-se que esse se propagou para o norte da Sibéria, entretanto parece duvidoso que nas zonas orientais, afastadas do Atlântico, se produzisse tempestades de neve suficientes para formar uma calota de gelo importante. Estudos mais recentes, em sedimentos glaciais dos fundos dos mares de Barents e de Kara (Polyak, *et al.* 2002) e do norte da Rússia, indicam que o manto de gelo alcançou sua extensão máxima, não durante o Último Máximo Glacial, se não no princípio da glaciação, a uns 80.000 anos AP, quando os gelos ocuparam todo o norte da Sibéria Ocidental, inclusive o mar de Kara (Fig.23) (Krinner *et al.* 2004). É possível que os rios siberianos, que hoje desaguam no Ártico, se encontravam bloqueados, formando grandes lagos, na margem meridional do manto de gelo e que poderiam estar a desviar suas águas para o sul, alcançando o Mar Negro e o Mar Cáspio.

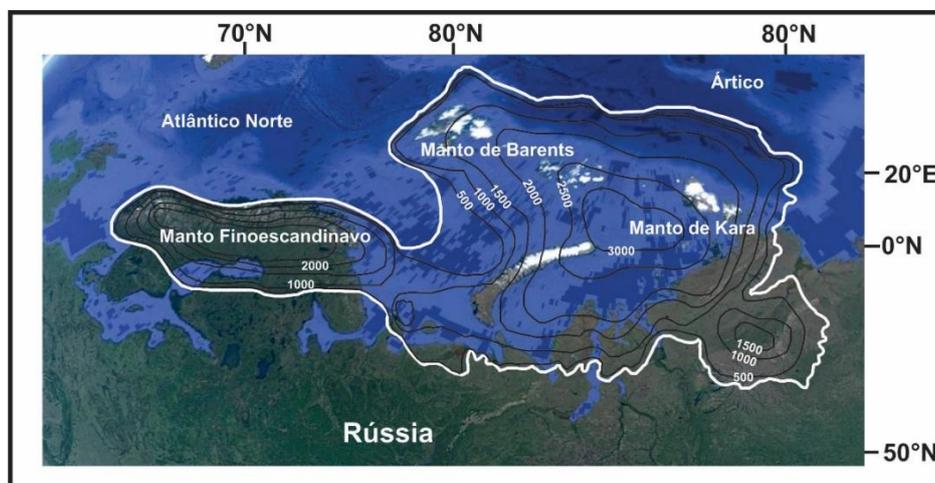


Figura 23. Limites dos Mantos Finoescandinavo, de Barents e de Kara há 80.000 anos AP.
(imagem Google Earth)

Este manto não teve uma vida longa devido a diminuição da quantidade de neve, ocasionada pelo resfriamento do Atlântico e do Mar de Kara (Svendsen, 1999). Pesquisas arqueológicas encontraram marcas de pegadas humanas de 40.000 anos, ao norte dos Urais, no círculo Ártico, as quais indicariam que, apesar do frio, o manto de Barents-Kara não mais existia e o manto Finoescandinavo se encontrava retido a oeste do continente euroasiático (Pavlov, *et al.* 2001). No Último Máximo Glacial, há 22.000 anos AP, o manto Barents-Kara não mais existia.

7.3. AMBIENTE GLACIAL ÁRIDO

O frio, originado pela glaciação, veio acompanhado, em escala global, por uma aridez mais acentuada devido à desaceleração do ciclo hidrológico. A partir de estudos efetuados em polens, análises de paleosolos e de sedimentos glaciais, se deduz que a biomassa terrestre sofreu um grande empobrecimento. No continente europeu, nas latitudes médias, se desenvolveram extensas áreas de permafrost, sobre as quais somente se desenvolvia uma vegetação de tundra, enquanto nas regiões litorâneas do Mediterrâneo, se desenvolvia uma vegetação de estepes.

Nas regiões tropicais, a vegetação de grande porte, como as de florestas, foram substituídas por vegetação de menor porte, como as de savanas. Na região amazônica, a temperatura apresentou um decréscimo de 6°C, o que ocasionou a diminuição das precipitações e em consequência, as áreas de vegetação, perderam terreno as custas de um aumento das savanas.

A provável causa da diminuição das precipitações foi, em parte, devido a diminuição da umidade transportada, para o interior dos continentes, pelos ventos alísios do Atlântico, já que a superfície dos oceanos se encontrava mais fria.

Pode-se dizer que na região amazônica, nas áreas hoje ocupadas por paisagens de savana, o cerrado brasileiro, e pela paisagem árida da caatinga da região do nordeste, provavelmente, disfrutaram de períodos de maior precipitação do que as que ocorrem atualmente. Isso ocorreria quando a insolação, durante a época de chuvas (mês de março), alcançava seu máximo no ciclo, determinado pela precessão dos equinócios. Nesse período chuvoso, as zonas de convergência intertropical (ITCZ), ganhavam força devido a maior insolação.

Na África tropical, onde ocorreu uma queda térmica de uns 5°C, as florestas do Congo e do Golfo da Guiné, se tornaram savanas em sua maior parte, ficando apenas

algumas áreas de florestas densas, próximas de rios e de algumas áreas costeiras, protegidas pela topografia.

Nos altos platôs da África oriental, estudos efetuados em polens indicaram, também, uma redução das precipitações em uns 30%, o que parece estar de acordo com as estimativas derivadas das flutuações dos níveis dos lagos. Esse período mais seco está relacionado as mudanças ocorridas na circulação atmosférica. A intensificação dos ventos secos do norte, oriundos da Eurásia, chegavam até a península Arábica e até a parte leste da África. Estudos baseados no decréscimo da altura alcançada pela vegetação arbórea e, no decréscimo da altitude do limite das neves eternas do Kilimanjaro, indicam que durante o Último Máximo Glacial, o resfriamento foi entre 5°C e 8°C.

O deserto do Saara era mais extenso que o atual, durante os períodos mais frios da glaciação. Esse se deslocava para sul e para leste, chegando até a Ásia. Estudos efetuados em amostras de paleolagos, mostraram que tanto na borda norte, próximo as montanhas Atlas, como para sul, a aridez era maior (Gasse *et al.*1990). A causa dessa aridez estaria relacionada ao maior resfriamentos das águas tropicais, tanto as do Atlântico como as do Índico, que provocavam uma menos evaporação e assim um menor aporte de umidade das massas de ar, que penetravam no continente africano. Também, pode ser considerado o aumento das forças do anticiclone subtropical dos Açores que, apesar de apresentar menor extensão, apresentava maior potência e com isso ocasionava uma intensificação dos ventos alísios. Isso provocava um aumento no afloramento de águas frias profundas na costa ocidental africana, o que ocasionava uma maior estabilidade das camadas inferiores de ar.

7.4. O VENTO NO PERÍODO GLACIAL

O vento e a erosão eólica foram mais intensos nas latitudes altas e médias, durante a glaciação. Inúmeros e espessos depósitos de *loess*, desse período glacial, recobrem grandes áreas do norte da Europa e da Ásia, em especial na China (Fig.24).

A presença dos ventos, associada a aridez das regiões e a falta de cobertura vegetal, favoreciam a erosão eólica. O aumento de poeira no ar, ocasionada pela erosão eólica, repercutiu no resfriamento do clima glacial de duas maneiras: a primeira foi devido a diminuição da penetração dos raios solares e a segunda foi a de aumentar a fertilização das águas oceânicas, pelo aporte de ferro, proporcionando um maior desenvolvimento de fitoplânctons e com isso, uma maior diminuição de CO₂ atmosférico.



Figura 24. Depósitos de loess da Província de Shaanxi-China.
(fonte: <https://i.pinimg.com/564x/97/7a/ed/977aed6be460862e91e1795d56df5655.jpg>)

Nas regiões tropicais, ocorreu um aumento da força dos ventos alísios no oceano Atlântico, porém não no Pacífico, e na Índia, as monções eram mais fracas, nos períodos mais frios da glaciação.

No Pacífico tropical, estudos das temperaturas da água do mar, efetuados na região das Galápagos, mostraram que as águas da região oriental sofreram pequeno resfriamento, enquanto nas águas da região ocidental, o resfriamento foi da ordem de 3°C. Isso parece indicar que a situação barométrica e os ventos eram semelhantes, de certa maneira, a uma situação típica de *El Niño*, com alísios mais fracos, menos afloramentos de águas frias intermediárias e menor contraste térmico entre a região ocidental e oriental do Pacífico tropical (Stott *et al.* 2002; Koutavas *et al.* 2002).

7.5. INÍCIO DO DEGELO

O derretimento do gelo, no hemisfério norte, teve início a aproximadamente 20.000 anos AP, e teve seu final há 8.000 anos AP, quando os depósitos de gelo alcançaram o volume e a extensão, aproximada, do que se observa hoje em dia. É provável que parte do gelo da Antártica ocidental tenha seguido o derretimento até pouco tempo atrás. Quem sabe o retrocesso dos mantos de gelo costeiros que ainda se manifestam, em alguns lugares da Antártica, seria uma continuação do degelo iniciado a 20.000 anos AP (Conway *et al.* 1999).

Estudos de testemunhos de gelo indicam que o que acontecia na Groenlândia, durante o período de degelo, não se encontrava ocorrendo na Antártica. Também não está muito claro se o degelo teve início no hemisfério norte ou no hemisfério sul, pois se tem observado que durante os vários interglaciais, o aquecimento da Antártica antecedeu o da Groenlândia.

De toda forma, a teoria preferida é a de que o degelo teve início no hemisfério norte e que, as mudanças ocorridas no Atlântico Norte antecederam, em várias dezenas de anos, o aquecimento global (Jouzel, 1999). Se essa teoria é a certa, uma sucessão de causas e efeitos do degelo podem ser enumeradas:

- *Verões mas quentes*. O fator que deu início ao processo estaria ligado a índole astronômica. Durante os verões, a radiação solar, nas altas latitudes do hemisfério norte, incrementaram o degelo, e durante o período de inverno, permanecendo ainda frio o Atlântico Norte, se iniciou a produção de uma quantidade insuficiente de água evaporada, o que ocasionou uma diminuição de neve no período de inverno sobre os mantos Laurenciano e Finoescandinavo.

- *Diminuição do albedo*. Uma vez tendo iniciado o retrocesso dos mantos de gelo das bordas meridionais, se produziu um *feedback* decisivo; nas altas latitudes da América do Norte e da Eurásia, os bosques boreais, que iam recuperando terreno na tundra, fez diminuir o albedo da paisagem, pelo qual ocasionou o aumento da temperatura.

- *Diminuição dos mantos de gelo marinhos*. O aumento da temperatura na zona subártica, durante o verão, ocasionou a diminuição da extensão do manto de gelo marinho Ártico, que durante a glaciação, atuavam como um isolante térmico entre o mar e o ar.

- *Mudanças na circulação dos ventos*. A perda de altura do manto Laurenciano modificou as correntes de ventos, especialmente os das latitudes médias. Os fluxos de ventos oriundos do Pacífico e que penetravam a América do Norte, ao se encontrarem com um obstáculo de menor amplitude, aumentavam sua componente zonal oeste-leste. No norte da Europa, a diminuição, durante os períodos de inverno, dos anticiclones de bloqueio, que antes provocavam o manto Finoescandinavo, contribuíram para uma penetração, mais fácil e de maior alcance no continente, de massas de ar temperados, vindos do Atlântico.

- *Aumento dos gases estufa*. Outro fator que acelerou o degelo e talvez contribuiu para que esse fosse global, foi o aumento dos gases estufa na atmosfera.

7.5.1. Concentração de Dióxido de Carbono

A concentração de dióxido de carbono na atmosfera, durante o período de degelo, aumentou em quase 100 ppm e contribuiu para o aquecimento. No transcurso do degelo, esse passou de uns 180 ppm para 280 ppm, isso quer dizer que a quantidade de dióxido de carbono passou de 360×10^{12} kg para 560×10^{12} kg. Na atualidade o reservatório atmosférico de CO_2 é de 730×10^{12} kg (Fig.25)

Esse aumento de CO_2 produziu um aumento radioativo, em superfície, de uns 2,4 W/m^2 , o qual repercutiu diretamente no aumento térmico global de mais de 1°C .

Várias teorias são propostas para explicar o aumento de CO_2 durante o degelo. Uma delas demonstra que os modelos de circulação oceânica, indicam que o mais importante foi a maior ventilação ocorrida nos oceanos, especialmente nos mares do sul, próximos a Antártica. O declínio dos mantos de gelo e o aumento do fluxo termohalino de correntes, com um maior afloramento de águas profundas, ventilou o oceano, expelindo para a atmosfera parte do CO_2 , que durante a glaciação havia ficado preso em suas águas. (Stephens & Keeling, 2000).

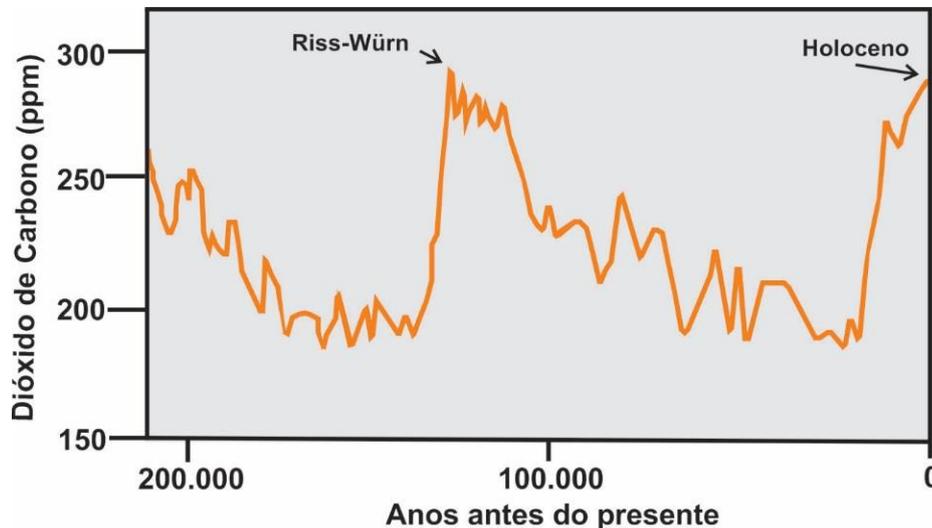


Figura 25. Variação na concentração de dióxido de carbono durante os últimos 200 mil anos.
(modificado de NOAA Climate.gov)

Atualmente, várias pesquisas têm demonstrado que o CO_2 , também pode ser oriundo do degelo dos permafrost, que durante o período da glaciação, retiveram grandes quantidades de carbono. Segundo estudos de Zimov *et al.* (2006), na atualidade os permafrost retêm mais carbono que a quantidade contida na vegetação e algo menor do que a contida nos solos. Uma parte do aumento do CO_2 , pode ser oriunda da oxidação

atmosférica do metano, já que o CH₄, na atmosfera, se combina com os radicais OH e se destroem formando CO₂ e água.

7.5.2. Concentração de Metano

A concentração de metano durante o degelo duplicou, passando de 400 ppb para 700 ppb (Fig.26). Essa variação produziu um aumento radioativo direto de uns 0,3 W/m², o que viria a causar, indiretamente, o aumento de alguns décimos de grau na temperatura.

Não se sabe qual o fator que ocasionou o aumento de metano no ar. Provavelmente, esse esteja ligado mais as regiões de altas latitudes do que das regiões tropicais. O degelo de vastas regiões de permafrost, podem ter contribuído com o escape de metano que se encontrava retido nos cristais de gelo do subsolo (MacDonald, 1990).

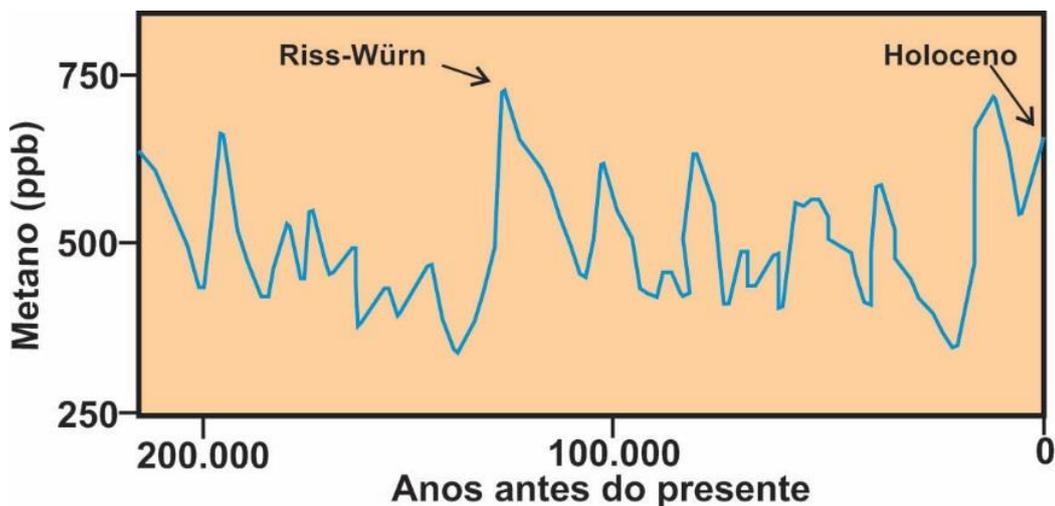


Figura 26. Variação na concentração de metano durante os últimos 200 mil anos.
(modificado de: <https://www.epa.gov/sites/production/files/styles/large/public/2016-07/ghg-concentrations-figure2-2016.png>)

7.5.3. Concentração de Óxido Nitroso

Outro gás do efeito estufa, que aumentou sua concentração atmosférica no decorrer do degelo, foi o óxido nitroso, que passou de 190 ppb para 270 ppb (Fig.27). O aumento causou um efeito radioativo direto de uns 0,3 W/m², semelhante ao do metano. As principais fontes de N₂O são os solos tropicais e temperados e as zonas oceânicas de afloramento de águas profundas. Igualmente que o metano, suas variações, seguiram a evolução das temperaturas (Flückiger *et al.* 1999).

