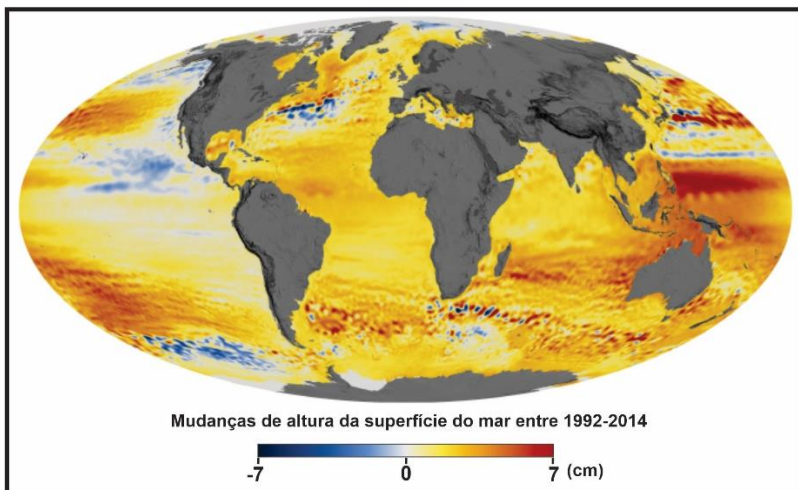


# VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NOS ÚLTIMOS 18.000 ANOS AP



Iran Carlos Stalliviere Corrêa  
CECO/DGEOD/IGEO/UFRGS

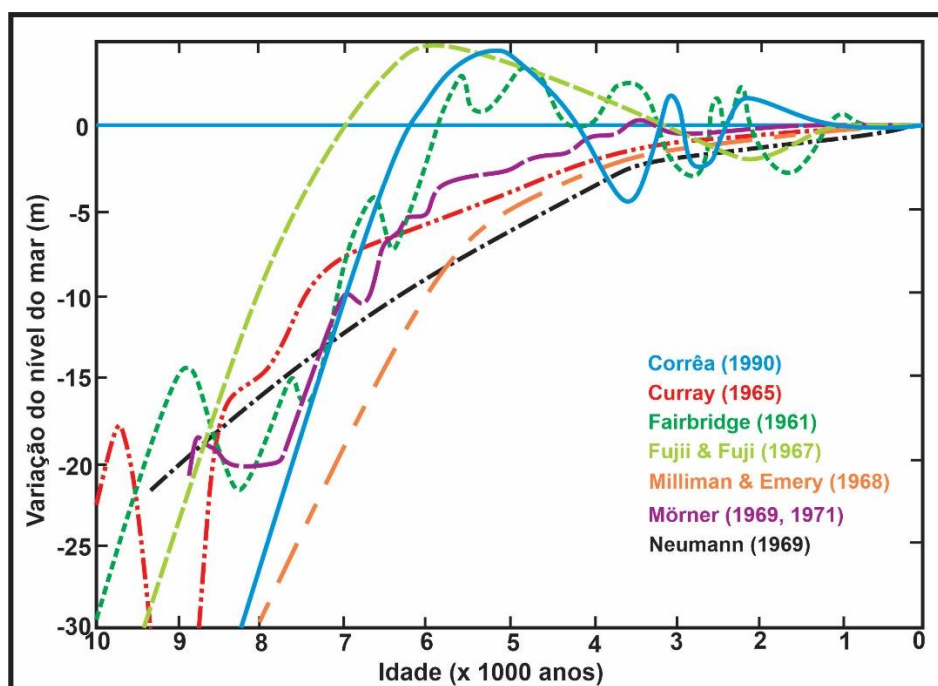
**Imagem da capa:** Mudanças da altura da superfície do mar entre os anos de 1992 e 2014. Earth Observatory – NASA. Sea Level Rise is Accelerating. (modificado: <https://earthobservatory.nasa.gov/images/91746/sea-level-rise-is-accelerating>)

# UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

## INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

### CENTRO DE ESTUDOS DE GEOLOGIA COSTEIRA E OCEÂNICA

#### DEPARTAMENTO DE GEODÉSIA



Diferentes interpretações da história da variação do nível do mar nos últimos 10.000 anos.  
(modificado de Hopley, 1978).

# VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NOS ÚLTIMOS 18.000 ANOS AP

**Iran Carlos Stalliviere Corrêa**

**2026**

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

C824v Corrêa, Iran Carlos Stalliviere  
Variações do nível do mar nos últimos 18.000 anos AP. /  
Iran Carlos Stalliviere Corrêa - Porto Alegre:  
CECO/DPGEO/IGEO/UFRGS, 2026.  
[105 f.] il.

**ISBN: 978-65-02-01756-2**

1. Eustasia. 2. Último período glacial. 3. Holoceno.
4. Variação eustática. 5. Eventos climáticos. I. Título.

**CDU 551**

---

**Catálogo na Publicação**

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS  
Renata Cristina Grun

CRB 10/1113



## **INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

***Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica***

***Departamento de Geodésia***



*Praia de Enxu Queimado, em São Miguel do Gostoso (RN), com arenitos expostos, que mostram a variação do nível médio do mar nos últimos 10 mil anos. (foto: Helenice Vital/UFRN)*

# ***VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NOS ÚLTIMOS 18.000 ANOS AP***

**2026**

**Iran Carlos Stalliviere Corrêa**



Reitora  
**Márcia Cristina Bernardes Barbosa**

Vice-Reitor  
**Pedro de Almeida Costa**

Diretor do Instituto de Geociências  
**Nelson Luiz Sambaqui Gruber**

Vice-Diretor do Instituto de Geociências  
**Antônio Pedro Viero**

*Projeto Livro Didático*

**Projetado e elaborado pelo Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica e Departamento de Geodésia do Instituto de Geociências da UFRGS**

**Diretora CECO: María Alejandra Gomez Pivel**  
**Vice-Diretor CECO: Jairo Francisco Savian**

**Chefe do Departamento de Geodésia: Péricles Luiz Picanço Júnior**  
**Chefe Substituto: Clódís de Oliveira Andrades Filho**

**2026**

**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

<b>Apresentação</b>	<b>8</b>
<b>I. INTRODUÇÃO</b>	<b>10</b>
1.1 Definição do nível de referência	11
1.2 Medição do nível do mar	11
1.3 Extensão do conceito – a utilização do geóide	12
1.4 Indicadores de paleoníveis do mar	14
<b>II. A VARIAÇÃO DO NÍVEL DO MAR AO LONGO DO FANEROZOICO</b>	<b>16</b>
<b>III. VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR DURANTE O FINAL DO CENOZOICO: A INFLUÊNCIA DO DIASTROFISMO</b>	<b>19</b>
3.1 Variações eustáticas do nível do mar	22
3.2 Variações relativas do nível do mar	23
3.2.1 Ajuste isostático glacial e atração gravitacional	24
3.2.2 Deformações tectônicas e topografia dinâmica	26
3.2.3 Compactação de sedimentos	27
3.2.4 Isostasia de sedimentos, cárstica e vulcânica	27
3.2.5 Atividades humanas	28
<b>IV. O ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL E O BAIXO NÍVEL DO MAR</b>	<b>28</b>
4.1 O baixo nível do mar durante o último máximo glacial	30
4.2 Degelo e elevação pós-glacial do nível do mar	32
4.3 O que é o degelo?	35
4.3.1 Degelo acelerado: causas	35
4.3.2 Relação entre degelo e elevação do nível do mar	35
4.4 Implicação para a evolução humana	36
<b>V. DEGELO E ELEVAÇÃO RÁPIDA DOS MARES</b>	<b>37</b>
5.1 Fonte do pulso de água de degelo 1B	42
5.2 Eventos de superinundação do rio Mississipi MWF-5 (Meltwater Flood)	43
5.3 Mudanças do nível do mar no norte do Golfo do México	45
5.4 Eventos de descarga de icebergs na Antártica	47
5.5 Hidro-isostasia	48
5.6 Consequências de elevação rápida do nível do mar	50
5.7 Perspectivas futuras: o que dizem os estudos?	53
5.8 Consequências ambientais e geográficas	55
<b>VI. ESTABILIZAÇÃO RELATIVAS E EVENTOS CLIMÁTICOS SUBSEQUENTES</b>	<b>55</b>
6.1 Processos naturais que influenciam o nível do mar	56
6.2 O nível do mar ao longo do Holoceno	56
6.2.1 O Antropoceno e as mudanças recentes	56
6.2.2 Impactos das variações do nível do mar na sociedade humana	56
6.2.3 O futuro: desafios e perspectivas	57
6.2.4 A influência da variação climática: a pequena idade do gelo e o aquecimento que se lhe seguiu.	58

6.3 A recente subida do nível do mar e as projeções para o futuro	60
<b>VII. REGRESSÃO PLEISTOCÊNICA E O ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL NA COSTA SUL DO BRASIL</b>	<b>62</b>
7.1 A subida do nível eustático após o Último Máximo Glacial	64
7.2 O nível do mar nos últimos 7.000 anos AP	67
7.3 Variações do nível do mar nos últimos 2.000 anos AP	68
7.4 Fatores atuais causadores da elevação do nível do mar	69
7.5 Variação do nível do mar nos últimos 100 anos	70
<b>VIII. SIMULAÇÃO DOS EFEITOS DO AUMENTO DA TEMPERATURA NA ELEVÇÃO DO NÍVEL DO MAR EM ALGUMAS CIDADES DO MUNDO</b>	<b>80</b>
<b>IX. REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA</b>	<b>87</b>
<b>X. LEITURAS RECOMENDADAS</b>	<b>98</b>
<b>XI. SITE INTERESSANTE</b>	<b>98</b>
<b>XII. ABREVIATURAS</b>	<b>98</b>
<b>XIII. GLOSSÁRIO</b>	<b>99</b>

## APRESENTAÇÃO

A história do nível do mar é, ao mesmo tempo, a história do clima da Terra, dos processos geológicos e da própria evolução da vida humana em nosso planeta. Este livro tem como objetivo apresentar, de maneira clara e abrangente, a fascinante trajetória das mudanças do nível do mar ao longo dos últimos 18.000 anos AP (Antes do Presente), um período que abrange desde o auge da última glaciação até os dias atuais.

Ao longo desse intervalo de tempo, o planeta passou por transformações profundas. O derretimento das grandes camadas de gelo que cobriam vastas regiões da América do Norte, Europa e Ásia marcou o início de um intenso processo de elevação do nível dos oceanos. Este fenômeno remodelou continentes, originou novas linhas de costa e influenciou a distribuição das populações humanas e da biodiversidade por todo o globo.

O leitor será conduzido por uma análise detalhada dos registros sedimentares, testemunhos geológicos, dados arqueológicos e evidências climáticas que permitem reconstruir a evolução do mar desde os tempos pré-históricos até o período moderno. Serão abordadas as principais causas dessas variações, como as oscilações climáticas naturais, o papel dos ciclos de Milankovitch, os impactos do degelo e, mais recentemente, a influência das atividades humanas.

Além disso, o livro discute os métodos científicos utilizados para medir e interpretar as mudanças passadas do nível do mar e como essas informações são fundamentais para projetar cenários futuros em um contexto de aquecimento global e aumento da vulnerabilidade das zonas costeiras.

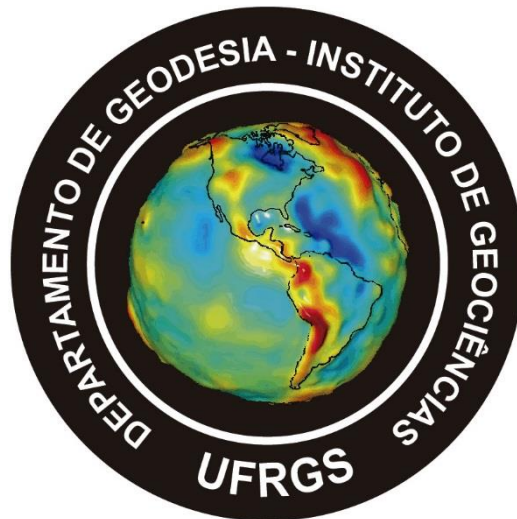
Trata-se de uma obra destinada a estudantes, pesquisadores, profissionais da área ambiental e do planejamento costeiro, bem como ao público em geral interessado em compreender como as mudanças no nível do mar moldaram e continuam a moldar o mundo em que vivemos.

Convido você, a embarcar nessa viagem pelo tempo, explorando as forças naturais e os eventos históricos que fizeram do nível do mar um dos principais protagonistas da história da Terra.

Quero deixar registrado os meus mais profundos agradecimentos ao **Prof. Dr. Luís Roberto Silva Martins** (*in memoriam*) que foi quem me apoiou, durante toda minha vida universitária, e me ensinou os primeiros passos no desbravamento da geologia marinha.

Ao **Prof. Dr. Luís Roberto Silva Martins** o meu respeito e gratidão.

O Autor.



## I. INTRODUÇÃO

O nível do mar (NM), ao longo da história da Terra, foi marcado por intensas flutuações, reflexo direto de profundas transformações climáticas, geológicas e ambientais. Nos últimos 18.000 anos AP (antes do presente), desde o Último Máximo Glacial (UMG), as margens dos continentes foram redesenhadas pelos avanços e recuos das águas, fenômeno que moldou a geografia, a distribuição de espécies e a vida humana em todas as suas fases.

A variação no nível do mar (subida/descida) é uma mudança na altura do nível do mar, tanto em âmbito global quanto local (mudança relativa do nível do mar), em escalas de tempo sazonais, anuais ou de longo período, devido a uma mudança no volume do oceano, como resultado de uma mudança na massa de água (por exemplo, devido ao derretimento de geleiras e camadas de gelo); a uma mudanças no volume do oceano, como resultado de mudanças na densidade da água do mar (por exemplo, expansão ocasionada pelo aumento de temperatura); uma mudança na forma das bacias oceânicas; uma mudança nos campos gravitacionais e rotacionais da Terra e subsidência ou elevação local (IPCC, 2019).

O conceito de nível do mar é quase sempre correlacionado a um conceito relativo. A Tabela I representa, na primeira coluna, os diferentes processos que contribuem para as variações eustáticas globais do nível do mar. Na segunda coluna, se apresentam os processos que jogam do lado dos continentes e que interferem com as variações eustáticas.

Tabela I - Os fatores em jogo nas variações relativas do nível do mar (Paskoff, 1985)

VARIAÇÕES RELATIVAS DO NÍVEL DO MAR	
Eustatismo distrófico	
Glacioeustatismo	Isostasia glacial
Eustatismo geoidal	Isostasia devido à erosão
OCEANO	CONTINENTE
Eustatismo sedimentar	Movimentos tectônicos
Termoeustatismo	Compactação
Haloeustatismo	
Hidroeustatismo	

As variações eustáticas têm um carácter global, enquanto os movimentos que se verificam no continente são claramente localizados no espaço.

A variação do nível do mar é a resultante das tendências eustáticas e das tendências que se verificam do lado do continente. Isso significa que as variações eustáticas podem ser ampliadas ou reduzidas, na sua amplitude, pelos movimentos do continente.

## 1.1. Definição do nível de referência

Embora pareça uma questão de resolução simples, a determinação da superfície de referência, a partir da qual, determinar o nível médio do mar (NMM), oferece grande complexidade: por um lado o nível do mar não é uma superfície constante, variando constantemente em função da ondulação, das marés, da pressão atmosférica, da temperatura das águas do mar e de múltiplos outros fatores cíclicos que sobre ele atuam com períodos que variam de segundos a vários anos.

Além dos fatores de natureza cíclica e dependentes de circunstâncias astronômicas ou meteorológicas, o nível do mar está ainda sujeito aos efeitos das variações impostas pela eustasia, o que torna a determinação do seu nível médio, bastante complexa.

Por outro lado, à complexidade imposta pelas flutuações do nível do mar, se tem que levar em consideração as que são impostas pela necessidade de obter um referencial fixo em relação ao qual se efetuará as medições. De fato, grande parte das regiões costeiras e dos fundos marinhos, estão sujeitos a movimentos lentos de subidas ou descidas, impostas pela isostasia e pelo deslocamento das placas tectônicas. Logo, além da dificuldade de determinar o nível, há ainda a necessidade de encontrar um adequado ponto fixo de referência (*Datum*), a partir do qual se efetuará as medições e a expressão dos resultados.

## 1.2. Medição do nível médio do mar

A medição do nível médio do mar foi tradicionalmente efetuada com base nas leituras dos marégrafos, instrumentos que permitem medir a variação do nível das águas num determinado local (Fig.1). Eliminando-se, dos dados obtidos, as flutuações devidas às ondas, à fatores meteorológicos, às marés e outros fatores astronômicos, se obtém uma leitura do nível médio do mar durante um determinado período, em referência ao *Datum* utilizado.

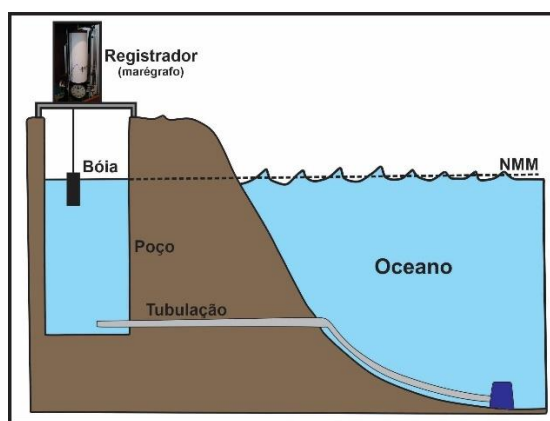


Figura 1. Esquema de uma estação maregráfica.  
(modificado: [https://www.geocities.ws/mpcarvalho\\_2000/image9MH.JPG](https://www.geocities.ws/mpcarvalho_2000/image9MH.JPG))

As medidas, assim obtidas, incorporam os efeitos eustáticos e isostáticos, sendo em geral escolhidos como referência para o *Datum* em um ambiente geológico estável, isto é, onde as variações isostáticas e outras que afetem a altitude do ponto de referência sejam negligenciáveis, isolando assim apenas os efeitos eustáticos.

Esta dependência, em relação ao *Datum*, e a necessidade de obter medições sobre áreas extensas do oceano, onde referenciais adequados não estão disponíveis, levou, por um lado, à utilização de medições com base na reflexão de radiação eletromagnética a partir de um satélite (altimetria por satélite), e por outro, à utilização de sistemas de posicionamento global (GPS) na medição. Estas medições, por não dependerem dos movimentos relativos da crosta, pelo menos diretamente, e de se poderem reportar a grandes áreas oceânicas, são mais seguras e permitem uma melhor avaliação do nível médio do mar e da sua variação.

### **1.3. Extensão do conceito - a utilização do geoide**

Por mais cuidadosa que seja a medição do nível do mar a nível local, o resultado obtido está sempre dependente das condições específicas que o rodeiam, dificilmente podendo ser generalizado para toda uma região, e muito menos para todo o oceano. Por outro lado, a superfície do planeta não é absolutamente esférica, apresentando, além do efeito do achatamento polar, múltiplas irregularidades devidas à topografia. Mesmo a superfície dos oceanos não é regular, mesmo ao eliminar-se os efeitos das ondas, da pressão atmosférica e das marés, já que diferenças no campo gravimétrico da Terra, causadas pela presença de montes submarinos, diferenças na densidade dos materiais da crosta terrestre e do manto, da profundidade dos oceanos e da proximidade das costas, causam subidas e descidas, as quais podem apresentar variações de amplitudes de alguns metros, na posição da superfície equipotencial do campo gravimétrico terrestre correspondente ao nível regional do mar, que se traduzem, em termos absolutos e quando analisadas em grandes escalas, em colinas e vales permanentes na superfície das águas.

Para fazer face a estas dificuldades de generalização e criar uma superfície de referência uniforme (um *Datum* extensível a toda a Terra), foi criado o conceito de geoide, uma superfície ideal que corresponderia ao nível médio do mar num planeta ideal, com um campo gravimétrico uniforme, onde o único desvio, em relação à esfericidade perfeita, fosse o achatamento polar. Na ausência de forças externas, o nível do mar coincidiria com o geoide, já que em estado de repouso a superfície das águas seguiria em todos os pontos o mesmo equipotencial do campo gravimétrico. A partir desta superfície imaginária poder-se-ia medir facilmente os desvios para baixo e para cima da superfície real dos mares, permitindo a

criação de cartas representando, à escala global, o nível médio dos mares, ou o seu nível em qualquer momento e a respetiva variação relativa e absoluta.

Quando expressa em relação ao geóide, a posição da superfície do mar, ou seja o seu nível, apresenta diferenças constantes da ordem dos  $\pm 2$  m, para além daquelas que são devidas a variações termostéricas, isto é de volume, devidas à temperatura, e aos efeitos das correntes.

Até bem pouco tempo o nível relativo do mar era medido a um ponto estabelecido como fixo. O problema é que a pretensa estabilidade dos continentes está cada vez mais posta em causa. Somente quando se conseguiu fazer observações a partir do espaço, via satélite (Fig.2), foi possível identificar as deformações na superfície do geóide (Fig.3).

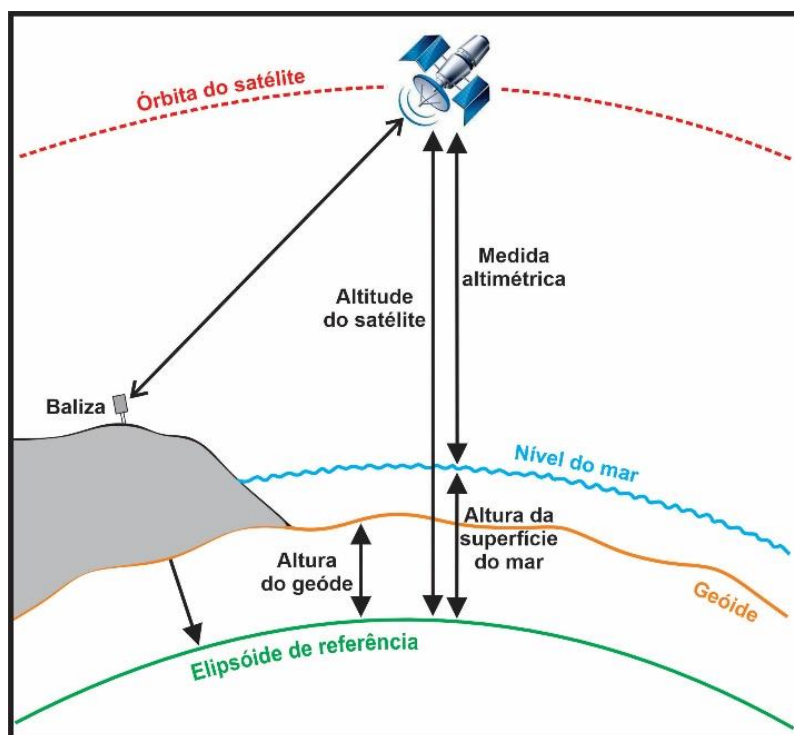


Figura 2. Processo de determinação do nível do mar a partir da altimetria espacial.  
(modificado: <https://encrypted-tbn0.gstatic.com/images?q=tbn:ANd9GcRBo3o0g55GYC2sl2gqsBICrHyjBgRKA-InzQ&s>)

O geóide pode ser definido como a superfície equipotencial assumida pela superfície do mar na ausência de marés, variações de densidade da água, correntes e efeitos atmosféricos. Sabe-se hoje que existe um afastamento do geóide, em relação à superfície ideal do elipsoide, que pode atingir cerca de 100 m para mais ou para menos, acabando por conduzir à existência de deformações na superfície do geóide de cerca de 180 m (Fig.3).

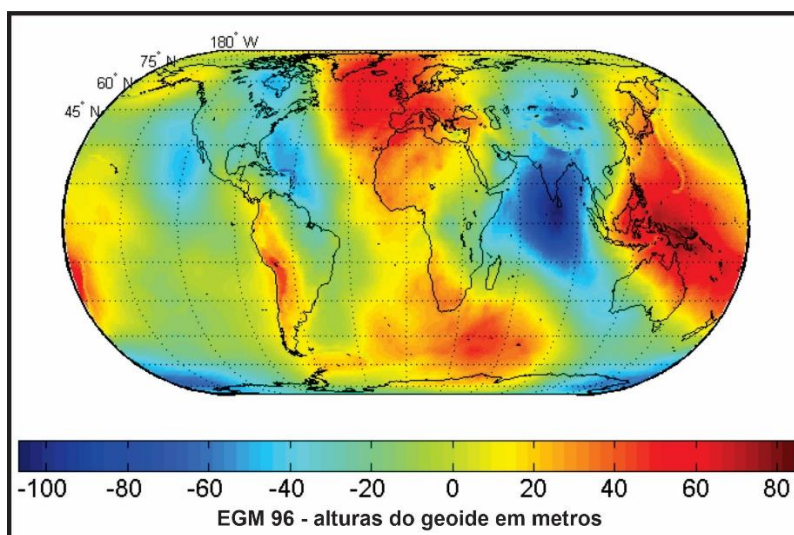


Figura 3. Deformações da superfície do geoide.  
(modificado: [https://cref.if.ufrgs.br/wp-content/uploads/2018/05/fig2-geoide\\_elipsoide.png](https://cref.if.ufrgs.br/wp-content/uploads/2018/05/fig2-geoide_elipsoide.png))

As elevações e depressões da superfície do geoide dependem de fenômenos de convecção verificados ao nível do manto terrestre (Encyclopaedia Universalis, 1998). Este fato é um obstáculo de grande importância na construção de curvas da variação absoluta do nível do mar, válidas para toda a Terra. Com efeito, embora o eustatismo geoidal possa ser um fenômeno relativamente lento, os seus efeitos acabam por poder ser relevantes em prazos relativamente longos, por exemplo à escala dos 2,5 milhões de anos admitidos como duração do Quaternário (Riser, 1999).

#### 1.4. Indicadores de paleoníveis do mar

Atualmente os satélites e marégrafos podem nos fornecer registros contínuos de variação no nível do mar em escalas de tempo decenais, entretanto para escalas de tempo mais longas (centenas a milhões de anos), não existe observação instrumental. Para obter informações sobre as variações eustáticas, em escalas de tempo mais longas, é necessário reconstruir as paleovariações do nível do mar, através do uso de indicadores indiretos. Segundo Lisiecki & Raymo (2005), um dos únicos indicadores indiretos conhecido até o momento, e que permite obter reconstruções contínuas de paleoníveis do mar ao longo do tempo, são os registros de  $\delta^{18}\text{O}$ . Este método não pode ser considerado como uma observação direta do nível do mar, pois este representa um sinal complexo das variações de massa oceânica e da temperatura da água do mar. As únicas observações que têm relação direta com os níveis do mar no passado são os paleoindicadores, ou indicadores de nível relativo do mar. Um indicador de nível relativo do mar (NRM) é qualquer feição que foi

formada, depositada ou construída em conexão com um nível do mar anterior. Os indicadores de NRM podem ser divididos em duas grandes categorias: os geológicos e os arqueológicos.

Os indicadores geológicos do NRM são usados para reconstruir o NRM desde alguns séculos até centenas de milhares de anos. Um indicador geológico do NRM pode ser qualquer marca deixada por um nível do mar pretérito na forma de um depósito, tal como uma praia, um vestígio biológico, por exemplo, um recife de coral, ou uma forma de relevo, representado por um terraço marinho (Fig.4). Exemplos de indicadores geológicos do NRM são praias elevadas, contendo organismos fossilizados e estruturas sedimentares intertidais (Hearty *et al.*, 2007 e Corrêa *et al.*, 2022), organismos que outrora viveram em estreita ligação com o nível médio do mar, como microatóis de corais (Mann, *et al.*, 2015), ou conjuntos particulares de foraminíferos em sapais e outros tipos de sedimentos costeiros (Engelhart & Horton, 2012).

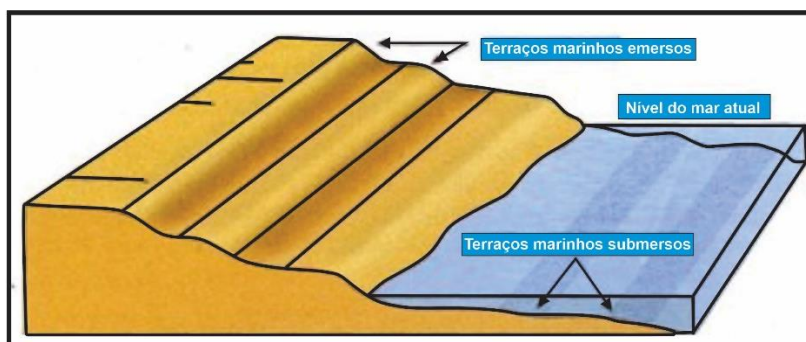


Figura 4. Modelo esquemático de terraços marinhos.  
(modificado: <https://geo-lo-gia.blogspot.com/2011/02/>)

Quanto aos indicadores arqueológicos, para a determinação do NRM, a relação do indicador do NRM com o antigo nível médio do mar e a incerteza associada a ele, devem ser conhecidos ou estimados. Além disso, a idade do indicador do NRM deve ser conhecida: esta pode ser estabelecida a partir de técnicas radiométricas, tais como séries do Urânio, datação por radiocarbono (Dutton & Lambeck, 2012), ou inferida por meio de métodos de datação indireta, tais como correlações cronoestratigráficas ou bioestratigráficas, frequentemente usadas para indicadores que datam de mais de algumas centenas de milhares de anos (Rovere *et al.*, 2015).

Indicadores arqueológicos e geológicos do nível do mar podem ser usados para estimar o paleo NRM na época de sua construção ou formação, com incertezas associadas à medição e interpretação do indicador. Em geral, indicadores de NRM tipicamente usados em reconstruções de NRM do Holoceno tardio, como microatóis de coral ou assembleias de foraminíferos em pântanos salgados, permitem reconstruir a elevação de um paleo NRM com uma precisão de alguns decímetros (Hijma *et al.*, 2015). Para períodos mais antigos, como o

Pleistoceno, os indicadores do nível do mar podem apresentar incertezas multimétricas (Hibbert, *et al.*, 2016) que se propagam no cálculo das mudanças do paleo Nível de Equilíbrio Hidrológico (NEH).

Para obter o paleo NEH a partir de um dado de paleo NRM, é necessário quantificar e subtrair do paleo NRM todos os processos a serem vistos e demonstrados na figura 11, cada um com sua própria incerteza, que contribui para o desvio padrão associado ao valor final do NRM. Alguns dos processos do NRM podem ser quantificados por meio de modelagem. Por exemplo, o ajuste isostático glacial (AIG) pode ser investigado usando diferentes iterações de modelos de AIG, como viscosidades do manto ou histórias de gelo variáveis (Dutton & Lambeck, 2012). Dependendo da área de estudo onde o proxy do NRM é investigado, alguns termos podem ser considerados irrelevantes, como no caso da isostasia cárstica, a qual pode ser descartada caso não haja grandes áreas carbonáticas que possam influenciar o proxy do NRM. Além disso, o período considerado pode ajudar a excluir alguns dos processos, como a topografia dinâmica da Terra, que pode ser considerada negligenciável, em escalas de tempo.

## II. A VARIAÇÃO DO NÍVEL DO MAR AO LONGO DO FANEROZOICO

Devido à complexidade do tema, no qual atuam elementos cuja escala crono-espacial é muito variável, parece ser adequado um enquadramento cronológico que permitirá estruturar devidamente a compreensão do mesmo.

O surgimento da teoria da tectônica de placas permitiu reelaborar a hipótese do tectono-eustatismo, no qual os continentes passam por fases alternadas de agregação e de *rifting*, com a formação da Pangeia no final do Paleozoico e sua fragmentação no início do Mesozoico.

A agregação dos continentes diminui as áreas das plataformas continentais envolventes, acabando por aumentar, deste modo, a profundidade média e a capacidade das bacias oceânicas, decorrendo assim, uma descida do nível do mar.

Pelo contrário, a existência de processos de *rifting*, com intumescência térmica e elevação dos fundos oceânicos na área das dorsais, acaba por produzir uma diminuição da capacidade das bacias oceânicas, ocasionando transgressões generalizadas (Hallam, 1992). Estes processos são muito lentos. A taxa de variação do nível do mar, oriunda de causas tectono-eustáticas, está em torno de 1 cm por 1000 anos. As variações eustáticas, devidas a

estes fenômenos, podem atingir valores entre 100 e 300 m. As variações glacio-eustáticas são muito mais rápidas (da ordem de 1 cm por ano) e atingem valores da mesma ordem de grandeza. A fusão total dos glaciares da Antártica e da Groenlândia, provocaria uma subida do nível do mar da ordem dos 65-80 m (Hallam,1992).

Juntando a esses valores os 120-140 m de variação do nível do mar deste o Último Máximo Glacial (UMG) até à atualidade (Dias *et. al.*,1997), obtém-se um valor entre 185 e 220 m. Porém, não são os glaciares de montanha que podem provocar grandes variações eustáticas, mas as grandes acumulações de gelo do tipo mantos de gelo (*inlandsis*). Esses mantos de gelo demoram muito tempo a se formar, o que faz com que apenas durante períodos limitados do Fanerozoico, essa causalidade possa ser invocada (Fig.5).

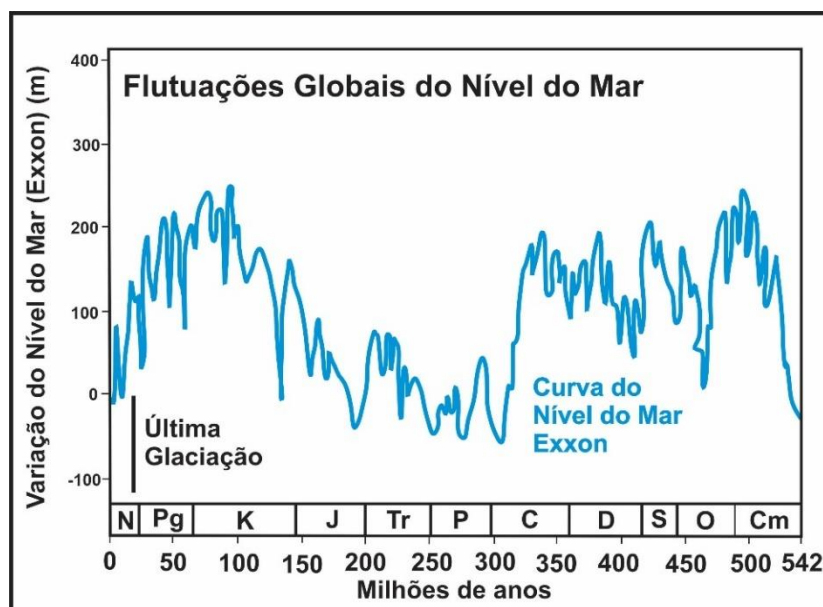


Figura 5. Curvas de variação global do nível do mar nos últimos 500 milhões de anos.  
(modificado: [https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/4/44/Phanerozoic\\_Sea\\_Level.png/300px-Phanerozoic\\_Sea\\_Level.png](https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/4/44/Phanerozoic_Sea_Level.png/300px-Phanerozoic_Sea_Level.png))

Na figura 5 observa-se a existência de processos de acumulação de gelo no interior dos continentes, conduzindo à existência de níveis eustáticos baixos, nos seguintes períodos:

1. Final do Pré-cambriano;
2. No Ordoviciano Médio;
3. Na transição Siluriano/Devoniano;
4. Na transição Carbonífero/Permiano;
5. No Cretáceo Inferior;
6. Quaternário.

Durante o resto do tempo, em um estado em que o efeito estufa predominaria, os níveis do mar foram geralmente altos.

Para chegar à curva geral da variação eustática durante o Fanerozoico (Fig.6), é preciso contar com os efeitos, já referidos, do tectono-eustatismo. É possível ligar a fase de descida eustática do final do Paleozoico - início do Mesozoico, com a construção da Pangeia.

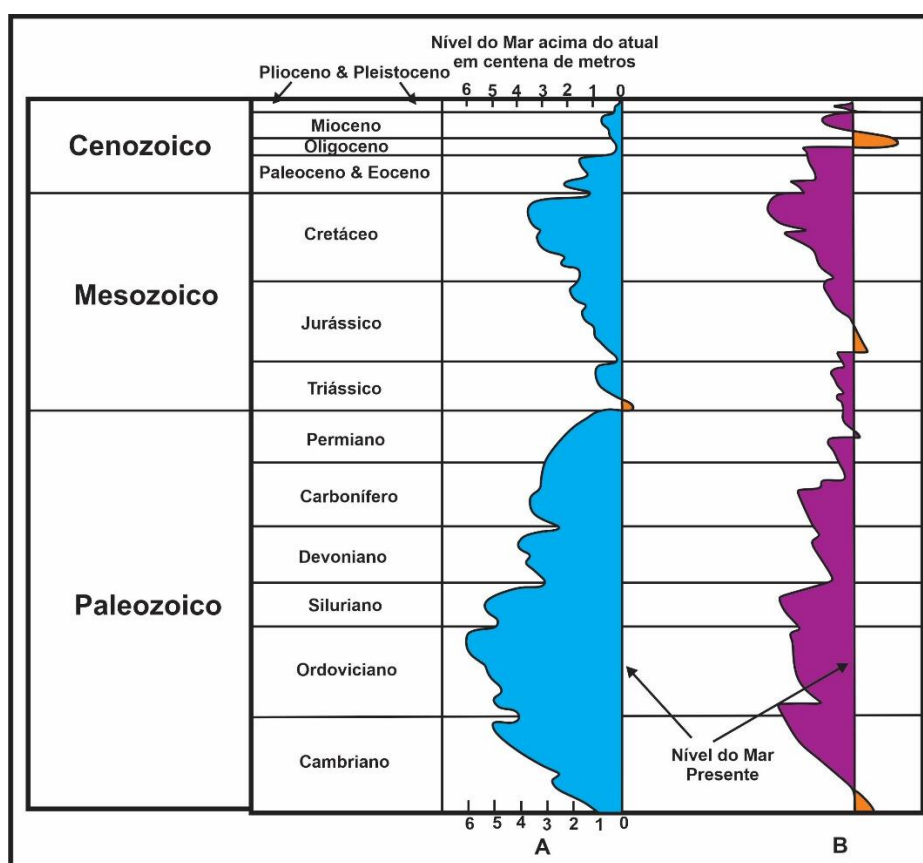


Figura 6. Curva eustática do Fanerozoico de Hallam (A) e Vaill (B).  
(modificado: A: Hallam, 1992; B: Vaill et al. 1977)

A contínua subida do nível do mar durante o Mesozoico pode ser explicada, pela abertura e expansão dos oceanos que teve lugar durante o Mesozoico.

As colisões continentais da tectônica alpina podem explicar a tendência geral para a descida do nível do mar que se verifica durante o Cenozoico.

Como é evidente, até pela análise das duas curvas da figura 6, existem ainda muitas dúvidas a este respeito, mas apesar de tudo, observa-se uma certa concordância de conjunto. Parece útil salientar que se trata de fenômenos muito complexos dos quais escolhemos as causalidades mais óbvias para ilustrar a interferência entre diferentes tipos de fenômenos, a uma escala temporal da ordem das centenas de milhões de anos.

### III. VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR DURANTE O FINAL DO CENOZOICO: A INFLUÊNCIA DO DIASTROFISMO

Durante o Neogênico verificou-se uma tendência geral para um progressivo arrefecimento. Essa tendência acentuou-se durante o Quaternário, com fortes variações climáticas com glaciações e períodos interglaciares (Fig.7), com a ocorrência de importantes variações do nível do mar.

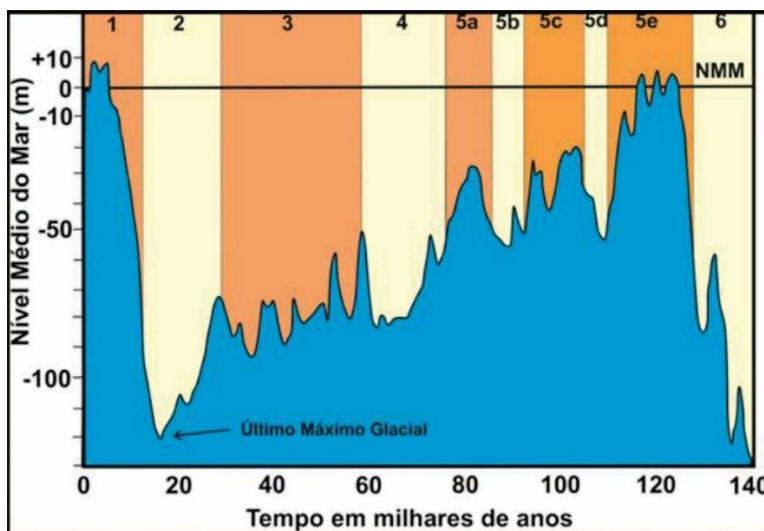


Figura 7. Variação relativa do nível do mar nos últimos 140 mil anos e os respectivos estágios isotópicos. (modificado: [https://serc.carleton.edu/integrate/teaching\\_materials/coastlines/student\\_materials/907](https://serc.carleton.edu/integrate/teaching_materials/coastlines/student_materials/907))

Devido à acumulação de gelo no interior dos continentes, durante a última glaciação, o nível do mar teria descido entre 120-130 m abaixo do nível atual, o que ocasionou uma modificação importante da linha de costa, sobretudo em locais onde a plataforma continental se apresentava extensa e com pouca declividade na parte próxima dos continentes, como no caso do Mar de Bering, na região entre a Sibéria e o Alasca (Fig.8), e num recuo da linha de costa, de uns 150 km, ao largo do litoral da costa do Rio de Janeiro e Espírito Santo no Brasil (Fig.9).



Figura 8. Configuração da linha de costa na região do oceano Ártico e mar de Bering (Beringia) durante o Máximo Glacial. (fonte: <https://super.abril.com.br/ciencia/beringia-o-verdadeiro-continente-perdido/>)



Figura 9. Paleoníveis marinhos da plataforma continental leste brasileira com a isóbata da última máxima regressão marinha (linha vermelha) e a isóbata do início do Holoceno (linha azul).  
(modificado: Kowsmann et al. 1979)

A figura 9 apresenta uma proposta sobre a variação do nível do mar a partir de 17.500 anos AP para a região da plataforma continental da região leste do Brasil, entre Cabo Frio e Campos (RJ). Um dos aspectos mais interessantes diz respeito à inversão da tendência para uma subida rápida do nível do mar que se verificou a partir dos 17.500 até 11.000 anos AP: durante esse período, que corresponde a uma importante fase de arrefecimento (Dryas recente), verifica-se uma estabilização do nível do mar na isóbata dos 60-70 m abaixo do nível atual. A subida é retomada por volta de 10.000 anos AP e prolonga-se até cerca de 6.000 anos BP, quando o mar atinge, aproximadamente, o nível atual.

Durante o Dryas recente ocorreu um regresso rápido a condições glaciais, nas altitudes mais elevadas do hemisfério norte, entre 12.900 e 11.500 anos AP, contrastando marcadamente com o aquecimento ocorrido durante a deglaciação interestadial que o precedeu. No entanto, o arrefecimento no Atlântico Norte tropical pode ter antecedido este evento em algumas centenas de anos; na América do Sul o início está ainda mal definido mas o seu final é bem visível. De igual modo, o arrefecimento do hemisfério sul, conhecido como Inversão Climática de Deglaciação (ICD), iniciou-se a aproximadamente 1.000 anos antes do Dryas recente, entre 14.000 e 11.500 anos AP. O clima andino regressou às

condições do último máximo glacial, com temperaturas mais baixas, associadas a uma maior precipitação.

A transgressão holocênica tem uma importância muito grande na configuração atual dos litorais. Devido a esta transgressão, quase todos os litorais do globo estão relacionados a costas de submersão, exceto aquelas que foram diretamente submetidas às glaciações e que, sujeitas à sobrecarga dos grandes mantos de gelo, sofreram um processo de subsidência durante a glaciação (glacio-isostasia), do qual ainda estão a se recuperar atualmente. A recuperação isostática destas áreas, permite-lhes ascender na crosta a uma velocidade entorno de 1 m por século em certos locais, como por exemplo na Escandinávia.

Nas áreas circundantes dos mantos de gelo, ocorre uma situação oposta: quando da glaciação, o afundamento da crosta, sob o peso dos mantos de gelo, vai ocasionar o deslocamento de material infracrustal, o qual se desloca para a periferia dos mantos de gelo onde vai ascender provocando, nessas áreas, a existência de um rebordo soerguido.

A recuperação isostática das áreas anteriormente glaciadas vai ocorrer à custa da migração desse material infracrustal. Por isso, na área do *forebulge* vai haver uma tendência à subsidência que vai acentuar a submersão provocada pela subida eustática. Essa tendência é responsável por uma parte da elevação relativa do nível do mar que se verifica nas áreas em questão (Fig.10), o que poderá exagerar os dados relativos à variação do nível do mar acrescentando aos valores puramente eustáticos, uma componente de subsidência (Paskoff, 2001).

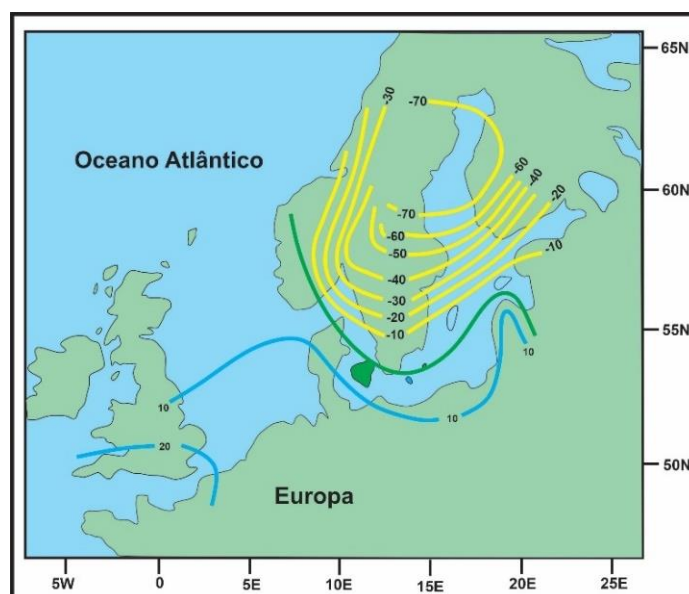


Figura 10. Taxa relativa de mudanças no nível do mar a partir de medições do marégrafo em cm por século, o valor positivo denota o aumento do nível do mar. A elevação isostática da Escandinávia é mostrada como um aumento negativo do nível do mar. (modificado: Paskoff, 2001)

### 3.1. Variações eustáticas do nível do mar

As variações eustáticas do nível do mar, são ocasionadas por diferentes processos que causam mudanças no volume ou na massa do oceano em caráter mundial (Gornitz, 2005 e Miller *et al.*, 2005), e resultam em variações uniformes do nível médio do mar em escala global. As variações eustáticas do nível do mar, não dependem de fatores locais, como a tectônica que pode ocasionar a elevação de uma área restrita, sendo por definição, globais. As mudanças globais da massa do oceano ocorrem como consequência do derretimento ou do acúmulo das calotas polares continentais ao longo do tempo, ocasionando a glacio-eustasia (Fig.11a) e, como consequência da redistribuição da água entre diferentes reservatórios hidrológicos, tais como a neve, a água superficial, a umidade do solo e o armazenamento de água subterrânea, excluindo as geleiras (Church *et al.*, 2013), temos a hidro-eustasia, (Fig.11b ). As mudanças no volume, por sua vez, são causadas por variações na densidade da água do oceano como resultado do resfriamento ou aquecimento das massas de água, ocasionando a expansão térmica ou termoeustasia (Fig.11c), ou pela mudanças em sua salinidade, a halo-eustasia. As mudanças no nível do mar também ocorrem quando o volume das bacias oceânicas muda (Rona, 1995) após a expansão tectônica do fundo do mar, a tectono-eustasia (Fig.11d) ou sedimentação (sedimento-eustasia). Vale ressaltar que, enquanto os quatro primeiros processos são impulsionados principalmente por forçantes climáticas, os dois últimos são impulsionados por forças geológicas (Fig.11).

Devido aos diferentes processos que podem impulsioná-las, as mudanças no nível do mar podem ocorrer em escalas de tempo muito diferentes (Fig. 11e). A tectono-eustasia e a sedimento-eustasia podem causar alterações no nível do mar de algumas centenas de metros num período de 10 a 100 milhões de anos (Flemming & Roberts, 1973). Em escalas de tempo mais curtas, por outro lado, a glacioeustasia, a hidro-eustasia e as alterações estéricas podem causar mudanças de centenas de metros (Gornitz, 2005). No entanto, esses processos também são significativos em escalas de tempo mais curtas, embora com magnitudes menores. Como exemplo, estima-se que a glacioeustasia esteja contribuindo para a elevação atual do nível do mar a uma taxa de ~1,5 mm/ano (Church *et al.*, 2013).

Em escalas de tempo mais curtas, a maioria das mudanças registradas no nível eustático do mar (NEM) deve-se a processos acoplados oceano-atmosfera (mudanças dinâmicas) (Fig.11e). Estes frequentemente desencadeiam processos de hidroisostasia, mudanças termoisostasia ou halostéricas. Quando os efeitos diretos desses processos estão

relacionados apenas ao deslocamento de massas de água, eles não podem ser estritamente definidos como eustáticos, uma vez que o nível médio global do mar não se altera.

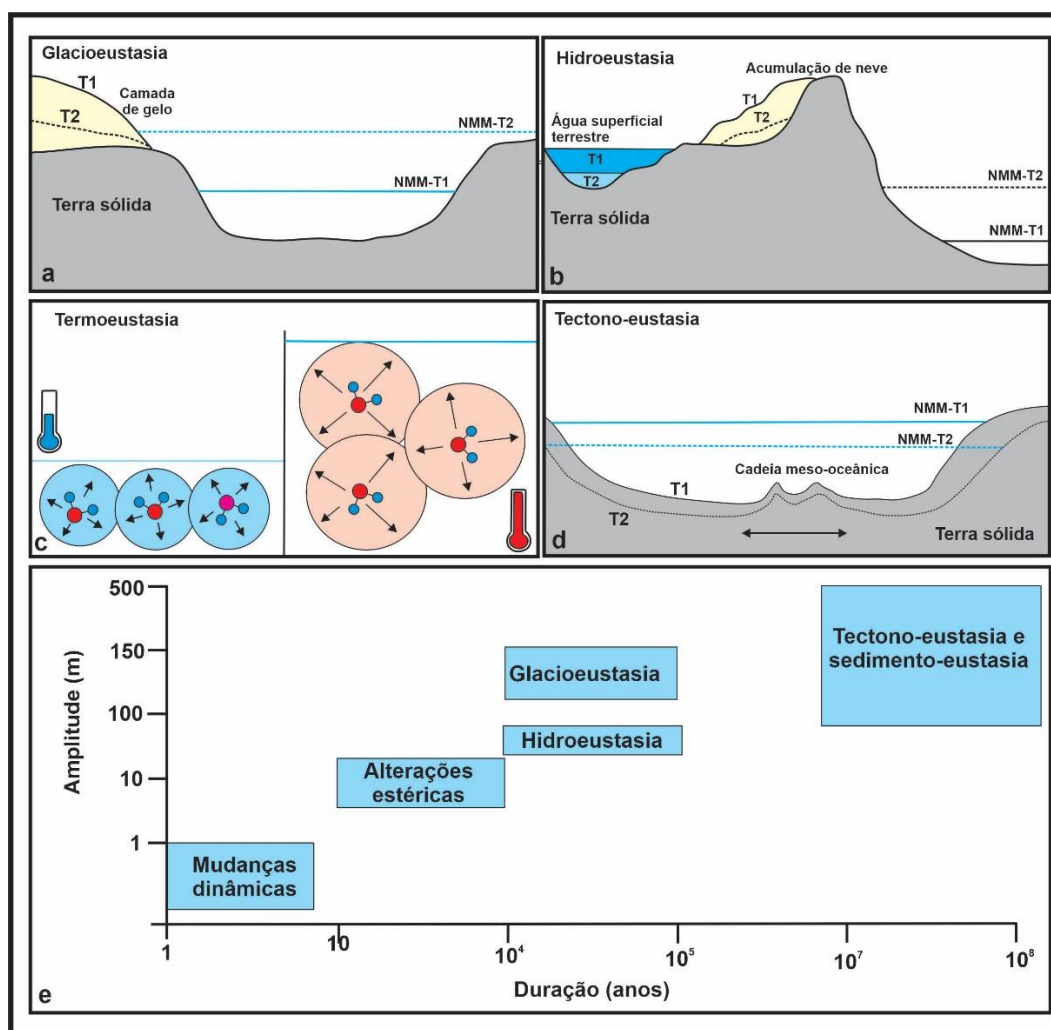


Figura 11. Processos que contribuem para as mudanças no nível do mar em equilíbrio. **a** Mudanças glacioeustáticas devido ao derretimento das geleiras. **b** Mudanças hidroeustáticas devido a alterações na acumulação de neve e no armazenamento de água superficial. **c** Expansão térmica das massas de água (termoeustasia) em nível molecular. Acima de 4 °C, a água se expande ao ser aquecida devido aos maiores movimentos moleculares. **d** Exemplo esquemático de mudanças de volume devido a alterações no volume das bacias oceânicas (tectono-eustasia). **e** Amplitude e duração dos processos que causam mudanças no nível eustático do mar. (modificado: Gornitz et al., 2005)

### 3.2. Variações relativas do nível do mar

O soergimento ou subsidência do solo podem resultar, respectivamente, em uma queda ou elevação do nível do mar que não pode ser considerada eustática, pois o volume ou a massa de água não se altera. Segundo Kemp *et al.* (2015), qualquer mudança no nível do mar, observada em relação a um referencial terrestre, é definida como uma Variação Relativa do Nível do Mar (VRNM). Na figura 12, observa-se uma visão geral dos principais

processos que podem causar variação no nível relativo do mar. A maioria deles não está relacionada a causas climáticas e pode atuar em uma ampla gama de escalas espaciais e temporais (Khan *et al.* 2015).

### 3.2.1. Ajuste isostático glacial e atração gravitacional

O ajuste glacio-isostático (Fig.12a,b), segundo Kopp *et al.* (2015) e Milne & Mitrovica (1998), é definido como a resposta viscoelástica da Terra à redistribuição das cargas de gelo no oceano. Isso significa que, dadas as suas densidades, a água do oceano e o gelo continental exercem peso sobre a superfície sólida da Terra. Quando uma camada de gelo cresce, o ar atmosférico é substituído por gelo mais denso e, portanto, um novo equilíbrio isostático, entre a crosta terrestre e o manto, deve ser alcançado. Como consequência, a área coberta por gelo sofre subsidência, que é parcialmente causada pela flexão da litosfera. Essa se comporta como um corpo elástico, respondendo imediatamente ao aumento da carga superficial. Entretanto, à medida que o nível de base da litosfera afunda no manto, um fluxo viscoso é desencadeado e o material do manto move-se lentamente para fora da área glaciada e para cima, para além das margens do gelo (Fig.12a). Consequentemente, uma protuberância periférica ascendente, que exacerba a queda relativa do nível do mar, é gerada em torno da camada de gelo. Os mesmos processos que caracterizam as áreas próximas ao gelo (campo próximo) durante uma glaciação também afetam as bacias oceânicas distantes das camadas de gelo (campo distante). Neste caso, a remoção da água desencadeia o soerguimento da Terra sólida (devido à hidro-isostasia) na maior parte das bacias e uma ligeira subsidência ao longo das margens continentais devido à flexão litosférica (Fig.12a). Naturalmente, os processos da Terra sólida descritos até agora são revertidos quando a camada de gelo derrete (Fig.12b).

A transição de condições glaciais para interglaciais desencadeia o colapso progressivo dessa protuberância frontal, à medida que o gelo terrestre diminui e o material do manto retorna aos antigos centros de carga (Fig.12b). Isso induz a subsidência glacio-isostática, um fator importante no controle das mudanças no nível relativo do mar na periferia das antigas calotas de gelo (Milne *et al.*, 2009; Engelhart & Horton, 2012). Um segundo mecanismo também contribui para a queda do NRM durante a fase final da subida do nível do mar pós-glacial e ao longo das margens continentais de áreas distantes. É denominado alavancagem continental (Fig.12b) e resulta de uma inclinação ascendente dos setores costeiros dos continentes em resposta ao aumento da carga de água nas bacias oceânicas (Milne & Mitrovica, 2008). O fundo do mar sofre subsidência e o material do manto superior

é empurrado em direção aos continentes. Ao mesmo tempo, a litosfera flexiona e, como resultado, as áreas costeiras sofrem soerguimento que provoca uma queda local do NRM.

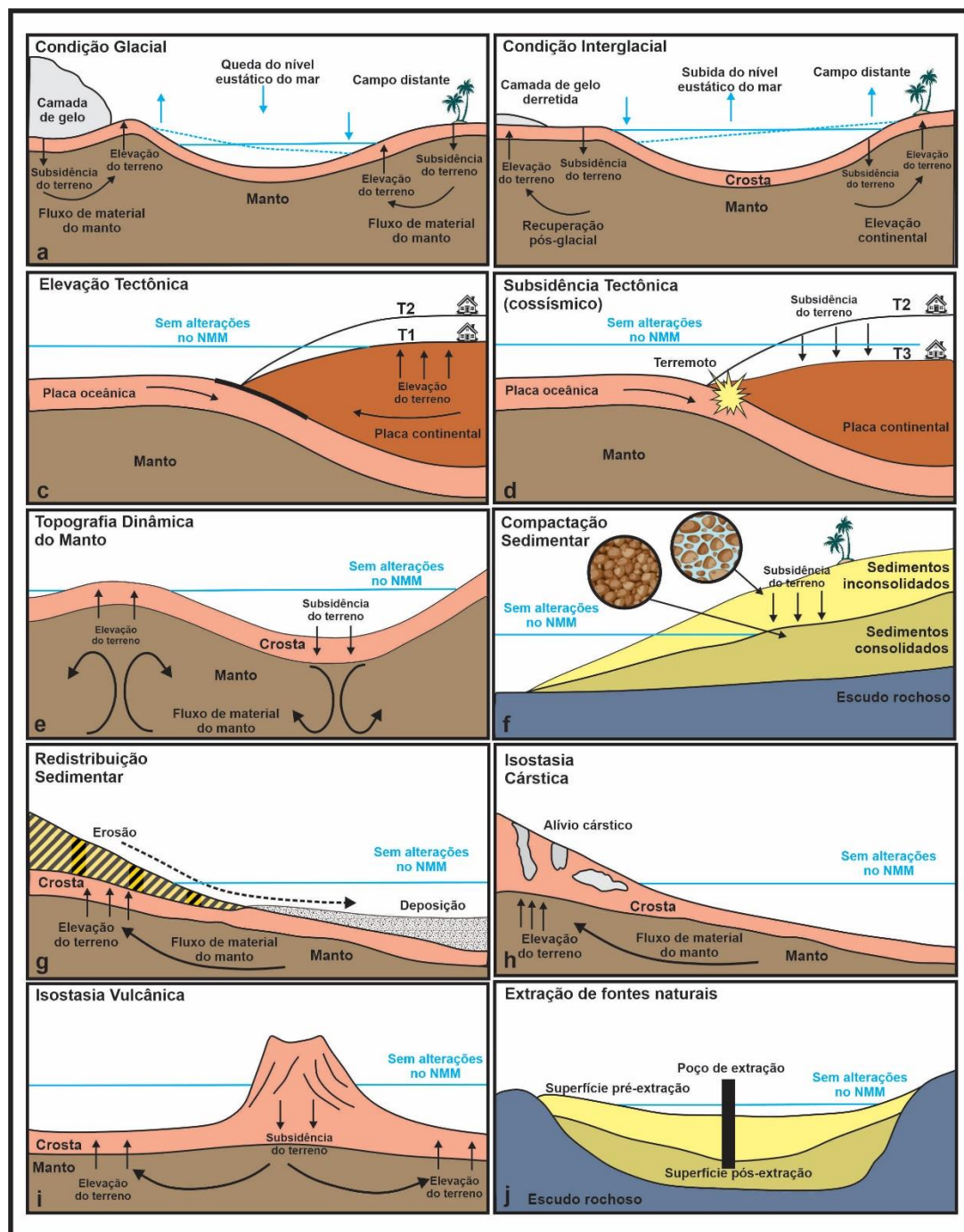


Figura 12. Processos que contribuem para as mudanças relativas do nível do mar. (a,b): Ajuste isostático glacial (AIG) e redistribuição de massas de água após o derretimento da camada de gelo. (c,d): Padrões de soerguimento intersísmico (c) e subsidência cossísmica (d) ao longo de uma falha de subducção. (e): Topografia dinâmica do manto causando elevação do nível relativo do mar (subsidência crustal) em caso de movimentos divergentes do fluxo do manto e queda do nível relativo do mar (soerguimento crustal) em caso de movimentos convergentes do fluxo do manto. (f): Compactação de sedimentos causando elevação do nível relativo do mar. (g): Ajuste isostático devido à redistribuição de sedimentos, especificamente após erosão da planície costeira e deposição na plataforma continental. (h): Ajuste isostático após dissolução cárstica. (i) Isostasia vulcânica. (j): Mudança no nível relativo do mar causada pela extração de recursos naturais.

(modificado: Rovere et al, 2019)

A datação do UMG é feita principalmente através de análises de isótopos estáveis em núcleos de gelo, sedimentos marinhos e fósseis de micro-organismos marinhos, como foraminíferos. Esses métodos permitem estimar com precisão as variações de temperatura, volume de gelo e, conseqüentemente, o comportamento do nível do mar.

Outro efeito associado ao Ajuste Isostático Glacial (AIG) é a atração gravitacional. Devido à sua massa, o gelo e a água do oceano experimentam uma atração gravitacional mútua. Quando uma camada de gelo cresce, a força gravitacional mútua atrai as massas de água em sua direção (Fig.12a), a linha pontilhada azul, mostra a água sendo puxada em direção à camada de gelo. Quando a camada de gelo derrete, as forças de atração sobre a água diminuem, com um efeito líquido de queda do nível relativo do mar (NRM) no campo próximo e uma elevação do NRM no campo distante (Fig.12b). Esse processo é chamado de atração gravitacional, ou autogravitação, e é um componente fundamental do processo de AIG.

Considerando os processos que definem o AIG, conclui-se que as mudanças glacio-eustáticas do nível do mar representam um caso especial de mudanças mais gerais no NRM, induzidas pelo gelo. De fato, ao negligenciar a gravidade e as deformações da Terra sólida, qualquer flutuação da camada de gelo resultaria em uma mudança global e uniforme do nível relativo do mar. Isso também significa que a média oceânica da mudança do NRM, induzida pelo AIG, é igual às hipotéticas mudanças glacio-eustáticas do nível do mar, simplesmente devido à conservação da massa.

### 3.2.2. Deformações tectônicas e topografia dinâmica

Ao longo de margens ativas, as mudanças no NRM podem ser causadas por movimentos verticais devido a forças tectônicas (Dura *et al*, 2016). Em outras palavras, uma linha de costa que se move para cima ou para baixo, devido à presença de sistemas de falhas, pode sofrer uma queda ou uma elevação do NRM cossísmica ou pós-sísmica. Nas figuras 12c e 12d, observa-se um exemplo clássico que ilustra como o NRM é afetado, ao longo de uma zona de subducção, pelo soerguimento intersísmico (Fig.12c) e pela subsidência relacionada ao cossismo (Fig.12d) (Dragert *et al*, 1994; Leonard *et al*, 2004). Em geral, o soerguimento ou subsidência tectônica é considerado uma das principais causas de mudanças no NRM, tanto em escalas de tempo mais longas como em mais curtas (Larsen *et al.*, 2003).