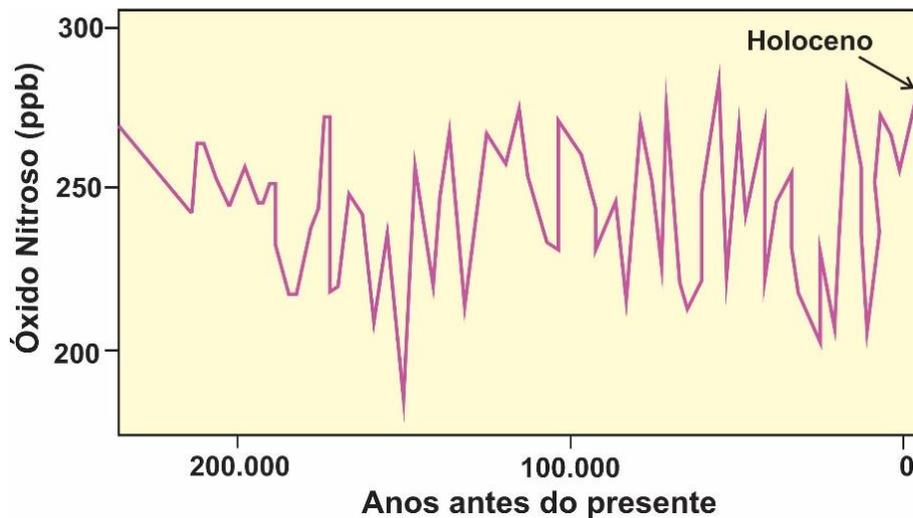


Figura 27. Variação na concentração de óxido nítrico durante os últimos 200 mil anos AP.
(modificado de: <https://www.epa.gov/sites/production/files/styles/large/public/2016-07/ghg-concentrations-download3-2016.png>)

7.5.4. Concentração de Vapor de Água

Por último, porém o mais importante, o aumento do vapor de água contido na atmosfera foi possível graças ao aumento da temperatura do ar, o qual reforçou decisivamente o efeito estufa e o aquecimento.

7.6. A VARIAÇÃO DO NÍVEL DO MAR

Com a ocorrência do degelo, teve início o deslocamento positivo do nível do mar, causado, na maior parte, pela fusão dos mantos de gelo continentais. Essa variação do nível do mar não se realizou de uma forma uniforme e nem se ajustou com a curva de aumento da radiação solar de verão, do hemisfério norte.

Fairbanks (1989), estudando os terraços de corais do Caribe e da Nova Guiné, constatou que a subida do nível do mar, durante o degelo, foi da ordem de 120 m, não tendo sido, esse deslocamento vertical, de forma linear, no globo terrestre.

Estudos efetuados em sedimentos da plataforma continental australiana e no mar da Irlanda, indicaram que o degelo teve início a 19.300 anos AP. Esse período pode ser considerado o do primeiro pulso de fusão do gelo (PDD-1), o qual ocasionou a elevação do nível do mar, da época, de uns 10 m, num intervalo de tempo de poucas centenas de anos (Fig.28). A velocidade de deslocamento do nível do mar foi da ordem de uns 50 mm/ano (Alley *et al.* 2005). Provavelmente isso ocorreu devido ao início do degelo da Antártica, o qual ocasionou uma variação na circulação termoalina das correntes

oceânicas, que acabaram afetando o hemisfério norte, com uma maior produção de água profunda, uma maior influência da Corrente do Golfo e um aquecimento do Atlântico Norte (Weaver *et al.* 2003).

Bassett *et al.* (2005), em seus estudos, observaram dois outros episódios curtos e de intenso degelo (Fig.28). O primeiro ocorreu durante a fase entre 14.200 e 13.700 anos AP, ocasionando uma subida do nível do mar de uns 20 m (PDD-3), provocada pelo degelo parcial do manto de gelo da Antártica. Essa fase durou uns 500 anos e a velocidade de subida do nível do mar foi de uns 40 mm/ano. O segundo, de menor intensidade, ocorreu entre 12.000 e 11.000 anos AP (PDD-4), ocasionado pelo aquecimento que deu fim ao estágio *Younger Dryas*, dando início ao Holoceno. Entre estes dois períodos máximos de degelo, houve um período mais lento de subida do nível do mar, onde a velocidade de deslocamento foi de apenas 3 mm/ano.

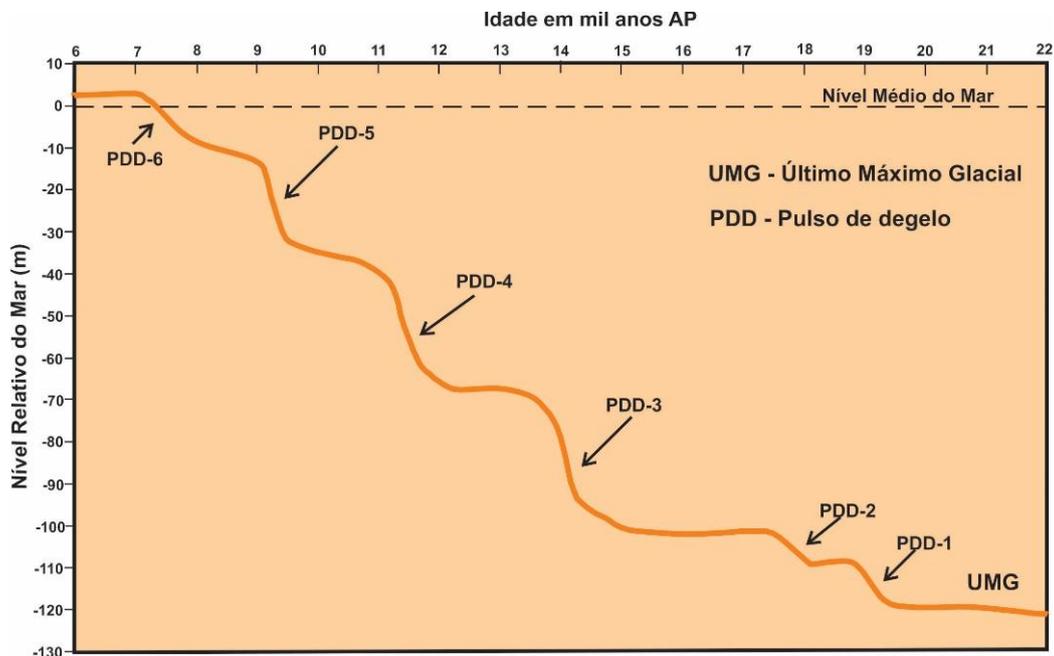


Figura 28. Gráfico da variação do nível do mar entre 6 mil e 22 mil anos AP na região oeste do Pacífico, mostrando os seis fluxos de degelo. (modificado de Liu *et al.* 2004).

Não se sabe ao certo a origem desses três pulsos de degelo que ocasionaram a subida do nível do mar. Vários autores tem sugerido que a origem desses pulsos estaria ligada a uma separação entre o degelo do manto Finoescandinavo, que teria ocorrido primeiro, e do manto Laurenciano, que teria ocorrido posteriormente (Lindstrom & McAyeal, 1993), seguido pelo degelo da Antártica.

Além desses três pulsos, ocorreram outros três de menor intensidade (Fig.28). O primeiro ocorreu entre 18.000 e 17.400 anos AP (PDD-2) e ocasionou uma subida do nível do mar de uns 10 m. O segundo, ocorreu entre 9.500 e 9.100 anos AP (PDD-5),

ocasionando uma subida rápida do nível do mar de uns 20 m. O terceiro e último ocorreu entre 7.800 e 7.100 anos AP (PDD-6) com um deslocamento do nível do mar de uns 7 m. Segundo Liu *et al.* (2004), para a região estudada, o nível do mar alcançou a cota atual, a uns 7.200 anos AP (Fig.28).

Corrêa (1990), estudando a plataforma continental Atlântica do sul do Brasil, propôs uma curva de variação do nível do mar para os últimos 34 mil anos AP (Fig.29). O autor observa, para a área estudada, quatro pulso de maior intensidade e que o ponto mais baixa do nível do mar, durante o final da glaciação e início do degelo, se encontrava a 130 m abaixo do atual. O primeiro pulso ocorreu entre 17.500 e 16.000 anos AP, ocasionando a subida do nível do mar de uns 30 m, com uma velocidade de deslocamento 20 mm/ano. O segundo pulso ocorreu entre 16.000 e 11.000 anos AP, onde o nível do mar subiu 35 m, deslocando-se a uma velocidade de 7 mm/ano. O terceiro pulso ocorreu entre 11.000 e 7.900 anos, onde o nível do mar subiu 45 m, deslocando-se a uma velocidade de 14,5 mm/anos. O quarto e último pulso ocorreu entre 7.900 e 6.500 anos AP, com um deslocamento do nível do mar de uns 20 m e com uma velocidade de deslocamento de 14,2 mm/ano. Segundo Corrêa (1990) o nível do mar atingiu a cota atual a 6.500 anos AP, atingindo a cota máxima de 6 m acima do nível atual, aos 5.000 anos AP (Fig.29).

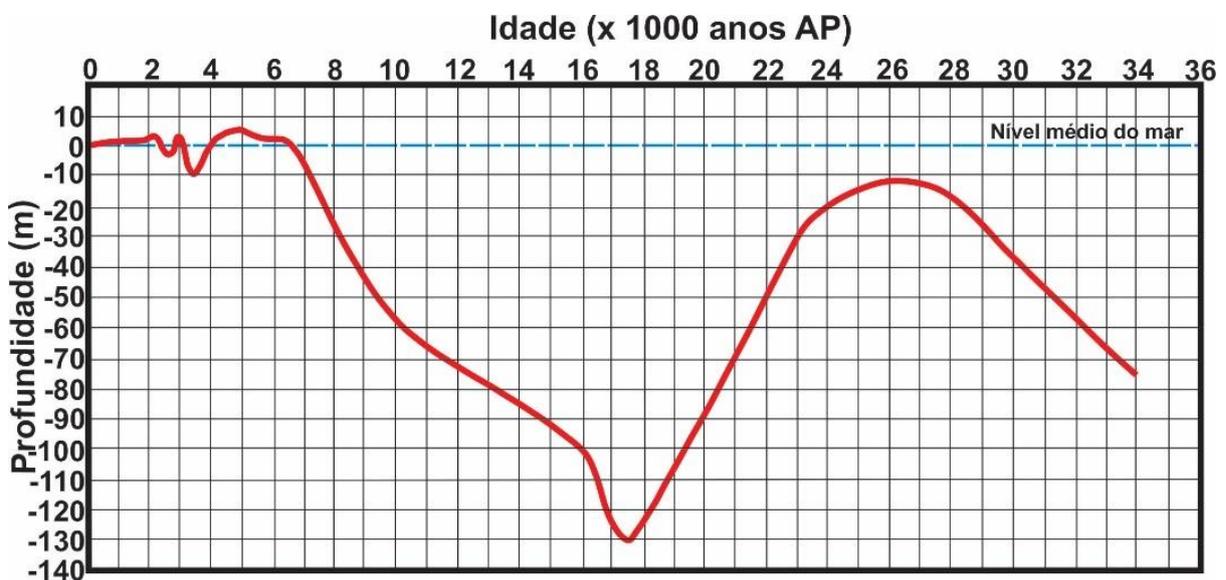


Figura 29 Gráfico da variação do nível do mar dos últimos 34 mil anos AP da região sul-brasileira. (modificado de Corrêa, 1990).

7.7. VARIAÇÃO DA TEMPERATURA NO ÁRTICO E NO ANTÁRTICO

Durante o período de degelo, a temperatura do globo terrestre não aumentou de forma linear nem espacial, simultaneamente. Os gráficos de variação da temperatura, elaborados com dados de gelo da Groenlândia e da Antártica, mostram uma variação muito diferente (Fig.30).

Na Groenlândia, a temperatura aumentou a partir de 14.700 anos AP, e em algumas décadas, alcançou valor médio quase semelhante ao atual (Severinghaus & Brook, 1999). Imediatamente após esse brusco aquecimento, que durou não mais que 50 anos, a temperatura, na Groenlândia voltou a se inverter e durante alguns milênios se produziu uma lenta regressão ao frio, atingindo seu ápice entre 12.700 e 11.800 anos AP. As temperaturas chegaram a ser 15°C mais baixas que as atuais. Este período frio, denominado *Younger Dryas*, terminou bruscamente aos 11.500 anos AP, quando novamente as temperaturas subiram novamente, pondo fim ao período de degelo. Isso, também, parece ter ocorrido no Atlântico Norte e na Europa (Fig.30).

Na Antártica, o ritmo foi diferente. A temperatura começou a aumentar entorno dos 17.000 anos AP, bem antes do início do aumento da temperatura no hemisfério norte. O aumento da temperatura foi interrompido por volta dos 14.000 anos AP, quando teve início um pequeno resfriamento (Jouzel *et al.* 2001). Esse resfriamento não chegou a ser tão pronunciado como o da Groenlândia e teve seu fim antes do *Younger Dryas*, pois aos 12.500 anos AP a temperatura começou a subir novamente (Fig.30).

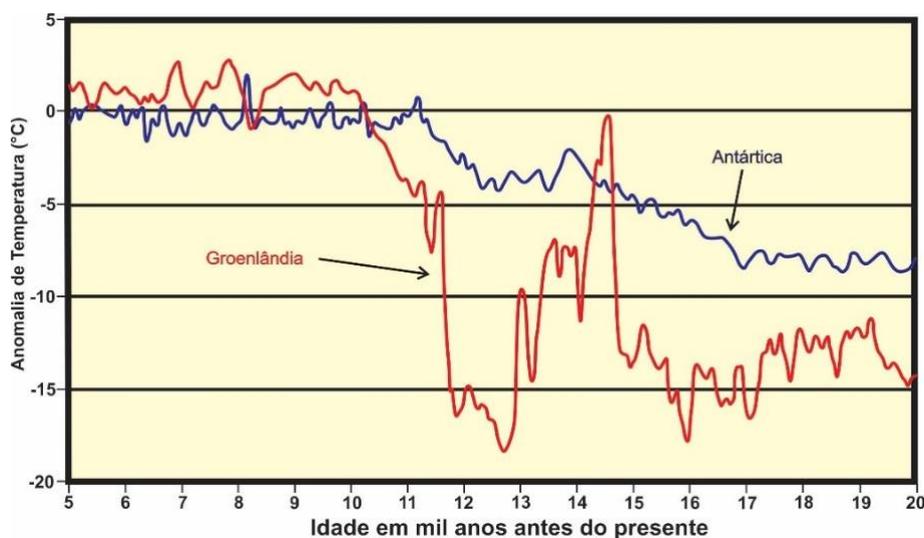


Figura 30. Gráfico comparativa da variação da anomalia de temperatura entre a Groenlândia e a Antártica no intervalo de 5.000 a 20.000 anos AP.

7.8. O PERÍODO YOUNGER DRYAS

Entorno de 12.900 anos AP, o clima europeu sofreu um resfriamento, que ficou conhecido como *Younger Dryas*. Este intervalo frio que teve um brusco início, também terminou subitamente em 11.500 anos AP, quando houve um aumento térmico que deu entrada, no hemisfério norte, do período pré-Boreal e, com ele, o interglacial atual, o Holoceno.

A entrada desse período mais frio, deve ter surpreendido nossos ancestrais paleolíticos europeus, que recém haviam se acostumado com o calor. Acredita-se que algumas regiões do sudoeste da Europa, como a Cantábria, o País Basco e a Aquitânia, não sentiram tanto esse resfriamento, servindo de região de refúgio, tanto para os humanos como para os animais.

Nesse período, a insolação de verão, no hemisfério norte, era maior que a atual e continuava a aumentar, chegando ao seu máximo há 11.000 anos AP. Devido a isso, não havia um motivo para que, repentinamente, se tivesse um retrocesso do degelo e um avanço dos glaciais, mas sim o contrário.

A origem desse resfriamento deve estar ligada a outros efeitos, que não os astronômicos, provavelmente no Atlântico. Vários estudos têm demonstrado que o sistema de correntes do Atlântico sofreu uma redução abrupta, adotando um modo parecido com o que ocorria nos períodos mais frios da glaciação. No Atlântico, as águas superficiais polares, avançaram outra vez em direção ao sul, alcançando a latitude da Península Ibérica, enquanto as águas da corrente do Golfo não conseguiram penetrar nas altas latitudes do hemisfério norte.

Vários indícios marinhos confirmam essa inversão meridional de água fria, principalmente a microfauna fóssil estudada nos sedimentos da costa portuguesa, indicando um resfriamento da água do mar de uns 10°C.

Finalmente a 11.500 anos AP, as correntes oceânicas, reverteram seu modo de funcionamento, adaptando-se ao modo de ocorrência atual. As águas superficiais do Atlântico Norte voltaram a se aquecer e as temperaturas, em especial na Europa, aumentaram novamente vários graus em poucas décadas. Terminava assim o Pleistoceno e iniciava um novo período temperado, o Holoceno.

VIII. O HOLOCENO

8.1. INÍCIO DO HOLOCENO

Após o forte aumento das temperaturas, que ocorreram no final do *Younger Dryas*, teve fim o período pleistocênico e início do último período interglacial do Quaternário, o Holoceno.