Em contraste com as margens ativas, as margens passivas são frequentemente consideradas tectonicamente estáveis. Nessas áreas, a tectônica pode ser negligenciável em

escalas de tempo curtas, mas movimentos verticais devido à topografia dinâmica do manto podem afetar o NRM em escalas de tempo mais longas. A topografia dinâmica do manto é causada pelo fluxo do manto que impulsiona movimentos verticais significativos da crosta ao longo de grandes áreas (Fig.12e) (Moucha *et al.*, 2008). Os efeitos da topografia dinâmica do manto são particularmente relevantes em escalas de tempo de alguns milhões de anos, mas não se pode excluir que eles também desempenhem um papel no deslocamento dos registros de NRM do Quaternário tardio (Rovere *et al.*, 2014 e 2016).

### **3.2.3. Compactação de Sedimentos**

Os sedimentos depositados em uma área costeira podem estar sujeitos, ao longo do tempo, à perda de volume. Isso causa subsidência do solo e, portanto, uma elevação do NRM. Existem diversos processos mecânicos, tais como, consolidação de sedimentos, biológicos, degradação bioquímica, e antrópicos como, drenagem de terras, que podem causar ou acelerar a compactação de sedimentos (Brain, 2016). Na figura 12f, observa-se que a queda do NRM é causada pela perda progressiva de porosidade dos sedimentos e pela expulsão de água intersticial devido aos efeitos da carga de sedimentos mais jovens. Esse processo pode afetar uma área costeira de maneira espacialmente diferente. Por exemplo, o volume de sedimento que pode ser compactado está relacionado à profundidade em que o substrato incompressível, por exemplo, o leito rochoso, está localizado (Fig.12f).

### **3.2.4. Isostasia de sedimentos, cárstica e vulcânica**

Segundo Dalca *et al.*, (2013), respostas isostáticas podem ocorrer não apenas quando massas de gelo ou geleiras são removidas, mas também quando grandes quantidades de sedimentos são redistribuídas ao longo da costa. De forma semelhante ao que acontece com as calotas polares, a erosão ou deposição de sedimentos pode causar um fluxo líquido de material do manto da área de deposição de sedimentos em direção à área onde os sedimentos foram erodidos (Fig.12g). Segundo Adams *et al.*, (2010), um processo similar ocorre em áreas que foram submetidas à erosão cárstica, onde uma carga significativa, sobre a crosta, foi reduzida, sem carregamento para outras áreas (Fig.12h). A isostasia de sedimentos e a cárstica tem sido, até recentemente, negligenciada em estudos do nível do mar, mas provavelmente tem um efeito importante nas histórias do NRM em escalas de tempo milenares e maiores (Dalca *et al.*, 2013). Outro processo similar é o da resposta isostática ao derrame vulcânico (Lambeck, 2011), que é desencadeado pelo suporte da litosfera por um edifício vulcânico (Fig.12i).

### **3.2.5. Atividades Humanas**

Alguns tipos de atividades humanas podem causar subsidência do nível do solo em áreas costeiras e, conseqüentemente, resultar em uma elevação do NRM. Em geral, as principais atividades humanas que desencadeiam taxas de subsidência são a drenagem do solo, para fins de desenvolvimento urbano ou a mineração subterrânea de recursos como água subterrânea, petróleo ou gás (Syvitski *et al.*, 2009). A magnitude da elevação do NRM causada por atividades humanas é frequentemente considerável, na ordem de alguns metros em algumas décadas (Ericson *et al.*, 2006). Em cidades costeiras da Indonésia, por exemplo, a extração de gás e água subterrânea contribui para taxas de subsidência de até 22 cm/ano (Chaussard *et al.*, 2013). No delta do Pó, na Itália, grandes extrações de água subterrânea rica em metano, entre 1950 e o início da década de 1970, causaram uma subsidência do solo de até 3 m (Teatini *et al.*, 2011). Em geral, as atividades de extração causam taxas de subsidência mais elevadas perto dos centros de extração (Fig.12j) e têm efeitos semelhantes na compactação de sedimentos.

## **IV. ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL E O BAIXO NÍVEL DO MAR**

O Último Máximo Glacial (UMG), representa o período mais frio do último ciclo glacial, quando as calotas polares e geleiras continentais atingiram suas maiores extensões. Esse período, situado aproximadamente entre 26.500 e 18.000 anos AP, provocou mudanças profundas no clima, na paisagem e nos ecossistemas do planeta Terra. Uma das conseqüências mais marcantes do UMG foi o excepcional rebaixamento do nível do mar, que alterou drasticamente as margens continentais e possibilitou migrações de espécies, inclusive a expansão da humanidade para novas regiões do globo.

O UMG é um ponto de referência fundamental nos estudos sobre mudanças climáticas, glaciologia e paleoceanografia. Durante esse período, vastas áreas da América do Norte, Europa e Ásia estavam cobertas por espessas camadas de gelo, em alguns locais atingindo mais de três quilômetros de espessura (Fig.13). O clima global era significativamente mais frio e seco do que o atual, com médias de temperatura da ordem de 4 a 7°C inferiores às contemporâneas.

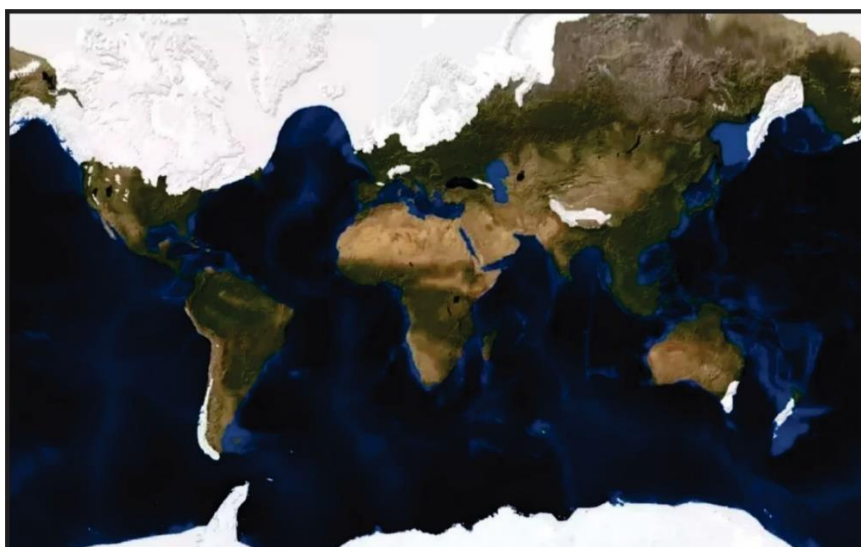


Figura 13. Áreas do globo terrestre cobertas por gelo durante o UMG à aproximadamente 19.000 anos AP.

(fonte: <https://preview.redd.it/earth-19-000-b-c-v0-drvhvjbtw3b31.jpg?width=1080&crop=smart&auto=webp&s=617db2100b315d2bca6fd9f4a26a5eb215e86c5d>)

A ocorrência do UMG está relacionada a uma combinação de fatores astronômicos, atmosféricos e tectônicos:

- Variações orbitais (Ciclos de Milankovitch): mudanças na inclinação do eixo da Terra, excentricidade da órbita e precessão dos equinócios alteram a quantidade e distribuição de energia solar recebida pelo planeta (Fig.14).
- Concentração de gases de efeito estufa: níveis significativamente baixos de dióxido de carbono e metano na atmosfera intensificaram o resfriamento global.
- Dinâmica das massas continentais e marinhas: a disposição dos continentes e oceanos pode ter facilitado a formação e manutenção de vastas geleiras.

Esses fatores, somados, criaram um ambiente propício ao acúmulo de gelo em latitudes elevadas e médias, desencadeando o resfriamento intenso característico do UMG.

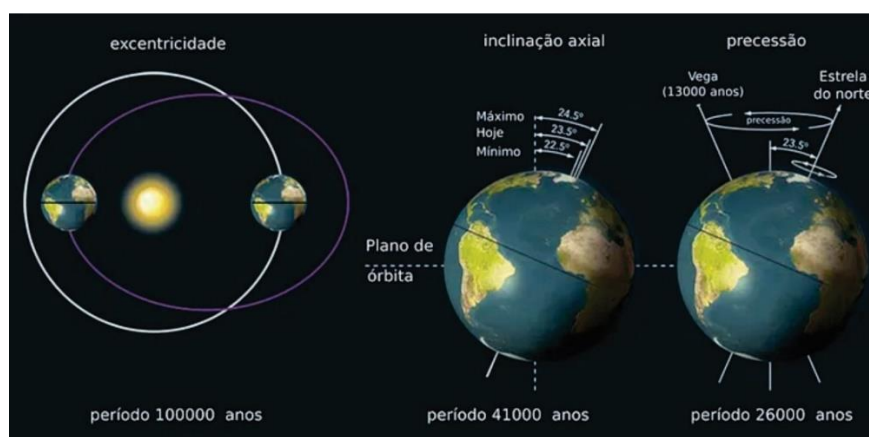


Figura 14. Variações orbitais da Terra – Ciclos de Milankovitch.

(fonte: Akei, 2016)

## 4.1. O Baixo Nível do Mar Durante o Último Máximo Glacial

Uma das consequências físicas mais notáveis do UMG foi a drástica redução do nível global do mar. Estima-se que, durante o auge do UMG, o nível do mar estava cerca de 120 a 130 m abaixo do atual (Fig.9). Esse rebaixamento se deve ao gigantesco volume de água retido sob a forma de gelo sobre os continentes.

O baixo nível do mar expôs extensas áreas de plataformas continentais, formando verdadeiras pontes de terra entre massas continentais separadas atualmente por oceanos. Exemplos famosos incluem:

- Beringia: a ligação entre a Ásia e a América do Norte pelo Estreito de Bering, permitindo a migração de humanos e animais (Fig.8).
- Doggerland: uma vasta área que conectava a Grã-Bretanha ao continente europeu, hoje submersa sob o Mar do Norte (Fig.15).
- Sundaland: uma área extensa do Sudeste Asiático que unia as ilhas da Indonésia ao continente asiático (Fig.16)

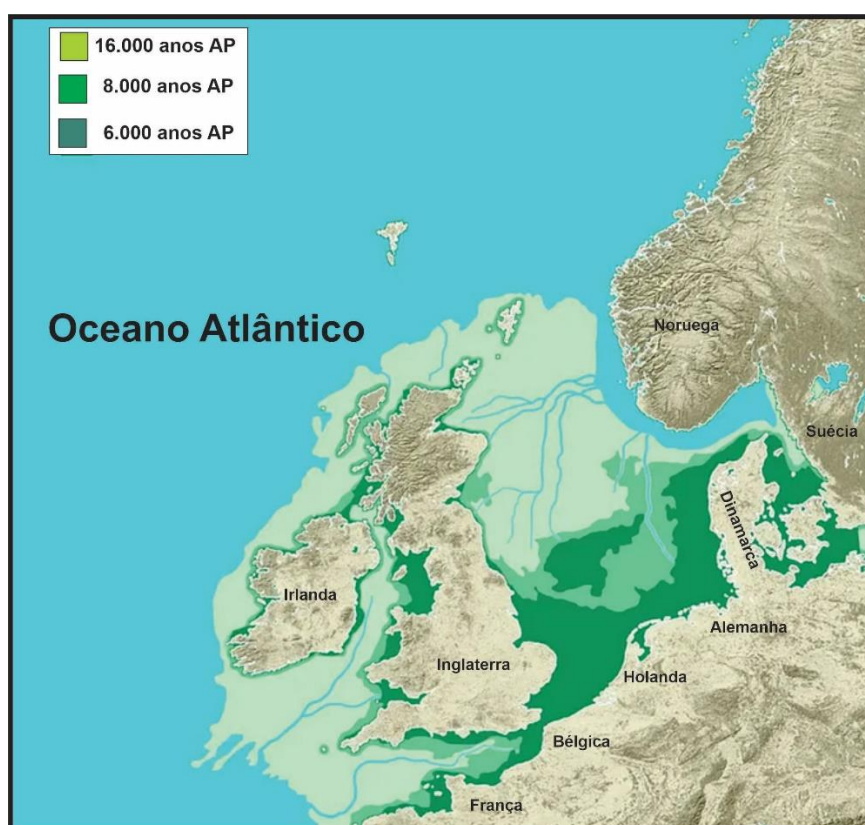


Figura 15. Plataforma continental do Mar do Norte a partir do UMG (*Doggerland*).  
(modificado: Kriger, 2024. Ilustração Claus Lunau/Science Photo Library).

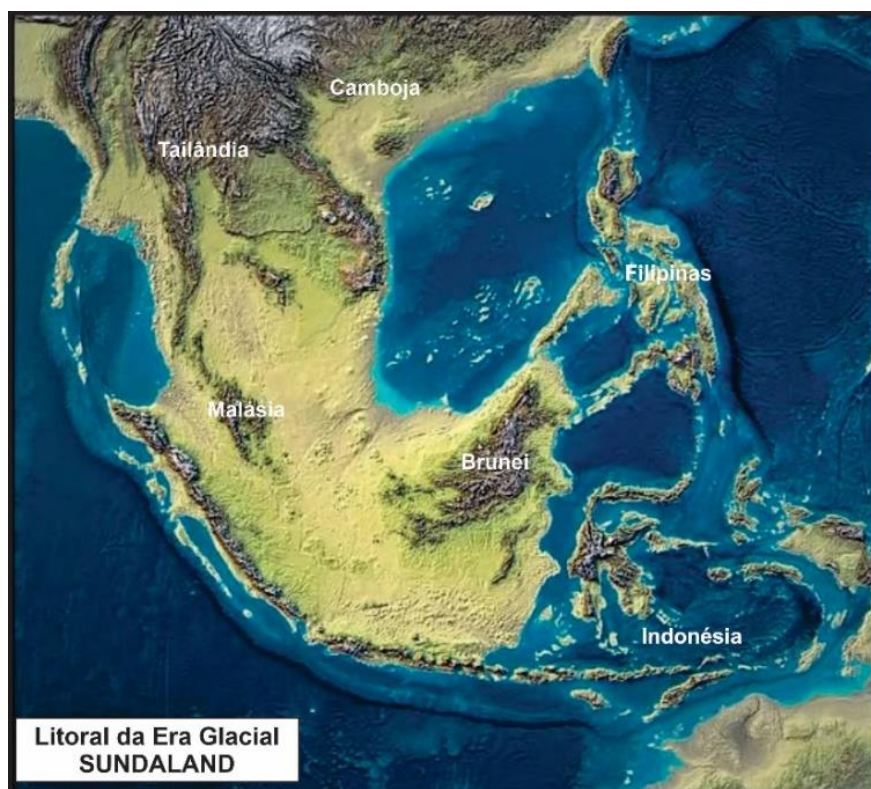


Figura 16. Plataforma continental da região da Indonésia durante o UMG (*Sundaland*).  
(modificado: [https://encrypted-tbn0.gstatic.com/images?q=tbn:ANd9GcR3J1Lpnl3uTy-YfEGhZ6k09SAaVElcY6d\\_gg&s](https://encrypted-tbn0.gstatic.com/images?q=tbn:ANd9GcR3J1Lpnl3uTy-YfEGhZ6k09SAaVElcY6d_gg&s))

Esses corredores terrestres facilitaram a dispersão de espécies, incluindo a ocupação humana das Américas, Europa e Australásia.

O recuo do nível do mar remodelou as linhas costeiras e originou ambientes litorâneos distintos dos atuais. Regiões hoje submersas eram férteis planícies, lagos ou áreas de floresta, o que contribuiu para a diversidade de habitats e padrões migratórios. Muitas dessas áreas, posteriormente inundadas com o degelo, guardam hoje importantes registros arqueológicos e paleontológicos.

A vegetação global também foi profundamente alterada. A tundra e as estepes dominavam o hemisfério norte, enquanto as florestas tropicais e subtropicais recuavam (Fig.17). Animais adaptados ao frio, como mamutes, bisões e rinocerontes lanudos, expandiram seus territórios, aproveitando as novas paisagens formadas pelo rebaixamento do mar.

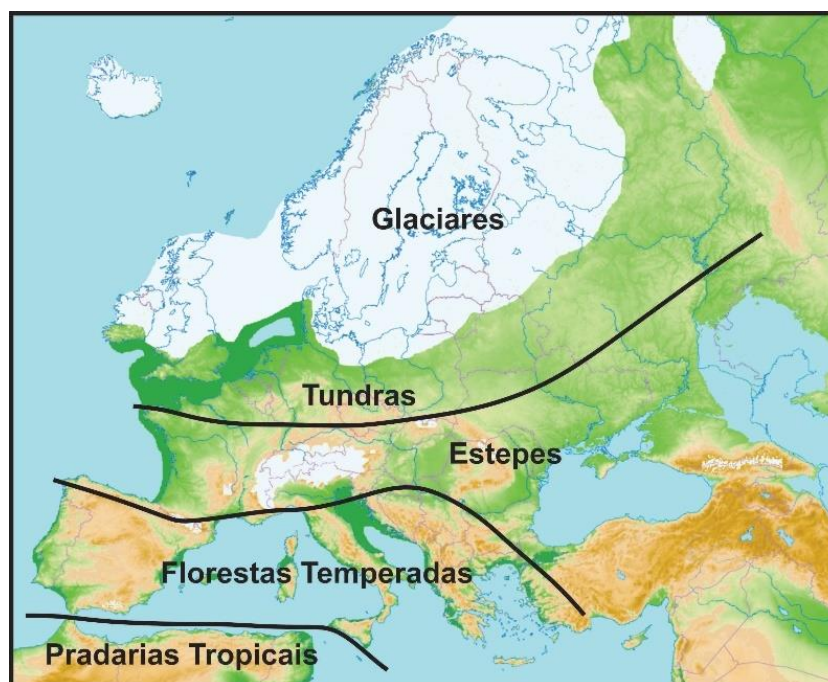


Figura 17. A Europa no final da última regressão há 18.000 anos AP.  
(modificado: <https://francois-grelaud.e-monsite.com/medias/images/wurm.jpg>)

## 4.2. Degelo e Elevação Pós-Glacial do Nível do Mar

O fim do UMG foi marcado por um aquecimento gradual do planeta. As geleiras começaram a recuar por volta de 19.000 anos AP, liberando enormes volumes de água nos oceanos. Estima-se que o nível do mar subiu de forma rápida em diversos pulsos, em especial durante eventos conhecidos como "*Meltwater Pulses*" (MWP), que elevaram o mar em metros em um período relativamente curto.

A elevação do nível do mar submergiu antigas pontes de terra e mudou radicalmente as zonas costeiras, formando deltas, estuários e novas paisagens litorâneas (Figs.8,15,16). Este processo teve impacto direto nas populações humanas que ocupavam essas regiões, forçando migrações e adaptações culturais.

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, em todo o 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.18). 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.18). 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.

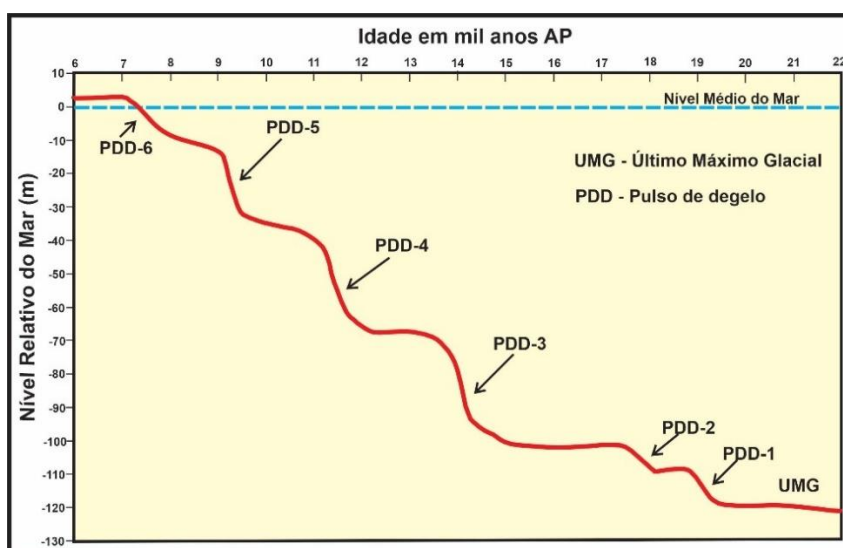


Figura 18. Gráfico da variação do nível do mar entre 6 mil e 22 mil anos AP na região oeste do Pacífico, mostrando os seis fluxos de degelo. (modificado de Liu *et al.* 2004).

Não se sabe ao certo a origem desses três pulsos de degelo que ocasionaram a subida do nível do mar. Vários autores têm 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.18). 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.18).

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.19). O autor observa, para a área estudada, quatro pulso de degelo 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 de degelo (P1) 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 de degelo (P2) 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 de degelo (P3) ocorrido 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 de degelo (P4) 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 aproximadamente 6 m acima do nível atual, aos 5.000 anos AP (Fig.19).

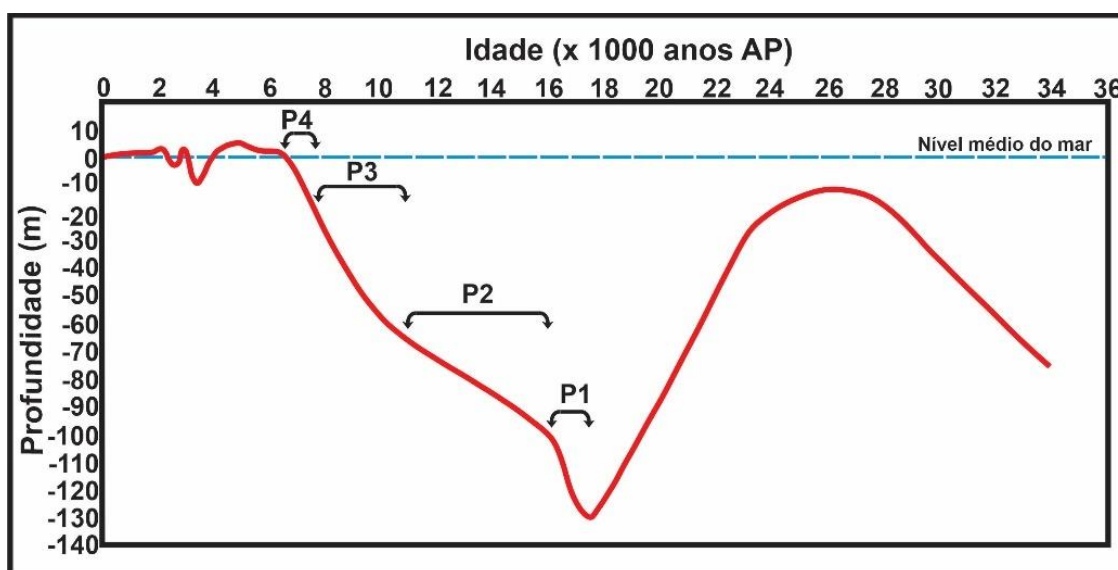


Figura 19. Gráfico da variação do nível do mar dos últimos 34 mil anos AP da região sul-brasileira. (modificado de Corrêa, 1990)

### **4.3. O que é o degelo?**

O degelo refere-se ao derretimento de grandes massas de gelo existentes, principalmente nas calotas polares (Ártica e Antártica) e nas geleiras montanhosas espalhadas por todos os continentes. Esse processo, natural em ciclos geológicos, acelerou-se de maneira dramática nas últimas décadas devido ao aquecimento global intensificado pela ação humana.

As calotas polares atuam como reguladoras do clima mundial, refletindo parte significativa da radiação solar e mantendo o equilíbrio térmico do planeta. O Ártico, composto principalmente de gelo flutuante, e a Antártica, com imensos mantos de gelo continental, armazenam, juntos, cerca de 68% da água doce do planeta. Além deles, cordilheiras como os Andes, os Himalaia e os Alpes abrigam geleiras cruciais para a manutenção de rios e lagos que abastecem bilhões de pessoas.

#### **4.3.1. Degelo acelerado: causas**

O principal fator responsável pelo degelo acelerado é o aumento das temperaturas médias globais. Esse aumento é resultado da intensificação do efeito estufa, causada pela emissão de gases como dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), metano (CH<sub>4</sub>) e óxidos de nitrogênio (NOx). Outras causas que podem influenciar no degelo acelerado são:

- Poluição do ar, que escurece o gelo e diminui seu poder de refletir a luz solar (albedo);
- Mudanças nos padrões de circulação atmosférica e oceânica;
- Exploração industrial e mineração em áreas antes preservadas;
- Deposição de poeira e fuligem proveniente de queimadas distantes.

#### **4.3.2. Relação entre degelo e elevação do nível do mar**

A conexão entre o degelo e o aumento do nível do mar está em dois processos principais: o derretimento das geleiras e mantos de gelo terrestres, e a expansão térmica dos oceanos.

Quando geleiras e mantos de gelo terrestres derretem, a água doce flui para o oceano, elevando diretamente o nível do mar. Especialistas estimam que, desde 1900, o nível do mar subiu entre 15 e 25 cm, sendo o ritmo desse aumento mais acelerado nas últimas décadas.

Além do acréscimo do volume de água derretida, os oceanos, ao absorverem calor da atmosfera, expandem-se. Essa expansão térmica contribui com cerca de metade da elevação observada nas últimas décadas.

Diferente do gelo continental, o degelo do gelo marinho (principalmente no Ártico) não contribui diretamente para a elevação do nível do mar, pois já está flutuando. No entanto, sua perda diminui o albedo terrestre, acelerando o aquecimento e, indiretamente, promovendo mais degelo.

#### **4.4. Implicações para a Evolução Humana**

O UMG e o baixo nível do mar tiveram papel fundamental na história da humanidade. A travessia do estreito de Beringia (Fig.8), por exemplo, possibilitou o povoamento das Américas, enquanto as rotas terrestres na Eurásia e Oceania facilitaram a circulação de populações, animais domésticos e culturas (Fig.16).

Durante o UMG, sociedades humanas precisaram desenvolver tecnologias apropriadas para ambientes frios, como roupas, abrigos e técnicas de caça de megafauna. O recuo do nível do mar após o UMG obrigou comunidades costeiras a se adaptarem a novas realidades geográficas, muitas vezes abrindo caminho para o surgimento das primeiras sociedades agrícolas.

O estudo do UMG fornece informações valiosas sobre o funcionamento do sistema climático da Terra e sobre possíveis respostas do planeta a alterações ambientais extremas. Pesquisas em núcleos de gelo, sedimentos marinhos e fósseis ajudam a compreender a dinâmica das geleiras, mudanças no nível do mar e adaptações biológicas.

Além disso, o conhecimento sobre o UMG serve para modelar cenários futuros relacionados ao aquecimento global e ao derretimento das geleiras atualmente em curso. As rápidas mudanças observadas no nível do mar ao final da era glacial alertam para a possibilidade de eventos semelhantes diante do aquecimento global contemporâneo.

O UMG foi um período de extremos ambientais, marcado por um clima rigorosamente frio, vastas geleiras e um nível do mar significativamente abaixo do atual (Fig.20). Essas condições moldaram profundamente a paisagem do planeta, determinaram rotas migratórias de espécies e seres humanos, e deixaram registros nos solos, rochas e culturas do mundo inteiro. Compreender o UMG e suas consequências sobre o nível do mar é fundamental para interpretar a história da Terra e para antecipar os possíveis impactos das mudanças climáticas do presente e do futuro.

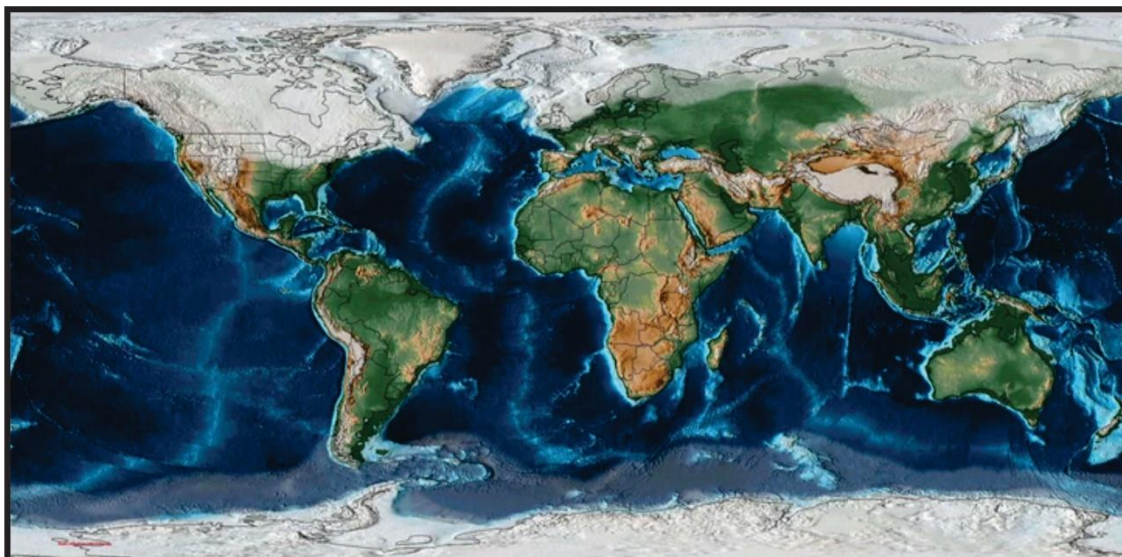


Figura 20. Mapa da Terra durante o Último Máximo Glacial (20.000 anos AP)  
(maiores detalhes podem ser vistos no site indicado abaixo)

(fonte: [https://www.reddit.com/r/MapPorn/comments/1jhw80t/map\\_of\\_earth\\_during\\_the\\_last\\_glacial\\_maximum/?t=pt-br](https://www.reddit.com/r/MapPorn/comments/1jhw80t/map_of_earth_during_the_last_glacial_maximum/?t=pt-br))

## V. DEGELO E ELEVAÇÃO RÁPIDA DO NÍVEL DO MAR

A partir do fim do UMG, por volta de 17.500 anos AP, as temperaturas globais começaram a subir (Corrêa, 1990). O aquecimento levou ao derretimento das grandes geleiras, liberando volumes massivos de água doce nos oceanos. Esse processo resultou em uma elevação dramática e relativamente rápida do nível do mar, fenômeno chamado de transgressão marinha.

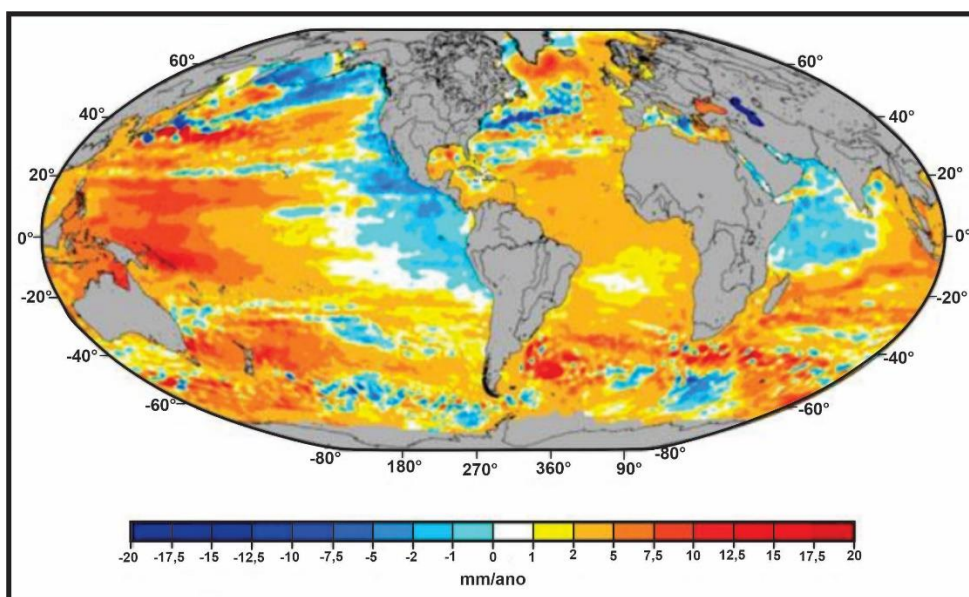
Entre 17.500 e 7.000 anos AP, o nível do mar subiu de forma contínua, com taxas que chegavam a 10-15 mm/ano nos momentos mais intensos. Esse período de elevação, conhecido como *Meltwater Pulse* (MWP), foi marcado por pulsos de degelo e subidas abruptas, como o MWP1A, ocorrido há cerca de 14.600 anos, quando o nível do mar subiu até 20 m em menos de 500 anos.