Um fator importante, que ocorreu nesse período, foi a diminuição progressiva da insolação de verão no hemisfério norte, ocasionada pela precessão dos equinócios, que alcançou seu máximo há 11.000 anos AP e que deu início ao período holocênico. Na primeira metade do período holocênico, a diferença entre a insolação de verão e a de inverno, no hemisfério norte, era bem maior que a diferença observada hoje em dia. As alterações, nessa distribuição sazonal da radiação solar, tiveram impacto na evolução de algumas características importantes da circulação atmosférica e, sobretudo, na humidade continental (Fig.31).

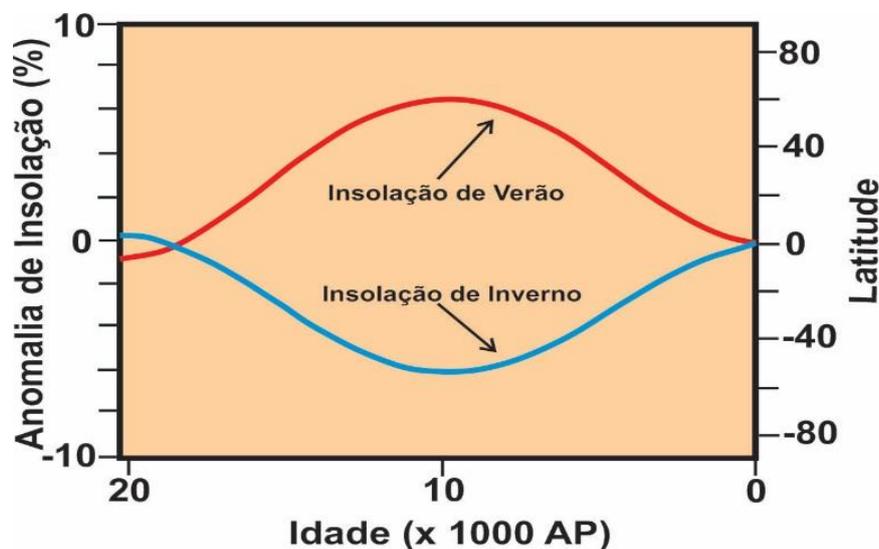


Figura 31. Variação da insolação, em relação à presente, no hemisfério norte durante o verão e o inverno nos últimos 20.000 anos AP.
(modificado de Kutzbach *et al.*1993)

Há 11.500 anos AP, o gelo do manto Finoescandinavo, acabava de se derreter por completo, entretanto o do manto Laurenciano, ainda que houvesse perdido grande parte do gelo, esse não havia ainda terminado de derreter. Desta maneira, há 9.000 anos AP, a metade leste do Canadá se encontrava ainda coberta por uma capa de gelo, que resistia

a abrasão de verão. Esta extensa região, mantinha assim um albedo alto que provocava um retardo no aquecimento das zonas limítrofes.

O gelo do manto Laurenciano se manteve até os 8.000 anos AP, deixando, após seu derretimento total, uma vasta área erosionada, com formas suáveis e com a presença de inúmeros lagos, como pode ser observado hoje em dia no Canadá e no norte dos Estados Unidos (Fig.32).



Figura 32. Lagos de origem glacial no Canadá e norte dos Estados Unidos.
(fonte: Google Earth)

Vários estudos têm demonstrado que a temperatura média da superfície da Terra, durante o Holoceno, ficou em torno de 14°C, com algumas exceções, de curto período, onde ocorreu brusco resfriamento, como o que aconteceu há 8.200 anos AP (deMenocal *et al.* 2000) (Fig.33). A nível global, as oscilações da temperatura, ficaram entre 1°C e 2°C.

Há 9.000 anos, a Terra entrou num período quente que teve seu ponto máximo há 6.000 anos AP. Isso foi comprovado nos estudos de Miller *et al.* (2001), o qual estudando sedimentos biológicos do Ártico, comprovou que a capa de gelo de verão ocupava uma superfície de 50% da superficial atual e que a capa de gelo de inverno chegava a 75%.

Darby *et al.* (2001) em seus estudos observou que naquela época a temperatura superficial das águas, nos mares subárticos, chegou a 5°C acima das temperaturas atuais.

8.2. VARIAÇÃO DA TEMPERATURA HÁ 8.200 ANOS AP

Um episódio anormal de resfriamento, ocorreu entre 8.400 e 8.000 anos AP, com o ápice do resfriamento por volta dos 8.200 anos AP (Barber *et al.* 1999) (Fig.33). Este resfriamento afetou em especial a Groenlândia e a Europa, bem como outras partes do mundo como a China, a África tropical e até a América do Sul, provocando episódios de seca e de fortes ventos (Morrill & Jacobsen, 2005). Por outro lado, estudos efetuados por Petit *et al.* (1999), na Antártica, constataram que ali o clima foi de aquecimento.

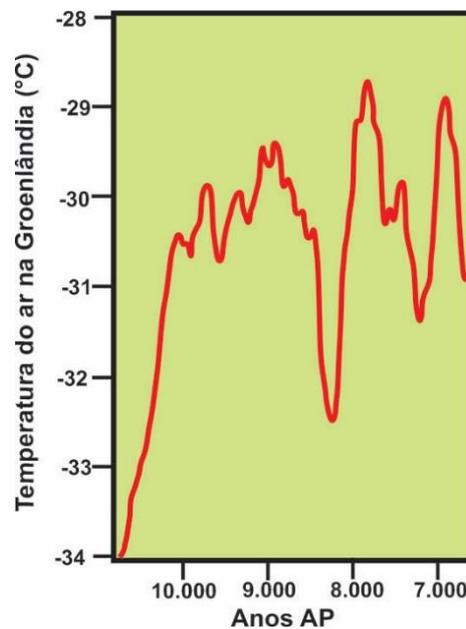


Figura 33. Gráfico do evento de resfriamento ocorrido há 8.200 anos AP.
(modificado de: <https://i.pinimg.com/originals/c8/da/26/c8da26068accf8e8e0538f5d14d019ff.jpg>)

Esse fenômeno, observado nesse período entre os 8.400 e 8.000 anos AP, parece ter ocorrido, devido a uma invasão de água doce no Atlântico Norte, oriunda das águas de fusão do manto Laurenciano, que se encontravam retidas em lagos no interior do continente, causando a desaceleração da circulação termoalina, algo parecido com o que ocorreu na época *Younger Dryas*, ainda que em menor intensidade (Clarke *et al.* 2003). A corrente do Golfo perdeu intensidade e, durante alguns séculos, as temperaturas diminuíram vários graus centígrados, na Groenlândia e norte do Atlântico. Estudos de Baldini *et al.* (2002), observaram na costa noroeste da África, que a temperatura baixou a um nível quase igual ao do período da última glaciação. Posteriormente, num curto intervalo de tempo, a temperatura começou a subir e as correntes recuperaram seus fluxos normais.

Esse acontecimento teve um grande impacto climático, com rebaixamento da temperatura terrestre, principalmente no Hemisfério Norte. Num curto período, as condições climáticas mudaram rapidamente. Esse evento, foi observado pela primeira vez em testemunhos de gelo da Groenlândia, onde se verificou registros de menor temperatura e de acúmulo de neve, por mais de duzentos anos. A concentração de metano apresentou uma diminuição a nível global. Há evidências de que o evento causou uma queda de cerca de 2°C na temperatura da Europa, mudanças significativas no nível do mar na Noruega, condições extremamente secas na borda sudeste do Saara e avanços glaciais na Nova Zelândia. Regiões intensamente povoadas da Europa e do Oriente Médio, foram abandonadas abruptamente, devido à diminuição da temperatura, ocasionando uma migração para ambientes mais favoráveis, que conduziram a introdução da agricultura, no sudeste da Europa.

8.3. VARIAÇÃO DA UMIDADE NA ÁFRICA

A maior insolação de verão, referente ao início do Holoceno, ocasionava com que as baixas pressões térmicas, que se formavam nos continentes, fossem mais interiorizadas que as atuais. Essas baixas pressões continentais, ocasionavam a entrada, mais adentro dos continentes, das massas de ar oceânicas úmidas, que provocavam monções de verão, tanto na África como na Ásia, mais intensas e mais penetrantes que as de hoje em dia. Na estação de verão, as chuvas se interiorizavam mais nos continentes, chegando a alcançar o Saara Central.

No início do Holoceno, num período de poucos milénios, a selva equatorial africana, se estendia tanto para norte como para sul, chegando a ocupar uma superfície quinze vezes maior do que durante a idade do gelo. As precipitações e a umidade na floresta do Congo, alcançaram seu máximo a uns 9.000 anos AP (Schefuß *et al.* 2005), sendo muito mais úmida do que a atual.

Em relação a esse clima mais úmido, durante a primeira fase do Holoceno, em contraste com as épocas mais frias anteriores, a intensidade dos furacões de areia e a concentração de aerossóis minerais no ar, eram muito menores que as atuais. Estudos efetuados nas zonas áridas atuais, comprovam que as dunas se encontravam em um estágio de fixação e conseqüentemente, a erosão eólica era muito mais branda.

Entorno de 5.500 anos AP, as chuvas começaram a diminuir de intensidade e, já em 4.500 anos AP, o Saara tinha um clima semelhante ao atual, o que ocasionou a

concentração dos seres humanos às margens do Nilo e o surgimento da civilização faraônica.

Lee-Thorp *et al.* (2001), estudando o sul da África, constataram, também, uma primeira parte do Holoceno, até uns 5.200 anos AP, mais úmido e mais quente que a fase seguinte, a qual apresentava uma segunda transição com um clima mais seco e frio que foi até os 3.200 anos AP.

8.4. VARIAÇÃO DA UMIDADE NA ÁSIA E NA AMÉRICA

Na Ásia, as regiões desérticas também conheceram períodos mais úmidos durante a primeira metade do Holoceno. Isto é comprovado pelos estudos efetuados em sedimentos de paleolagos e paleosolos, que apresentaram polens fósseis indicativos de uma vegetação de savana. Testemunhos obtidos do fundo do oceano Índico, indicaram períodos com maior afloramento de água profunda, ocasionados, provavelmente, por ventos de monções de verão, mais intensos. Os modelos climáticos para 6.000 anos AP, indicam que as temperaturas, na região central da Ásia, durante o verão boreal, foram entre 2°C e 3,5°C superiores as atuais.

Na América, as análises efetuadas nos sedimentos da Bacia de Cariaco (Venezuela) indicaram que na primeira parte do Holoceno, com seu ponto máximo a 8.000 anos AP, a vazão dos rios, que desembocavam em Cariaco, eram muito mais intensas, o que se supõe que as precipitações também o eram (Haug *et al.*, 2001).

8.5. SURGIMENTO E DESAPARECIMENTO DE CIVILIZAÇÕES

Por volta de 4.000 anos AP, a mudança climática provocou, provavelmente, o fim de algumas civilizações, como a Acadiana e a Harapa (Civilização do Vale do Indo), e a criação de outras novas civilizações, que tiveram início as margens dos rios Nilo, Eufrates e Tigre. Alguns povos do norte da África, devido a desertificação do Saara, migraram para regiões mais úmidas da Europa.

Para alguns pesquisadores, a umidade favoreceu o desenvolvimento econômico e social dos grupos humanos que se formaram. Para outros, pelo contrário, foi a aridez a que forçou os povos nômades a criar populações densas e sedentárias nas margens dos rios. É certo considerar que por volta de 4.000 anos AP, a umidade permitiu o crescimento de uma importante civilização urbana as margens do rio Indo, essa foi a civilização Harapa,

embasada numa agricultura de irrigação. Durou mais de cinco séculos e depois desapareceu, devido à salinização dos campos, ou porque, com o enfraquecimento das monções, já havia sido atingido o limiar mínimo de aridez suportável.

O mesmo fim pode ser dado ao Império Acadiano, que se estendia pelo atual Iraque, que devido a um grande episódio de aridez, ocasionou a destruição de sua agricultura. Este fato se confirma através de estudos de testemunhos submarinos, coletados na costa de Omã, onde foi observada a presença de grande quantidade de poeira de origem eólica, oriunda do deserto e datada daquela época.

Wang *et al.* (2005), estudando a força das monções holocênicas na China, a partir de estudos de isótopos de oxigênio de uma estalactite, constataram períodos de menor umidade, por volta dos 4.000 anos AP, que coincidiu com o fim de uma civilização daquela região.

8.6. INUNDAÇÕES NA EUROPA CENTRAL

As mudanças climáticas ocorridas na Europa, no decorrer do Holoceno médio, foram de menor importância do que as que ocorreram nas regiões tropicais. Entretanto o fenômeno mais importante que ocorreu, foi a inundação da região do Mar Negro, entorno de 5.500 anos AP (Fig.34).



Figura 34. Mapa batimétrico do Mar Negro. Em azul claro observa-se a zona que se encontrava emergida e que posteriormente foi inundada.
(modificado de: <https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/4/48/Black-Sea-NASA.jpg>)

Estudos têm demonstrado que, num período anterior a 5.500 anos AP, ocorreu um resfriamento e uma aridez do clima no sul da Europa, que ocasionou um rebaixamento do nível das águas da região e a interrupção do contato do Mar Negro com o Mediterrâneo, convertendo-se esse, em um grande lago de água doce (Fig.34). Posteriormente, com novas mudanças climáticas, o nível do Mediterrâneo voltou a subir e ocasionou a abertura de um estreito, conhecido como estreito de Bósforo, permitindo o ingresso das águas do Mediterrâneo no Mar Negro (Fig.35). Devido ao nível das águas do Mediterrâneo se encontrarem mais elevadas do que o nível das águas do Mar Negro, a erosão fez com que o estreito se convertesse em uma enorme cascata de água salgada, elevando assim, as águas do Mar Negro, e inundando toda a zona costeira da região. Esse fato explicaria o aparecimento de moluscos halófilos nos sedimentos do Mar Negro, de idade correspondente a esse período. Estudos demonstram que uma corrente de água 200 vezes mais intensa que as cataratas do Iguaçu, verteu durante mais de 1000 dias sobre o Mar Negro, ocasionando uma elevação do nível das águas de uns 150 m.

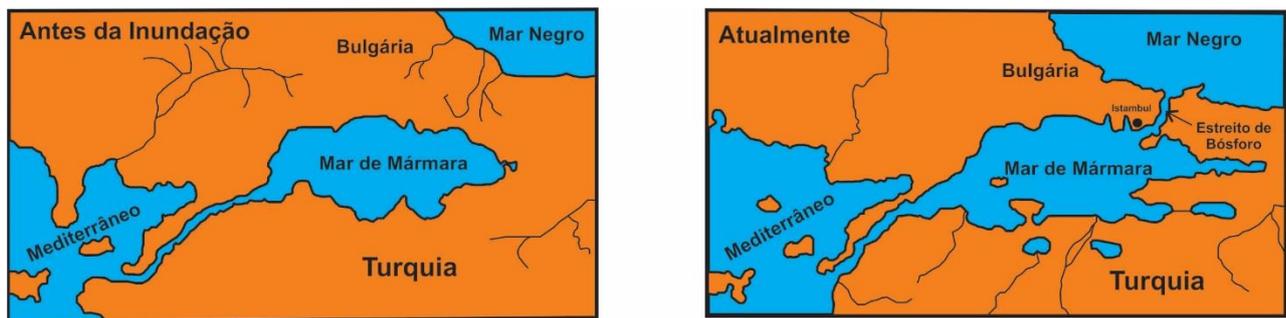


Figura 35. Situação antes e depois da ruptura do estreito de Bósforo e inundação do Mar Negro.

(modificado de: <http://3.bp.blogspot.com/-839JfdyKeK0/UvzDtKwyGyl/AAAAAAAAANtU/WTJSvCvWeiE/s1600/FT4.gif>)

Calcula-se que a velocidade de subida do nível das águas foi da ordem de 15 cm/dia, ocasionando um deslocamento da linha de costa do Mar Negro, continente adentro, de centenas de metros por dia. Historiadores relacionam esse fato ocorrido com o mito do Dilúvio Universal e que ocasionou a expansão da agricultura em direção a Europa Central, motivada pela migração dos povos que habitavam as proximidades do Mar Negro.

Estudos efetuados recentemente, com robôs submarinos, constataram indícios de ruínas de habitações humanas no fundo do Mar Negro.

8.7. O HOLOCENO NA EUROPA

Na realidade se conhece poucas mudanças drásticas ocorridas na Europa, durante o período Holocênico. Na Idade do Ferro, entre os anos 800 e 600 aC, ocorreu um período mais frio e mais úmido, que deu origem a formação de vastas turfeiras distribuídas por toda a Europa. Entretanto durante o apogeu do Império Romano, ao começo da nossa Era, o clima deve ter sido mais ameno.

São observados, desde a segunda metade do Holoceno até o presente, indicações da existência de ciclos de 1.500 anos referente ao avanço e retrocesso do gelo à deriva no Atlântico, e da mesma maneira, no avanço e retrocesso das geleiras Alpinas (Bond *et al.* 2001), que poderiam estar relacionadas as variações da intensidade solar. Entretanto outros autores relacionam que esses ciclos, foram ocasionados por variações suáveis da circulação termoalina oceânica (Broecker & Hemming, 2001).

IX. O CLIMA NOS ÚLTIMOS MIL ANOS

Os últimos 1000 anos corresponde ao período em que mais sabemos sobre o curso da história climática. Se forem feitas tentativas de estender a história ainda mais no tempo, haverá problemas relacionados à falta de datações confiáveis e insuficiência de dados, de muitas partes do mundo. Para olhar o clima no sentido global, é vital obter informações do maior número possível de regiões do mundo. Embora os últimos 1000 anos seja o milênio com a melhor cobertura global, as informações sobre muitas regiões estão longe de ser adequadas.

9.1. PODEMOS INDAGAR O QUE ACONTECEU COM O CLIMA NOS ÚLTIMOS 1000 ANOS?

Estudos têm demonstrado que três episódios de maior importância ocorreram no hemisfério norte, durante esses últimos 1000 anos (Williams, *et al.*, 1983.) Embora o hemisfério sul tenha sido menos estudado, evidências similares, observadas na Nova Zelândia, Austrália, América do Sul e na Antártica, sugerem que esses eventos também ocorrem ali. No primeiro episódio ocorreu um resfriamento entre os séculos IX e X da era cristã. Em seguida, ocorreu um período quente, denominado “Medieval Quente”, que

atingiu seu máximo durante o século XII d.C (Fig.36). Após este período, o clima apresentou um novo resfriamento, entrado no que foi chamado de “Pequena Idade do Gelo”. O período foi marcado por condições mais frias entre os séculos XIV e XIX. Provavelmente o período mais frio, desse último episódio, ocorreu de 1300 a 1450 e novamente de 1550 a 1850 d.C. (Röthlisberger, 1986; Wigley, 1988). Um período mais ameno é sugerido entre 1450 e 1550 (Wigley, 1988) (Fig.36). Embora não seja propício atribuir valores às temperaturas globais, prevaletentes durante esses três períodos, parece que todas as evidências sugerem uma diferença, no máximo, entre o “Período Quente Medieval” e a “Pequena Idade do Gelo”, de 1°C. Isso pode ser contrastado com o pico da última Idade do Gelo, quando as temperaturas globais eram 4-5°C mais frias do que a atual. Essas diferenças são expressas em termos de média global. Maiores mudanças podem ter ocorrido em escala regional.

O aquecimento geral do clima do século X ao século XII, é evidente na América do Norte e na Europa. No século XII, as florestas ocorriam, além de seus limites atuais, no Alasca. Na Europa, as temperaturas de inverno foram geralmente amenas, enquanto que as condições na Groenlândia, se apresentavam boas para a exploração humana, durante os séculos X e XI, permitindo o estabelecimento de dois assentamentos nórdicos no oeste e sul da Groenlândia, com populações de mais de 5.000 pessoas (McGovern,1981) (Fig.36). Os motivos da extinção dos assentamentos não são totalmente claros, mas provavelmente uma combinação de temperaturas mais baixas, redução do contato com a Europa, por razões políticas, e uma incapacidade de adaptação, devido à estrutura social paternalista (sociedade dominada por idosos) (McGovern,1981).

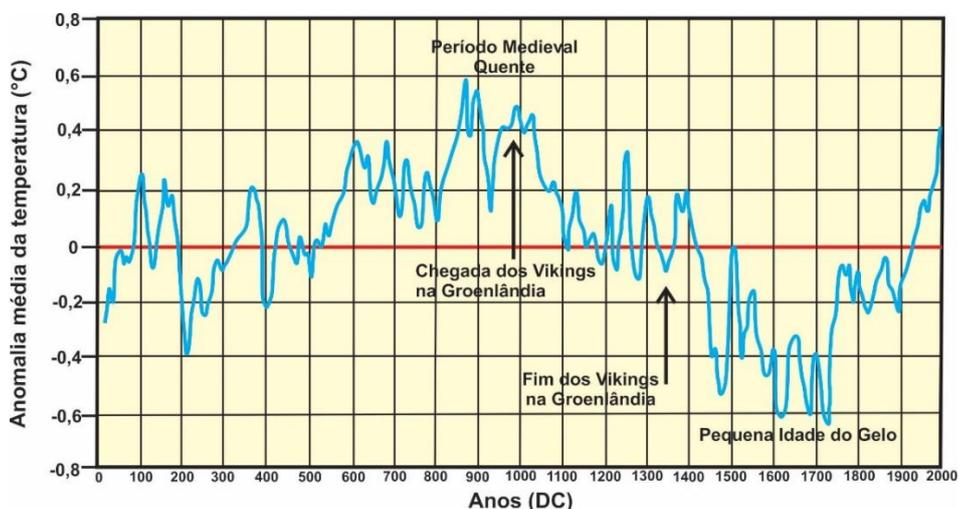


Figura 36. Anomalias da temperatura média global dos últimos 2000 anos (DC).
(modificado de Spencer *et al.* 2007)

Em outros lugares, evidências de geleiras, no norte da América do Norte e na Europa, apontam para avanços dessas, durante os séculos XIV, XVI e XVII (Fig.36). Os avanços, em diferentes regiões, nunca foram síncronos, mas apontam para condições geralmente frias por cerca de 300 anos, com episódios em diferentes regiões, em diferentes momentos (Grove,1988). Pinturas de geleiras na Suíça, mostram evidências de verões mais frios, com as geleiras atingindo suas extensões máximas, no final do século XVII (Fig.37).



Figura 37. La Grosse Pierre sobre o Glacial de Vorderaar -Suíça.
(obra de Caspar Wolf (1774/1777))

Evidências de anéis de crescimento em árvores, na Suíça e na Escandinávia, indicaram temperaturas semelhantes. Fazendas e pastagens, nas colinas, foram abandonadas em muitas áreas montanhosas da Suíça, Escandinávia e Escócia. Outros períodos de avanço máximo de geleiras, são observados no final do século XVII e final do século XVIII (Fig.36). É impossível dizer qual foi o período mais frio, em uma escala global, por causa das temperaturas diferentes na Europa e na América do Norte. No entanto, pode haver poucas dúvidas, de que o período foi globalmente mais frio do que o do século XX. Quase todos os indicadores, incluindo dados da calota polar peruana e outras dados de outras partes da América do Sul e da Nova Zelândia, sugerem um período globalmente frio.

Estudos mais recentes, na região nordeste da França, tem demonstrado que desde 1370, houveram diversos verões quentes, semelhantes aos alcançados atualmente, mas nunca chegando ao de 2003 (+5,86°C). O anterior mais quente foi alcançado em 1523 (+4,10°C). Chuine *et al.* (2004), em seus estudos observou um extenso resfriamento que teve início por volta de 1680 e que durou, aproximadamente, até 1970.

O último estágio da “Pequena Idade do Gelo” também foi a época do desenvolvimento da meteorologia instrumental na Europa. O registro instrumental mais antigo da Europa, data de 1659 (Manley,1974). Os registros obtidos, a partir dessa época, mostram períodos anormalmente frios, em particular os invernos, durante as décadas de 1680, 1690, 1760, 1810, 1830 e, 1880, com períodos notavelmente quentes, durante as décadas de 1730 e 1820. O ano mais frio de todos foi 1740, com uma temperatura média anual de 6,8°C. Em contraste, o ano mais quente, até agora, foi 2016 com uma temperatura média global de 14,7°C (Fig.38). Em toda a Europa Ocidental, o verão de 1816 foi tão frio que foi chamado de "o ano sem verão" (Fig.36).

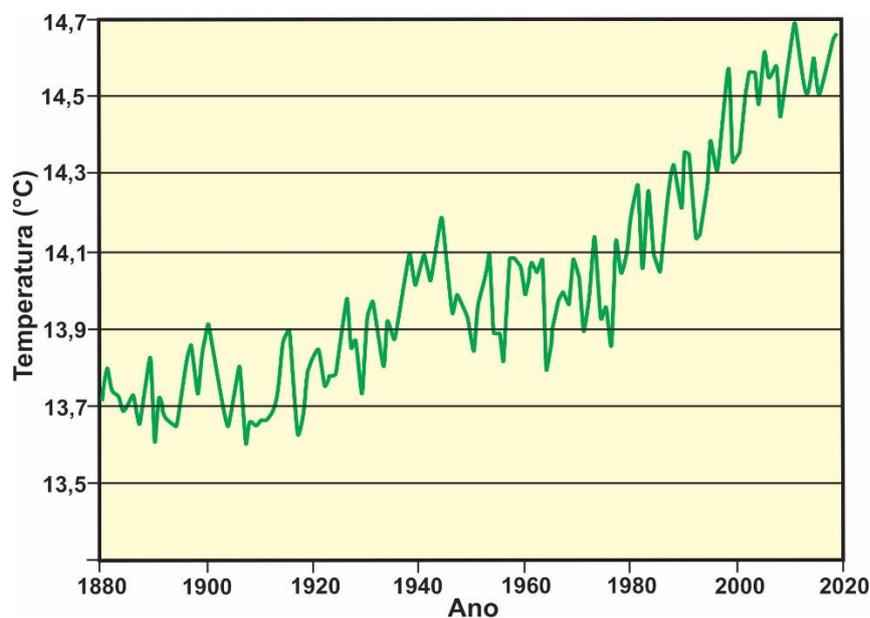


Figura 38. Média global da temperatura para o período de 1880 a 2020.
(fonte: NASA GISS – www.earth-policy.org)

Por volta de 1860, a disseminação de instrumentos meteorológicos, permitiu aos climatologistas, derivar valores mensais e anuais da temperatura média global. No entanto, assim como é necessário cuidado ao usar fontes substitutas de variações climáticas passadas, se deve tomar cuidado, também, ao usar dados instrumentais. O crescimento das cidades, durante o século XIX, na Europa, ocasionaram um aquecimento gradual da temperatura do ar. Muitos anos de estudo meticuloso, de quase 30.000 conjuntos de registros de temperatura, permitiram que valores anuais representativos, para o hemisfério norte e sul, fossem derivados (Jones *et al.*1986).

A taxa de aquecimento do globo terrestre é controlada pelos oceanos, que moderam a resposta potencialmente rápida das áreas terrestres. A variação média global

da temperatura, de 1880 a 2020, é da ordem de $1,2^{\circ}\text{C}$. A maior parte desse aquecimento ocorreu a partir de 1977, com anomalias sempre positivas (Fig.39). Se os registros, para os dois hemisférios, foram mostrados, o mesmo padrão básico é aparente, mas com uma grande diferença. Entre 1940 e 1965, o hemisfério norte sofreu um resfriamento entorno de $0,2^{\circ}\text{C}$, esse resfriamento foi, de alguma forma, compensado no registro global, por um leve aquecimento no hemisfério sul de $0,4^{\circ}\text{C}$.

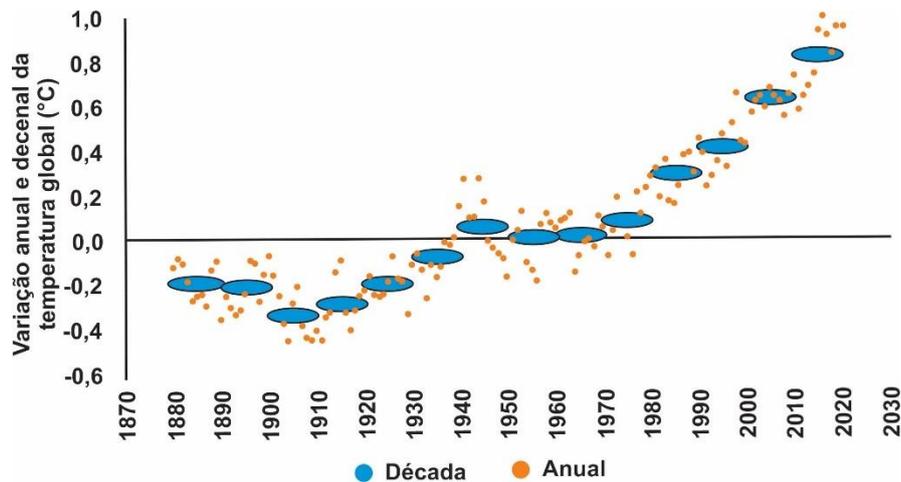


Figura 39. Gráfico da variação anual e decenal da temperatura global entre 1880-2020.
(fonte: <https://www.ecodebate.com.br/wp-content/uploads/2020/01/20200120-200120d.png>)

A década mais quente registrada desde a década de 1860 foi, sem dúvida, a década de 2010. Essa década apresentou os quatro anos mais quentes registrados, 2015, 2016, 2019 e 2020. O calor global da década de 2010 pode ter sido uma surpresa para muitos europeus e, na verdade, para muitos que vivem no leste da América do Norte. Alguns verões, durante a década de 2010, na Europa, foram ruins, com uma série de fortes períodos de frio, durante os meses de inverno. A curva média global, no entanto, é uma média de todas as regiões da Terra. Atualmente, a tendência de aquecimento, continua aumentando, talvez com uma exceção para o norte da Europa e partes da América do Norte.

9.2. AS CAUSAS DAS MUDANÇAS CLIMATICAS

Embora, muitos fatores tenham sido postulados como possíveis causas ou explicações para as variações climáticas ocorridas na escala de tempo decadal a secular, os estudos têm se concentrado em quatro parâmetros: aerossóis vulcânicos, mudanças

na circulação oceânica, variações da insolação e mudanças na concentração de gases de efeito estufa na atmosfera.

Essa ideia, de que erupções vulcânicas afetam tanto o tempo quanto o clima, foi proposta, pela primeira vez, por Benjamin Franklin em 1789, mas não foi levada a sério até o início do século XX. Grandes erupções vulcânicas explosivas, injetam poeira e aerossóis (gases que reagem para produzir partículas de sulfato) na atmosfera superior. Uma vez na estratosfera, as partículas têm um tempo de residência de um a dois anos, e são transportadas pelos ventos superiores, formando uma camada que pode recobrir grande parte do planeta. A presença dessa camada de poeira na estratosfera, impede a passagem dos raios do Sol para a superfície da Terra, causando uma redução das temperaturas. A maioria das grandes erupções ocorreram na Indonésia, como as do Tambora em 1815, a do Krakatoa em 1883, e a do Agung em 1963 (Fig.40). Dependendo da época da erupção vulcânica, os efeitos dessa, sobre o clima, serão sentidos com maior intensidade, no verão seguinte. Acredita-se, que o período denominado “o ano sem verão”, 1816, foi causado pela erupção de Tambora. Estudos de erupções, durante o século XX, geralmente mostram um resfriamento após a erupção, por cerca de 2 a 20 meses (Sear *et al.*, 1987). Um resfriamento de 0,4°C, no ano seguinte a erupção do Tambora, foi observada na temperatura média da Terra (Stothers, 1984). Acredita-se que a “Pequena Idade do Gelo” tenha sido causada por um número maior de erupções vulcânicas, mas que também esteja ligada as variações das manchas solares (Wigley, 1988).



Figura 40. Litografia da erupção do Krakatoa em 1883.
(fonte: Litografia: Parker & Coward, Grã-Bretanha)

O noroeste da Europa é, atualmente, aquecido pelas águas da Corrente do Golfo. Durante a última era do gelo, essa corrente não conseguia penetrar tão ao norte como faz hoje, e talvez, tenha sido muito mais fraca, há cerca de 20.000 anos, permitindo que a Europa se tornasse muito mais fria. Infelizmente nada sabemos sobre as variações da Corrente do Golfo no último milênio.

Nos últimos anos, têm sido dada, uma considerável atenção às ocorrências de eventos *El Niño*, na costa do Peru. Normalmente, a ressurgência de águas frias, ricas em nutrientes, flui em direção norte, ao longo da costa do Peru e do Equador, a qual é responsável pela grande indústria pesqueira que ali se desenvolve. Apresentando uma frequência irregular de 3 a 10 anos, a ressurgência cessa, e a corrente fria muda para uma corrente quente, que agora flui em direção ao sul. Como consequência, a quantidade de chuva aumenta dramaticamente, ocasionando inundações catastróficas nas áreas costeiras.

A falta de nutrientes, no oceano, tem graves consequências econômicas para a indústria pesqueira. Alguns eventos são piores do que outros, sendo o evento de 1982-1983, considerado o mais grave desde 1877-1878 (Quinn, 1987). Sabe-se hoje, que esses eventos estão relacionados as grandes mudanças na circulação, tanto no oceano quanto na atmosfera, na maior parte dos oceanos Pacífico e Índico. Durante um evento *El Niño*, ocorrem chuvas, não sazonais, extensas no Peru e Equador, e chuvas intensas na costa oeste dos Estados Unidos. Do outro lado do Pacífico, a falta de chuvas na Austrália, Nova Zelândia e Indonésia, geralmente, leva a uma seca recorde e a graves incêndios florestais. Cada evento dura cerca de 12 meses e a persistência permite, aos climatologistas, melhorar significativamente as previsões climáticas nas regiões afetadas.

Variações na intensidade solar, certamente afetam o clima da Terra, mas não sabemos quão grandes são essas variações. A mudança em nosso clima sazonal, entre o inverno e o verão, é causada por uma mudança na quantidade de luz solar ou, também chamada, irradiação solar. Até o advento dos satélites, não havia medições precisas das mudanças da irradiância solar. Nos últimos anos, aprendemos que a irradiância varia com o número de manchas solares, mas a gama de variações é pequena em um ciclo de 11 anos. Um número menor de manchas solares, tende a uma menor irradiância solar (Fig.41).