O pulso de água de degelo 1B (MWP1B) é conhecido como o evento de elevação catastrófica no Mar do Caribe. Outros pulsos de degelo pós-glaciais são conhecidos mais comumente como pulso de água de degelo 1A0, com início a 19.000 anos AP, pulso de água de degelo 1A, com início a 14.600 anos AP, pulso de água de degelo 1C, pulso de água de degelo 1D e pulso de água de degelo 2. Estes períodos de rápida elevação do nível do mar são conhecidos como pulsos de degelo porque a causa inferida deles foi a rápida liberação de água de degelo nos oceanos devido ao colapso das camadas de gelo continentais (Cronin, 2012).

No entanto, Bard *et al*, (1996, 2010) publicaram análises detalhadas de dados de amostras de recifes de corais coletados na região do Taiti, onde concluíram que o pulso de água de degelo 1B era, na melhor das hipóteses, apenas uma aceleração da elevação do nível do mar ocorrida há cerca de 11.300 anos AP e, na pior das hipóteses, não era estatisticamente diferente de uma elevação constante do nível do mar entre 11.500 e 10.200 anos AP. Eles argumentaram que o pulso de água de degelo 1B certamente não foi um salto abrupto no nível do mar, o que eles considerariam um pulso de água de degelo. Eles argumentam que a elevação de 28 m no nível do mar, estimada por Fairbanks (1989), a partir de amostras, é um artefato criado pela elevação tectônica diferencial entre diferentes lados de uma estrutura tectônica situada entre os dois núcleos de Barbados, usados para identificar o pulso de água de degelo 1B e calcular sua magnitude.

Outras estimativas divergentes sobre a magnitude do pulso de água de degelo 1B foram publicadas por Standford *et al* (2011) que concluíram que esse pulso de água de degelo 1B foi "robustamente expresso" como um intervalo multimilenar de taxas aumentadas de elevação do nível do mar entre 11.500 e 8.800 anos AP, com taxas máximas de elevação de até 25 mm/ano. Liu & Milliman (2004) reexaminaram os dados originais de Barbados e do Taiti e reconsideraram a mecânica e a sedimentologia do afogamento dos recifes pela elevação do nível do mar. Eles concluíram que o pulso de água de degelo 1B ocorreu entre 11.500 e 11.200 anos AP, um intervalo de 300 anos, durante o qual o nível do mar subiu 13 m, indo de -58 m para -45 m, dando uma taxa média anual de cerca de 40 mm/ano. Outros estudos revisaram a magnitude estimada do pulso de água de degelo 1B para baixo, entre 7,5 m e menos de 6 m (Blanchon & Shaw, 1995 e Whitenhouse & Bradley, 2013)

À medida que a acumulação de gases de efeito estufa na atmosfera leva a um maior aquecimento climático, a elevação do nível do mar se acelerará, colocando em risco as comunidades costeiras devido a inundações mais frequentes, erosão exacerbada das praias e penetração de água salgada em riachos e aquíferos. A elevação global do nível do mar no século XX atingiu uma média de 1,7 mm/ano, aumentando para cerca de 3 mm/ano desde 1993, conforme medido pela altimetria dos satélites TOPEX/Poseidon e Jason (Fig.21).



Figurta 21. Distribuição geográfica da variação do nível do mar (1993-2006) em base aos dados do Topex/Poseidon e do Jason-1. (modificado: Aarup et al. 2010)

As tendências atuais excedem as dos últimos milênios em 1 a 2 mm/ano, com base em dados de pântanos salgados de diversas localidades. No entanto, o nível do mar variou substancialmente no passado, variando de 4 a 6 m (ou mais) acima do nível atual durante o último período interglacial, há 125.000 anos, a 120 m abaixo do nível atual no pico da última era glacial, há cerca de 21.000 a 20.000 anos. O subsequente grande derretimento do gelo durou 12.000 anos, elevando o nível do mar a uma taxa média de ~10 mm/ano. Mas vários outros saltos rápidos pontuaram a incursão marinha (Fig.22). Um exame mais detalhado dessas rápidas mudanças no nível do mar pode nos ajudar a planejar melhor o futuro.

A elevação generalizada do nível do mar desde a última era glacial, mostrou vários pulsos de águas de degelo (MWP) (Fig.22).

No primeiro salto significativo (pulso de água de degelo 1A0, ou MWP-1A0), há 19.600-18.800 anos AP, os níveis oceânicos subiram pelo menos 10 m em 800 anos. No entanto, nem todos os proxies do nível do mar registram esse evento. Uma elevação mais rápida começou há 14.600 anos durante o interstadial Bølling-Allerød, relativamente ameno, acelerou cerca de 300 anos depois e atingiu o pico há cerca de 13.800 anos (pulso de água de degelo 1A, ou MWP-1A) (Stanford et al., 2011). O nível do mar subiu ~16 m durante esse evento com taxas de 26-53 mm/ano. Modelos computacionais que "identificam" padrões espaciais de elevação do nível do mar atribuem grande parte do degelo à Antártica (Fig.22 e 23).

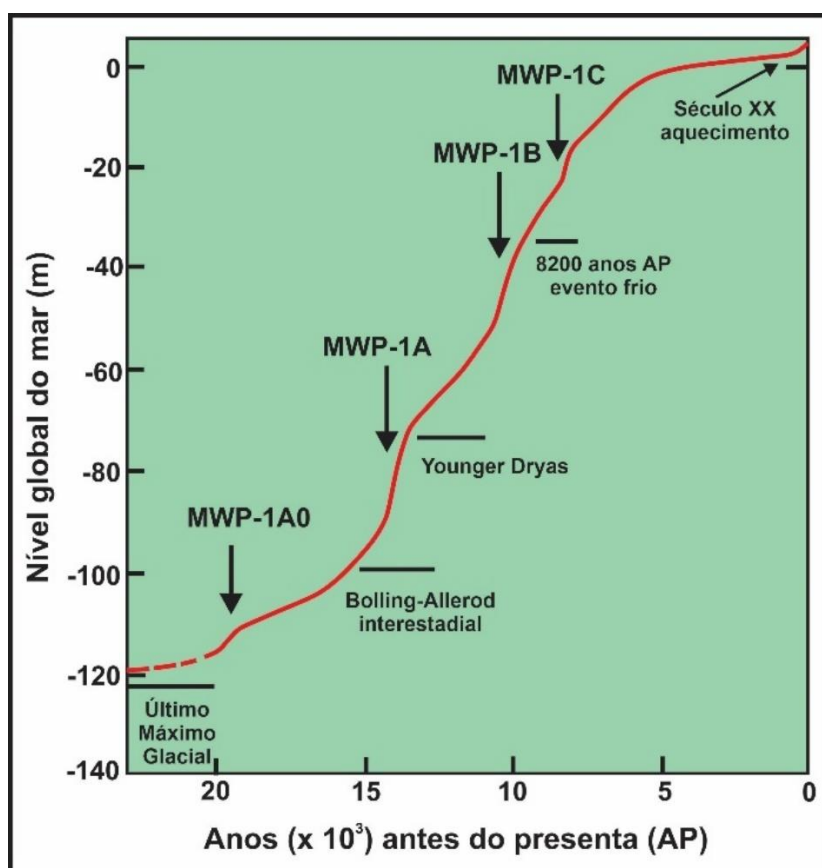


Figura 22. Elevação generalizada do nível do mar desde a última era glacial, mostrando vários pulsos de água de degelo (MWP). MWP-1A0, c. 19.600-18.800 anos atrás; MWP-1A, 14.600 a 13.800 anos atrás; MWP-1B, 11.000-8.200 anos atrás; e MWP-1C, ~8.200-7.600 anos atrás.  
(modificado: Gornitz, 2012)

Diferentes fontes de degelo deixam impressões digitais geograficamente distintas no nível do mar, porque seus históricos de descarregamento de gelo e a atração gravitacional entre as massas de gelo em retração e o oceano variam. Por outro lado, dados geológicos indicam uma deglaciação significativa na Antártica, iniciada apenas no final do MWP-1A, o que sugere que a maior parte da água de degelo se originou da ruptura das camadas de gelo do Hemisfério Norte. Durante o período frio do Dryas Recente, entre 12.900 e 11.800 anos AP, os oceanos invasores diminuíram seu ritmo ascendente. Um forte influxo de água doce através do rio Mackenzie para o mar Ártico e, finalmente, para o Atlântico Norte Oriental, pode ter desencadeado esse episódio frio. Após o retorno do calor, as taxas de elevação do nível do mar atingiram uma média de 13 a 15 mm/ano durante o pulso de água de degelo 1B (MWP-1B), entre 11.000 e 8.800 anos AP (Fig.22 e 23), um evento registrado em Barbados, mas não em corais do Pacífico. Essa diferença pode surgir de efeitos isostáticos glaciais ou gravitacionais; alternativamente, o aumento em Barbados pode ter sido superestimado.

Há cerca de 9.300 anos AP, uma barragem glacial rompeu-se na extremidade sudeste do Lago Superior, provocando um resfriamento generalizado no Hemisfério Norte, seguido

por um pequeno pulso de água de degelo há cerca de 9.000 anos AP. No entanto, o pulso de água de degelo de 1°C (há 8.200-7.600 anos AP) deixou vestígios em vários locais nos Estados Unidos, noroeste da Europa e China.

Ocorreu logo após o evento frio de 8.200 anos AP, que resultou da drenagem catastrófica final dos lagos glaciais Agassiz e Ojibway há cerca de 8.400 anos. A torrente de cerca de 100.000 km<sup>3</sup> liberada em poucos anos, representou um aumento de apenas um metro no nível global do mar, se distribuída uniformemente pelos oceanos do mundo. No entanto, o registro estratigráfico preserva vestígios desse pulso relativamente pequeno. A maior parte do degelo glacial terminou há cerca de 7.000-6.000 anos AP. Devido aos ajustes lentamente decrescentes da litosfera terrestre à remoção das camadas de gelo, o nível do mar cai perto de regiões anteriormente cobertas de gelo e sobe ao longo das margens das camadas de gelo desaparecidas. Desde meados do Holoceno, há cerca de 6.000 a 4.000 anos AP, o nível do mar recuou em muitos locais costeiros e ilhas oceânicas tropicais, distantes das influências glaciais, à medida que a água é "desviada" das bacias oceânicas equatoriais centrais para depressões periféricas às antigas camadas de gelo. O peso da água glacial derretida adicionada aos oceanos também deprime as plataformas continentais de campo distante, empurrando a linha costeira para cima e, ao mesmo tempo, reduzindo o nível do mar local. Embora as taxas de elevação do nível do mar tenham permanecido relativamente estáveis ao longo dos últimos milhares de anos, registros proxy de alta resolução do nível do mar detectam mudanças sutis relacionadas ao Período Quente Medieval e à Pequena Era Glacial (Kemp *et al.*, 2011).

O que aprendemos com à última deglaciação? As camadas de gelo polares poderiam colapsar catastróficamente, como no passado?

As camadas de gelo, muito mais extensas, foram enfraquecidas pelo derretimento prolongado, que durou vários séculos. Os principais pulsos de degelo ocorreram durante períodos de aquecimento (por exemplo, MWP-1A) ou após o retorno do calor (por exemplo, MWP-1B ou MWP-1C).

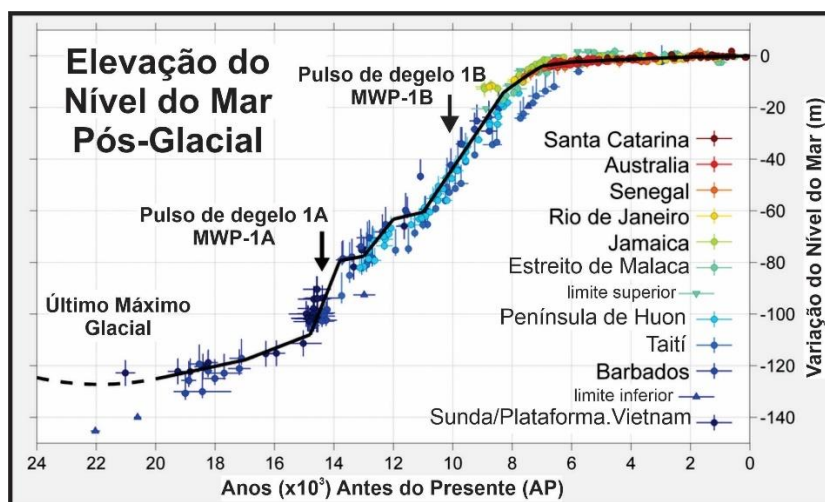


Figura 23. Gráfico mostrando a mudança do nível do mar durante o fim do último período glacial com a indicação do pulso de água de degelo 1A (MWP-1A) e 1B (MWP-1B).  
(modificado: [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Post-Glacial\\_Sea\\_Level.png](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Post-Glacial_Sea_Level.png))

## 5.1. Fonte do pulso de água de degelo 1B

Dada a discordância sobre seu momento, magnitude e até mesmo existência, tem sido muito difícil restringir a fonte do pulso de água de degelo 1B (Fig.22 e 23). Em sua modelagem do ajuste isostático glacial global, Peltier (1994, 2004) presumiu que a fonte predominante para o MWP-1B era a camada de gelo da Antártica. No entanto, nenhuma justificativa para essa suposição é fornecida em seus artigos. Além disso, Leventer *et al.* (2006) argumentam que o momento da deglaciação na Antártica oriental coincide aproximadamente com o início do pulso de água de degelo 1B e a camada de gelo da Antártica é uma fonte provável.

Finalmente, McKay *et al* (2008) sugeriram que a recessão da camada de gelo da Antártica Ocidental pode ter fornecido a água de degelo necessária para o início do pulso de água de degelo 1B. No entanto, estudos posteriores envolvendo a datação da exposição superficial de blocos erráticos glaciais, nunataks e outras exposições anteriormente glaciais, usando datação cosmogênica, contradizem os argumentos e suposições acima.

Esses estudos concluíram provisoriamente que a quantidade real do adelgaçamento da camada de gelo da Antártica Oriental é muito pequena, de 50 a 200 m, e provavelmente muito gradual e muito tardia para ter contribuído com qualquer quantidade significativa de água para o pulso de água de degelo 1B. Eles também concluíram que o recuo da camada de gelo e o afinamento se aceleraram, para a camada de gelo da Antártica Ocidental, somente após 7.000 anos AP.

Embora outros pesquisadores tenham concluído que a decadência abrupta da camada de gelo Laurenciano pode ter sido suficiente para ser responsável pelo pulso de água de

degelo 1B, suas fontes permanecem um mistério não resolvido. Pesquisas recentes na Antártica Ocidental descobriram que ocorreu deglaciação suficiente contemporânea ao pulso de água de degelo 1B para explicar prontamente esse rápido período de elevação global do nível do mar.

O degelo acelerado das regiões polares e das geleiras ao redor do mundo tornou-se um dos símbolos mais alarmantes das mudanças climáticas contemporâneas. A elevação rápida dos mares, causada em grande parte por esse fenômeno, ameaça não apenas ecossistemas frágeis, mas também sociedades humanas em escala global. Compreender a ligação entre o degelo e o aumento do nível do mar é fundamental para prever riscos, propor soluções e adaptar-se a um futuro que já se apresenta desafiador.

## **5.2. Eventos de superinundação do Rio Mississippi MWF-5 (*Meltwater Flood*)**

Uma variedade de proxies paleoclimáticos e paleohidrológicos, que podem ser usados para reconstruir a vazão pré-histórica do rio Mississippi, podem ser encontrados nos sedimentos da plataforma continental e do talude da Louisiana, incluindo as bacias de Orca e Pigmeu, no Golfo do México (Meckler *et al*, 2008 e Biller, 2012). Esses proxies foram usados por geólogos quaternaristas, paleoclimatologistas e oceanógrafos para reconstruir a duração e a vazão da foz do rio Mississippi pré-histórico, para os períodos glacial tardio e pós-glacial, incluindo o momento do pulso de água de degelo 1B (Kennet *et al*, 1985; Marchitto & Wei, 1995; Aharon, 2003 e 2006). A cronologia dos eventos de inundação encontrada, pelo estudo de núcleos na plataforma continental e no talude da Louisiana, está de acordo com a cronologia dos pulsos de degelo. Por exemplo, o pulso de água de degelo 1A, no registro de corais de Barbados, coincide muito bem com um grupo de dois eventos distintos de inundação por água de degelo no rio Mississippi, MWF-3 (12.600 anos AP) e MWF-4 (11.900 anos AP). Além disso, o pulso de água de degelo 1B, no registro de corais de Barbados, coincide com um conjunto de quatro eventos de superinundação no rio Mississippi, MWF-5, que ocorreram entre 9.900 e 9.100 anos AP. Estima-se que a vazão na foz do rio Mississippi durante três das quatro superinundações do MWF-5 tenha variado entre 70.000 e 80.000 m<sup>3</sup>/s. A mesma pesquisa constatou a ausência de inundações de água de degelo ou superinundações que descarregaram no Golfo do México, a partir do rio Mississippi, durante os mil anos anteriores, o que é conhecido como evento de cessação, que corresponde ao estágio do Dryas Recente. (Meckler *et al.*, 2002; Aharon, 2003; Biller, 2012).

Os depósitos do Pleistoceno que cobrem a plataforma continental e o talude da Louisiana, entre a foz do rio Mississippi e as bacias de Orca e Pigmeu, consistem, em grande parte, em sedimentos transportados pelo rio Mississippi, misturados com quantidades variáveis de carbonato autóctonos gerado biologicamente. Por esse motivo, a proveniência da água de degelo das superinundações pode ser facilmente inferida a partir da composição do sedimento. A composição dos sedimentos trazidos para o Golfo do México e depositados na plataforma continental e no talude da Louisiana durante as superinundações do MWF-5, reflete uma mudança abrupta na mineralogia, no conteúdo fóssil, na matéria orgânica e na quantidade, após 12.900 anos AP, no início do intervalo Dryas Recente. Primeiramente, após 12.900 anos AP, os sedimentos ricos em esmectita, da drenagem do rio Missouri, são progressivos e rapidamente substituídos por sedimentos associados à região dos Grandes Lagos e mais ao sul, ao longo do rio Mississippi, conforme indicado por sua mineralogia argilosa. Em segundo lugar, após 12.900 anos AP, a quantidade total de sedimentos transportados pelo rio Mississippi diminui abruptamente, com uma proporção correspondente e significativamente maior de carbonato e matéria orgânica produzidos localmente e biologicamente. Em terceiro lugar, após 12.900 anos AP, diversas análises, como a relação C/N e a Pirólise de Rocha-Eval, indicam que o tipo de matéria orgânica presente, muda de matéria orgânica retrabalhada de antigas formações oriundas de glaciais, para matéria orgânica bem preservada do Holoceno, principalmente de origem marinha. Finalmente, após 12.900 anos AP, a presença de nanofósseis retrabalhados desaparece dos sedimentos acumulados na plataforma continental e no talude da Louisiana (Montero-Serrano, 2009; Sionneau *et al.*, 2010).

As mudanças mencionadas acima, na natureza dos sedimentos acumulados, indicam que, após o início do Dryas Recente, a rota sul, para a água de degelo da Camada de Gelo Laurenciano, foi amplamente bloqueada. Nas raras ocasiões em que podia fluir para o sul, a água de degelo glacial fluía através do lago Agassiz e, às vezes, dos Grandes Lagos, até o rio Mississippi. À medida que a água se movia através do lago Agassiz ou de outros lagos proglaciais, eles prendiam e removiam completamente qualquer escoamento glacial, bem como o material orgânico mais antigo e retrabalhado e os nanofósseis retrabalhados que o escoamento continha. Como resultado, o sedimento transportado pelo rio Mississippi, após o início do Dryas Recente, consistia em sedimentos enriquecidos com illita e clorita da região dos Grandes Lagos, que não apresentavam nenhum nanofóssil retrabalhado. Essas mudanças argumentam que as superinundações do MWF-5, que alimentaram o Pulso de Água de degelo B, estão relacionadas a períodos raros de descarga de água de degelo para

o sul através do lago Agassiz, a períodos não glaciais de descarga intensificada pelo clima na Bacia do Rio Mississippi ou a uma combinação de ambos (Montero-Serrano, 2009 e Sionneau *et al.* 2010).

### 5.3. Mudança no nível do mar no norte do Golfo do México

Desde o UMG, o nível do mar no Golfo do México subiu em torno de 120 m, num período de 20.000 anos AP, perfazendo uma média de 6 mm/ano, não de forma uniforme (Fig.24). Nos primeiros 14.000 anos AP prevaleceram taxas de subida do nível do mar superiores à média, enquanto que nos últimos 6.000 anos AP, as taxas têm sido lentas e a mudança líquida no nível do mar tem sido insignificante.

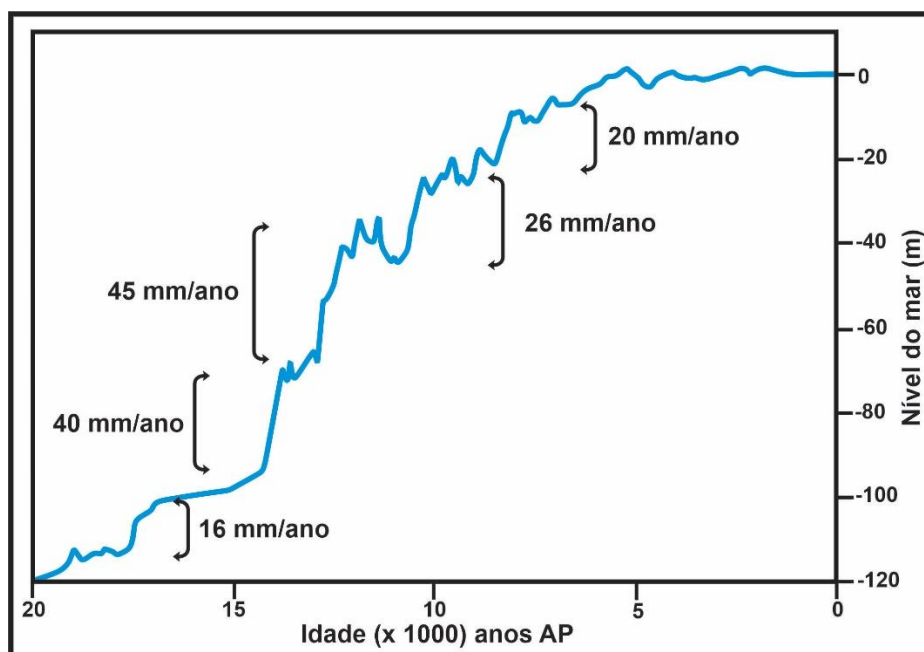


Figura 24. Curva da variação do nível do mar para o norte do Golfo do México desde o UMG.  
(modificado: Donoghue, 2011)

Segundo Donoghue, (2011), após o UMG, há aproximadamente 20.000 anos AP, a primeira mudança abrupta no nível do mar teve início em torno de 17.700 anos AP, subindo quase 12 m num intervalo de aproximadamente 750 anos, com uma velocidade média de deslocamento de 16 mm/ano. A primeira grande subida do nível do mar no Golfo México, se deu por volta dos 14.300 anos AP, quando o nível do mar subiu mais de 24 m nos 500 anos seguintes (Fig.24). Esta rápida ascensão coincidiu com um grande pulso de água de degelo do manto de gelo Laurenciano. O pulso de água de degelo fluiu através do sistema de drenagem do rio Mississippi e entrou na parte norte do Golfo do México.

A congruência entre as águas de degelo descarregadas nas margens continentais do Golfo do México e o registro terrestre norte-americano de escoamento de água de degelo pela rota sul (Licciardi *et al.*, 1999), é apresentado na figura 25. O registro de descarga de água de degelo baseado nos testemunhos obtidos na Louisiana (Figura 25a), mostra uma sucessão de cinco principais inundações de água de degelo separadas por quatro pausas principais; MWF-1, MWF-3 e MWP-5 atingiram fluxos comparáveis em magnitude à maior inundação do rio Mississippi na história registrada em 1927 (Barry, 1997). Os eventos MWF-2 e MWF-4 atingiram proporções sem precedentes, excedendo a descarga de água doce moderna pelo rio Mississippi (507 km<sup>3</sup>/ano) (Dinnel e Wiseman, 1986) por um fator de 8 em 13.400 e 11.900 anos AP (Fig.25b). Os fluxos de água de degelo para o Golfo do México (Figura 24a) são consistentes com a sucessão geral de eventos de escoamento e pausas da descarga sul da calota de gelo Laurenciano, reconstruída a partir de registros terrestres (Figura 25b) e causados principalmente pela drenagem maciça de lagos proglaciais (15.400 a 11.000 anos AP) e do lago glacial Agassiz (10.900 a 7.000 anos AP) (Kehew & Teller, 1994; Licciardi *et al.*, 1999; Fisher *et al.*, 2002; Teller *et al.*, 2002).

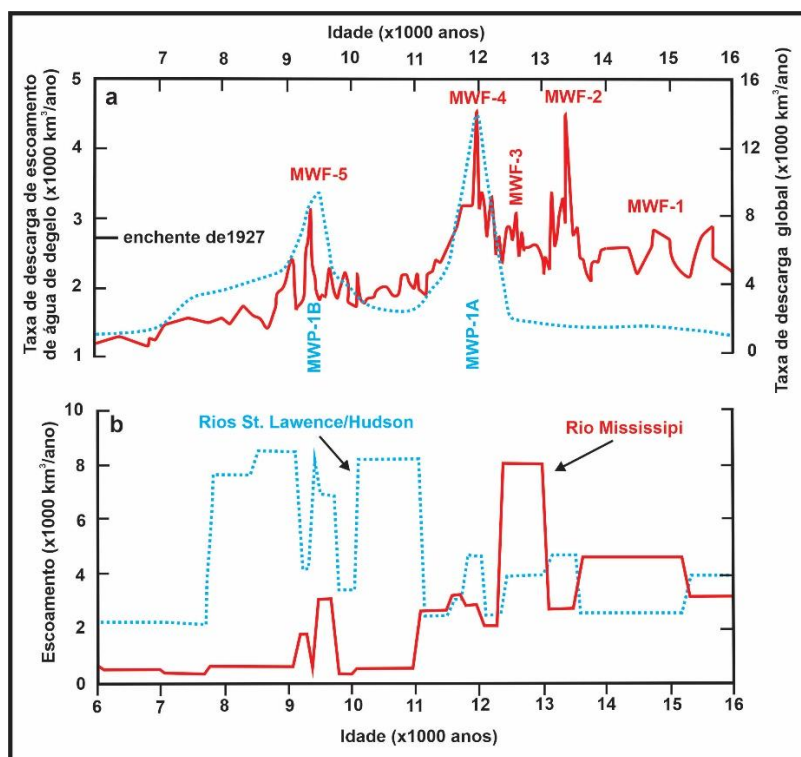


Figura 25. Registros de fluxos de descarga de água doce para o oceano durante a última deglaciação. (a) Modelo isotópico (linha vermelha) derivado dos dados  $\delta O^{18}$  da calota de gelo Laurenciano. As taxas de descargas globais de descarga de água de gelo (linha azul) foram calculados a partir da curva do nível do mar de Barbados (Fairbanks, 1989). (b) Modelo hidrogeológico dos fluxos de escoamento do degelo pela rota sul, para o Golfo do México (linha vermelha), e pela rota nordeste (linha azul) para o Atlântico Norte. As taxas de descarga são integradas em incrementos de 500 anos (Licciardi *et al.*, 1999).

(modificado: Aharon, 2003)

Flower *et al.* (2004) observaram a assinatura do evento de degelo em registros de sedimentos do norte do Golfo do México e dataram o evento, MWP-1A, como tendo ocorrido entre 15.200 e 13.000 anos cal AP. A época deste evento no registro do nível do mar no Golfo do México coincide aproximadamente com o relatado na história do nível do mar no recife de coral do Taiti (Bard *et al.* 1996) e com o registro do nível do mar no recife de Barbados (Fairbanks 1989; Bard *et al.* 1990), bem como com a curva do nível do mar na plataforma de Sunda (Hanebuth *et al.* 2000). A história do nível do mar no Golfo do México (Fig.24) revela que o aumento do nível do mar foi em média de 40 mm/ano durante esse intervalo, mais de 20 vezes as taxas atuais.

Uma segunda grande subida do nível do mar no Golfo do México teve início por volta de 12.900 anos AP, com uma subida de 27 m em 600 anos, perfazendo uma média de 45 mm/ano (Fig.23). Eventos de menor escala são observados a partir de 11.000 e 8.700 anos AP, com média de 26 e 20 mm/ano, respectivamente (Donoghue, 2011). A taxa média de aumento do nível do mar no Golfo do México, para o período de deglaciação rápida, aproximadamente 14.000-8.000 ano AP, foi superior a 10 mm/ano, com períodos de taxas significativamente mais altas. Isto está de acordo com o registro do nível do mar no Taiti para o mesmo período (Bard *et al.* 1996), que mostra que o nível global do mar subiu em média 11 mm/ano durante esse período. Por volta de 8.000 anos AP, as camadas de gelo do hemisfério norte desapareceram (Dyke e Prest 1987), e o nível do mar no Golfo do México se encontrava em torno dos 8 m de seu nível atual. O nível do mar atingiu os níveis atuais por volta de 6.000 anos AP. Desde então, o aumento do nível do mar no norte do Golfo do México foi em média inferior a 1 mm/ano e nunca excedeu 9 mm/ano.

#### **5.4. Eventos de descarga de icebergs na Antártica**

No caso da camada de gelo da Antártica, também está disponível um registro equivalente, bem datado e de alta resolução, da descarga de icebergs de várias partes da camada de gelo da Antártica nos últimos 20.000 anos AP. Segundo Weber *et al.* (2014) descrevem um registro a partir de variações na quantidade de detritos transportados por icebergs, em função do tempo e de outros indicadores ambientais, em dois núcleos coletados do fundo do oceano dentro da Rota dos Icebergs, no Mar de Weddell. As amostras de sedimentos do fundo fornecem um sinal espacialmente integrado da variabilidade da descarga de icebergs, nas águas marinhas, pela camada de gelo da Antártica, pois é uma zona de confluência na qual icebergs desprendidos de toda a camada de gelo da Antártica derivam ao longo das correntes, convergem e saem do Mar de Weddell para o norte, em

direção ao Mar de Scotia. Entre 20.000 e 9.000 anos AP, Weber *et al.* (2014) documentaram oito períodos bem definidos de aumento do desprendimento e descarga de icebergs, de várias partes da camada de gelo da Antártica. Cinco desses períodos, DIA5 a DIA2 (Descarga de Icebergs na Antártica), são comparáveis em duração e têm um tempo de repetição de cerca de 800 a 900 anos. O maior evento de Descarga de Icebergs na Antártica é o DIA2. Seu pico de intensidade, há cerca de 11.300 anos AP, que é sincronizado com o pulso de água de degelo 1B, no registro do nível do mar de Barbados, é consistente com uma contribuição antártica significativa para o pulso de água de degelo 1B. A ausência de uma resposta do nível do mar no registro de corais do Taiti pode indicar uma resposta regional específica do nível do mar a um evento de deglaciação, apenas no setor do Pacífico, da camada de gelo da Antártica.

## **5.5. Hidro-isostasia**

A hidro-isostasia é a compensação isostática que ocorre na crosta terrestre em resposta ao peso da água. O princípio da isostasia afirma que a litosfera flutua sobre o manto mais denso e maleável, de forma que o peso de uma coluna da crosta em equilíbrio, em um ponto de compensação abaixo da superfície, é igual ao de outra coluna adjacente.