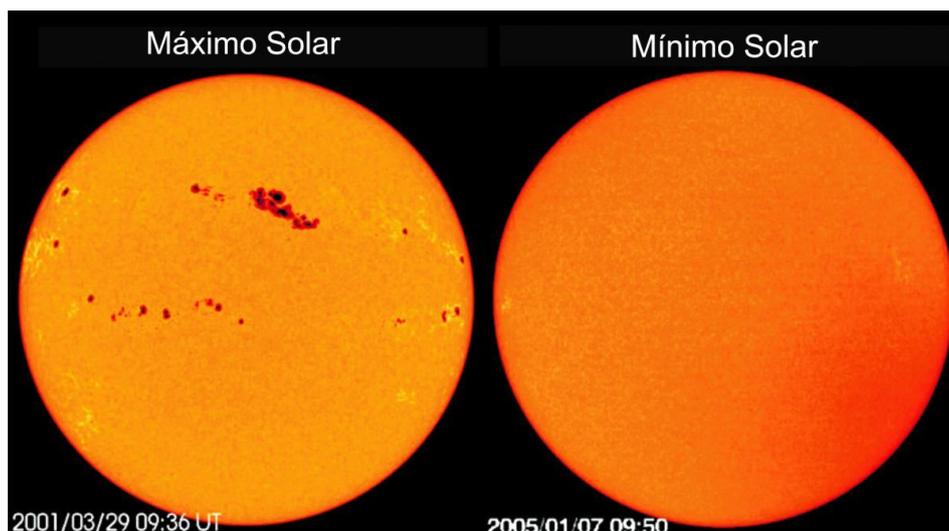


Figura 41. Visualização dos períodos de máxima e mínima ocorrência de Manchas Solares.
(modificado de http://www.windows2universe.org/sun/images/sunspots_max_min_sm.jpg)

As manchas solares apresentam temperaturas, várias centenas de graus, mais baixas que o conjunto da superfície solar. Essas zonas escuras, emitem menos energia que a normal, porém as áreas circundantes, as fáculas solares, aparecem mais brilhantes. Desta forma resulta que, no conjunto, o sol emite mais energia quanto maior o número de manchas solares existam, em um determinado momento.

Algumas manchas solares alcançam grandes tamanhos e podem durar vários meses, enquanto outras não passam de algumas centenas de quilômetros e desaparecem em poucos dias.

Além disso, pode haver mudanças na escala de tempo mais longas na irradiância, pois há variações na escala de tempo mais longas nas manchas solares. Ocorreram períodos, nos últimos 1000 anos, em que o número de manchas solares era próximo a zero. Esses intervalos foram registrados, principalmente por astrônomos chineses, e três fases de mínima insolação foram identificadas; a fase Maunder (1654-1714), Spörer (1416-1534) e Wolf (1280-1350) (Fig.42). Estudos de Wigley (1988), mostrou que essas reduções, no número de manchas solares, estão estatisticamente relacionadas aos avanços e recuos globais das geleiras, que foram evidentes durante a Pequena Idade do Gelo, de 1300 a 1850 (Fig.42).

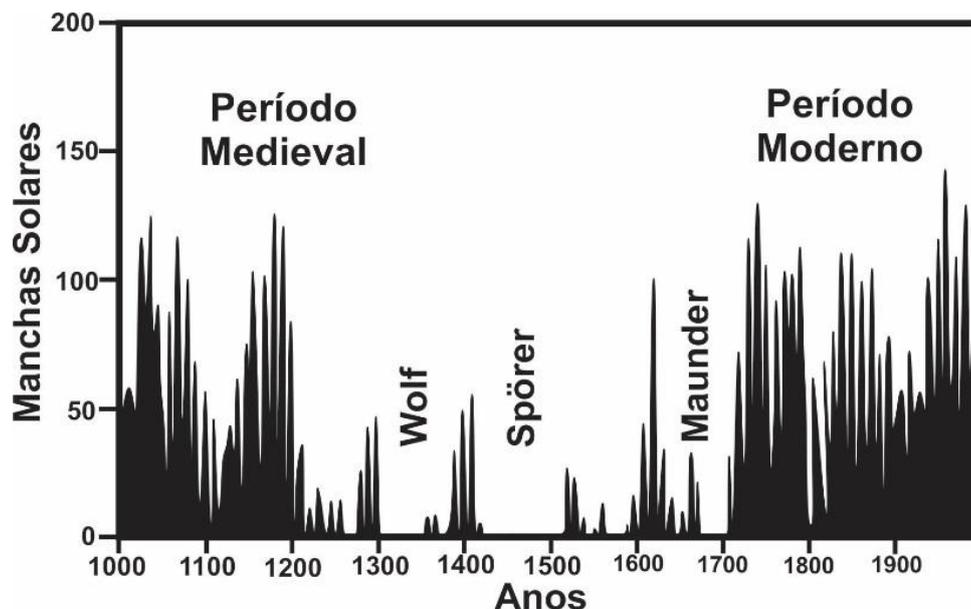


Figura 42. Reconstrução para 1000 anos do número de manchas solares.
(modificado de Rigozo *et al.* 2001)

A variável que se acredita ter afetado o clima nos últimos 100 anos, é diferente dos outros fatores naturais, devido que é o resultado direto das atividades do homem. Desde o início da era industrial, o homem vem liberando na atmosfera, quantidades consideráveis de dióxido de carbono. A concentração de CO₂, aumentou de um valor pré-industrial de 280 ppm (Barnola *et al.* 1987,) para um valor de quase 350 ppm, atualmente. O aumento da concentração atmosférica de CO₂, deve levar, em média, a um mundo mais quente. O dióxido de carbono é transparente à radiação de ondas curtas do Sol, mas absorve a radiação de ondas longas da Terra, aquecendo a baixa atmosfera. O dióxido de carbono não é o único gás de efeito estufa. Outros gases-traço naturais e artificiais, como metano, óxido nitroso, clorofluorcarbonos e ozônio troposférico, agem de maneira semelhante. As concentrações atmosféricas desses gases, também estão aumentando, quase que inteiramente devido às atividades do homem, e quando agrupadas em termos de CO₂ equivalentes, a concentração de CO₂ chega a quase 400 ppm.

As projeções futuras das concentrações desses gases de efeito estufa, com base em suposições sobre as atividades futuras do homem, indicam que as concentrações aumentarão inexoravelmente no próximo século. Para estudar quais serão os efeitos desse acúmulo de gases traço no clima, os climatologistas desenvolveram modelos computacionais do sistema climático chamados Modelos de Circulação Geral (MsCG). Os dados atuais de MsCG, sugerem que o aquecimento global, para uma duplicação do CO₂, ou seja, uma concentração equivalente de 560 ppm, deve estar entre 1,5 e 4,5°C (Bolin *et*

al.1986). Os MsCG indicam que a precipitação deve aumentar, mas discordam sobre as regiões de aumento. Todos concordam, entretanto, que grandes variações na precipitação, ocorrerão de um lugar para outro e de uma estação para outra.

Nos últimos 100 anos, o mundo aqueceu 0,5°C. Pode-se dizer que esse aumento se deve ao acúmulo de gases de efeito estufa, o que nos faz pensar em começar a tomar medidas corretivas por meio de ações internacionais, para limitar as emissões.

Infelizmente, o melhor que podemos dizer no momento, é que o aquecimento observado, não é incompatível com as expectativas. Vimos que o clima varia naturalmente em escalas de tempo anuais, decadais e mais longas, e não fomos capazes de explicar adequadamente as variações nos últimos 300 anos. Para dizer que o aquecimento é devido a esses gases de efeito estufa, devemos explicar essas variações climáticas do passado e quantificar a importância dos vários fatores causais discutidos, ou esperar até que o aquecimento se torne tão grande que poucas dúvidas sobre a causa possam permanecer (Jones, 1990).

X. O CLIMA ATUAL E AS CONSEQUÊNCIAS DO AQUECIMENTO GLOBAL

O aquecimento oceânico desencadeia uma série de efeitos secundários de grande impacto por si mesmo, como a subida do nível do mar, mudanças na salinidade, oxigenação e estratificação das massas de água, prejuízos à biodiversidade, interferência nos padrões de ventos e chuvas e intensificação dos episódios de clima extremo, como os tufões, entre outras consequências. Essas mudanças atuam em combinação, potencializando seus efeitos e afetam todo o planeta. Além de representarem um grave desequilíbrio ecológico, elas colocam sérios desafios para a sociedade em termos de segurança alimentar, física, política, econômica e social, tendo consequências que se ramificam sobre todos os aspectos da vida humana.

10.1. NIVÉIS DE AQUECIMENTO OBSERVADOS

Desde 1990 o Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC) tem alertado sobre o aquecimento global, incluindo o efeito do aquecimento oceânico, entre os muitos que o fenômeno produz. De acordo com o relatório de 2013, a camada superficial

dos oceanos (até 700 m) seguramente vem se aquecendo e, provavelmente, esse aquecimento teve início na década de 1870 (IPCC, 2013).

Como a transmissão de calor para as águas se dá através do ar, na camada mais superficial do oceano, até 75 m, ocorre ali o aquecimento mais importante, cujos níveis, entre 1971 e 2010, foram de 0,11°C por década, enquanto que, dos 75 m até os 700 m, o aquecimento tem sido menos intenso, mas ainda perceptível, com uma elevação de cerca de 0,015°C por década. Os oceanos são grandes armazenadores de calor, e respondem por cerca de 93% de todo o acréscimo de energia térmica acumulado na Terra, entre 1971 e 2010, considerando-se a camada de água até os 700 m, que estoca cerca de 64% do total.

Leva um tempo considerável para que as camadas mais profundas equalizem suas temperaturas com as camadas superficiais, que devido ao constante aumento da temperatura atmosférica, o descompasso permanece. O aquecimento apresenta variações regionais significativas devido a múltiplos fatores, como a geografia, padrões climáticos, correntes marinhas e outros. No geral, as águas do Hemisfério Norte estão se aquecendo mais, particularmente a região norte do oceano Atlântico (IPCC,2013).

O aquecimento oceânico deverá continuar ao longo do século XXI, mas os níveis que deverá atingir são incertos, dependendo diretamente da evolução das temperaturas atmosféricas. Em 2013 o IPCC previu que as regiões mais aquecidas, na superfície terrestre, devem ser as tropicais e, no Hemisfério Norte, até as zonas subtropicais. As estimativas mais confiáveis, para até 100 m de profundidade, preveem um aquecimento de até 2°C até o fim do século XXI, e para profundidade até 1.000 m, até 0,6°C (IPCC,2013). Múltiplos estudos posteriores, ao último relatório do IPCC, indicam que o aquecimento está acelerando, em torno de 40%, além do previsto (Harvey, 2018)

A temperatura média da superfície da Terra, durante o século XX, subiu, aproximadamente, uns 0,7°C. A tendência dessa elevação, no desenrolar do século, não foi uniforme, nem no tempo e nem no espaço. As elevações de temperatura se produziram em três períodos: 1918-1944 e 1978-1998 e 2000-2020. Entre os dois primeiros períodos, 1944-1978, ocorreu uma queda da temperatura média global (Fig.38 e 43). Esta evolução desigual da temperatura, implica que atuaram fatores naturais e não somente antrópicos, especialmente no primeiro período.

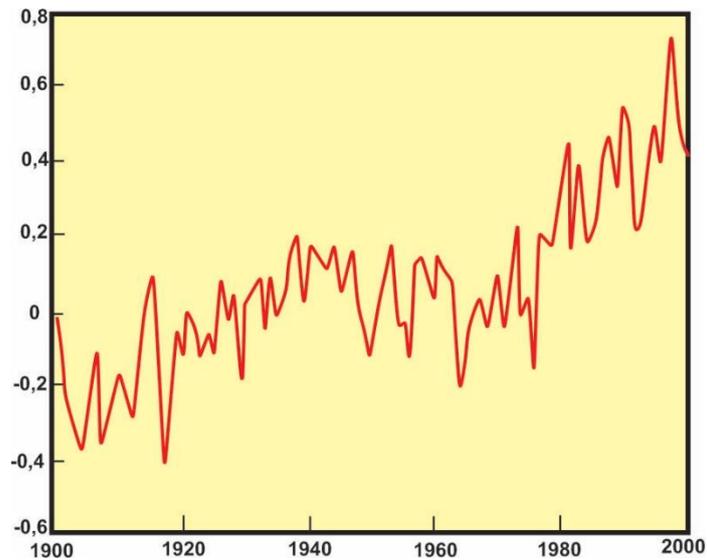


Figura 43. Variação da temperatura média global durante o século XX.
(fonte: GISS)

Nos últimos anos, estudos mais detalhados, com dados de mes a mes da variação da temperatura média global, desde 1990 até 2006, indicaram uma baixa de temperatura térmica de 0,6°C, após a erupção do vulcão Pinatubo, em junho de 1991 e uma subida durante o episódio do *El Niño* de 1997-1998 (Fig.44).

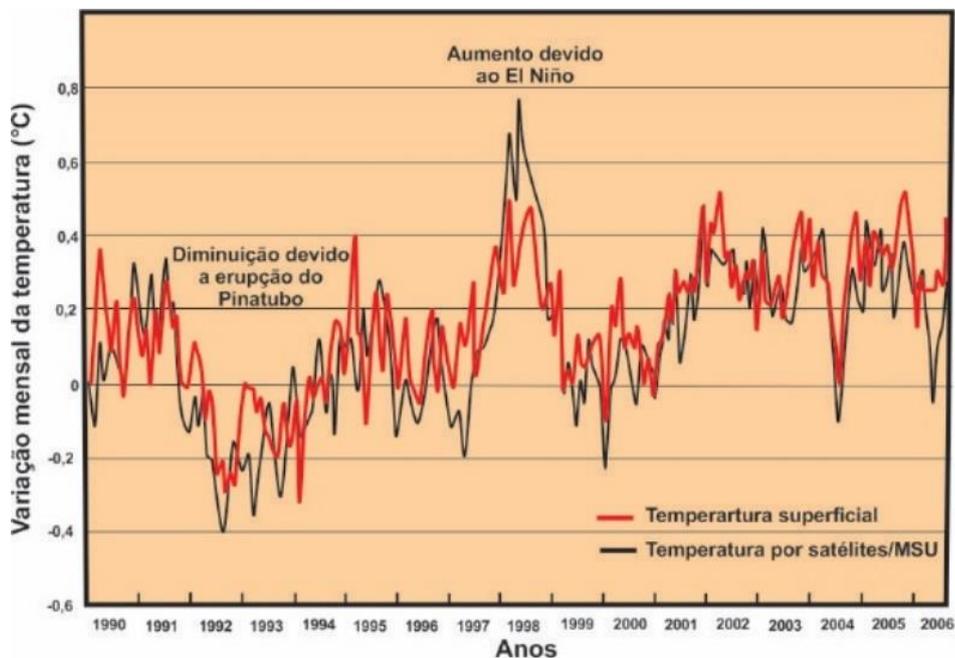


Figura. 44. Variação de temperatura média global entre 1990 e 2006, com dados de medidas na superfície terrestre e por satélite.

(fonte: <http://vortex.nsstc.uah.edu/data/msu/t2lt/uahncdc.lt> e <http://www.giss.nasa.gov/data/update/gistemp/>)

10.2. RELAÇÃO COM POLÍTICAS PÚBLICAS

Baseando-se em dados do *Climate Action Tracker* (CAT), foram estimados cenários futuros para o aumento da temperatura oceânica. No caso de não serem criadas políticas públicas de diminuição das emissões de gases, a resultante seria um acréscimo de 4,1 a 4,8°C na temperatura dos oceanos, até 2100. No caso das atuais políticas implantadas serem seguidas a risca, se estima um acréscimo entre 3,1 e 3,7°C, até 2100. No cenário de que os países assinantes do Acordo de Paris sigam os objetivos propostos, se estima um aumento, até 2100, entre 2,6 a 3,2°C. Também foram realizadas projeções para reduções abaixo de 2°C, para isso seriam necessárias reduções nas emissões de gases do efeito estufa muito maiores das que foram propostas no Acordo de Paris (Ritchie & Roser, 2020).

10.3. SUBIDA DO NÍVEL DO MAR

Um dos efeitos mais diretos do aquecimento oceânico, é a subida do nível do mar, ocasionada pela expansão térmica do corpo aquoso. Mesmo com variações regionais, o nível médio das águas tem se elevado em todo o mundo, mas esta elevação ocorre em significativo descompasso, em relação ao aquecimento atmosférico, uma vez que a água tem uma grande inércia térmica, ou seja, ela demora para aquecer e expandir quando exposta a uma fonte de calor. Não obstante, como o aquecimento atmosférico já se verifica há muitas décadas, o mar já está respondendo às mudanças visivelmente, expandindo o seu volume (Fig.45) (IPCC,2013)



Figura 45. Perda de terra firme pelo avanço das águas marinhas em New York – (simulação)
(fonte:https://lh3.googleusercontent.com/9ftEvrB7N7IYQ7m8zsJL4jvUF7UPEKTNvfwsLc79JGfn0xCbPkG9BO_da2os4KiV)

Entre 1901 e 2010 o nível médio dos oceanos se elevou 19 cm com uma taxa média de elevação de 1,7 mm/ano, se acelerando para 3,2 mm/ano, entre 1993 e 2010. Efeitos desta elevação, para as regiões litorâneas, incluem marés altas mais intensas, erosão costeira, destruição de estruturas construídas pelo homem, perda de terreno habitável e cultivável e bens materiais, maior vulnerabilidade a tempestades, e salinização e contaminação dos lençóis freáticos (Fig.46) (Nicholls & Tol, 2006).

As previsões sobre o nível máximo a que chegará o oceano são muito divergentes. O IPCC indica uma faixa entre 26 e 98 cm em 2100, mas vários estudos vêm afirmando que as suas estimativas são conservadoras e que a elevação poderá chegar a 2 m no final do século (Grinsted *et al.* 2010). O IPCC afirma ainda que se as tendências atuais de emissão de gases estufa permanecerem inalteradas, a velocidade da elevação aumentará em relação ao período de 1971-2010.



Figura 46. Fortye maré alta e erosão costeira em Matinhos-Pr (2919)
(fonte: <https://tribunapr.uol.com.br/wp-content/uploads/sites/1/2019/07/ressaca-matinhos.jpg>)

A diferença entre as previsões se deve à incerteza sobre como a sociedade reagirá ao longo deste século, cessando ou não as emissões de carbono e outros gases, o que pode minimizar ou agravar a dimensão da elevação final. Porém, devido à grande inércia térmica da água, quando cessa a fonte de calor, a água demora para deixar de se expandir. Isso significa que mesmo se as emissões de gases estufa cessarem imediatamente, a água do mar continuará a se expandir e seu nível continuará a se elevar por centenas ou milhares de anos, especialmente devido ao lento aquecimento das águas profundas, que em certas regiões podem levar mais de mil anos para serem expostas ao contato com as camadas mais superficiais já aquecidas, o que demonstra a gravidade do problema, o peso

da herança que esta geração deixará para suas sucessoras, e a necessidade de redução das emissões o quanto antes (Aarup *et al.*, 2010).

10.4. EVAPORAÇÃO, PRECIPITAÇÃO, SALINIDADE, VENTOS E ONDAS

Mais de 3/4 de todas as trocas de água entre a atmosfera e a superfície da Terra, através da evaporação e precipitação, ocorrem sobre os oceanos, determinando uma grande parte das características do clima geral do planeta. O aumento da temperatura dos oceanos e da atmosfera, está ocasionando uma maior evaporação de água, que por sua vez, acarreta um aumento do nível de umidade atmosférica, disponibilizando mais água para retornar à superfície sob forma de chuva.

Desta maneira, o aquecimento oceânico tem, como efeito secundário, a mudança da salinidade do mar, devido a mudanças na evaporação e nas precipitações; uma tendência de chuvas mais intensas, em várias regiões do globo, e uma tendência de intensificar os episódios climáticos extremos, como os tufões e furacões, cuja força destrutiva está na dependência direta do calor da água superficial e do nível de umidade do ar. Com a intensificação desses eventos, a população humana, especialmente a que vive no litoral, fica exposta a riscos mais elevados (Aarup, *et al.*, 2010) (Fig.47).



Figura 47. Furação Florence se aproximando dos Estados Unidos (2018).
(fonte: NOAA.GOV)

Ao mesmo tempo, o vapor d'água é um gás estufa, e de todos é o que tem maior impacto no conjunto, devido à sua presença em grande quantidade na atmosfera. Além disso, um ar mais quente e mais úmido se comporta de maneira diferente do que um ar seco e frio, o que significa que os padrões de ventos, também sofrem modificações com o aquecimento e umidificação da atmosfera.

O aquecimento também potencializa a força de impacto das ondas do mar, que vêm aumentando sua energia em torno de 0,4% por ano, desde 1948, com previsões de continuarem aumentando. Isso tem consequências diretas sobre a erosão costeira, à elevação do nível do mar e o aumento da força das tempestades e precipitações, para produzir estragos nas regiões costeiras. A ação das ondas é um dos principais fatores no modelado das regiões costeiras e na definição da gravidade e alcance das suas inundações (University of Califórnia, 2019) (Fig.48).



Figura 48. Inundação da região costeira de Santos (2009).
(fonte: Ernesto Kazuwo Tabuchi-Prefeitura de Santos/Defesa Civil de Santos).

10.5. LIBERAÇÃO DE METANO

Um efeito que até há pouco era desconhecido, é a liberação de metano estocado em sedimentos, depositados no fundo do oceano, sob a forma de hidratos de metano (clatratos), que resultam da sua combinação com as moléculas de água, em condições de baixa temperatura e/ou alta pressão, como as que ocorrem nas regiões frias ou em águas profundas (Fig.49).

O metano é um dos principais gases estufa, mas nesta combinação, ele não representa ameaça. Porém a elevação da temperatura do oceano, possibilita que a combinação seja desfeita e o metano escape para a atmosfera, circunstância que tem sido chamada de "detonação da bomba de clatratos" (Ruppel, 2011; Hickey, 2014). O elevado risco que isso representa, deriva da imensa quantidade de gás estocado como clatrato, em torno de dez mil gigatoneladas. A liberação de apenas uma pequena fração desse metano, faria com que os níveis atmosféricos, aumentassem em até mil vezes em relação aos níveis pré-industriais. Além disso, o metano é de 20 a 60 vezes mais potente do que

o gás carbônico, em sua capacidade de aumentar o efeito estufa. Em condições normais, cerca de 90% do metano liberado de águas profundas, é oxidado em seu caminho até a superfície e perde seu potencial de ameaça térmica, mas por outro lado contribui para a maior acidificação e desoxigenação da água.



Figura 49. Hidratos de gás no fundo marinho.

(fonte: <https://wwz.ifremer.fr/gm/Comprendre/Nos-questions/Fluides-et-hydrates/Les-hydrates>)

No Ártico, que tem grande parte do seu oceano composto de águas rasas, a estabilidade dos clatratos depende, em essência, da baixa temperatura, e assim a emergência de metano, do leito marinho, não sofre bloqueio significativo. Várias zonas com grandes depósitos são sujeitas a terremotos, aumentando a possibilidade de exposição direta do metano (Ruppel, 2011; Hickey, 2014). O reservatório de hidratos de metano tem o potencial de aquecer o clima da Terra até um estado semelhante ao da “estufa do Eoceno”, dentro de poucos anos. O potencial para uma devastação planetária, colocado pelo reservatório de hidratos de metano, parece, portanto, comparável à destrutividade de um inverno nuclear ou de um impacto de um meteorito (Archer, 2007).

10.6. DERRETIMENTO DE GELO

Também é importante o efeito do aquecimento das águas sobre o gelo marinho, interferindo em sua dinâmica e acelerando as taxas de derretimento, que sofrem influência também do aquecimento da atmosfera. Os gelos flutuantes do oceano Ártico são os que têm sido mais intensamente afetados, verificando-se uma redução de grande magnitude

em sua espessura e área, desde pelo menos a década de 1950, acelerando-se nas décadas mais recentes.(IPCC,2013).

Isso tem graves implicações para os ecossistemas polares, pois várias espécies dependem da existência do gelo para sobreviver, como as focas e ursos polares, que descansam sobre placas flutuantes, entre seus mergulhos, ou certas algas unicelulares, que estão na base da cadeia alimentar, e que se fixam nas placas de gelo, ou ainda certos tipos de krill, que ali encontram abrigo, e afetam outras populações de muitas maneiras distintas.

Além disso, a redução das brancas superfícies geladas, significa uma redução do albedo terrestre, isso é, a capacidade da Terra de devolver radiação recebida para o espaço, já que os objetos brancos são os maiores refletores de radiação, o que intensifica o ciclo de aquecimento global (IPCC, 2013). Por outro lado, o derretimento dos gelos polares exerce um impacto significativo nos padrões de salinidade e temperatura da água e no sistema de correntes marinhas.

No oceano Ártico, a taxa de redução do gelo flutuante tem sido de 3,5 a 4,1% por década, desde 1979, o que representa uma perda de 45.000 a 51.000 km² por década (Fig.50). A redução na espessura das placas invernais, entre 1980 e 2008, foi de 1,3 a 2,3 m. Há grande dose de certeza de que a velocidade de dispersão das placas também aumentou, e o período anual de derretimento provavelmente também aumentou. O período em que o trecho entre o Mar da Sibéria e o Mar de Beaufort ficou inteiramente livre de gelo flutuante, aumentou sua duração em cerca de três meses desde 1979 (IPCC, 2013).

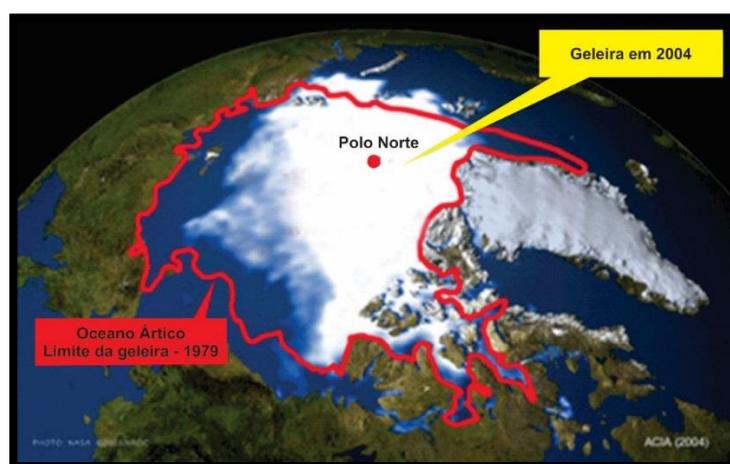


Figura 50. Variação da calota de gelo do Ártico entre 1979 e 2004.

(modificado: <http://2.bp.blogspot.com/-iBEBOYmRM9g/UARoW5c6XII/AAAAAAAAAC9E/zrUvZz1NkC8/s1600/polo-norte.jpg>)

O caso da Antártida é diferente, devido ao fato de que a maior parte de seu gelo se localiza sobre massas de terra, e suas características são menos conhecidas do que as do Ártico (Fig.51). As observações indicam que tem ocorrido, em certas áreas, uma expansão na área de oceano coberta por gelo e, em outras, uma redução. Paralelamente, há indícios de que a estrutura do gelo tem sofrido mudanças, com provável diminuição de sua espessura em algumas áreas. As plataformas de gelo em torno da Península Antártica e do Mar de Weddell, há décadas vêm experimentando uma nítida retração geral. Os gelos flutuantes dos mares de Bellingshausen e Amundsen, também tem mostrado uma tendência de retração (IPCC, 2013) (Fig.51).

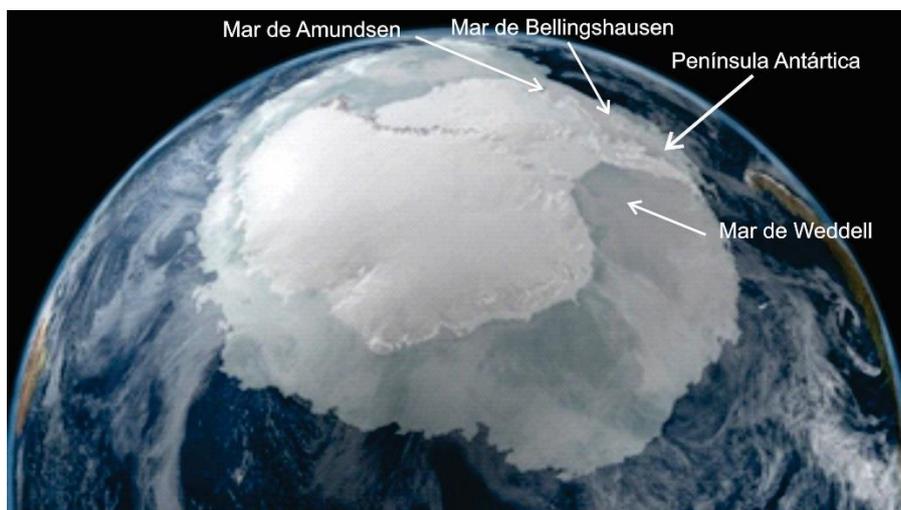


Figura 51. Vista da calota de gelo da Antártica.
(fonte: NASA)

10.7. CORRENTES MARINHAS E ESTRATIFICAÇÃO

A temperatura é um dos fatores que influenciam a formação e a intensidade das correntes marinhas. Modificações no padrão dos ventos, na precipitação, na umidade e na temperatura atmosférica, bem como na salinidade e densidade da água, também têm um impacto, mas o conhecimento de sua influência sobre a circulação marinha ainda é pobre. No entanto, evidências paleográficas apontam que em períodos geológicos anteriores, em que houve um aquecimento global importante, a circulação marinha foi drasticamente modificada. Várias evidências vêm se acumulando e indicando mudanças recentes em alguns sistemas de correntes. Os giros subtropicais do norte e sul do oceano Pacífico, por exemplo, provavelmente ficaram maiores e mais intensos desde 1993, e a Corrente Circumpolar Antártica, moveu-se em direção ao sul, mas não é claro até que ponto isso se

deve ao aquecimento da água, ou a outros efeitos do aquecimento global, como a mudança no padrão dos ventos. Provavelmente uma combinação de efeitos é o fator determinante nas mudanças observadas. Ao mesmo tempo, em que as correntes são afetadas pelas forças externas, elas também influem nos ventos, na umidade atmosférica e na temperatura do ar, entre outros fatores, sendo com efeito um dos mais poderosos meios naturais de transporte de calor, entre as várias regiões do mundo, o que acaba por colocar todo o sistema de trocas, ar-mar, em desequilíbrio. Por outro lado, o aquecimento mais rápido da camada superficial das águas, tem causado uma estratificação mais acentuada entre as camadas, o que pode intensificar episódios de desoxigenação, em virtude de dificultar as trocas gasosas, entre as camadas profundas e as superficiais, que são mais oxigenadas (IPCC, 2013).

Mudanças nas correntes marinhas e na estratificação, também afetam a biodiversidade de várias maneiras importantes, alterando rotas de migração e os ciclos reprodutivos e, interferindo na oferta de alimento, fatores que por fim levam ao declínio das populações ou sua redistribuição geográfica, com impactos sobre a economia, a política e a segurança alimentar das nações.

10.8. INFLUÊNCIA DO AQUECIMENTO DOS OCEANOS NA SAÚDE HUMANA

Quarenta e quatro por cento da população global vive na região litoral, sendo assim, o aumento da temperatura do oceano pode impactar a saúde e o bem-estar dos humanos, de diversas maneiras (Laffoley & Baxter, 2016). Diretamente, com o aumento dos tufões e furacões, grandes danos à cidades costeiras tendem a ser mais comuns; além disso, com o aumento do nível do mar, várias cidades costeiras tendem a sofrer inundações com uma maior frequência, e a longo prazo, diversas cidades e ilhas irão ser completamente submersas pelo avanço dos oceanos (Laffoley & Baxter, 2016).

Diversos estudos apontam a ligação entre o aumento global das temperaturas, com a maior difusão de doenças (Laffoley & Baxter, 2016). Apesar disso, boa parte desses estudos estão ligados a sistemas terrestres ou de água doce, relacionados a vetores como mosquitos, ratos e caramujos. Não se sabe, ainda, muito sobre como o aumento, na temperatura dos oceanos, irá influenciar a disseminação de doenças humanas pelo ambiente marinho, mas visto a importância do oceano na manutenção da temperatura global, com o aquecimento do mesmo, ocorrerá o aumento na temperatura de regiões

tropicais, e assim se espera a expansão de doenças tropicais, adaptadas a essa temperatura climática, como a malária, para esses ambientes. Tendo-se uma perspectiva, apenas do ambiente marinho, as principais fontes de aumento de doenças tendem a ser duas: a primeira de organismos que fazem parte da dieta dos seres humanos, transmitindo diretamente os patógenos ou toxinas; a segunda, as presentes em ambientes recreativos, entrariam no corpo das pessoas através do contato de feridas com a água. Existem duas fontes principais de doença humana relacionadas com o mar: espécies de bactérias do gênero *Vibrio* e toxinas produzidas por algas. Embora seja também possível contrair vírus e outros parasitas a partir de alimentos como frutos do mar, as bactérias *Vibrio* e as toxinas de algas são as fontes mais comuns de doenças (Laffoley & Baxter, 2016).

Assim estudos apontam para um aumento da proliferação das bactérias do gênero *Vibrio* com o aumento da temperatura do oceano, como por exemplo no Golfo do México, em que já se apontou a relação entre o aumento da concentração dessas bactérias em ostras e a crescente temperatura da superfície do oceano. Essa bactéria se apresenta de grande interesse para a saúde pública, visto que entre 30 e 40% das pessoas que a contraem, acabam morrendo. Além disso, infecções por essa bactéria não precisam do consumo direto de alimentos infectados, sendo que o contato de água contaminada com feridas abertas já é o suficiente para gerar a contaminação.

A segunda fonte principal são as multiplicações explosivas de algas marinhas, como dinoflagelados e diatomáceas, que produzem toxinas que se acumulam em peixes e frutos do mar, que podem causar danos neurológicos e aos demais órgãos, além de diarreia e paralisia. Estudos já apontam para uma correlação entre essas multiplicações de microalgas, com o aumento da temperatura (O'Neil, *et al.* 2012), tornando mais provável a ingestão dessas toxinas ao longo do tempo. Além disso, a proliferação de algas nocivas podem ser estimuladas por uma complexidade de processos, além da temperatura superficial do oceano, que também estão sendo alteradas por mudanças climáticas antropogênicas, incluindo mudanças na ressurgência, gradientes de temperatura (estratificação) e ciclos sazonais das várias espécies de algas envolvidas (Laffoley & Baxter, 2016).

XI. REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

Aarup, T.; Church, J.; Wilson, W.S.; Woodworth, P.L. 2010. *Sea-level rise and variability – a summary for policy makers*. Paris, UNESCO/IOC, 12p. (IOC/BRO/2010/5).