Assim como as placas de gelo, os grandes volumes de água em lagos e reservatórios artificiais exercem uma pressão considerável sobre a crosta terrestre, resultando na sua flexão para baixo. A remoção da carga de água também leva a uma ascensão da crosta, conhecida como reajuste isostático.

A tendência para a erosão dos continentes e para a sedimentação dos fundos oceânicos tem consequências análogas: um afundamento das bacias oceânicas e uma elevação dos continentes (isostasia devida à erosão).

As áreas claramente subsidentes, a nível do globo, onde a subida do nível do mar ultrapassa os 2 mm/ano, correspondem a setores tectonicamente deprimidos (Fig.26), que muitas vezes “atraem” cursos de água importantes que aí desaguam, construindo deltas. Ora, a acumulação de sedimentos que ocorre nestas áreas, produz fenômenos de subsidência por isostasia que tendem a perpetuar a acumulação deltaica, que pode assim, atingir vários milhares de metros. Porém, se por qualquer motivo a sedimentação deixar de compensar a subsidência (o que pode acontecer devido à construção de barragens, por exemplo), a subida do nível do mar pode provocar invasões marinha importantes. É o caso, por exemplo, do delta do Nilo depois da construção da barragem de Assuã (Paskoff, 2001).



Figura 26. Localização dos litorais subsidentes a nível do Globo Terrestre.  
(modificado: Bird, 2001)

A figura 27 representa as curvas da variação relativa do nível do mar em diversas estações maregráficas do mundo. Com exceção de Estocolmo, onde atua o processo de recuperação isostática acima referido, todas as outras estações apresentam, em maior ou menor grau, uma tendência de deslocamento positivo.

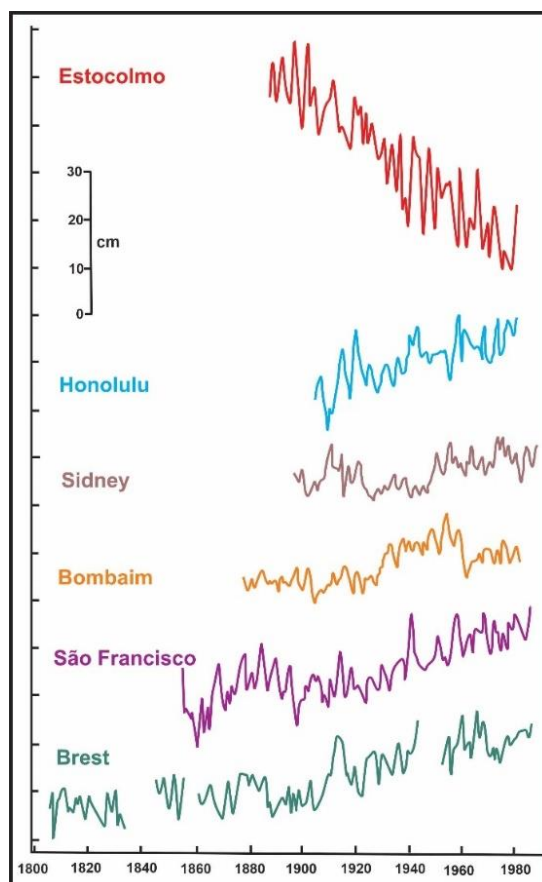


Figura 27. Variações recentes do nível médio relativo do mar em seis estações maregráficas (modificado: Woodworth, 1999).

## 5.6. Consequências da elevação rápida do nível do mar

A elevação rápida do nível do mar é uma das consequências mais preocupantes das mudanças climáticas, provocando uma série de impactos negativos nas áreas costeiras e globalmente.

As principais consequências incluem:

### a. Inundações e erosão costeira

- Aumento da frequência e intensidade de inundações em áreas litorâneas, especialmente durante períodos de marés altas e tempestades (Fig.28).



Figura 28. Efeito da Transposição de ondas sobre a porção mais elevada da barreira frontal na Praia do Açú-RJ, durante período de tempestade.  
(foto: Blog do Pedlowski. Divulgação)

- Erosão acelerada das praias, falésias e outras formações costeiras, levando ao desaparecimento de ambientes naturais e à perda de terras (Fig.29). Os estados brasileiros mais afetados pela redução da linha de costa são Amapá (65%), Pará (60%), Rio Grande do Norte (60%) e o Rio Grande do Sul (49%). A Tabela II nos mostra a mobilidade média da linha de costa dos estados do litoral brasileiro, em porcentagem, de áreas em regime de acumulação, estáveis, com tendência a erosão e em erosão.



Figura 29. Erosão costeira na praia de Icaraí, na cidade de Caucaia-CE, agravada por eventos de ressacas marítimas, impactando ainda mais a praia.  
(fonte: foto Tuno Vieira).

Tabela II . Mobilidade da linha de costa dos estados litorâneos brasileiros em porcentagem de áreas em acumulação, estáveis, com tendência a erosão e em erosão. (Crédito: Carvalho et al. 2018. Panorama da Erosão Costeira no Brasil/2018)(fonte: Torres,2025).

ESTADO	ACÚMULO (%)	ESTÁVEL (%)	TENDÊNCIA EROSIVA (%)	EROSÃO (%)
AP	35	-		65
PA	30	10		60
MA	9	80		10
PI	6	50	34	11
CE	10	43	17	30
RN	-	40		60
PB	1	95	<5	-
PE	-	60		32
AL	13	73		14
SE	21	41		38
BA	10	70		20
ES	35	49		16
RJ	7	43	38	12
SP	2	82	12	4
PR	18	69		13
RS	20	31		49

#### b. Impactos na infraestrutura

- Danos a infraestruturas essenciais localizadas na costa, como estradas, pontes, portos, sistemas de esgoto e redes de energia (Fig.30).

Portos importantes no Brasil e em outros países já enfrentam riscos elevados devido à elevação do nível do mar. Entre eles os que mais serão afetados serão os portos de: Aratu (BA), Paranaguá (PR), Rio Grande (RS), Santos (SP), São Francisco do Sul (SC), Cabedelo (PB), Fortaleza (CE), Imbituba (SC), Itaguaí

(RJ), Recife (PE) e São Sebastião (SP), os quais possuirão, em 2030, risco classificado como alto ou muito alto.



Figura 30. Danos no pavimento devido a ondas e marés em um evento extremo na Carolina do Norte-USA  
(fonte: Departamento de Transportes da Carolina do Norte e dos EUA).

- O aumento das inundações costeiras dificulta a drenagem de águas pluviais, sobrecarregando sistemas de saneamento em cidades litorâneas.

### c. Contaminação da água doce

- Aumento da intrusão de água salgada em aquíferos costeiros, contaminando fontes de água potável que abastecem populações e a agricultura (Fig.31).
- Salinização de deltas de rios, prejudicando ecossistemas e atividades agrícolas.

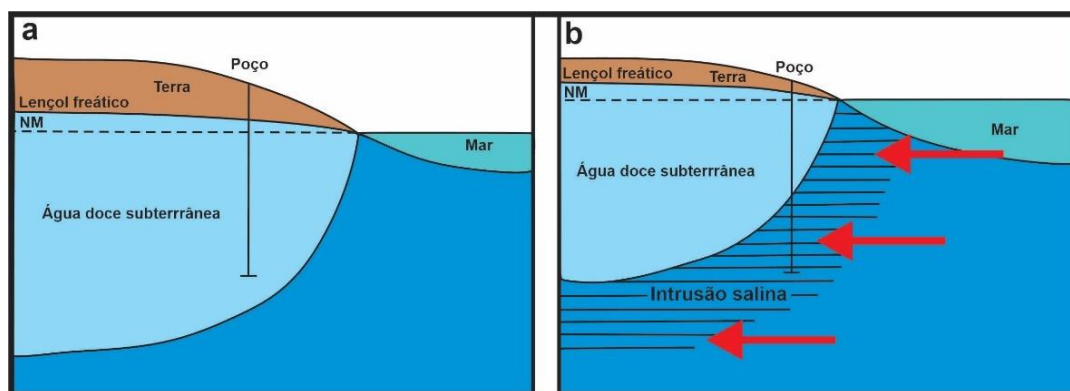


Figura 31. Influência do aumento do nível do mar na intrusão de cunha salina em aquífero continental costeiro.  
(modificado: <https://www.ecoshape.org/app/uploads/sites/2/2020/05/saltwater.png>)

#### **d. Efeitos sociais e econômicos**

- Deslocamento de populações que vivem em áreas de baixa altitude, criando "refugiados climáticos".
- Perda de meios de subsistência e danos a indústrias que dependem do litoral, como o turismo e a pesca.
- Ameaça à segurança alimentar e hídrica em comunidades costeiras.
- Aumento dos custos com medidas de proteção costeira e reparação de danos causados por inundações e erosão.
- Dificuldades para o comércio marítimo devido a danos em infraestruturas portuárias.

#### **e. Impactos ecológicos**

- Destruição de habitats costeiros vitais, como manguezais, dunas e recifes de corais, que protegem o litoral de tempestades e sustentam a biodiversidade marinha.
- Estresse em ecossistemas costeiros, como pântanos e áreas úmidas, que são invadidos pela água do mar.
- Mudanças na vida marinha e na cadeia alimentar.

Grandes cidades como Nova Iorque, Xangai, Mumbai, Lagos e Rio de Janeiro figuram entre as mais ameaçadas. Pequenas ilhas do Pacífico, como Tuvalu e Maldivas, já enfrentam ameaça existencial. O Brasil, com seu extenso litoral, também está exposto à erosão costeira, salinização de rios e deslocamento de populações ribeirinhas.

### **5.7. Perspectivas futuras: o que dizem os estudos?**

De acordo com o Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC), se as emissões de gases do efeito estufa continuarem no ritmo atual, a elevação média global do nível do mar pode ultrapassar 1 m até 2100. Em cenários mais extremos, com o colapso de partes do manto de gelo da Antártica, essa elevação pode ser ainda maior, com consequências imprevisíveis.

O degelo pode ser agravado por mecanismos de retroalimentação, como:

- Diminuição do albedo: Menos quantidade de gelo = maior absorção de calor;
- Liberação de metano: O degelo de permafrost libera grandes quantidades desse potente gás de efeito estufa;

- Alterações na circulação oceânica: O derretimento de massas de gelo pode afetar as correntes marítimas, impactando o clima global. A desaceleração da Corrente do Golfo está ocasionando o resfriando de algumas áreas da Europa e afetando assim o clima na América do Norte. No Pacífico Tropical, alterações nas correntes estão intensificando o fenômeno El Niño, que vem a provocar secas na Austrália e inundações no Peru. As correntes no Ártico estão se tornando mais fracas e erráticas, contribuindo para o derretimento do gelo marinho e afetando a vida de muitas espécies. Mudanças nas correntes do oceano Índico estão perturbando os padrões das monções, o que vem a impactar a segurança alimentar de milhões de pessoas na Ásia.

A contenção do degelo e da elevação dos mares exige esforços globais coordenados, incluindo:

- Redução de emissões: Limitar o uso de combustíveis fósseis e promover energias renováveis;
- Proteção de áreas naturais: Preservação de geleiras, florestas e manguezais para manter o equilíbrio ecológico;
- Inovação em infraestrutura: Construção de barreiras costeiras, diques e sistemas de alerta precoce;
- Educação e conscientização: Engajar comunidades no debate sobre riscos e soluções locais.

Alguns países já investem em infraestrutura resiliente, como a Holanda, conhecida por seu avançado sistema de diques. Entretanto, países em desenvolvimento enfrentam maiores desafios financeiros e técnicos para se proteger.

O degelo acelerado e a rápida elevação do nível dos mares representam uma das maiores ameaças ambientais do século XXI. Suas consequências já são sentidas em diversas partes do mundo e tendem a se intensificar. A resposta a esse desafio global requer cooperação internacional, inovação científica e mudanças profundas nos padrões de produção e consumo. Apenas por meio dessa combinação de esforços será possível mitigar os impactos mais severos, proteger as populações vulneráveis e garantir um futuro mais seguro e sustentável para as próximas gerações.

## 5.8. Consequências Ambientais e Geográficas

A rápida elevação do nível do mar remodelou a paisagem global: planícies costeiras foram inundadas, lagos formados por geleiras desapareceram e novas linhas de costa emergiram. Muitas áreas que hoje constituem plataformas continentais estavam então acima do nível do mar, formando terras férteis utilizadas por populações humanas pré-históricas.

O alagamento de terras baixas teve impacto direto na migração de populações, extinção de megafauna e redistribuição de habitats costeiros e marítimos. Sítios arqueológicos submersos ao redor do mundo testemunham a ocupação humana dessas áreas antes da inundação (Fig.32).



Figura 32. Vista das ruínas submersas de uma cidade da civilização Harappiana, que vivia no Vale do Indo.  
(fonte: <https://www.mundocuriosidade.com.br/wp-content/uploads/2024/09/civilizacoes-submersas-1024x585.jpg>)

## VI. ESTABILIZAÇÃO RELATIVA E EVENTOS CLIMÁTICOS SUBSEQUENTES

Por volta de 7.000 a 6.000 anos AP, o ritmo de subida do nível do mar diminuiu consideravelmente. O derretimento das grandes camadas de gelo já havia sido, em sua maior parte, concluído, e o planeta entrava em um período de relativa estabilidade climática conhecido como Holoceno Médio. Nessa época, as linhas costeiras assumiram formas semelhantes às atuais, propiciando o desenvolvimento de civilizações agrícolas ao longo de deltas e estuários.

No entanto, mesmo após essa estabilização, eventos climáticos de menor escala continuaram a influenciar o nível do mar. Fenômenos como o Pequeno Ótimo Climático (entre 9.000 e 5.000 anos AP) e a Pequena Idade do Gelo (aproximadamente entre os séculos XIV e XIX) trouxeram variações regionais, embora menos expressivas que as grandes oscilações dos milênios anteriores.

## **6.1. Processos Naturais que Influenciam o Nível do Mar**

Diversos fatores naturais moldaram o nível do mar nessa escala de tempo. Entre eles, destacam-se:

- **Degelo de Calotas Polares e Geleiras:** O derretimento ou avanço do gelo continental altera diretamente o volume de água nos oceanos.
- **Expansão Térmica:** À medida que a água do mar aquece, ela se expande, contribuindo para o aumento do nível dos oceanos.
- **Movimentos Tectônicos:** Elevações e subsidências de placas tectônicas ajustam localmente e, em menor escala, globalmente o nível do mar.
- **Armazenamento de Água em Lagos e Aquíferos:** Grandes corpos de água continental também modulam a disponibilidade de água nos oceanos.

## **6.2. O Nível do Mar ao Longo do Holoceno**

Durante o Holoceno (últimos 11.700 anos AP), pequenas variações naturais continuaram a ocorrer, refletindo mudanças climáticas regionais, erupções vulcânicas de grande magnitude e movimentos tectônicos. Nesse período, a oscilação do nível do mar foi da ordem de poucos metros, sendo que, nos últimos dois milênios, essas variações tornaram-se ainda mais sutis — muitas vezes inferiores a um metro.

### **6.2.1. O Antropoceno e as Mudanças Recentes**

Com o advento da Revolução Industrial e o aumento das emissões de gases de efeito estufa, observou-se um novo padrão de aumento do nível do mar, agora atribuído a causas predominantemente antrópicas. Desde o final do século XIX, o nível médio global do mar subiu cerca de 20 a 25 cm, fenômeno esse acelerado nas últimas décadas. O derretimento acelerado das calotas polares, especialmente na Groenlândia e Antártica, bem como a expansão térmica dos oceanos, são os principais responsáveis por essa elevação.

Modelos climáticos atuais projetam que, se as tendências de aquecimento global persistirem, o nível do mar poderá subir entre 0,5 e 1,1 m até o final do século XXI, impactando comunidades costeiras, ecossistemas e infraestruturas em todo o mundo.

### **6.2.2. Impactos das Variações do Nível do Mar na Sociedade Humana**

As transformações do nível do mar condicionaram, ao longo dos séculos, a localização de cidades, portos, rotas comerciais e áreas agrícolas. Inundações costeiras, erosão de praias e salinização de aquíferos são consequências diretas da elevação do nível

do mar, que ameaçam populações litorâneas e exigem estratégias adaptativas das sociedades modernas (Fig.33).

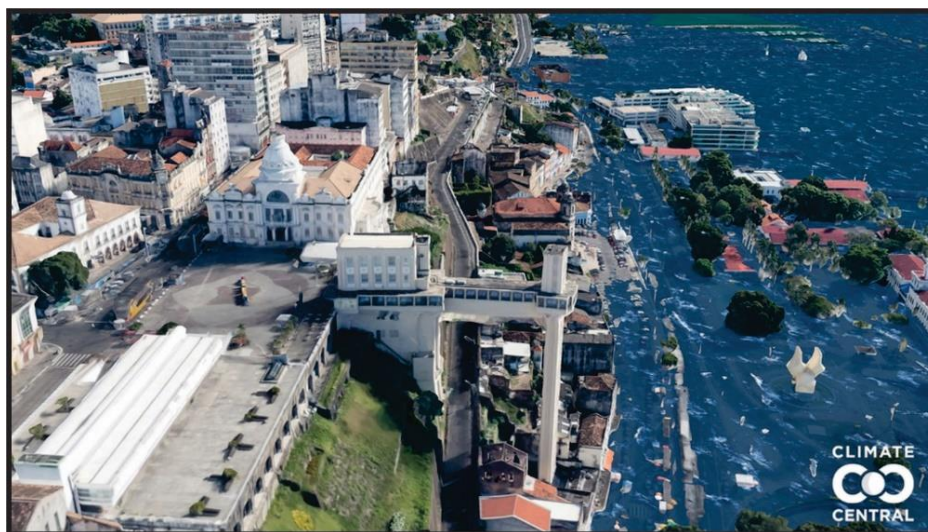


Figura 33. Subida simulada do nível do mar em Salvador – Brasil, caso a temperatura suba 3 °C  
(fonte: [https://c.files.bbci.co.uk/111F0/production/\\_121082107\\_1.png](https://c.files.bbci.co.uk/111F0/production/_121082107_1.png))

Populações pré-históricas foram obrigadas a migrar com o avanço das águas, fenômeno que se repete na atualidade, ampliando o conceito de refugiados climáticos e ressaltando a necessidade de políticas públicas voltadas para a resiliência costeira.

### **6.2.3. O Futuro: Desafios e Perspectivas**

Compreender as variações do nível do mar nos últimos 18.000 anos AP, oferece subsídios preciosos para projetar cenários futuros e planejar respostas adequadas às mudanças em curso. A história natural das oscilações serve de alerta para a magnitude das transformações possíveis e para a resiliência que sociedades humanas e sistemas ecológicos precisarão desenvolver.

As pesquisas paleoclimáticas e geológicas continuam a refinar nossas estimativas sobre o passado e aprimorar as projeções sobre o futuro, orientando estratégias globais para mitigação e adaptação diante da elevação contínua dos mares.

A elevação do nível do mar é um desafio global que exige respostas integradas, científicas e políticas. A ação imediata, tanto para mitigar as causas quanto para adaptar as comunidades, é fundamental para garantir a segurança e o bem-estar das populações costeiras e a preservação dos ecossistemas. O futuro dependerá da capacidade coletiva de inovar e cooperar para enfrentar esse fenômeno em constante evolução.

#### 6.2.4. A influência das variações climáticas: a pequena idade do gelo e o aquecimento que lhe seguiu.

Um período de arrefecimento (Dryas recente) pode se traduzir em variações importantes do nível do mar. Porém, mesmo variações climáticas muito mais atenuadas têm reflexos nas curvas eustáticas (Fig.34). Esta figura representa a variação eustática de 1700 a 1970.

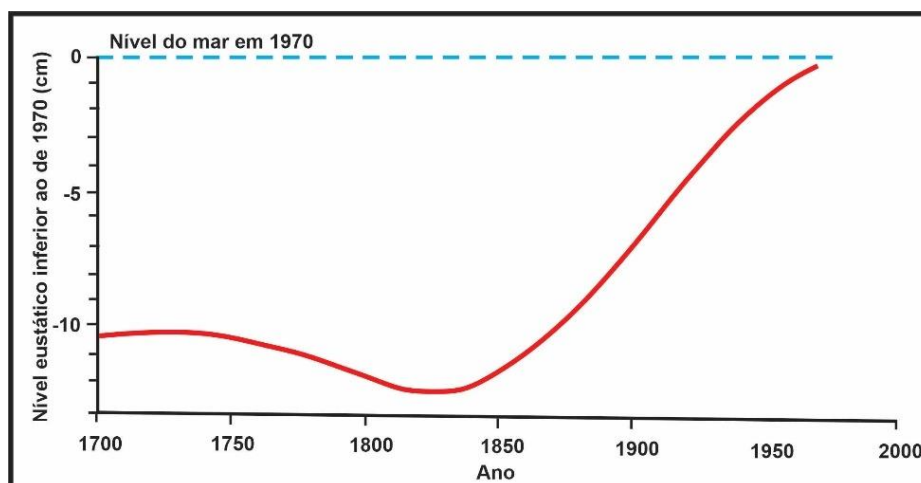


Figura 34. Variação do nível do mar de 1700 até 1970  
(modificado: Mörner, 1973)

O período anterior a 1825 corresponde à pequena idade do gelo que ocasionou uma descida do nível do mar. O período posterior a 1825 apresenta uma subida do nível do mar de cerca de 12 cm em um período de 150 anos.

A variação eustática representada na figura 34 ocorreu essencialmente por duas razões:

1. Um aquecimento global do clima ocasiona, quase sempre, uma diminuição da quantidade de água retida nos continentes sob a forma de gelo, fazendo aumentar a quantidade existente nos oceanos.
2. Além disso, um aquecimento produzirá uma expansão da água dos oceanos por puro efeito térmico (termoeustatismo). Segundo Paskoff (2001) a expansão térmica da água do mar foi responsável por 0,3 a 0,7 mm de subida do nível eustático.

A Tabela III representa, na coluna B, as tendências de variação do nível relativo do mar a partir do registo de marégrafos, com séries de mais de 70 anos. A esses valores devemos acrescentar o valor da subsidência ligada à isostasia pós-glaciar, para obter os

valores da subida eustática. Fazendo um agrupamento das estações próximas (por exemplo, Lagos e Cascais), a média dá valores da ordem de 1,8 mm/ano.

Tabela III. Tendência do comportamento do nível relativo do mar em diferentes locais do mundo, a partir de dados maregráficos de mais de 70 anos (Douglas, 1991). A: estações maregráficas; B: tendência a elevação do nível marinho em mm/anos; C: valor da subsidência devido a isostásia pós-glacial; D: tendência a elevação do nível do mar em mm/ano; E: data de início da tomada de dados; F: data de fim da tomada de dados; G: duração em anos das tomadas de dados; H: média por grupo das estações maregráficas da elevação do nível do mar em mm/anos. A média geral mostra uma elevação do nível do mar da ordem de  $1,9 \pm 0,1$  mm/ano.

A Marégrafos	B mm/ano	C mm/ano	D mm/ano	E Início	F Fim	G Anos	H Média- mm/ano
Newlin (Grã-Bretanha)	1,7	-0,1	1,8	1915	1991	76	1,6
Brest (França)	1,4	-0,1	1,5	1880	1991	111	
Cascais (Portugal)	1,2	-0,5	1,8	1882	1987	105	1,8
Lagos (Portugal)	1,5	-0,4	1,9	1909	1990	81	
Marselha (França)	1,2	-0,2	1,4	1885	1991	106	1,4
Genova (Itália)	1,2	-0,2	1,4	1884	1989	105	
Trieste (Itália)	1,2	-0,3	1,5	1905	1991	86	
Honolulu (USA)	1,5	-0,4	2,0	1905	1991	86	2,0
Auckland (Nova Zelândia)	1,3	0 a -0,1	1,3-1,4	1904	1989	85	1,7-1,8
Dunedin (Nova Zelândia)	1,4	0 a -0,1	1,4-1,5	1900	1989	89	
Lyttelton (Nova Zelândia)	2,3	0 a -0,1	2,3-2,4	1904	1989	85	
Wellington (Nova Zelândia)	1,7	0 a -0,1	1,7-1,8	1901	1988	87	
Buenos Aires (Argentina)	1,6	-0,7	2,2	1905	1988	83	2,2
São Francisco (Califórnia, USA)	1,5	-0,4	1,9	1880	1991	111	2,3
São Diego (Califórnia, USA)	2,1	-0,6	2,7	1906	1991	85	
Key West (Flórida, USA)	2,2	-0,4	2,6	1913	1991	78	2,3
Fernandina (Flórida, USA)	1,8	-0,2	2,0	1898	1991	93	

Esta subida, por si só, embora possa produzir um recuo na linha de costa em média 100 vezes superior, portanto da ordem de 19 cm/ano (Paskoff, 1985), não é o fenômeno mais

importante para a erosão costeira, sabendo-se que a variação do nível do mar contribuiu apenas com 10% para a produção desse recuo (Dias *et al.* 1997).

Porém, quando a esta subida se associa uma subsidência do continente (deltas, periferia das áreas glaciadas e setores onde a exploração de lençóis freáticos ou de petróleo provoca um abatimento dos terrenos), podem desencadear invasões marinhas importantes.

### 6.3. A recente subida do nível do mar e as projeções para o futuro

Nos últimos tempos instalou-se, primeiro na comunidade científica e depois na opinião pública, um certo alarmismo relacionado às previsões de subida do nível do mar. Esse alarmismo foi iniciado, a nosso ver, pelas previsões contidas no relatório do IPCC (*Intergovernmental Panel for Climate Change*) de 1991 (Fig.35).

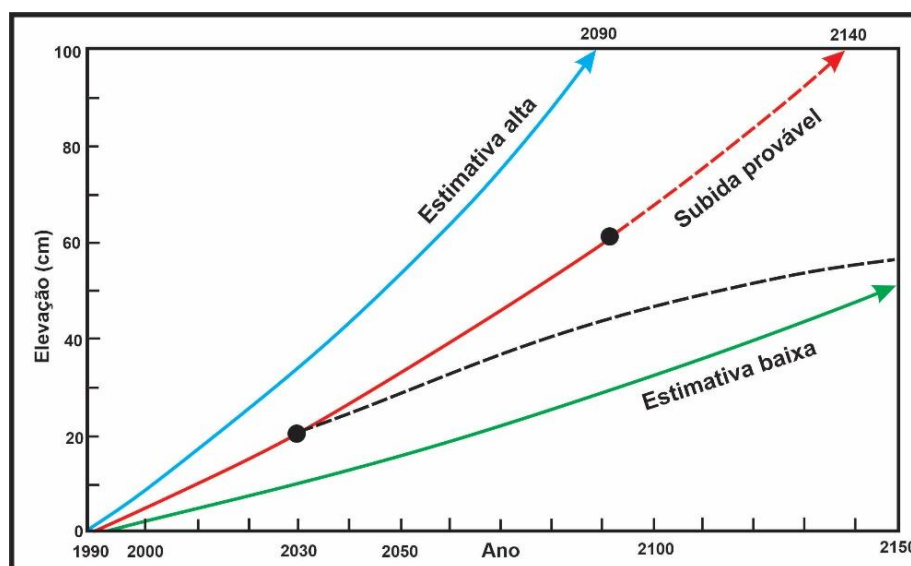


Figura 35. As projeções do IPCC: relatório de 1991 em relação a subida do nível do mar. (modificado: Bird, 1993)

O relatório do IPCC (2001)(Fig.36), embora tenha uma configuração semelhante, apresenta uma maior complexidade, o que demonstra que muitas mais variáveis foram levadas em conta. Verifica-se que as estimativas médias, onde se encontram a maior parte dos cenários traçados, apresentam uma proposta de subida do nível do mar, no ano de 2100 relativamente ao ano 2000, de cerca de 35 cm. Ora, esse valor é idêntico à estimativa mais baixa apresentada 10 anos antes.

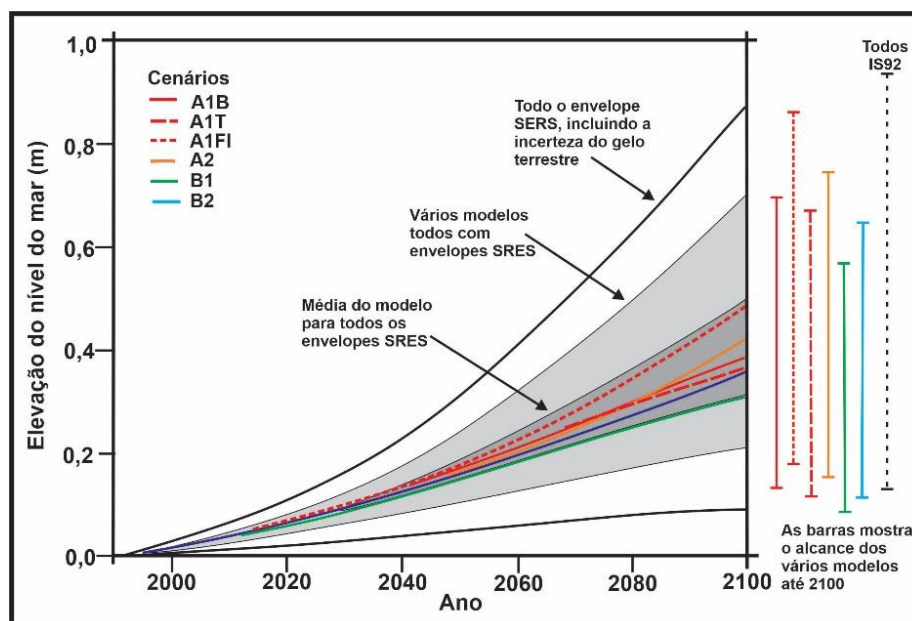


Figura 36. As projeções do IPCC para a elevação do nível do mar até o ano de 2100. (modificado: IPCC, 2001)

É no mesmo sentido que vão as afirmações do “*Summary for police makers*” (<http://www.ipcc.ch/pub/spm22-01.pdf>):

“Além disso, é muito provável que o aquecimento do século XX tenha contribuído significativamente para a elevação observada do nível do mar, por meio da expansão térmica da água do mar e da perda generalizada de gelo terrestre. Dentro das incertezas atuais, observações e modelos são consistentes com a falta de aceleração significativa da elevação do nível do mar durante o século XX”.

É no mesmo sentido que vão as previsões da maior parte dos especialistas. Com efeito, na figura 36 verifica-se que as primeiras projeções sobre a variação do nível do mar, em 1983, admitiam valores máximos de 3,5 m de subida no final do século XXI. Em 2001, a previsão máxima do IPCC é de cerca de 75 cm. E quanto à previsão mínima admite-se que ela possa ser de apenas 10 cm (o que, curiosamente, se assemelha à variação da curva de Mörner de 1973 (Fig.34).

Até 2100, as projeções indicam que o nível do mar subirá cerca de 1 m acima do atual. Com isso, algumas nações insulares, nos oceanos Índico e Pacífico, poderão praticamente desaparecer e mais de 600 mil pessoas seriam forçadas a migrar como refugiados climáticos.

As nações insulares das Maldivas, Tuvalu, Ilhas Marshall, Nauru e Kiribati podem ter seus dias contados. Essas ilhas, localizadas nos oceanos Pacífico Ocidental e Índico, podem sofrer severamente com a elevação do nível do mar projetada para o final do século XXI.

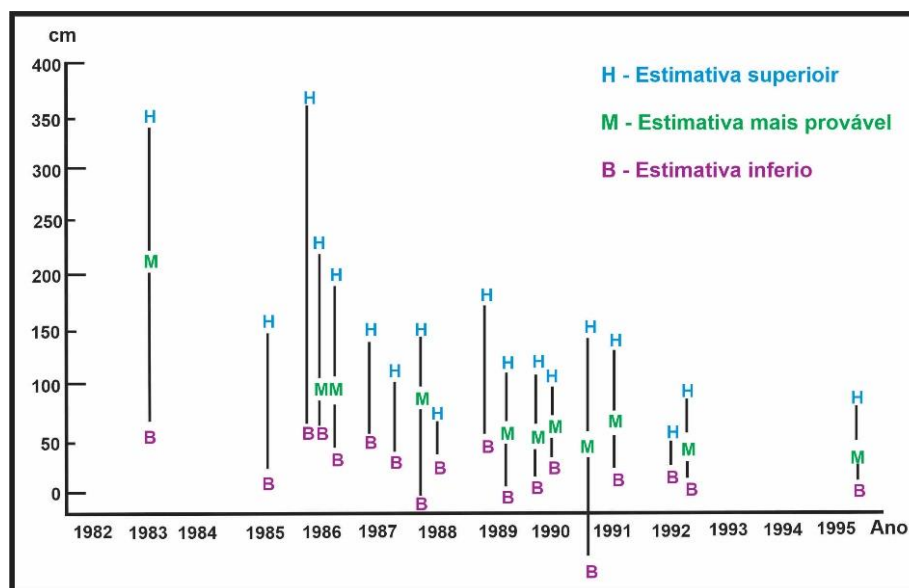


Figura 37. Previsões para o final do século XXI, da elevação média do nível do mar, segundo dados de vários trabalhos publicados. (modificado: Pirazzoli, 1998)

O aumento do nível do mar a 1 m acima do atual não parece muito, mas estas ilhas não têm grandes montanhas e são bastante planas, muito próximas do nível do mar. Ao mesmo tempo, o aumento do nível do mar provavelmente será acompanhado pelo aumento das marés de tempestades (ressacas).

Outra ameaça que paira sobre estas ilhas é a contaminação da água doce pela água salgada, diminuindo a oferta de água doce e potável e tornando as ilhas praticamente inabitáveis muito antes que o oceano as cubra.

## VII. REGRESSÃO PLEISTOCÊNICA E O ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL NA COSTA SUL DO BRASIL

A maioria das plataformas continentais estudadas em todo o mundo têm apresentado indícios de oscilações do nível do mar, abaixo do atual, durante o Quaternário. Essas oscilações têm sido caracterizadas pela presença de rupturas de pendentes dos fundos oceânicos, formadas durante as estabilizações dos paleoníveis do mar, no desenrolar dos processos transgressivos (Corrêa, 1990; 1996). Grande parte destes paleoníveis se apresentam recobertas por sedimentos bioclásticos e siliciclásticos de granulometria mais grossa que os depósitos adjacentes, bem como pela presença de concentrações de minerais pesados ou, ainda, pela presença de alinhamentos de arenitos de praia (*beachrocks*).

A plataforma continental do Rio Grande do Sul, entre Torres e Chuí, é do tipo tectonicamente estável durante o Quaternário, submetida a movimento epirogênicos

(soerguimento) bastante suave em épocas mais recentes. Os estudos dessa plataforma continental levaram ao reconhecimento de várias escarpas submersas, com vertentes mais acentuadas, representando posições de estabilização de antigos níveis do mar (Fig.38). Estas se apresentam contínuas sobre toda a plataforma continental e se encontram situadas a profundidades de -20/-25 m, -32/-45 m, -60/-70 m, -100/-110 m e -120/-130 m (Kowsmann et al., 1977; Corrêa et al., 1980 e 1991; Corrêa, 1986 e 1996; Corrêa & Toldo Jr., 1996).

Corrêa (1990), propôs que o paleonível de -120/-130 m representa o limite de regressão máxima, de idade pleistocênica tardia que corresponde ao UMG (Último Máximo Glacial) há cerca de 17.500 anos AP (Fig.35).

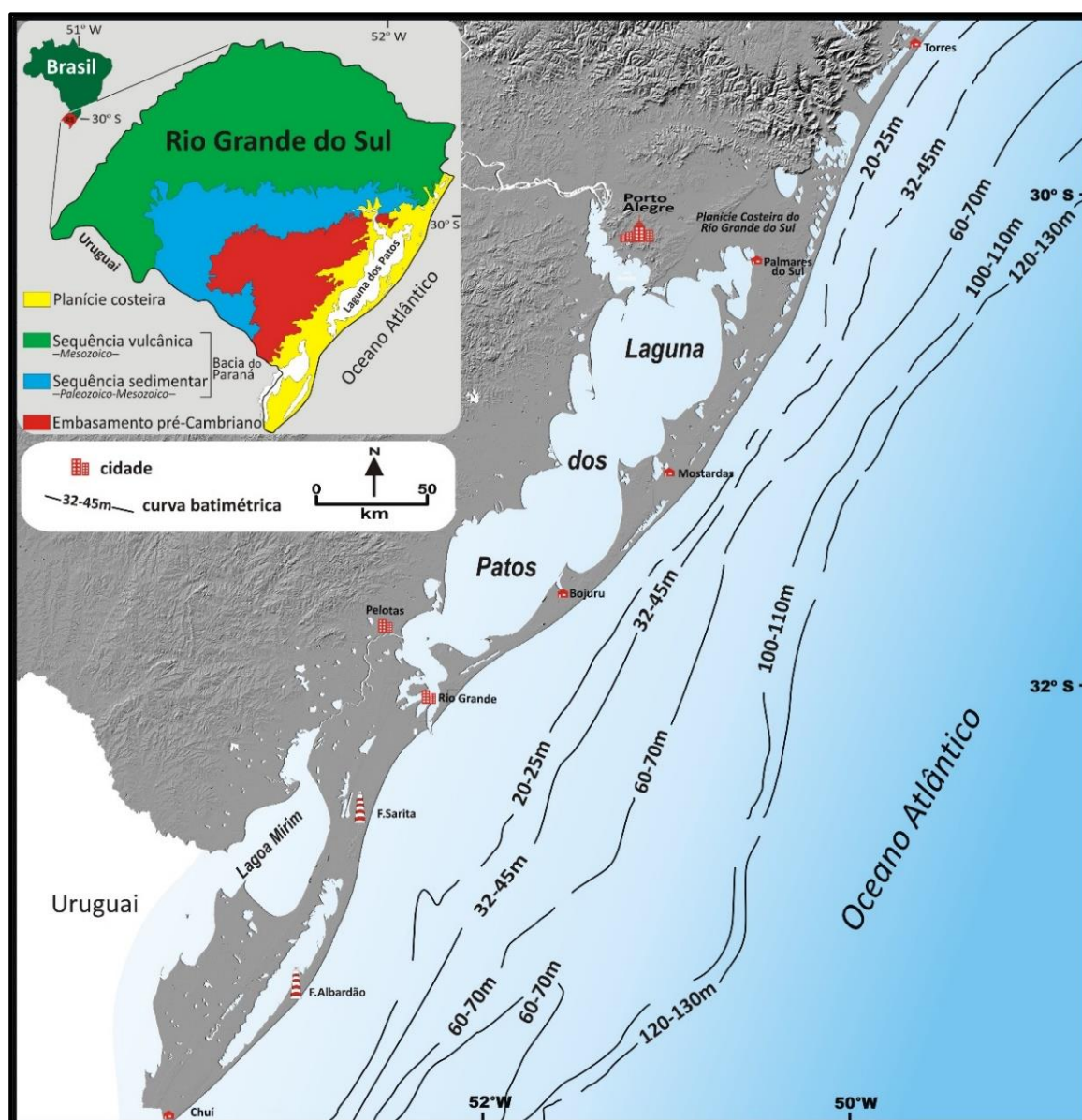


Figura 38 - Paleoníveis marinhos da plataforma continental do Rio Grande do Sul (modificado de Corrêa, 1990).

## 7.1. A Subida do Nível Eustático após o Último Máximo Glacial

A partir da curva paleoclimática, proposta por Servant (1984) (Fig.39), para a porção central da América do Sul, para os últimos 30.000 anos AP, se observa que no final da regressão pleistocênica, durante o UMG, aos 17.500 anos AP, o clima se apresentava frio começando a variar; de 16.000 a 11.000 anos AP, o clima passou de úmido a temperado seco caracterizando um período interglacial. Novo período glacial ocorreu entre 11.000 e 10.000 anos AP ocasionando uma nova estabilização do nível do mar. Entre os 10.000 e 9.000 anos AP, o clima tornou-se mais quente ocasionando uma nova subida do nível do mar seguido de um período curto de clima frio, o qual ocasionou uma pequena regressão, com uma segunda estabilização do nível marinho. Após este período, o clima começou a ficar úmido. De 8.000 a 5.000 anos AP o clima passa de úmido a úmido mais quente. De 5.000 a 3.500 anos AP o clima varia de úmido mais quente a frio. A partir dos 3.500 anos AP o clima começou a mudar para temperado quente. A temperatura subiu e as florestas aumentaram seu porte. Os rios tornaram-se mais caudalosos e as redes de drenagem se acentuaram.

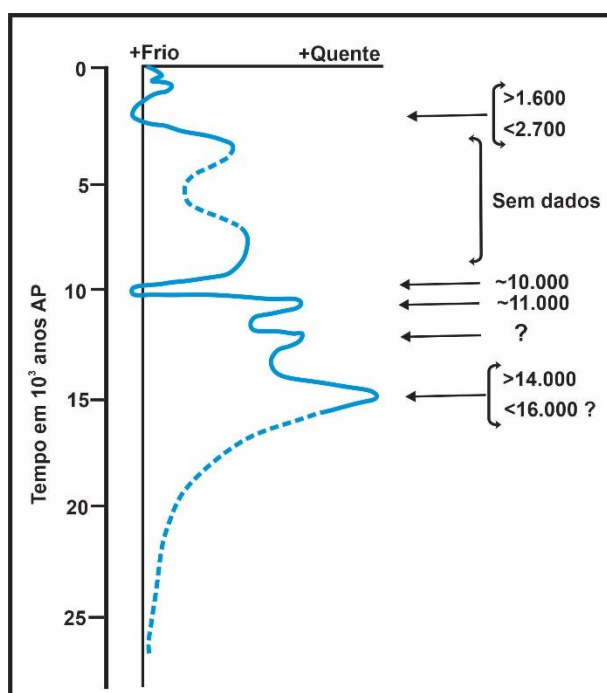


Figura 39. Curva das flutuações glaciais dos Andes tropicais (Peru, Bolívia).  
(modificada: Servant, 1984)

Com base nos dados de Servant (1984) pode-se dizer que durante os períodos de clima frio, a velocidade de subida do nível do mar diminuiu ocasionando com isso a estabilização da linha de costa nestes locais. Sobre a plataforma continental sul e sudeste brasileira, as rupturas de pendentes observadas nas profundidades de -120/-130 m, a qual

representa o posicionamento do nível do mar no início da grande transgressão, de -100/-110 m, de -60/-70 m, de -32/-45 m e -20/-25 m correspondem aos períodos frios, quando o nível do mar se estabilizou durante o processo transgressivo formando novas linhas de costa (Fig. 38) (Corrêa, 1990).

Com base na curva eustática proposta por Corrêa (1990) (Fig.40), é possível reconhecer, pelo menos, três fases de evolução paleogeográfica na plataforma continental do Rio Grande do Sul, durante a última fase transgressiva entre 17.500 e 6.500 anos AP as quais são:

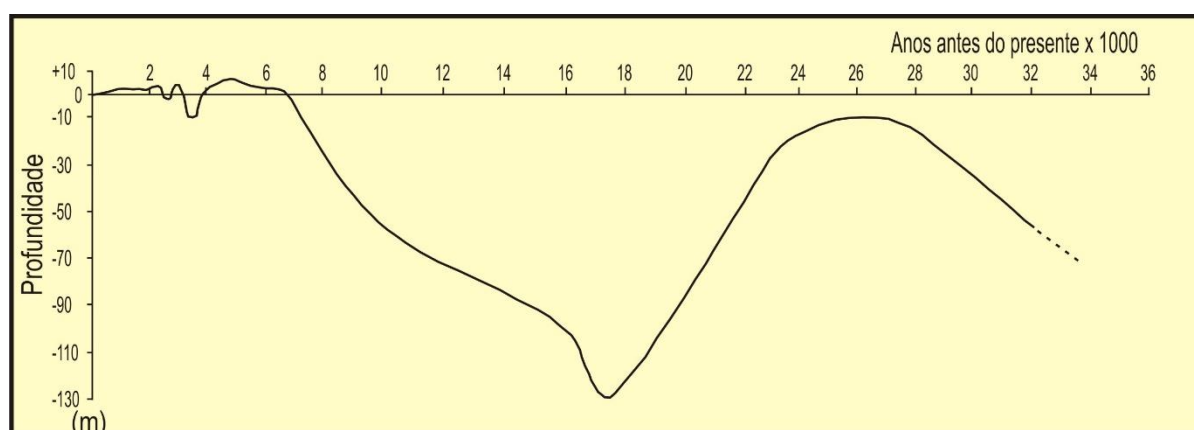


Figura 40 – Curva de variação do nível do mar para a plataforma continental do Rio Grande do Sul (modificado de Corrêa, 1990).

a) Fase de 17.500 a 16.000 anos AP

Há aproximadamente 17.500 anos AP o paleonível do mar situava-se a -120/-130 m abaixo do atual (Fig.40). Nesta época a plataforma continental se encontrava emersa em quase toda sua totalidade e submetida à intensa erosão subaérea. Esta superfície plana foi dissecada por vales fluviais que foram observados a partir de registros sísmicos. Os sedimentos depositados ao longo dessa costa eram constituídos de areias finas na plataforma interna e de areias lamosas e lamias na plataforma externa e talude superior. As areias grossas, representando paleolinhas de costa, foram supridas parcialmente pelos rios e pelo retrabalhamento dos sedimentos sotopostos.

Neste intervalo de tempo, segundo Corrêa *et al.*, (1991), a elevação do paleonível do mar foi rápida (20 mm/ano), sendo estabilizado há cerca de 16.000 anos AP. Esta subida do nível do mar se estabilizou na profundidade dos -100/-110 m onde um novo sistema litorâneo se formou. A paleolinha de costa correspondente a esta fase é representada por areias médias, provavelmente estuarinas ou deltaicas, oriundas de paleodrenagens costeiras (Figs. 38 e 40).

#### b) Fase de 16.000 a 11.000 anos AP

A partir dos 16.000 anos AP a subida do nível do mar se deu mais lentamente até os 11.000 anos AP. A velocidade de ascensão do nível relativo do mar foi de 6 mm/ano (Corrêa *et al.*, 1991). Nesta fase são observadas rupturas de pendentes nas profundidades de -100/-110 m e -60/-70 m (Figs.38 e 40).

Esta fase é representada, na sucessão litológica, por areias lamosas de ambiente pré-litorâneo, comumente situadas na base da sequência transgressiva, situada entre a plataforma continental média e externa, recobrando a superfície erosiva desenvolvida sobre os depósitos subjacentes. Isto mostra que houve retrabalhamento de sedimentos mais antigos, na plataforma continental interna, durante as estabilizações do período transgressivo. Os sedimentos do nível de -60/-70 m são formados por areias grossas associadas a material bioclástico de composição carbonática, tendo sido observado, em muitos testemunhos, a presença de camadas de turfas. Os teores de minerais pesados sobre este nível são os mais altos da plataforma continental sul-brasileira. A ruptura de pendente observada no nível de -60/-70 m, segundo informações fornecidas por microrganismos, corresponderia ao início do Holoceno.

#### c) Fase de 11.000 a 6.500 anos AP

Na ruptura da escarpa de -60/-70 m de profundidade, referida na fase anterior, foram depositados sedimentos com micro-organismos indicativos do início do Holoceno, há cerca de 10.000 anos AP, quando o paleoclima tornou-se mais ameno e houve aceleração na ascensão do paleonível do mar. A velocidade de subida do paleonível do mar passou de 6 mm/ano para 16 mm/ano, comportando duas fases de estabilização localizadas entre -32/-45 m e entre -20/-25 m de profundidade (Figs.38 e 40), (Corrêa *et al.*, 1991). Os sedimentos finos que, na época, eram transportados pelas drenagens para a zona litorânea, foram depositados além das zonas mais profundas da plataforma continental. Enquanto isso, os depósitos costeiros eram formados pelo retrabalhamento das areias de idade pleistocênica. À medida que o processo transgressivo continuava e a linha de costa se deslocava para oeste, os sedimentos finos recobriram as areias transgressivas da plataforma continental externa e média. A presença de fases de estabilização é denunciada pelas camadas de cascalhos bioclásticos e de concentrações de minerais pesados, indicativas de paleolinhas de costa.

A plataforma continental do Rio Grande do Sul é, provavelmente, a mais detalhadamente estudada, em termos de níveis relativos do mar abaixo do atual, ao longo da

costa brasileira. Além disso, na maior parte do litoral brasileiro pode-se dizer que a evolução dos níveis do mar foi bastante semelhante à descrita anteriormente.

## 7.2. O Nível do Mar nos Últimos 7.000 anos AP

Com base em dados radiométricos, obtidos de amostra de terraços holocênicos e de outros indicadores que evidenciam paleoníveis do mar diferentes do atual, foram delineadas curvas parciais ou completas das flutuações relativas do nível do mar nos últimos 7.000 anos, para a costa brasileira.

Martin & Suguio (1989) construíram curvas do nível do mar para vários setores da costa brasileira (Fig.41). A análise destas curvas mostra algumas nuances locais, mas em termos gerais, o nível do mar, entre 7.000 e 6.500 anos passados esteve próximo ao atual em todos os setores, mostrando elevação máxima (5 m) há 5.100 anos passados.

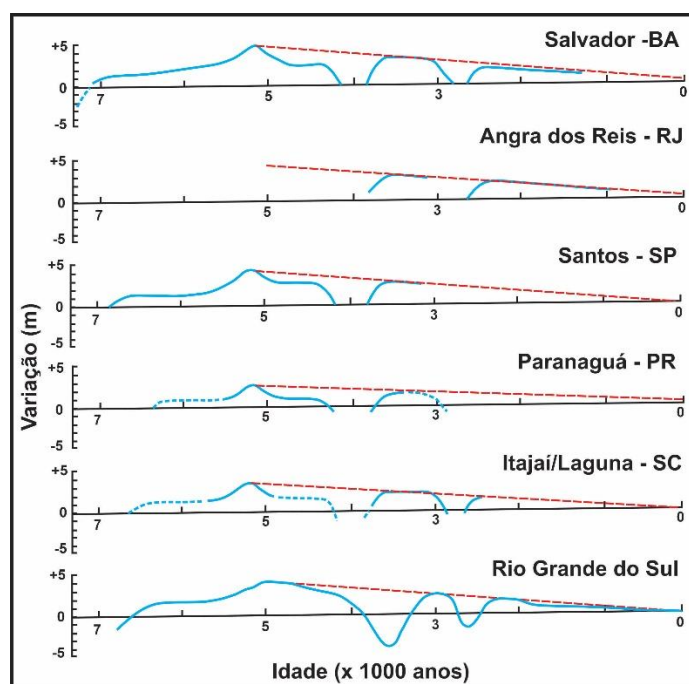


Figura 41. Curvas de Variação do Nível do Mar em alguns setores do litoral brasileiro durante os últimos 7.000 anos AP.

(modificado: Martin & Suguio, 1989 e Corrêa, 1990, 1996)

Considerando as devidas correções e abstração das variações de segunda ordem foi possível constatar que os níveis relativos do mar, situados acima do atual, seguem a seguintes peculiaridades. (Suguio *et al.*, 1985; Corrêa, 1990; 1996; Suguio, 2010) (Fig. 34):

- o atual nível médio do mar foi ultrapassado pela primeira vez entre 7.000 e 6.500 anos AP;
- há 5.100 anos AP, o nível do mar subiu entre 3 e 5 m acima do atual.;

- c) há 3.900 anos AP, o nível relativo do mar baixou entre 2 e 3 m abaixo do atual;
- d) há aproximadamente 3.400 anos AP o nível do mar subiu entre 2 e 3,5 m acima do atual;
- e) há 2.800 anos AP, ocorreu novamente um pequeno rebaixamento atingindo um nível inferior ao atual, em torno de 1 a 1,5 m.
- f) há aproximadamente 2.500 anos AP houve uma nova subida do nível relativo do mar, o qual atingiu a cota de 1,5 a 2,5 m acima do atual, a partir deste momento, ocorreu uma tendência ao rebaixamento contínuo.

Segundo dados maregráficos dos últimos 40 anos, se observa que a tendência do nível relativo do mar é de ascensão, variando de autor para autor a velocidade de subida do mesmo. Alguns indicam uma subida de 30 cm/século, outro já mais comedidos, indicam uma variação de 10 a 15 cm/século.

### 7.3. Variação do Nível do Mar nos Últimos 2000 anos AP

Nos últimos 2.000 anos, a variação do nível do mar foi caracterizada por um período relativamente estável, seguido por um aumento acentuado a partir do final do século XIX. O ritmo de elevação no século passado foi o maior em pelo menos três milênios.

Segundo estudos de Walker *et al.* (2022), a variação do nível do mar, em âmbito global, apresenta quatro tendências principais (Fig.42):

- Período de estabilidade (aprox. 100 a.C. a 1800 d.C.):  
Durante grande parte desse período, o nível do mar permaneceu relativamente estável, com pequenas variações. Um estudo observou que o nível do mar esteve estável de pelo menos 100 a.C. até cerca de 950 d.C.
- Pequeno aumento na Idade Média (aprox. 950 a 1400 d.C.):  
Houve um aumento de cerca de 0,6 mm por ano durante 400 anos, seguido por um novo período de estabilidade ou leve queda que durou até o final do século XIX.
- Aceleração no século XX:  
A partir do final do século XIX, e principalmente no século XX, o nível do mar começou a subir de forma mais consistente e rápida. Entre 1900 e 2000, os oceanos subiram aproximadamente 160 mm. A taxa média para o século XX foi de aproximadamente 1,7 a 1,8 mm por ano. Sem o aquecimento global, essa elevação teria sido significativamente menor.

- Aumento acelerado no século XXI:

A taxa de aumento do nível do mar continuou a acelerar nas últimas décadas. A taxa anual de elevação do nível do mar, entre 1992 e 2002, que era de 2,13 mm por ano, saltou para 3,6 mm por ano entre 2006 e 2015. Entre 2013 e 2022, a elevação foi de 4,6 mm por ano, o dobro do ritmo observado entre 1993 e 2002.

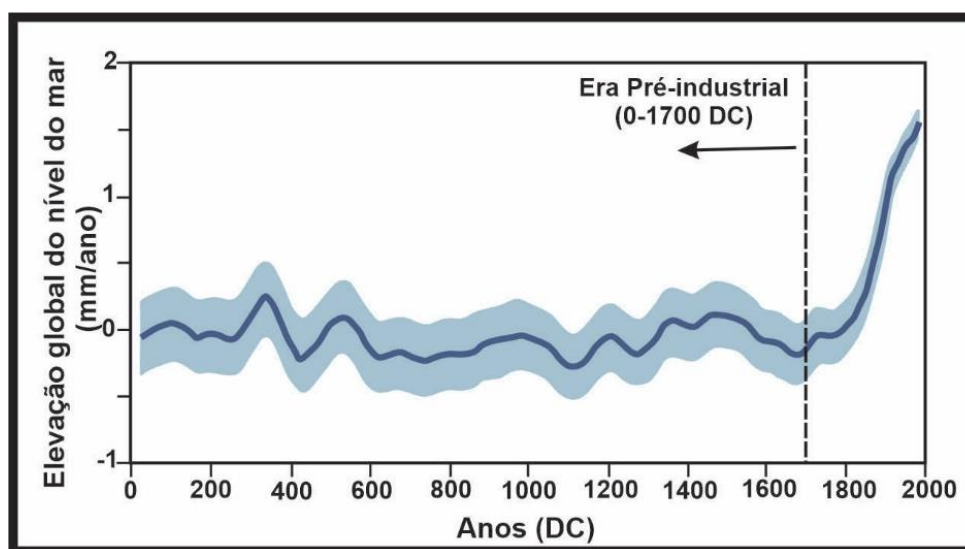


Figura 42. Taxa de variação global do nível do mar nos últimos 2000 anos.  
(modificado: Walker, et al. 2022)

#### 7.4. Fatores atuais causadores da elevação do nível do mar

A maior parte da elevação do nível do mar nos últimos séculos está relacionada à expansão térmica das camadas superiores dos oceanos e à fusão dos glaciares, podendo estar relacionada ao aquecimento global da atmosfera. Este aquecimento global e a variação do Nível Médio do Mar (NMM) estão correlacionados, em parte, com o final da última Pequena Idade do Gelo, que teria terminado no final do século XIX. No entanto o aumento recente das taxas de elevação do NMM, parecem estar relacionadas, parcialmente, com atividades antrópicas, em especial ao nível da atmosfera, a partir dos GEE.

Keeling *et al.* (1976), observaram que entre 1958 e a década de 1970, o CO<sub>2</sub> aumentou 8%, indo de 315 ppm para 340 ppm, enquanto que Lacis (1982), observou que o metano aumentou de 1 a 2%, entre 1970 e 1980 e os clorofluorcarbonetos aumentaram de 6%, no mesmo período. Já entre 1975 e 1980, Hansen *et al.* (1983), observaram um aumento de 0,2% de NO<sub>2</sub> na atmosfera. Com efeito, a temperatura média terrestre aumentou de 0,3°C em apenas uma década, entre 1970 e 1980 (Bourdial, 1988).

Com base na análise anual do Laboratório de Monitoramento Global da NOAA (2024), a média global de CO<sub>2</sub> na atmosfera foi de 422,8 ppm em 2024, marcando um novo

recorde. O aumento durante 2024 foi de 3,75 ppm, o maior aumento anual já registrado. No Observatório Mauna Loa, no Havaí, onde o registro moderno de CO<sub>2</sub> começou em 1958, a média anual de CO<sub>2</sub> em 2024 foi de 424,61 ppm, também um novo recorde.

Não se sabe ao certo e com segurança o quanto este aquecimento global, que vem aumentando a cada dia, tem ou terá, na variação do nível do mar, pois se tem numerosos fatores envolvidos e não se tem ainda ao certo, as consequentes expansões térmicas dos oceanos, bem como as fusões parciais das geleiras da Antártica, da Groenlândia e de outros glaciares de montanhas. Sabe-se que os efeitos não são imediatos, podendo levar décadas a se ter uma resposta a estes efeitos.

Gornitz *et al.* (1982), descreveram a correlação estatística entre o NMM e a temperatura global dos oceanos e sugerem uma defasagem de 18 anos no efeito da variação da temperatura sobre o nível do mar, com um aumento em torno de 16 cm/ano. É de se esperar, que nas próximas décadas, a taxa de elevação do NMM se acelere, significativamente, devido a constante expansão térmica dos oceanos.

## 7.5. Variação do Nível do Mar nos últimos 100 anos.

O nível global do mar aumentou cerca de 25 cm desde 1880. A elevação global do nível do mar está se acelerando, atingindo uma taxa de mais de 3 cm por década. Gráfico da figura 43 mostra a mudança no nível médio global do mar (cm) entre os anos de 1880 e 2020. Na figura 43 pode-se ainda observar, com maior detalhe o período entre 1993 e 2020, mostrando o aumento do nível do mar, conforme indicado pelos dados de altimetria de satélite, mais precisos onde se pode observar um aumento da aceleração da subida no nível marinho.

A elevação média global do nível do mar está se acelerando (Fig.43). Observações de marégrafo e altimetria por satélite mostram que a taxa de aumento médio global do nível do mar aumentou de  $1,4 \pm 0,2$  cm por década (1880–2000) para  $3,4 \pm 0,4$  cm por década (1993–2020). A causa dominante do aumento médio global do nível do mar desde 1970, são as mudanças climáticas e a ações antropogênica que afetam o meio ambiente.

A confiança na avaliação das mudanças no nível médio global do mar melhorou devido ao maior número de análises de altimetria por satélite e registros mais longos. Os esforços para quantificar, de forma confiável, as várias contribuições para o aumento do nível do mar também levaram a uma maior confiança e compreensão do processo.

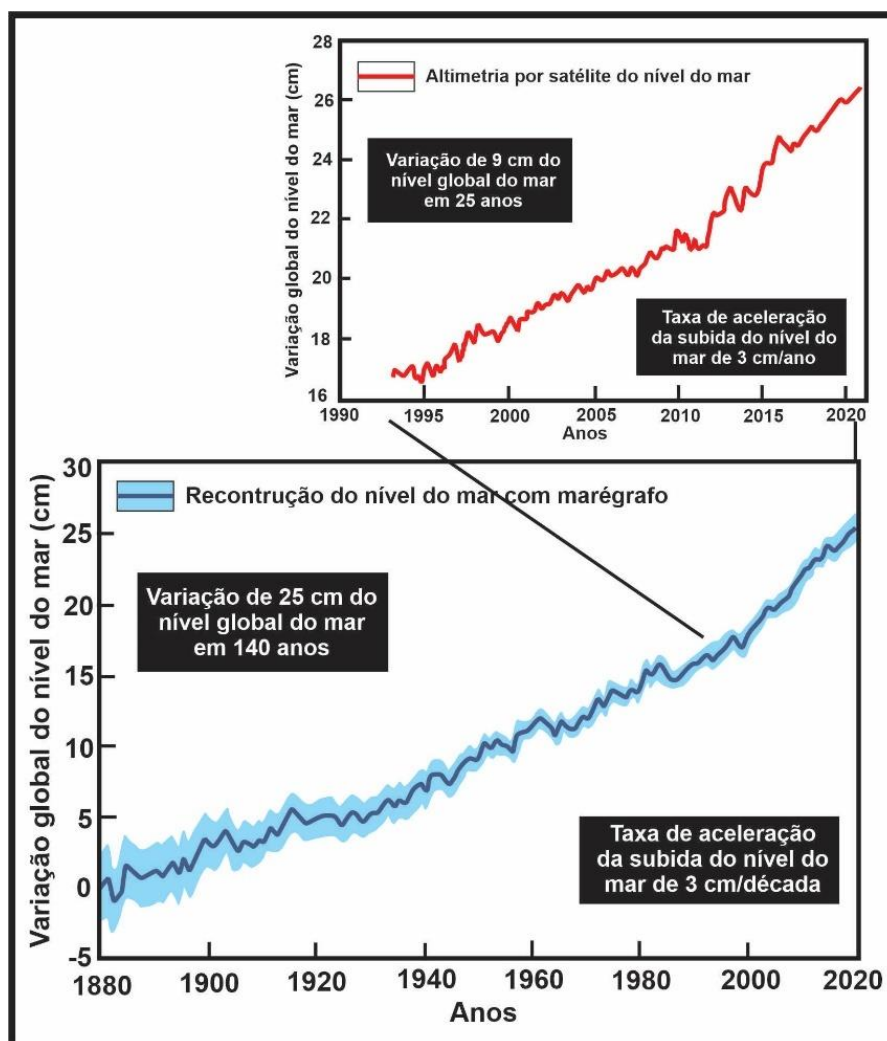


Figura 43. Nível médio global do mar com base em dados de marégrafos e de altimetria por satélite. A mudança anual global do nível do mar de 1880 é de dados de marégrafos (1880–2019, linha azul, sombreamento indica intervalo de confiança) e a mudança anual do nível do mar de 1993 é de altimetria de satélite (1993–2020, linha vermelha).

(modificado: <https://research.csiro.au/slrwavescoast/sea-level/>)

Nos últimos 100 anos, a costa brasileira tem registrado um aumento constante no nível do mar, um fenômeno que tem se acelerado nas últimas décadas, impulsionado principalmente pelo aquecimento global.

Embora a variação seja global, os impactos são sentidos de forma diferente ao longo do extenso litoral brasileiro, com algumas áreas sendo mais vulneráveis que outras.

Desde o início do século XX, o nível médio global do mar subiu cerca de 20 cm. Na costa brasileira, dados da USP e outros estudos indicam um aumento substancial nas últimas décadas, refletindo uma tendência de aceleração do fenômeno.

Segundo dados da Organização Meteorológica Mundial, o ritmo de elevação passou de 2,13 mm/ano (1993–2002) para 4,77 mm/ano (2014–2023).

Análises recentes, como a da NASA em 2024, confirmaram que o nível do mar está subindo mais rápido do que o previsto, com uma taxa de 59 mm/ano, superando a estimativa de 43 mm.

Pesquisas mostram que o aumento não é uniforme em toda a costa brasileira, com diferentes regiões apresentando taxas distintas de elevação.

Estudos do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (USP) mostram que o nível do mar na costa paulista subiu pelo menos 20 cm em 73 anos. Na Ilha Fiscal, no Rio de Janeiro, a elevação foi de 1,3 mm por ano entre 1963 e 2011, perfazendo 6,2 cm num intervalo de 48 anos. Na região de Recife, o mar subiu 23,5 cm entre 1946 e 1988, com uma média de 5,6 mm por ano, contribuindo para a erosão costeira. Na cidade de Atafona, no norte do Rio de Janeiro, o mar avança em média 6 m/ano e já destruiu mais de 500 casas em um período de 50 anos.

Se as emissões de gases de efeito estufa não forem controladas, a elevação do nível do mar continuará.

Estudos têm previsto um aumento de até 36 cm na costa de São Paulo até 2050. Outros alertas apontam que cidades como Santos e as capitais do Nordeste podem ser atingidas por inundações.

O IPCC projeta que, até 2100, o nível do mar pode aumentar entre 43 cm (cenário otimista) e 82 cm (cenário pessimista).

O que se tem como certo é que se as emissões de gases de efeito estufa (GEE) fossem interrompidas hoje, um estado de equilíbrio térmico do sistema, e por conseguinte a interrupção na elevação dos mares, só seria atingido daqui a centenas ou milhares de anos, sendo um processo de grande lentidão na resposta final aos agentes desencadeantes. A água tem uma grande inércia térmica, ou seja, ela demora para aquecer e expandir quando exposta a uma fonte de calor. Porém, uma vez desencadeado, o processo é incontrolável. Com a continuidade das emissões de GEE que provocam o aquecimento global e que têm crescido sem cessar, a cada dia novas forças são ativadas, lançando cada vez mais para diante o equilíbrio do sistema e a interrupção da elevação. Desta forma, as previsões do IPCC são que a elevação prosseguirá ao longo de todo o século XXI e continuará até muito depois do ano 2100, e que provavelmente a velocidade da elevação aumentará em relação ao período de 1971 e 2010. Os modelos utilizados dão resultados bastante divergentes, mas todos apontam para uma elevação, que poderá ficar entre 26 e 98 centímetros em 2100 (IPCC,2013).

Para além de 2100 os cenários se tornam muito incertos, mas algumas estimativas foram feitas. Se as emissões de gás carbônico não ultrapassarem o nível de 500 ppm, em 2300 o mar possivelmente não se elevará mais do que 1 m. Se as emissões estancarem no nível de 700 ppm, a elevação possivelmente ficará entre 1,5 e 5 m em 2300 (Fig.44). Naturalmente, é difícil prever com exatidão o desenvolvimento futuro do fenômeno, pois ele depende de muitas variáveis, principalmente o comportamento da sociedade em relação à continuada emissão de gases estufa.

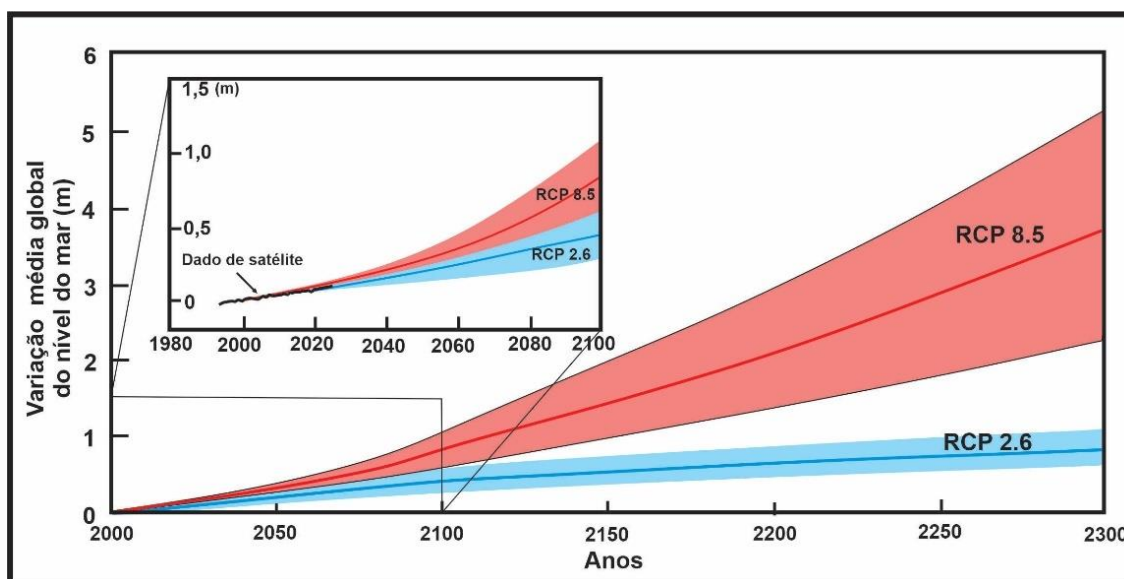


Figura 44. Projeção da elevação do nível do mar até 2300. O detalhe mostra uma avaliação do provável alcance das projeções para RCP2.6 e RCP8.5 até 2100 (confiança média). Projeções para escalas de tempo mais longas são altamente incertas, mas um alcance é fornecido (confiança baixa).  
(modificado: Oppenheimer et al., 2019)

Outro fator de incerteza é a dificuldade de prever como as capas de gelo sobre terra firme da Groenlândia e da Antártica se comportarão frente aos diferentes níveis de aquecimento atmosférico, mas seu comportamento terá influência decisiva na evolução do nível do mar no longo prazo, uma vez que a quantidade de gelo que elas estocam é imensa. O IPCC projeta que se as emissões continuarem nos níveis atuais por muito tempo, causando uma elevação da temperatura média de 2 a 4° C, o aquecimento global tornará concreta a possibilidade de derretimento completo da camada de gelo da Groenlândia nos próximos mil anos. Se todo o gelo da Groenlândia derreter pode elevar o nível dos oceanos em até 7 m. Entretanto um degelo de somente 30% já seria suficiente para fazer os mares subirem 2,1 m. Entre 1992 e 2001 o degelo foi de 34 gigatons em média e passou para uma média anual de 280 gigatons (Fig.45). Se o gelo Antártico também derreter completamente a elevação seria muito maior. Um derretimento completo do Polo Sul é pouco provável; contudo, alguns grandes setores da Antártica dão crescentes mostras de degelo, o que deve acrescentar uma

elevação significativa, mas ainda não bem determinada, ao nível do mar nas próximas centenas de anos (IPCC,2013).

Não obstante a solidez das projeções do IPCC, segundo informam a UNESCO e outros pesquisadores, elas têm sido conservadoras, e estimativas independentes verificaram que a taxa real de elevação recente tem se aproximado do limite superior das projeções do IPCC, o que aponta para elevações futuras ainda maiores, que podem ficar entre 1,2 e até 9 m acima do nível atual, em 2100 (UNESCO,2010; Grinsted *et al.*,2010; Rignot *et al.*,2011; Hance,2014; Hansen *et al.*,2015;) Outros estudos recentes analisaram o caso da Antártica, cuja situação somente há pouco tempo vem sendo melhor conhecida, e sugerem que já foi ultrapassado o limiar de estabilidade para amplas regiões da Antártica Ocidental, incluindo o glaciar Heynes, o glaciar Smith e o glaciar Thwaites (Fig.46), e que eles se encaminham para um derretimento irreversível, seguindo o caminho da plataforma de gelo Larsen B, que colapsou em 2002 (Fig.47). Se isso de fato ocorrer, representará uma elevação adicional de 1 a 3 m ao nível do mar (Hance, 2014).

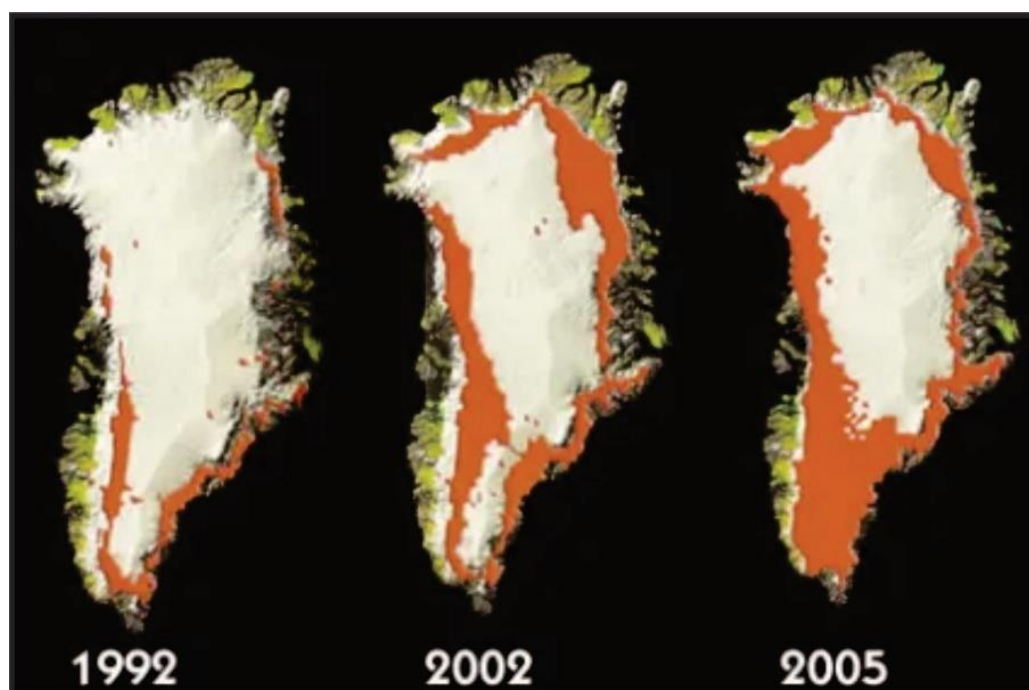


Figura 45. Área de degelo da Groenlândia entre 1992 e 2005.  
(fonte: <https://excombameiji.wordpress.com/2012/06/13/aquecimento-global-3/>)

É difícil projetar os impactos específicos que a elevação do nível dos mares possa causar em todos os lugares, pois o aumento não é homogêneo e nem linear. Algumas localidades serão mais afetados do que outras. Entretanto uma coisa é certa: todos os países

litorâneos perderão, uns mais do que outros, mas ninguém ficará a salvo do avanço das águas oceânicas.

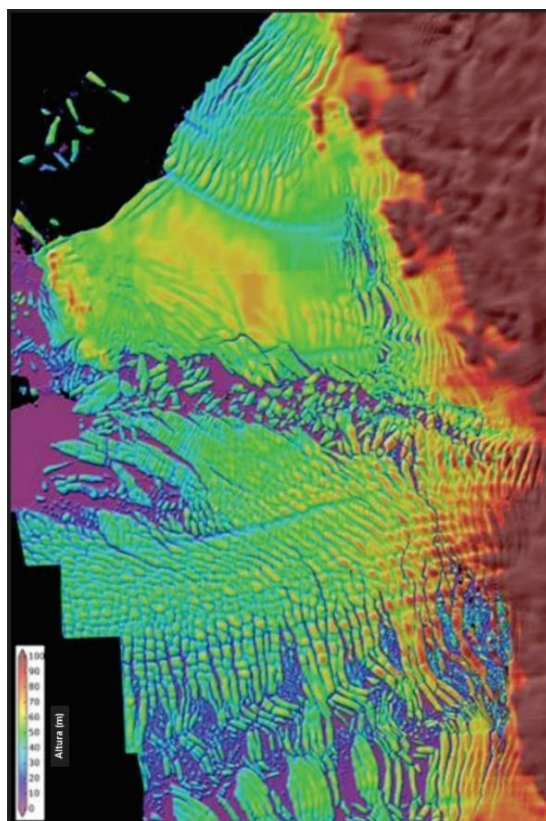


Figura 46. Mapa de alta resolução da plataforma da Geleira Thwaites – Antártica, em processo de afinamento. As águas, impulsionada por ventos mais fortes, está erosionando a base da plataforma flutuante da geleira. Os cientistas agora acreditam que o derretimento da geleira é inevitável.

(fonte: David Shean/Universidade de Washington. <https://news.mongabay.com/2014/05/tipping-point-already-reached-west-antarctica-in-slow-motion-unstoppable-melt/>).

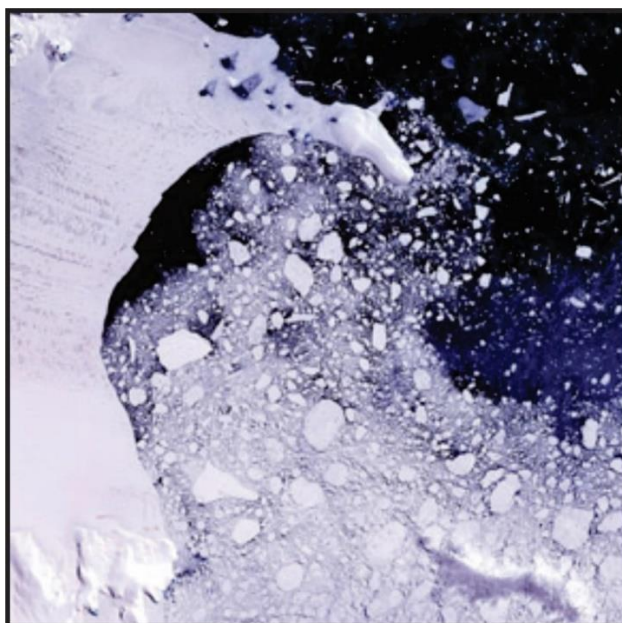


Figura 47. Plataforma de gelo Larsen B - Antártica, em fevereiro de 2000: falhas e fraturas em razão das altas temperaturas ocasionam o derretimento desta.

(fonte: Marcos Pivetta. <https://revistapesquisa.fapesp.br/mais-finis-e-quebradicas/>)

Diversas praias do litoral brasileiro já foram atingidas por ressacas e pelo avanço do mar. O avanço do nível do mar já causou estragos, por exemplo, na Praia da Macumba, na Zona Oeste do Rio de Janeiro, onde a erosão já ocasionou a perda de parte do muro de contenção colocado pela prefeitura e grandes trechos da calçada desabaram com a força das ondas (Fig.48).



Figura 48. Força das ondas causou desmoronamento do calçadão na orla da Praia da Macumba, no Recreio dos Bandeirantes – RJ  
(fonte: Marcio Alves/Agência O Globo)

Outra região costeira que está sofrendo com a erosão é a Praia do Hermenegildo, localizada no extremo sul do Brasil, a qual enfrenta uma grave erosão, com casas próximas ao mar sendo danificadas e até destruídas por ressacas e pelo avanço do oceano (Fig.49).



Figura 49. Erosão na praia do Hermenegildo – RS  
(fonte: <https://marsemfim.com.br/litoral-gaucho-ameacado-por-erosao/>)

O problema é agravado pela ocupação desordenada, com construções realizadas sobre dunas, o que remove barreiras naturais que protegeriam a orla. Esforços de contenção, como enrocamentos, têm sido feitos, mas a situação segue crítica, afetando imóveis e a economia local

Mas, além do Rio de Janeiro, outras cidades do mundo vão sofrer com a elevação do nível do mar e as enchentes que esta elevação poderá provocar. A cidade de Paris, em janeiro de 2018, enfrentou uma grande enchente ocasionada pela elevação do rio Sena (Fig.50). A “cidade luz” viveu uma das maiores enchentes da sua história, repetindo o que ocorreu em 2016, correndo o risco de passar por outras com prejuízo sem precedentes. As futuras enchentes tendem a ser mais destrutivas, pois a elevação das águas do rio Sena tende a se agravar com o aumento do nível do mar, que ocasiona a diminuição da velocidade de vazão do rio.



Figura 50. Enchente em Paris em 2018, devido a elevação de mais de 6 m do rio Sena.  
(foto: [https://classic.exame.com/wp-content/uploads/2016/09/size\\_960\\_16\\_9\\_paris-enchentes1.jpg](https://classic.exame.com/wp-content/uploads/2016/09/size_960_16_9_paris-enchentes1.jpg))

A cidade de Veneza, em novembro de 2018, enfrentou uma grande enchente, que obrigou o governo local a fechar a raça de São Marcos, principal ponto turístico da cidade, devido a elevação no nível das águas da Baía de São Marcos, que atingiram 1,5 m acima do nível da baía (Fig.51).



Figura 51. Inundação em Veneza em 2019, devido a elevação de mais de 1,5 m do mar.  
(foto: [https://veja.abril.com.br/wp-content/uploads/2019/11/2019-11-15t122636z\\_1466924251\\_rc2obd9rvo53\\_itrmdp\\_3\\_italy-weather-venice.jpg?quality=70&strip=info&w=928&w=636](https://veja.abril.com.br/wp-content/uploads/2019/11/2019-11-15t122636z_1466924251_rc2obd9rvo53_itrmdp_3_italy-weather-venice.jpg?quality=70&strip=info&w=928&w=636))

Estudos de Khan *et al.* (2015), abrangendo áreas dos cinco continentes (Figs. 52 e 53), mostraram que os dados de variação do NRM, revelam mudanças espaciais e temporais causadas pelo domínio variável de fatores eustáticos e glacio e hidro-isostáticos ao longo do Holoceno.

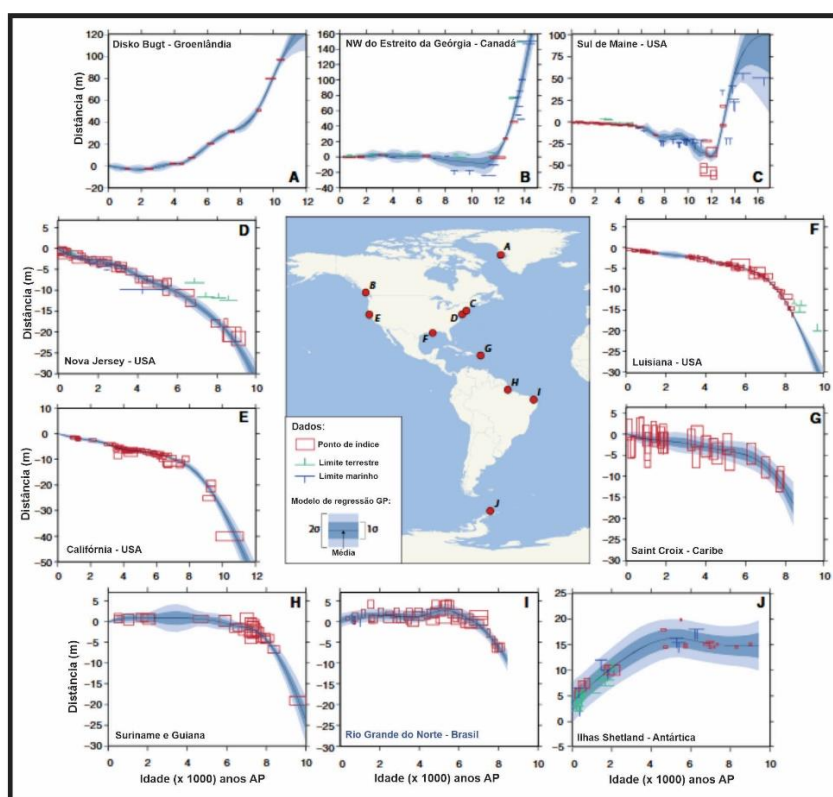


Figura 52. Reconstruções do nível relativo do mar, de Disko Bugt (Groenlândia), NW do Estreito de Georgia (Canadá), sul do Maine (USA), Nova Jersey (USA), Louisiana (USA), Califórnia (USA), St. Croix (Caribe), Suriname e Guiana, Rio Grande do Norte (Brasil) e Ilhas Shetland do Sul (Antártica). As curvas azuis mostram o ajuste do modelo de processo gaussiano aos dados, com as áreas sombreadas (mais escuras/mas claras) representando incertezas de  $1\sigma/2\sigma$ . (modificado: Khan *et al.* 2015)

Regiões costeira da Antártica, Groenlândia, Canadá, Suécia e Escócia, são caracterizadas por uma queda complexa e espacialmente variável do NRM, a partir de um limite marinho máximo, que reflete as influências relativas da elevação eustática do nível do mar e do soerguimento glacio-isostático com taxa de queda de 69 mm/ano. Em regiões como as costas do Atlântico Médio e do Pacífico dos EUA, Holanda e sul da França, os efeitos isostáticos e eustáticos produziram coletivamente a elevação do NRM, com taxa da ordem de 10 mm/ano. Locais como as costas da América do Sul, África do Sul, Ásia e Oceania, mostram um nível máximo característico do NRM, no Holoceno médio, que difere em termos de tempo (entre 8 e 4 mil anos AP) e magnitude (<1 e 6 m).

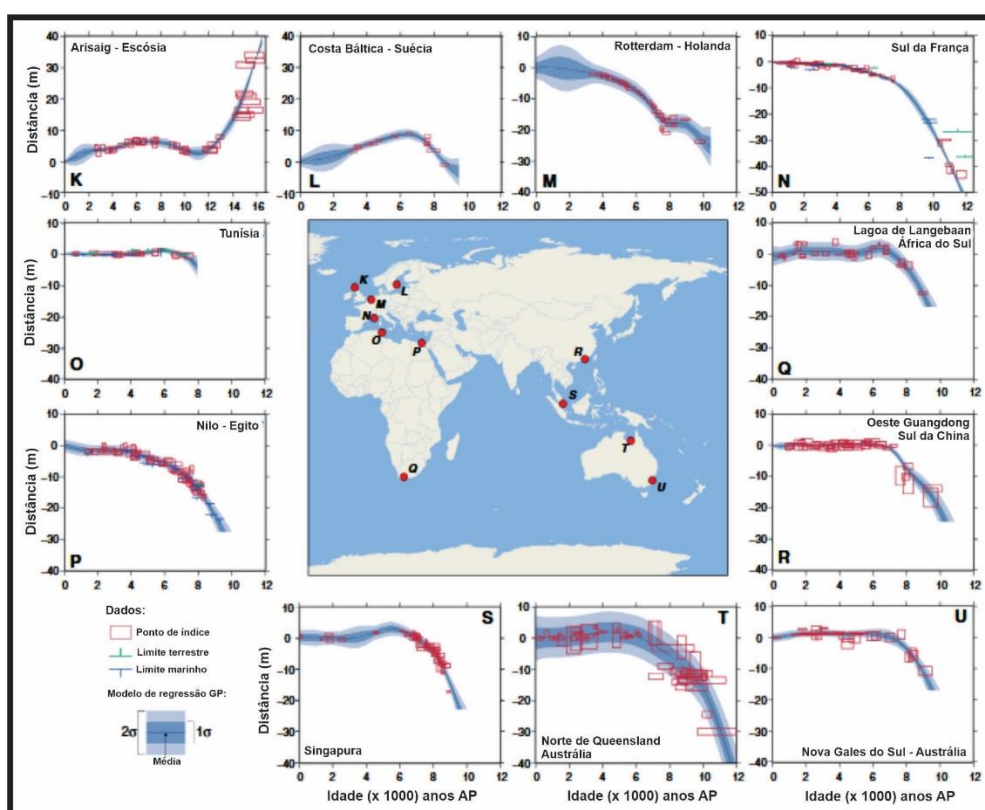


Figura 53. Reconstruções do nível relativo do mar de Arisaig (Escócia), Costa Báltica (Suécia), Rotterdam (Holanda), Sul da França, Tunísia, Nilo(Egito, Lagoa de Langebaan (África do Sul), Oeste de Guangdong, (China), Singapura, Norte de Queensland (Austrália) e Nova Gales do Sul (Austrália).  
(modificado: Khan et al. 2015)

## **VIII. SIMULAÇÃO DOS EFEITOS DO AUMENTO DA TEMPERATURA NA ELEVAÇÃO DO NÍVEL DO MAR EM ALGUMAS CIDADES DO MUNDO**

Nas figuras a seguir apresentadas, e por simulação, pode-se ver como algumas cidades do Brasil e do Mundo poderão ser afetadas devido ao aumento da temperatura e consequentemente pelo aumento do nível do mar, segundo estudos do Climate Central.

Nas figuras, nas imagens superiores (a), é possível conferir a situação caso a elevação da temperatura seja de apenas 1,5°C, enquanto que nas figuras inferiores (b), a projeção leva em conta uma subida de temperatura de 3°C nos termômetros, ocasionando uma maior elevação do nível do mar e a ocorrência de inundações.

As imagens foram desenvolvidas com base nos dados do IPCC (2021), geradas por meio de uma análise de risco que avalia as áreas mais propensas à inundações e a erosões costeiras com a utilização, entre outros elementos, da análise altimétrica, ciência esta especializada na medição detalhada das alturas do relevo terrestre e do nível do mar, bem como sua constante interpretação de resultados.

Uma forma de reduzir a exposição ao aumento do nível do mar, causado pelos efeitos do aquecimento global, estaria no cumprimento das metas previstas no Acordo Climático de Paris, firmado pelos países signatários da Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudança do Clima, desde a 21ª Conferência das Partes (COP21).

Mesmo que todos os países do mundo venham a implementar todos os compromissos climáticos estabelecidos, provavelmente isso já não será o suficiente para manter o aquecimento global em 1,5°C acima dos níveis pré-industriais, o que os cientistas consideram necessário para prevenir os piores impactos climáticos.

Cidades brasileiras como Rio de Janeiro, Santos, Porto Alegre, Recife, Salvador, Fortaleza, São Luís, Cabo Frio e Joinville estão entre as mais vulneráveis ao avanço do mar e inundações severas, devido às mudanças climáticas, com projeções variando até 2050 e 2100, de acordo com estudos e dados da NASA e ONU.

Cidades do mundo também se encontram ameaçadas pela elevação do nível dos mares, devido ao aquecimento global. Entre elas temos: Bangkok, Veneza, Nova York, Jacarta, Roterdan, Miami, Xangai, Londres, entre outras.

Essas cidades exigem ações urgentes de adaptação e mitigação para enfrentar os impactos do aquecimento global e proteger suas populações das futuras inundações.

O primeiro exemplo, a ser apresentado, é o do Bairro de Casa Amarela, na região Norte de Recife, estado de Pernambuco. Com o aumento da temperatura de  $1,5^{\circ}\text{C}$ , é possível observar um pequeno aumento do nível do rio Capibaribe (Fig.54a), entretanto se o aumento da temperatura for de  $3^{\circ}\text{C}$ , boa parte das ruas e das avenidas da região, seriam tomadas (Fig.54b).

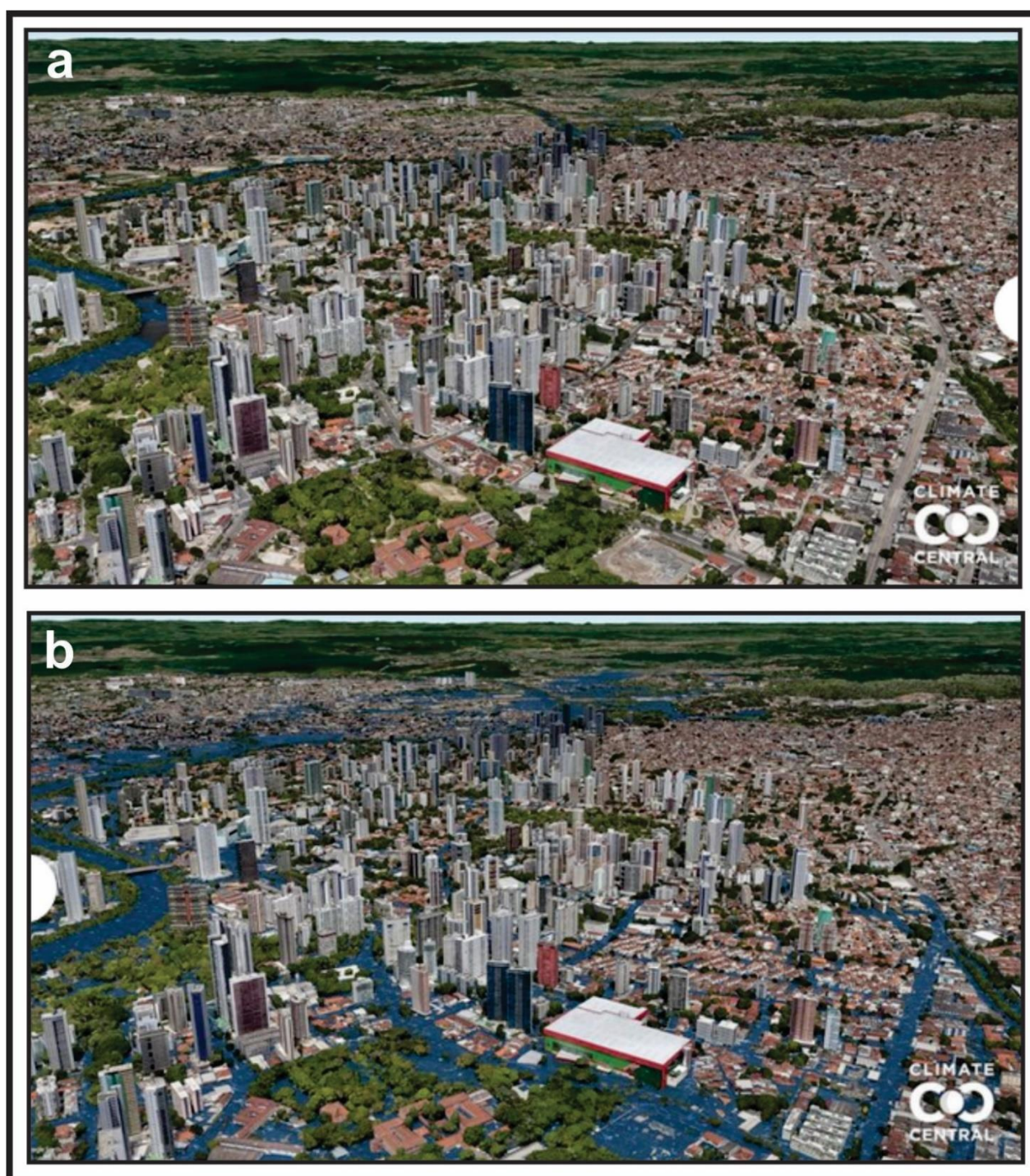


Figura 54. Simulação da elevação do nível do mar com cenário de aumento da temperatura em  $1,5^{\circ}\text{C}$  e  $3^{\circ}\text{C}$  no Bairro de Casa Amarela, na região Norte da cidade do Recife.

(fonte: Climat Central)

Como um segundo exemplo temos um dos cartões postais da cidade de Fortaleza, o Farol do Mucuripe é uma das únicas estruturas a permanecer intocada pelas águas do oceano com o aumento de 3°C na temperatura (Fig.55b). Mas, mesmo com um aumento de 1,5°C, o mar já cobriria as praias do Titanzinho e do Futuro (Fig.55a).