- Allen J.R.M.; Brandt, U.; Brauer, A.; Hubberten, H.W.; Huntley, B.; Keller, J.; Kraml, M.; Mackensen, A.; Mingram, J.; Negendark, J.F.W.; Nowaczyk, N.R.; Watts, W.A.; Wulf, S.; Zolitschka, B. 1999. Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature*, 400:740-743.
- Alley, R.B. et al. 2005. Ice-sheet and sea-level changes. *Science*, 362:527-529.
- Archer, D. 2007. Methane hydrate stability and anthropogenic climate change. *Biogeosciences*, 4:521–544.
- Baldini, J.; McDermott, F.; Fairchild, I.J. 2002. Structure of the 8200-year cold event revealed by a speleothem trace element record. *Science*, 296:2203-2206.
- Barber, D.C.; Dyke, A.; Hillaire-Marcel, C.; Jennings, A.E.; Andrews, J.T.; Kerwin, M.W.; Bilodeau, G.; McNeely, R.; Southon, J.; Morehead, M.D.; Gagnon, J.M. 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400:344-348.
- Barnola, J.M.; Raynaud, D.; Korotkevich, Y.S.; Lorius, C. 1987. Vostock ice provides 160,000 years record of atmospheric CO₂. *Nature*, 329:408-414.
- Bassett, S. et al. 2005. Ice sheet and solid earth influences on far-field sea-level histories. *Science*, 309:925-928.
- Berger, A., 1978. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes, *Journal of Atmospheric Sciences*, 35:2363-2367.
- Berger, A. 1980. The Milankovitch astronomical theory of paleoclimates: A modern review. *Vistas in Astronomy*, 24:103–122.
- Blunier, T. 2000. Frozen methane escapes from the sea floor. *Science*. 288:68-69.
- Bolin, B.; Döös, B.R.; Jäger, J.; Warrick, R.A. 1986. *The Greenhouse effect, climatic change and ecosystems*. Scope 29, John Wiley and Sons, Chichester, England. 541 p.
- Bond, G.C. & Lotti, R. 1995. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the Last Glaciation. *Science*, 267(5200):1005-1010.
- Bond G.C.; Heinrich, H.; Broecker, W.; Labeyrie, L.; McManus, J.; Andrews, J.; Huon, S.; Jantschik, R.; Clasen, S.; Simet, C.; Tedesco, K.; Klas, M.; Bonani, G.; Ivy, S. 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 360:245-249.
- Bond, G.; Kromer, B.; Beer, J.; Muscheler, R.; Evans, M.N.; Showers, W.; Hoffmann, S.; Lotti-Bond, R.; Hajdas, I.; Bonani, G. 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294:2130-2135.
- Brady, E.C.; Otto-Bliesner, B.L.; Kay, J.E.; Rasenbloom, N. 2013. Sensitivity to glacial forcing in the CCSM4. *Journal of Climate*. 26(6):1901-1925.
- Braun, H.; Christl, M.; Rahmstorf, S.; Ganopolski, A.; Mangini, A.; Kubatzki, C.; Roth, K.; Kromer, B. 2005. Possible solar origin of the 1,470-year glacial climate cycle demonstrated in a coupled model. *Nature*, 438:208-211.
- Broecker, W.S. 1986. Oxygen isotope constraints on surface ocean temperatures. *Quaternary Research*, 26(1):121–134.

- Broecker, W.S. & Hemming, S. 2001. Climate swings come into focus. *Science*, 294:2308-2309.
- Calvo, E.; Pelejero, C.; Herguera, J.C.; Palanques, A.; Grimalt, J.O. 2001. Insolation dependence of the southeastern Subtropical Pacific sea surface temperature over the last 400 kyr. *Geophysical Research Letters*. 28(12):2481-2484.
- Chappellaz, J.; Barnola, J.M.; Raynaud, D.; Korotkevich, Y.S.; Lorius, C. 1990. Ice core record of atmospheric methane over the past 160,000 years. *Nature*. 345:127.
- Clark, P.U.; Mitrovica, J.X.; Milne, G.A.; Tamisiea, M.E. 2002. Sea-level fingerprinting as a direct test for the source of global meltwater pulse 1A. *Science*, 295:2438-2441.
- Clark, G.; Leverington, D.; Teller, J.; Dyke, A. 2003. Superlakes, megafloods, and abrupt climate change. *Science*, 301:922-923.
- Clark, P.U.; Dyke, A.S.; Shakun, J.D.; Carlson, A.E.; Clark, J.; Wohlfarth, B.; Mitrovica, J.X.; Hostetler, S.W.; McCabe, A.M. 2009. The Last Glacial Maximum. *Science*, 325(5941):710–714.
- Coletti, A.J.; DeConto, R.M.; Brigham-Grette, J.; Melles, M. 2015. A GCM comparison of Pleistocene super-interglacial periods in relation to Lake El'gygytgyn, NE Arctic Russia. *Climate of the Past*. 11(7):979–989.
- Colhoun, E.A.; Mabin, M.C.G.; Adamson, D.A.; Kirk, R.M. 1992. Antarctic ice volume and contribution to sea-level fall at 20,000 yr BP from raised beaches. *Nature*, 358:316-319.
- Conway, H.; Hall, B.L.; Denton, G.H.; Gades, A.M.; Waddington, E.D. 1999. Past and future grounding-line retreat of the West Antarctic Ice Sheet. *Science*, 286:280-283.
- Corrêa I.C.S. 1990. *Analyse morphostructurale et évolution paléogéographique de la plate-forme continentale Atlantique sud-brésilienne (Rio Grande do Sul - Brésil)*. L'Université de Bordeaux I, Bordeaux, França. (Tese de Doutorado). 314p.
- Cox, J. D. 2002. *Storm watchers: the turbulent history of weather prediction from Franklin's kite to el niño*. Hoboken: John Wiley. 252p.
- Crosta, X.; Pichon, J.J.; Burckle, L.H. 1998. Reappraisal of Antarctic seasonal sea-ice at the Last Glacial Maximum. *Geophysical Research Letters*. 25:2703-2706.
- Cuffey, K.M. & Marshall, S. 2000. Substantial contribution sea-level rise during the last interglacial from the Greenland ice sheet. *Nature*. 404:591-594.
- Dahl-Jensen, D.; Mosegaard, K.; Gundestrup, N.; Clow, G.D.; Johnsen, S.J.; Hansen, A.W.; Balling, N. 1998. Past temperatures directly from the Greenland ice Sheet. *Science*, 282:268.
- Dällenbach, A.; Blunier, T.; Flückiger, J.; Stauffer, B.; Chappellaz, J.; Raynaud, D. 2000. Changes in the atmospheric CH₄ gradient between Greenland and Antarctica during the Last glacial and the transition to Holocene. *Geophysical Research Letters*. 27(7):1005-1008.
- Darby, D.; Bischof, J.; Cutter, G.; Vernal, A.; Hiire-Marcel, C.; Dwyer, G.; McManus, J.; Osterman, L.; Polyak, L.; Poore, R. 2001. New record shows pronounced changes in Arctic ocean circulation and climate. *EOC*, 892(49):601-607.
- deMenocal, P.; Ortiz, J.; Guilderson, T.; Sarnthein, M. 2000. Coherent high-and low-latitude climate variability during the holocen warm period. *Science*, 288:2198-2202.

- Edwards, P. 2010. *A vast machine: computer models, climate data, and the politics of global warming*. Cambridge/London: The MIT Press. 547p.
- Elderfield, H. & Rickaby, R. 2000. Oceanic Cd/P ratio and nutrient utilization in the glacial Southern Ocean. *Nature*, 405:305-310.
- Fairbanks, R.G. 1989. A 17,000-years glacial-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342:637-642.
- Felis, T.; Lohmann, G.; Kuhnert, H.; Lorenz, S.J.; Scholz, D.; Pätzold, J.; Al-Rousan, S.A.; Al-Moghrabi, S.M. 2004. Increased seasonality in Middle East temperatures during the last interglacial period. *Nature*. 429:164-168.
- Flückiger, J.; Dällenbach, A.; Blunier, T.; Stauffer, B.; Stocker, T.F.; Raynaud, D.; Barnola, J.M. 1999. Variations in atmospheric N₂O concentration during abrupt climatic changes. *Sciences*, 285:227-230.
- Frogley, M.R.; Tzedakis, P.C.; Heaton, T.H. 1999. Climate variability in Northwest Greece during the last interglacial. *Science*, 285:1886-1888.
- Gallup, C.D.; Cheng, H.; Taylor, F.W.; Edwards, R.L. 2002. Direct determination of the timing of sea level change during Termination II. *Science*. 295:310-313.
- Gasse, F.; Téthet, R.; Durand, D.; Gilbet, E.; Fontes, J.C. 1990. The arid-humid transition in the Sahara and the Sahel during the last deglaciation. *Nature*, 346:141-146.
- Genty, D.; Blamart, D.; Ouahdi, R.; Gilmour, M.; Baker, A.; Jouzel, J.; Van-Exter, S. 2003. Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. *Nature*, 421:833-837.
- Gildor, H. & Tziperman, E. 2001. Physical mechanisms behind biogeochemical glacial-interglacial CO₂ variations. *Geophysical Research Letters*. 28(12):2421-24-25.
- Grinsted, A.; Moore, J.C.; Jevrejeva, S. 2010. Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 AD. *Climate Dynamics*, 34(4):461-472.
- Grove, J.M. 1988. *The Little Ice Age*. Methuen, London. 497p.
- Hansson, M. & Holmen, K. 2001. High latitude biospheric activity during the last glacial cycle revealed by ammonium variations in Greenland ice cores. *Geophysical Research Letters*. 28:4239-4242.
- Harvey, C. 20189. Oceans Are Warming Faster Than Predicted. *Scientific American*, E&E News.
- Haug, G.H.; Hughen, K.A.; Sigman, D.M.; Peterson, L.C.; Röhl, U. 2001. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*, 293:1304-1308.
- Haug, G.H. 2005. North Pacific seasonality and the glaciation of North America 2,7 million years ago. *Nature*, 433:821-825.
- Heinrich, H. 1988. Origen and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130.000 years. *Quaternary Research*, 29:142-152.
- Henderson, G. & Slowey, N. 2000. Evidence from U-Th dating against Northern Hemisphere forcing of the penultimate deglaciation. *Nature*, 406:61-66.

- Herbert, T.D.; Schuffert, J.D.; Andreasen, D.; Heusser, L.; Lyle, M.; Mix, A.; Ravelo, A.C.; Stott, L.D.; Herguerra, J.C. 2001. Collapse of the California current during glacial maxima linked to climate change on land. *Science*. 293:71-76.
- Hickey, H. 2014. *Warmer Pacific Ocean could release millions of tons of seafloor methane*. University of Washington.
- Hinrichs, K.; Hmelo, L.R.; Sylva, S.P. 2003. Molecular fossil record of elevated methane levels in Late Pleistocene coastal waters. *Science*, 299:1214-1217.
- Hughen, K.A.; Overpeck, J.T.; Lehman, S.J.; Kashgarian, M.; Southon, J.; Peterson, L. C.; Alley, R.; Sigman, D.M. 1998. Deglacial changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration. *Nature*, 391(6662):65-68.
<https://doi.org/10.1038/34150>
- Ikehara, M.; Kawamura, K.; Ohkouchi, N.; Kimoto, K.; Murayama, M.; Nakamura, T.; Oba, T.; Taira, A. 1997. Alkenone sea surface temperature in the Southern Ocean for the last two deglaciations. *Geophysical Research Letters*. 24(6):679-682.
- Indermühle, A.; Monnin, E.; Stauffer, B.; Stocker, T.F.; Wahlen, M. 2000. Atmospheric CO₂ concentration from 60 to 20 kyr BP from the Taylor Dome ice core, Antarctic. *Geophysical Research Letters*. 27(5):735-738.
- IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F.; Qin, D.; Plattner, G.K.; Tignor, M.; Allen, S.K.; Boschung, J.; Nauels, A.; Xia, Y.; Bex, V.; Midgley, P.M. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 p.
- Jones, P.D. 1990. The climate of the past 1000 years. *La Recherche*. 14(3):129-136.
- Jones, P.D.; Raper, S.C.B.; Bradley, R.S.; Diaz, H.F.; Kelly, P.M.; Wigley, T.M.L. 1986. Northern Hemisphere surface air temperature variations: 1851-1984. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25:161-179.
- Jones, P.D.; Raper, S.C.B.; Wigley, T.M.L. 1986. Southern Hemisphere surface air temperature variations: 1851-1984. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25:1213-1230.
- Jouzel, J. 1999. Calibrating the isotopic paleothermometer. *Science*, 286:910-911.
- Jouzel, J.; Masson, V.; Cattani, O.; Falourd, S.; Stievenard, M.; Stenni, B.; Longinelli, A.; Johnsen, S.J.; Steffensen, J.P.; Petit, J.R.; Schwander, J.; Souchez, R.; Barkov, N.I. 2001. A new 27 ky high resolution East Antarctic climate record. *Geophysical Research Letters*, 28(16):3199-3202.
- Karner, D. & Miuller, R. 2000. A causality problem for Milankovitch. *Science*. 288:2143-2144.
- Kaspar, F.; Kühl, N.; Cubasch, U.; Litt, T. 2005. A model-data comparison of European temperatures in the Eemian interglacial. *Geophysical Research Letters*. 32:L11703.
- Keeling, R. & Visbeck, M. 2001. Antarctic stratification and glacial CO₂. *Nature*. 412:605-606.
- Kennett, J.P. 2002. *Methane hydrates in Quaternary Climate Changes*. Ed. American Geophysical Union.
- Kerr, R. 2003. Tropical Pacific, a key to deglaciation. *Science*. 299:183-184.

- King, D.; Schrag, D. Dadi, Z.; Ye, Q.; Ghosh, A. 2015. *Climate Change – A risk assessment*. Eds. Hynard, J. & Rodger, S. Climate Change. Center for Science and Policy. 154 p.
- Kohfeld, K.E.; Quéré, C.L.; Harrison, S.P.; Anderson, R.F. 2005. Role of marine biology in glacial-interglacial CO₂ cycles. *Sciences*, 308:74-78.
- Koutavas, A.; Lynch-Stieglitz, J.; Marchitto Jr, T.M.; Sachs, J.P. 2002. El Niño-like pattern in ice age tropical Pacific sea surface temperature. *Sciences*, 297:226-230.
- Krinner, G.; Mangerud, J.; Jakobsson, M.; Crucifix, M.; Ritz, C.; Svendse, J.I. 2004. Enhanced ice sheet growth in Eurasia owing to adjacent ice-dammed lakes. *Nature*, 427:429-432.
- Kukla, G. 2000. The Last Interglacial. *Science*. 287:987-988.
- Kutzback, J.E.; Prell, W.L.; Ruddiman, W.F. 1993. Sensitivity of Eurasian Climate to surface Uplift of the Tibetan Plateau. *Journal of Geology*, 101:177-190.
- Laffoley, D. & Baxter, J.M., eds. 2016. *Explaining Ocean Warming: Causes, scale, effects and consequences*. 456p. doi:10.2305/iucn.ch.2016.08.en
- Lang, C.; Leuenberger, M.; Schwander, J.; Johnsen, S. 1999. 16°C rapid temperature variation in central Greenland 70,000 years ago, *Science*, 286:934-937.
- Lea, D.W.; Pak, D.; Spero, H.J. 2000. Climate impact of late Quaternary Equatorial Pacific sea surface temperature variations. *Science*, 289:1719-1723.
- Lee-Thorp, J.A.; Holmgren, K.; Lauritzen, S.E.; Linge, H.; Moberg, A.; Partridge, T.C.; Stevenson, C.; Tyson, P.D. 2001. Rapid climate shifts in the southern African interior Thought the mid to late Holocene. *Geophysical Research Letters*, 28(23):4507-4510.
- Lindstrom, D. & McAyeal, D. 1993. Death of an Ice sheet. *Nature*, 365:214-215.
- Liu, J.P.; Milliman, J.D.; Gao, S.; Cheng, P. 2004. Holocene development of the Yellow River's subaqueous delta, North Yellow Sea. *Marine Geology*, 209:45-67.
- Liu, Z.Y.; Shin, S-I.; Webb, R.S.; Lewis, W.; Otto-Bliesner, B.T. 2005. Atmospheric CO₂ forcing on glacial thermohaline circulation and climate. *Geophysical Research Letters*. 32: L02706.
- Loutre, M, & Berger, A. 2000. No glacial-interglacial cycle in the ice volume simulated under a constant astronomical forcing and a variable CO₂. *Geophysical Research Letters*. 27(6):783-787.
- Malley, M.C. 2011. *Radioactivity: a history of a mysterious science*. Oxford: Oxford University Press. 320p.
- Martin, J.H. 1990. Glacial-interglacial CO₂ change: the iron hypothesis. *Paleoceanography and Paleoclimatology*. 5:1-13.
- Martrat, B.; Grimalt, J.O.; Lopez-Martinez, C.; Cacho, I.; Sierro, F.J.; Flores, J.A.; Zahn, R.; Canals, M.; Curtis, J.H.; Hodell, D.A. 2004. Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years. *Science*, 306:1762-1765.
- MacDonald, G. 1990. Role of methane clathrates in past and future climates. *Climatic Change*, 16:247-281.