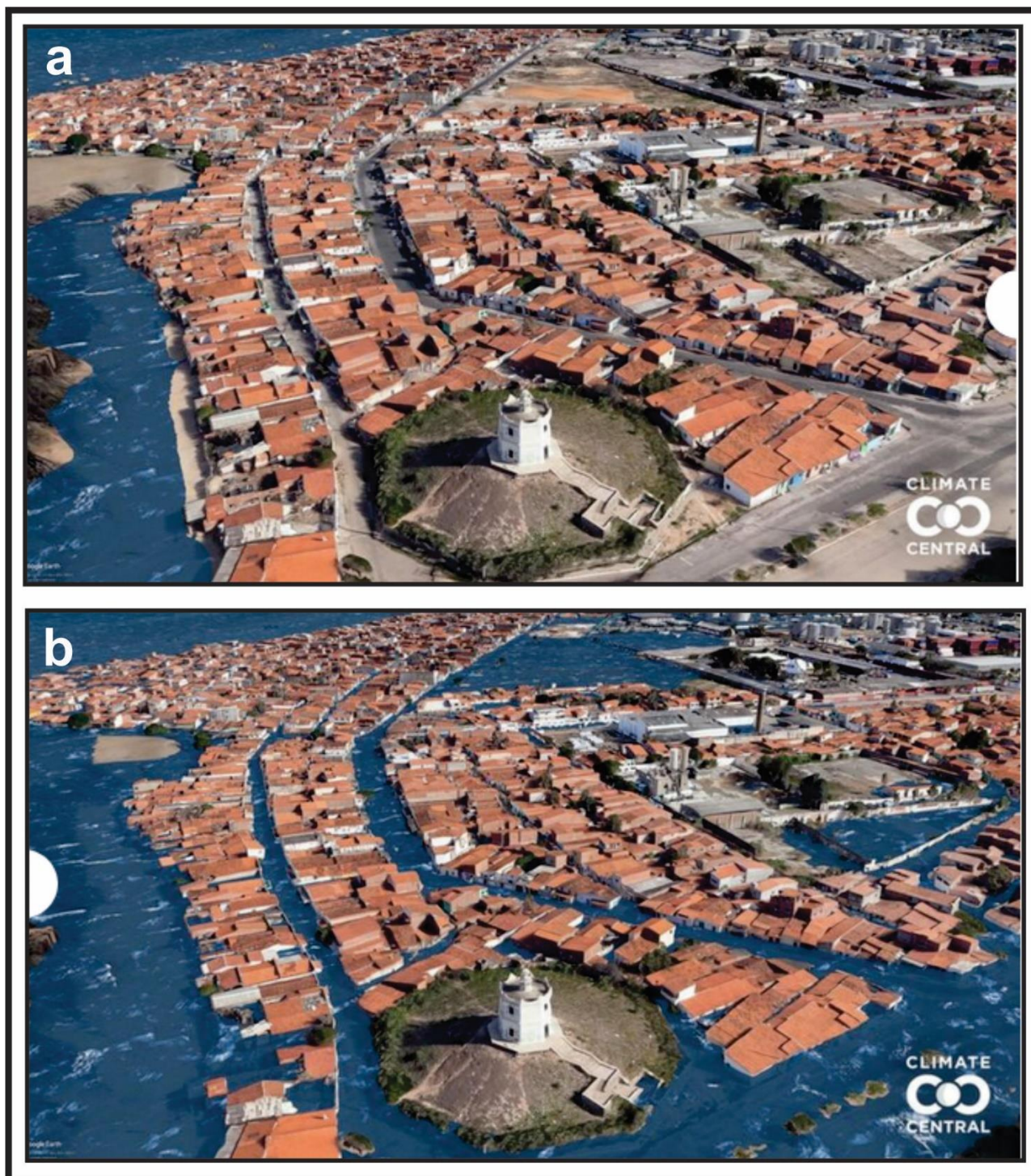


Figura 55. Simulação da elevação do nível do mar com cenário de aumento da temperatura em 1,5°C e 3°C na região do Farol do Mucuripe, na cidade de Fortaleza-Ceará  
(fonte: Climat Central)

Outra cidade a ser afetada é a do Rio de Janeiro. A figura 56a mostra o Bairro de Botafogo, localizado na zona Sul do Rio de Janeiro, onde um aumento de  $1,5^{\circ}\text{C}$  na temperatura, a área da região da estação de metrô Botafogo/Coca-Cola, será pouco afetada. Entretanto se a temperatura aumentar de  $3^{\circ}\text{C}$  nos termômetros, todo o bairro fica coberto de água (Fig.56b).

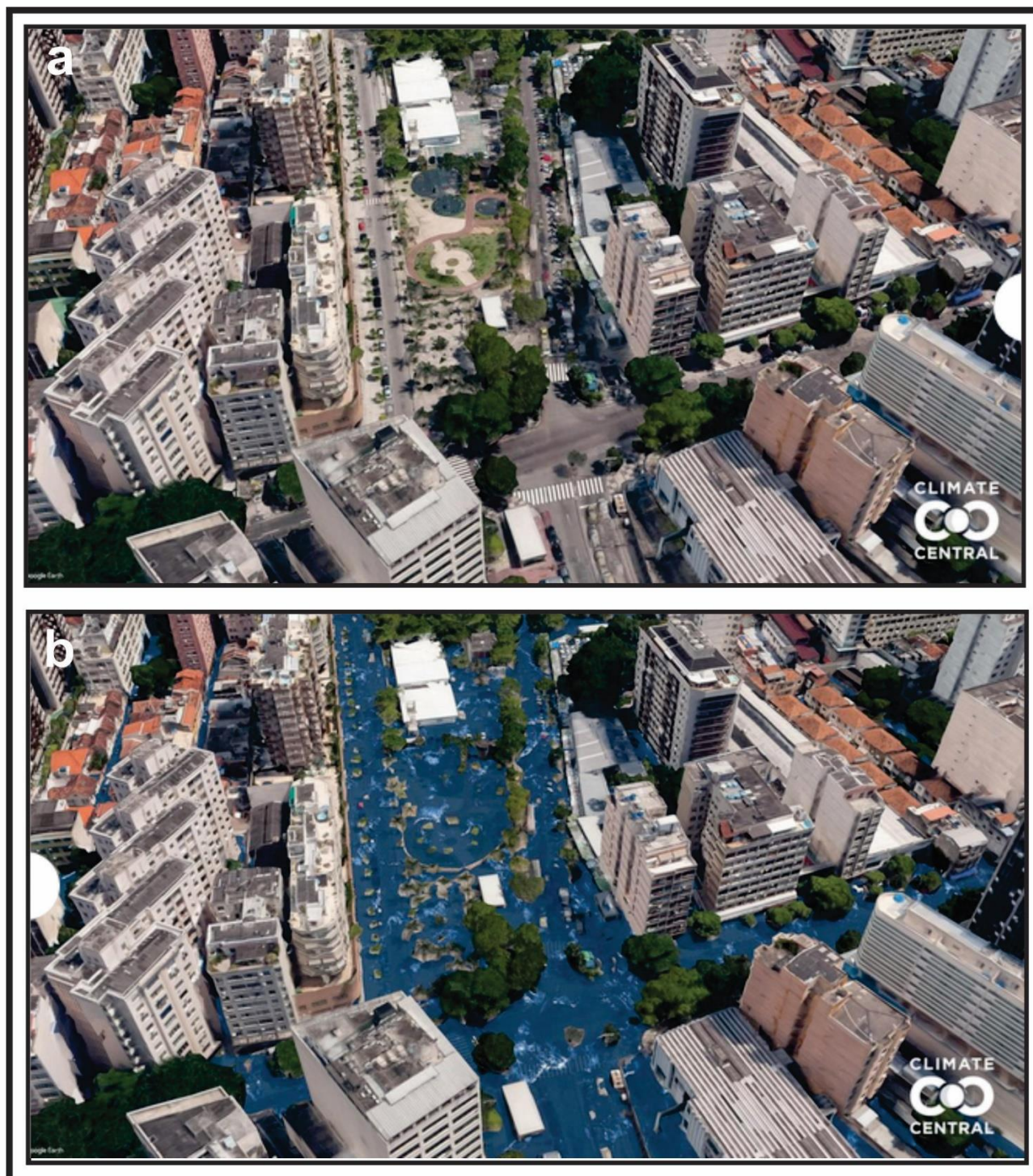


Figura 56. Simulação da elevação do nível do mar com cenário de aumento da temperatura em  $1,5^{\circ}\text{C}$  e  $3^{\circ}\text{C}$  no Bairro de Botafogo, na cidade do Rio de Janeiro.

(fonte: Climat Central)

Outro exemplo é a região da Praça da Catedral, na cidade de Havana em Cuba. Se a temperatura subir de 1,5°C, esta não será afetada (Fig.57a), contrariamente, se os termômetros acusarem uma elevação de 3°C na temperatura, ela ficará submersa (Fig.57b).

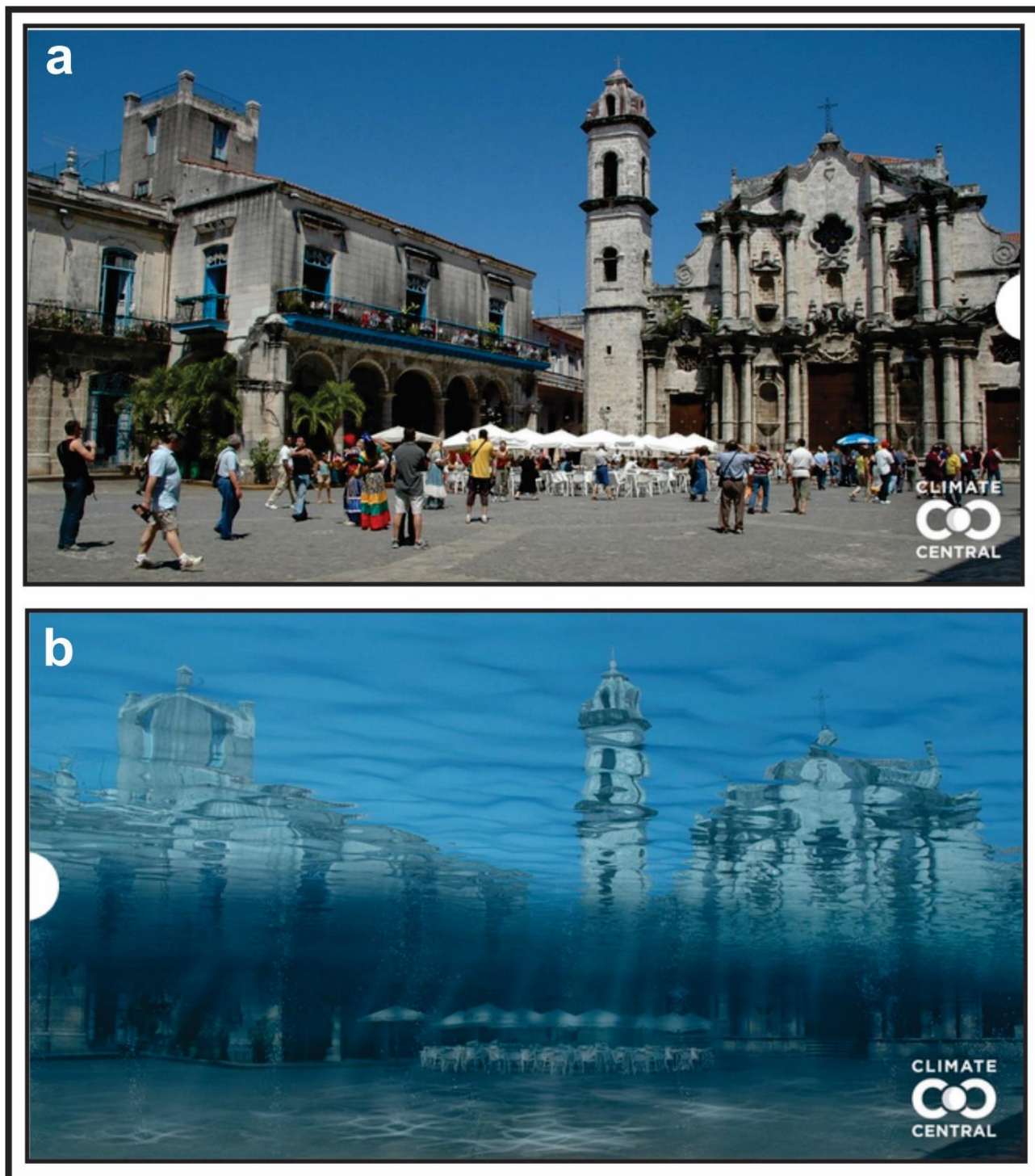


Figura 57. Simulação da elevação do nível do mar com cenário de aumento da temperatura em 1,5°C e 3°C na região da Praça da Catedral, na cidade de Havana em Cuba.  
(fonte: Climat Central)

No sul da Espanha, na cidade de Sevilha, a famosa Praça de Espanha, não será afetada se o aumento da temperatura média global ficar na casa dos 1,5°C (Fig.58a). Entretanto essa será inundada como boa parte do centro da cidade, se o aumento da temperatura média global chegar a 3°C (Fig.58b).

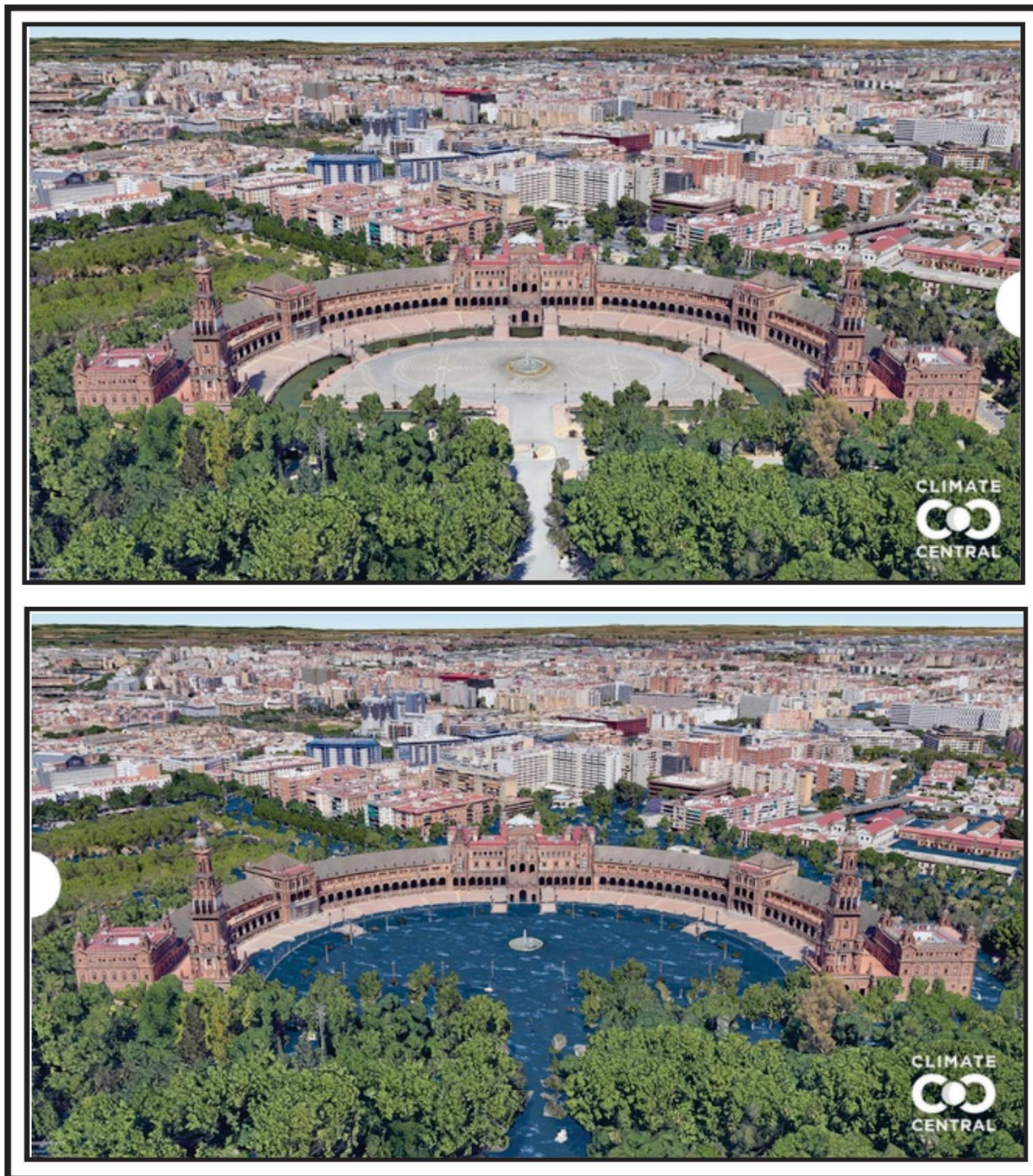


Figura 58. Simulação da elevação do nível do mar com cenário de aumento da temperatura em 1,5°C e 3°C na região da Praça de Espanha, na cidade de Sevilha.  
(fonte: Climat Central)

Outros países sofrerão igualmente as consequências drásticas do aumento do nível do mar. Na capital britânica, o cenário de aumento de 1,5°C já será suficiente para inundar parte da entrada e dos jardins do Palácio de Buckingham, residência do rei Charles III (Fig.59a). Se o cenário de aumento chegar aos 3°C, a inundação será mais severa podendo atingir o primeiro pavimento do Palácio de Buckingham (Fig.59b).

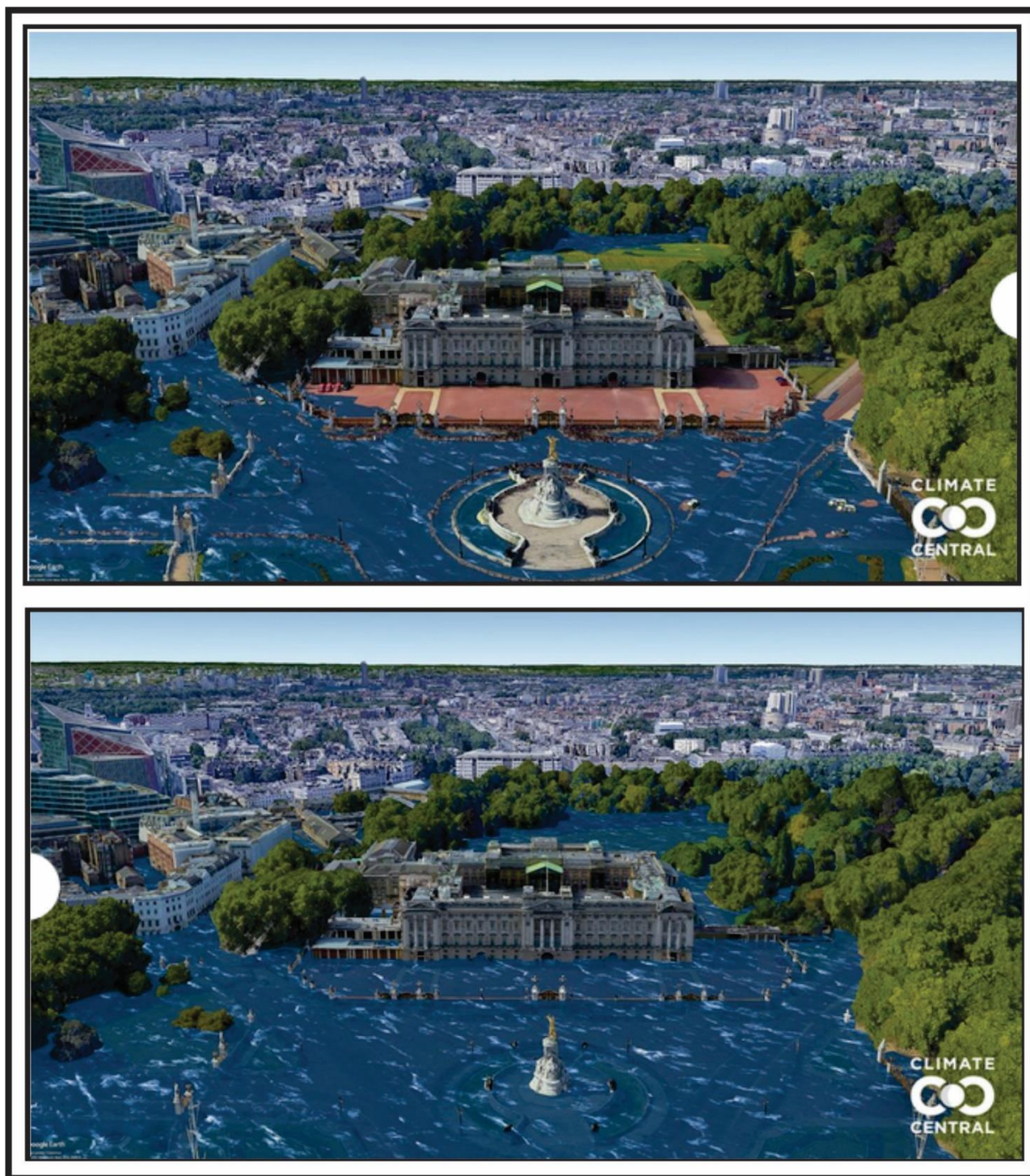


Figura 59. Simulação da elevação do nível do mar com cenário de aumento da temperatura em 1,5°C e 3°C na região do Palácio de Buckingham, na cidade de Londres.

(fonte: Climat Central)

## **IX. REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA**

- AARUP T., CHURCH J.A., WILSON W.S & WOODWORTH P.L. 2010. Elévation et variabilité du niveau marin – Résumé à l'intention des décideurs. Paris, France: UNESCO, 12p. [https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000189369\\_fre](https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000189369_fre)
- ADAMS, P.N., OPDYKE, N.D. & JAEGER, J.M. 2010. Isostatic uplift driven by karstification and sea-level oscillation: modeling landscape evolution in north Florida. *Geology*. 38(6):531–534. DOI: [10.1130/G30592.1](https://doi.org/10.1130/G30592.1)
- AHARON, P. 2003. Meltwater flooding events in the Gulf of Mexico revisited: implications for rapid climate change during the last deglaciation. *Paleoceanografia*. 18(4):3-1 a 3-13. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2002PA000840>
- AHARON, P. 2006. Entrainment of meltwaters in hyperpycnal flows during deglaciation superfloods in the Gulf of Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*. 241:260–270. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.10.034>
- ALLEY, R.B. et al.2005. Ice-sheet and sea-level changes. *Science*, 362:527-529. DOI: [10.1126/science.1114613](https://doi.org/10.1126/science.1114613)
- BARD, E., HAMELIN, B. & DELANGHE-SABATIER, D. 2010. Deglacial Meltwater Pulse 1B and Younger Dryas Sea Levels Revisited with Boreholes at Tahiti. *Science*. 327:1235-1237. DOI: [10.1126/science.1180557](https://doi.org/10.1126/science.1180557)
- BARD, E., HAMELIN, B., ARNOLD, M., MONTAGGIONI, L., CABIOCH, G., FAURE, G. & ROUGERIE, F. 1996. Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*. 382: 241-244. DOI: [10.1038/382241a0](https://doi.org/10.1038/382241a0)
- BARD, E., HAMELIN, B., FAIRBANKS, R.G. 1990. U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados sea level during the past 130,000 years. *Nature* 346:456–458. <https://doi.org/10.1038/346456a0>
- BARRY, J. M. 1997. *Rising Tide -The Great Mississippi Flood of 1927 and How it Changed America*, 524 p. Simon and Schuster, New York.
- BASSETT, S., MILNE, G.A., MITROVICA, J.X. & CLARK, P.U. 2005. Ice sheet and solid earth influence on far-filed sea-level histories. *Science*, 309:925-928. DOI: [10.1126/science.1111575](https://doi.org/10.1126/science.1111575)
- BILLER, N.B. 2012. Evidence for Meltwater Pulse 1a in the Gulf of Mexico based on radiogenic isotopes of leachates. Archived 2015-09-24 at the Wayback Machine Undergraduate Thesis, Department of Geological Sciences University of Florida, Tallahassee. 39 p.

- BIRD, E.C.F. 1993. *Submerging Coasts. The Effects of a Rising Sea Level on Coastal Environments*, John Wiley & Sons, Chichester, 184 p.
- BLANCHON, P., & SHAW, J. 1995. Reef drowning during the last deglaciation: Evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse. *Geology*. 23(1):4-8. DOI: [10.1130/0091-7613\(1995\)023<0957:RDDTLD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0957:RDDTLD>2.3.CO;2)
- BOURDIAL, I. 1988. L'Homme a-t-il vraiment change le climat ? *Science & Vie*, 852 :45-51.
- BRAIN, M.J. 2016. Past, present and future perspective of sediment compaction as a driver of relative sea level and coastal change. *Current Climate Change Reports* 2(3): 1-11. DOI: [10.1007/s40641-016-0038-6](https://doi.org/10.1007/s40641-016-0038-6)
- CARVALHO, A.M., PINHEIRO, L., GUERRA, R.G.P. & BARROS, E.L. 2018. Panorama da Erosão Costeira no Brasil. MMA-Brasília. 73 p. <http://www.mma.gov.br/publicacoes-mma>
- CHAUSSARD, E., AMELUNG, F., ABIDIN, H. & HONG, S.H. 2013. Sinking cities in Indonesia: ALOS PALSAR detects rapid subsidence due to groundwater and gas extraction. *Remote Sensing of Environment* 128:150–161. DOI: [10.1016/j.rse.2012.10.015](https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.10.015)
- CHURCH, J.A., CLARK, P.U., CAZENAVE, A., et al. 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*. Cap.13, 121 p. [https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/WG1AR5\\_Chapter13\\_FINAL.pdf](https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/WG1AR5_Chapter13_FINAL.pdf)
- 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). 314 p.
- CORRÊA, I.C.S. & TOLDO Jr., E.E. 1996. The sea level stabilization in the Rio Grande do Sul continental shelf, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 70(2):213-219.
- CORRÊA, I.C.S. 1986. Evidence of sea level fluctuation in the Rio Grande do Sul continental shelf, Brazil. In: Rabassa, J. 1986. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. A.A.Balkema/Rotterdam. 4:237-249.
- CORRÊA, I.C.S. 1996. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: L'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul, Brésil. *Marine Geology*, 130:163-178.
- CORRÊA, I.C.S., BAITELLI, R., AYUP-ZOUAIN, R.N. & TOLDO JR., E.E. 1991. Translation de la ligne de rivage sur la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. *Pesquisas em Geociências*, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 18(2):161-163. DOI: <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21355>

- CORRÊA, I.C.S., PONZI, V.R.A. & TRINDADE, L.A.F. 1980. Níveis marinhos quaternários da plataforma continental do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,31. Balneário Camboriú-SC. SBG. 1:578-587.
- CORRÊA, I.C.S., WESCHENFELDER, J. & SANTOS, C. B. DOS .2022. Submerged beach rocks from the continental shelf of southern Brazil. In: International Sedimentological Congress,21º, Beijing. Abstract book. Beijing, 2022. 1: 974-974.
- CRONIN, T.M. 2012. Rapid sea-level rise. *Quaternary Science Reviews*. 56:11-30. DOI: [10.1016/j.quascirev.2012.08.021](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.021)
- DALCA, A.V., FERRIER, K.L., MITROVICA, J.X., PERRON, J.T., MILNEM, G.A. & CREVELING, J.R. 2013. On postglacial sea level—III. Incorporating sediment redistribution. *Geophysical Journal International* 194(1): 45-60. DOI: [10.1093/gji/ggt089](https://doi.org/10.1093/gji/ggt089)
- DIAS, J.M.A.; RODRIGUES, A. & MAGALHÃES, F. 1997. Evolução da linha de costa, em Portugal, desde o último máximo glaciário até à atualidade: síntese dos conhecimentos, *Estudos do Quaternário*, APEQ, Lisboa, p. 53-66. DOI: <https://doi.org/10.30893/eq.v0i1.8>
- DINNEL, S.P. & WISEMAN, W.J. 1986. Fresh water on the Louisiana and Texas shelf, *Continental Shelf Research*., 6 : 765-784. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(86\)90036-1](https://doi.org/10.1016/0278-4343(86)90036-1)
- DONOGHUE, J.F. 2011. Sea level history of the northern Gulf of Mexico coast and sea level rise scenarios for the near future. *Climatic Change* 107(1):17-33. DOI: [10.1007/s10584-011-0077-x](https://doi.org/10.1007/s10584-011-0077-x)
- DOUGLAS, B.C. 1991. Global Sea Level Rise. *Journal of Geophysical Research*, 96(C4): 6981-6992. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1029/91JC00064>
- DRAGERT, H., HYNDMAN, R.D., ROGERS, G.C. & WANG, K. 1994. Current deformation and the width of the seismogenic zone of the northern Cascadia subduction thrust. *Journal Geophysical Research Solid Earth*. 99:653–68. <https://doi.org/10.1029/93JB02516>
- DURA, T., ENGELHART, S.E., VACCHI, M., HORTON, B.P., KOPP, R.E., PELTIER, W.R. & BRADLEY, S. 2016. The role of holocene relative sea-level change in preserving records of subduction zone earthquakes. *Current Climate Change Reports* 2(3): 1-15. DOI: [10.1007/s40641-016-0041-y](https://doi.org/10.1007/s40641-016-0041-y)
- DUTTON. A. & LAMBECK, K. 2012. Ice volume and sea level during the last interglacial period. *Science*. 337:216–9. DOI: [10.1126/science.1205749](https://doi.org/10.1126/science.1205749)
- DYKE, A.S. & PREST, V.K. 1987. Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentiano ice sheet. *Géogr. Phys. Quat.* 41:237–263. DOI: <https://doi.org/10.7202/032681ar>  
CopiedAn er

- ENCYCLOPAEDIA UNIVERSALIS ALBIN MICHEL, 1998. Dictionnaire des Sciences de la Terre. Continents, océans, atmosphère, 921 p.
- ENGELHART, S.E. & HORTON, B.P. 2012. Holocene sea level database for the Atlantic coast of the United States. *Quaternary Science Reviews*. 54:12–25. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.09.013>
- ERICSON, J.P., VÖRÖSMARTY, C.J., DINGMAN, S.L., WARD, L.G. & MEYBECK, M. 2006. Effective sea-level rise and deltas: causes of change and human dimension implications. *Global and Planetary Change*. 50(1–2): 63-82. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2005.07.004>
- 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. <https://doi.org/10.1038/342637a0>
- FISHER, T.G., SMITH, D.G. & ANDREWS, J.T. 2002. Pre-Boreal oscillation caused by a glacial Lake Agassiz flood, *Quaternary Science Reviews*., 21: 873-878. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00148-2](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00148-2)
- FLEMMING, N.C. & ROBERTS, D.G. 1973. Tectono-eustatic changes in sea level and seafloor spreading. *Nature*, 243(5401):19-22. DOI: [10.1038/243019a0](https://doi.org/10.1038/243019a0)
- FLOWER, B.P., HASTINGS, D.W., HILL, H.W., & QUINN, T.M. 2004. Phasing of deglacial warming and Laurentian Ice Sheet meltwater in the Gulf of Mexico. *Geology* 32:597–600. DOI: [10.1130/G20604.1](https://doi.org/10.1130/G20604.1)
- GORNITZ, V., LEBEDEFF, S. & HANSEN, J. 1982. Global sea level trend in the past century. *Science*, 215:1611-1614.
- GORNITZ, V. 2005. Eustasia. In: *Enciclopédia de Ciências Costeiras* Springer, p 439–442.
- 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. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00382-008-0507-2>
- HALLAM, A. 1992. *Phanerozoic sea-Level Changes*, Columbia University Press, New York, 255 p. ISBN: 9780231074254.
- HANCE, J. 2014. Tipping point already reached? West Antarctica in slow-motion, unstoppable melt. *Mongabay*, 14/05/2014. <https://news.mongabay.com/2014/05/tipping-point-already-reached-west-antarctica-in-slow-motion-unstoppable-melt/>

- HANEUBUTH, T., STATTEGGER, K., & GROOTES, P.M. 2000. Rapid flooding of the Sunda shelf. A late-glacial sea level record. *Science* 288:033–1035. DOI: [10.1126/science.288.5468.1033](https://doi.org/10.1126/science.288.5468.1033)
- HANSEN, J.E., LACIS, A. & RIND, D. 1983. Climatic trends due to increasing greenhouse gases, *Coastal Zone*, 83. American Society of Civil Engineers, 3 :2796-2810.
- HANSEN, J., SATO, M., HEARTY, P., RUEDY, R., KELLEY, M., MASSON-DELMOTTE, V., RUSSELL, G., TSELILOUDIS, G., CAO, J., RIGNOT, E., VELICOGNA, I., KANDIANO, E., SCHUCKMANN, K.V., KHARECHA, P., LEGRANDE, A.N., BAUER, M. & LO, K-W. 2015. Ice melt, sea level rise and superstorms. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion.*, (15):20059–20179. DOI: [10.5194/acpd-15-20059-2015](https://doi.org/10.5194/acpd-15-20059-2015)
- HEARTY, P.J., HOLLIN, J.T., NEUMANN, A.C., O'LEARY, M.J. & MCCULLOCH, M. 2007. Flutuações globais do nível do mar durante o último período interglacial (MIS 5e). *Quaternary