- Manley, G. 1974. Central England temperatures: Monthly means 1659 to 1973. *Quaternary Journal of the Royal Meteorological Society*, 100:389-405.
- McAyeal, D.R. 1993. Binge/purge oscillations of the Laurentide ice-sheet as a cause of the North-Atlantic Heinrich events. *Paleoceanography*, 9:775-784.
- McCulloch, M.; Tudhope, A.W.; Esat, T.M.; Mortimore, G.E.; Chappell, J.; Pillans, B.; Chivas, A.R.; Omura, A. 1999. Coral record of equatorial sea-surface temperature during the penultimate deglaciation at Huon Peninsula. *Science*. 283:202.
- McGovern, T.H. 1981. The economic of extinction in Norse Greenland. In: Wigley, M.L.; Ingram, M.J.; Farmer, G. (eds.). *Climate and History*. Cambridge University Press. 404-433.
- Melles, M.; Brigham-Grette, J.; Minyuk, P.S.; Nowaczyk, N.R.; Wennrich, V.; DeConto, R.M.; Anderson, P.M.; Andreev, A.A.; Coletti, A.; Cook, T.L.; Haltia-Hovi, E.; Kukkonen, M.; Lozhkin, A.;V.; Rosen, P.; Tarasov, P.; Vogel, H.; Wagner, B. 2012. 2.8 Million years of Arctic climate change from Lake El'gygytgyn, NE Russia. *Science*, 337(6092):315–320.
- Miller, G.H.; Geirsdottir, A.; Koerner, R.M. 2001. Climate implications of changing Arctic sea ice. *EOS*, 82(8):97-103.
- Mix, A.C.; Morey, A.E.; Pisias, N.G.; Hostetler, S.W. 1999. Foraminiferal faunal estimates of paleotemperature. *Paleoceanography*, 14:350-359.
- Montoya, M.; von Storch, H.; Crowley, T.J. 2000. Climate simulation for 125kyr BP with a coupled ocean-atmosphere general circulation model. *Journal of Climate*, 13(6):1057–1072.
- Morrill, C. & Jacobsen, R. 2005. How widespread were climate anomalies 8200 years ago? *Geophysical Research Letters*, 32:L19701.
- Nicholls, R.J. & Tol, R.S.J. 2006. Impacts and responses to sea-level rise: a global analysis of the SRES scenarios over the twenty-first century. *Philosophical Transactions of The Royal Society A*. 364 (1841):1073-1095.
- Noblet, N.I.; Prentice, I.C.; Joussaume, S.; Texier, D.; Botta, A.; Haxeltine, A. 1996. Possible role of atmosphere-biosphere interactions in triggering the last glaciation. *Geophysical Research Letters*. 23(22):3191-3194.
- Oerlemans, J.; Dahl-Jensen, D.; Masson-Delmotte, V.; Overpeck, J.T.; Otto-Bliesner, B.L. 2006. Ice sheets and sea-level. *Science*. 313:1043-1045.
- O'Neil, J.M.; Davis, T.W.; Burford, M.A.; Gobler, C.J. 2012. The rise of harmful cyanobacteria blooms: The potential roles of eutrophication and climate change. *Harmful Algae*. 14:313–334.
- Pavlov, P.; et al. 2001. Human presence in the European Arctic nearly 40,000 years ago. *Nature*, 413:64-66.
- Paytan, A. 2000. Iron uncertainty. *Nature*. 406:468-469.
- Pelejero, C.; Calvo, E.; Logan, G.A.; De Deckker, P. 2003. Marine isotopic stage 5e in the Southwest Pacific: similarities with Antarctica and ENSO inferences. *Geophysical Research Letters*, 30(23):2185-2190.
- Peterson, L.C.; Haug, G.H.; Hughen, K.A.; Röhl, U. 2000. Rapid changes in the hydrologic cycle of the Tropical Atlantic during the Last Glacial. *Science*, 290:1947-1951.

- Petit, J.R.; Jouzel, J.; Mounier, L.; Korotkevich, Y.S.; Kotliakov, V.I. 1990. Palaeoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust record. *Nature*, 343:56-58.
- Pierrehumbert, R. & Roca, R. 1998. Evidence for control of Atlantic Subtropical humidity by large scale advection. *Geophysical Research Letters*. 25:4537-4540.
- Polyak, L.; Gataullin, V.; Gainanov, V.; Gladyshev, V.; Goremykin, Y. 2002. Kara sea expeditions yields insight into extent of LGM ice sheet. *EOS*, 83(46):525-529.
- Powell, J.L. 2015. *Four revolutions in the Earth sciences: from heresy to truth*. New York: Columbia University Press. 384p.
- Quinn, W.H.; Neal, V.T.; Antunez de Mayolo, S.E. 1987. El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *Journal of Geophysical Research*, 92:14449-14461.
- Rahmstorf, S. 2002. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*. 419(6903):207-214.
- Rahmstorf, S. 2003. Timings of abrupt climate change. *Geophysical Research Letters*, 30(10):17
- Rial, J.A. 1999. Pacemarking the Ices Ages by frequency modulation of Earth's orbital eccentricity. *Science*, 285:564-568.
- Ritchie, H. & Roser, M. 2020. CO₂ and Greenhouse Gas Emissions. Published online at OurWorldInData.org. Retrieved from: '<https://ourworldindata.org/co2-and-other-greenhouse-gas-emissions>' [Online Resource]
- Rigozo, N.R.; Echer, E.; Vieira, I.E.A.; Nordemann, D.J.R. 2001. Reconstruction of Wolf sunspot numbers on the basis of spectral characteristics and estimates of associated radio flux and solar wind parameters for the last millennium. *Solar Physics*, 203:179-191.
- Rioual, P.; Andrieu-Ponel, V.; Reitti-Shati, M.; Battarbee, R.W.; Beaulieu, J.L.; Cheddadi, R.; Reille, M.; Svobodova, H.; Shemesh, A. 2001. High-resolution record of climate stability in France during the last interglacial period. *Nature*. 413:293-296.
- Röthlisberger, F. 1986. 10,000 Jahre Gletschergeschichte der Erde, Aarau, Verlag, Sauerländer.
- Rutherford, S. & D'Hondt, S. 2000. Early onset and tropical forcing of 100,000-years Pleistocene glacial cycles. *Nature*, 408:72-75.
- Ruppel, C. D. 2011. Methane Hydrates and Contemporary Climate Change. *Nature Education Knowledge*, 3 (10):29.
- Schefuß, E.; Schouten, S.; Schneider, R.R. 2005. Climatic controls on central African hydrology during the past 20,000 years. *Nature*, 437:1003-1006.
- Schmidt, G. & Wolff, J. 2009. *Climate change: picturing the science*. New York: Norton. 320p.
- Schmittner, A.; Yoshimori, M.; Weaver, A.J. 2002. Instability of Glacial Climate in a Model of the Ocean-Atmosphere-Cryosphere System. *Science*, 295:1489-1493.
- Schutz, H.; von Rad, U.; Erlenkeuser, H. 1998. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110,000 years. *Nature*, 393:54-57.

- Schultz, M.; Berger, W.H.; Samthein, M.; Grootes, P.M. 1999. Amplitude variation of 1470-years climate oscillations during de last 100,000 years linked to fluctuations of continental ice mass. *Geophysical Research Letters*, 26(22):3385-3388.
- Sear, C.B.; Kelly, P.M.; Jones, P.D.; Goodess, C.M. 1987. Global surface temperature responses to major volcanic eruptions. *Nature*, 330:365-367.
- Severinghaus, J.P. & Brook, E.J. 1999. Abrupt climate change at the end of the last glacial period inferred from trapped air in polar ice. *Science*, 286:930-934.
- Shackleton, N. 2000. The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide and orbital eccentricity. *Science*. 289:1897-1902.
- Shackleton, N.J. & Pisias, N.G. 2013. Atmospheric Carbon Dioxide, Orbital Forcing, and Climate. In: The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present. *American Geophysical Union (AGU)*. 32:303–317.
- Shapin, S. & Schaffer, S. 2011. *Leviathan and the air-pump: Hobbes, Boyle and the experimental life*. Princeton/Oxford: Princeton University Press. 448p.
- Shemesh, A.; Rietti-Shati, M.; Rioual, P.; Battarbee, R.W.; Beaulieu, J.L.; Reitti-Shati, M.; Andrieu-Ponel, V.; Svobodova, H. 2001. An oxygen isotope record of lacustrine opal from a European Maar indicates climatic stability during the last interglacial. *Geophysical Research Letters*. 28(12):2305-2309.
- Sigman, D.M.; Jaccard, S.L.; Haug, G.H. 2004. Polar ocean stratification in a cold climate. *Nature*. 428:59-62.
- Sigman, D.M.; Hain, M.P.; Haug, G.H. 2010. The polar ocean and glacial cycles in atmospheric CO₂ concentration. *Nature*. 466(7302):47–55.
- Singer, F. & Avery, D. 2007. *Unstoppable global warming*. Ed. Rowman & Littlefield.
- Sirocko, F.; Seelos, K.; Schaber, K.; Rein, B.; Dreher, F.; Diehl, M.; Lehne, R.; Jäger, K.; Krbetschek, M.; Degering, D. 2005. A late Eemian aridity pulse in central Europe during the last glacial inception. *Nature*. 436:833-836.
- Sowers, T. 2006. Late quaternary atmospheric CH₄ isotope record suggests marina clathrates are stable. *Science*, 311:838-840.
- Spencer, R.W.; Braswell, W.D.; Christy, J.R.; Hnilo, J. 2007. Cloud and radiation budget changes associated with tropical intraseasonal oscillations. *Geophysical Research Letters*, 34:L15707. DOI: 10.1029/2007GL029698.
- Stephens, B & Keeling, R. 2000. The influence of Antarctic sea ice on glacial-interglacial CO₂ variations. *Nature*, 404:171-174.
- Stothers, R.B. 1984. The great Tambora eruption in 1815 and its aftermath. *Science*, 224:1191-1198.
- Stott, L.; Poulsen, C.; Lund, S.; Thunell, R. 2002. Super ENSO and global climate oscillations at millennial time scales. *Sciences*, 297:222-226.
- Svendsen, J.L. 1999. Maximum extent of the Eurasian ice-sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian. *Boreas*, 28:234-242.

- Thompson, W. & Goldstein, S. 2005. Open-system coral ages reveal persistent suborbital sea-level cycles. *Science*. 308:401-404.
- Tzidakis, P.C.; Lawson, I.T.; Frogley, M.R.; Hewitt, G.M.; Preece, R.C. 2002. Buffered tree population changes in a quaternary refugium: evolutionary implications. *Sciences*, 297:2044-2047.
- University of California. 2019. Upper-ocean warming is changing the global wave climate, making waves stronger: The energy in ocean waves has been increasing as a consequence of climate change. ScienceDaily. <www.sciencedaily.com/releases/2019/01/190114082847.htm>
- Valdés, P.J.; Beerling, D.J.; Johnson, C.E. 2005. The ice age methane budget. *Geophysical Research Letters*. 32: L02704. doi:10.1029/2004GL021004.
- Visser, K.; Thunell, R.; Stott, L. 2002. Magnitude and timing of temperature change in the Indo-Pacific warm pool during deglaciation. *Nature*. 421:152-155.
- Walker, G. 2007. *An ocean of air. A natural history of the atmosphere*. London: Bloomsbury. 336p.
- Wang, Y.; Cheng, H.; Edwards, R.L.; He, Y.; Kong, X.; An, Z.; Wu, J.; Kelly, M.J.; Dykoski, C.A.; Li, X. 2005. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 308:854-857.
- Watson, A.J.; Bakker, D.C.; Ridgwell, A.J.; Boyd, P.W.; Law, C.S. 2000. Effect of iron supply on Southern Ocean CO₂ uptake and implications for glacial atmospheric CO₂. *Nature*. 407:730-734.
- Weaver, A.J.; Saenko, O.A.; Clark, P.U.; Mitrovica, J.X. 2003. Meltwater pulse 1^a from Antarctica as a trigger of the Bolling-Allerod warm interval. *Science*, 299:1709-1713.
- Wigley, T.M.L. 1988. The climate of the past 10,000 years and the role of the sun. In: Stephenson, R. & Wolfendale, A.W. (eds). *Secular Solar and Geomagnetic Variations in the Last 10,000 Years*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 209-224.
- Williams, L.D. & Wigley, T.M.L. 1983. A comparison of evidence for late Holocene summer temperature variations in the Northern Hemisphere. *Quaternary Research*, 20:286-307.
- Winter, A.; Paul, A.; Nyberg, J.; Oba, T.; Lundberg, J.; Scharag, D.; Taggat, B. 2003. Orbital control of low-latitude seasonality during the Eemian. *Geophysical Research Letters*, 30(4):1163-1167.
- Woillard, G. 1979. Abrupt end of the last interglacial in north-east France. *Natures*, 281:558-562.
- Woodward, J. 2014. *The ice age: a very short introduction*. Oxford: Oxford University Press. 184p.
- Zachos, J.; Pagani, M.; Sloan, L.; Thomas, E.; Billups, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*. 292(5517):686-693.
- Zimov, S.A.; Schuur, E.A.G.; Chapin III, F.S. 2006. Permafrost and the global carbon budget. *Science*, 312:1612-1613.

XII. GLOSSÁRIO

Acadiana – civilização semitas que habitavam o norte da Mesopotâmia, a partir de 2400 a.C.

Albedo – ou coeficiente de reflexão é a refletividade difusa ou poder de reflexão de uma superfície. É a razão entre a radiação refletida pela superfície e a radiação incidente sobre ela. Sua natureza adimensional permite que o albedo seja expresso como uma porcentagem, sendo medido numa escala que vai de zero, para nenhuma reflexão por uma superfície perfeitamente negra, até 1, para uma reflexão perfeita, por uma superfície branca.

Alquenona – hidrocarboneto acíclico, que contém ligação dupla entre os átomos de carbono.

Antropológica – relativo ao estudo sobre o ser humano e da humanidade de maneira totalizante, ou seja, abrangendo todas as suas dimensões e interferências.

Austral – que tem sua origem no Sul; que provém do Sul.

Barents-Kara – manto de gelo que existiu durante a glaciação Würm. Tem o nome dos mares em que se encontrava: Mar de Barents e Mar de Kara.

Cerrado – nome dado às savanas brasileiras, caracterizadas por árvores baixas, arbustos espaçados e gramíneas.

Cocolitoforídeo - são algas marinhas, geralmente unicelulares, pertencentes ao clado Haptophyta. Fazem parte do fitoplâncton, podendo ser encontradas, em grande número, na zona eufótica das áreas mais temperadas dos oceanos.

Diatomácea - é um grupo importante de algas microscópicas e estão entre os tipos mais comuns de fitoplâncton. Diatomáceas são unicelulares. O tamanho da célula pode variar de 2 a 200 micrômetros. Eles podem viver isolados ou em colônias.

Estepe – formação vegetal de planície com poucas árvores, composta por herbáceas e pequenos bosques.

Boreal - que se refere ao hemisfério norte ou nele habita: espécie boreal.

Evento Dansgaard-Oeschger –são flutuações climáticas rápidas que ocorreram 25 vezes, durante o último período glacial. Alguns cientistas dizem que os eventos ocorrem quase periodicamente com um tempo de recorrência múltiplo de 1.470 anos, mas isso é debatido. São assim nomeados em homenagem aos paleoclimatologistas Willi Dansgaard e Hans Oeschger.

Evento Heinrich - é um fenômeno natural, no qual grandes grupos de icebergs se desprendem das geleiras e atravessam o Atlântico Norte. Descritos pela primeira vez pelo geólogo marinho Hartmut Heinrich, ocorreram durante cinco dos últimos sete períodos glaciais, nos últimos 640.000 anos AP.

Feedback – informação que o emissor obtém da reação do receptor à sua mensagem, e que serve para avaliar os resultados da transmissão.

Finoescandinavo – termo geográfico e geológico usado para descrever a península Escandinava, a península de Kola, a região da Carélia e Finlândia.

Fitoplâncton – conjunto dos organismos aquáticos microscópicos que têm capacidade fotossintética e que vivem dispersos, flutuando na coluna de água.

Harapa – civilização do Vale do Indo. Esta civilização floresceu quando o equinócio de verão do hemisfério norte ocorria na constelação do Touro.

Holoceno – na escala de tempo geológico, o Holoceno é a atual Época do Período Quaternário, da Era Cenozoica, do Éon Fanerozoico, que se iniciou há 11.700 anos antes do presente, após o último período glacial.

Interglacial – intervalo geológico caracterizado por temperaturas médias mais quentes que separam os períodos glaciares.

Laurenciano – termo geográfico e geológico usado para descrever a região do Canadá e Norte dos Estados Unidos, no período glacial.

Loess – sedimento fértil de coloração amarelada. É formado por sedimentos depositados pelo vento: basicamente, partículas de quartzito, calcário e calcita. Sua coloração amarela se deve à presença de óxido de ferro.

Maars - é uma cratera vulcânica ampla de baixo relevo, formada por uma erupção freatomagmática (uma explosão que ocorre quando a água subterrânea entra em contato com lava quente ou magma). O maar caracteristicamente se enche de água para formar um lago de cratera relativamente raso onde pode se acumular depósitos sedimentares.

Paleossolo – designação dada em geologia, pedologia e paleontologia, aos antigos solos que foram preservados por soterramento sob sedimentos ou depósitos vulcânicos.

Permafrost – tipo de solo encontrado na região do Ártico. É constituído por terra, gelo e rochas permanentemente congelados.

Plâncton – conjunto de organismos que não têm movimentos suficientes para contrariar as correntes, apesar de muitos terem movimentos, principalmente, verticais pela coluna de água.

Pleistoceno – na escala de tempo geológico, o Pleistoceno é a Época do Período Quaternário, da Era Cenozoica, do Éon Fanerozoico, que está compreendido entre 2,588 milhões e 11.000 anos, abrangendo o período recente no mundo de glaciações repetidas.

ppb – abreviação que se refere a quantidade – parte por bilhão.

ppm – abreviação que se refere a quantidade – parte por milhão.

Quaternário – na escala de tempo geológico, o Quaternário é o Período da Era Cenozoica do Éon Fanerozoico, que congrega as Épocas Pleistoceno e Holoceno.

Savana – região plana cuja vegetação predominante, são as plantas gramíneas, com árvores esparsas e arbustos isolados ou em pequenos grupos.

Termoalina – refere-se à circulação oceânica global, movida pelas diferenças de densidade das águas dos oceanos, devido a variações de temperatura (termo) ou salinidade (halina), em alguma região oceânica superficial ou profunda. O aumento de densidade pode ocorrer devido, ao arrefecimento da água, ao excesso de evaporação, processo de precipitação, descarga de rios, ou ainda, à formação de gelo e consequente aumento de salinidade. É chamado termoalina a circulação que não é gerada pelos ventos.

Tundra – bioma no qual a baixa temperatura e estações de crescimento curtas, impedem o desenvolvimento de árvores.

Vibrio – tipo de bactéria dotada de mobilidade, em forma de bastonetes curvos, como uma vírgula. Uma das espécies é a transmissora do cólera.

Young Dryas – breve período (aproximadamente 1300 ± 70 anos) de clima frio que se seguiu à fase interstadial Bölling/Allerød no final do Pleistoceno, há cerca de 12.700 a 11.500 anos, e que antecedeu o período pré-boreal do Holoceno inicial. Ele ocorreu no Hemisfério Norte com resfriamento abrupto ao longo de um intervalo de décadas, com temperaturas possivelmente chegando a 15°C mais frias do que as atuais.

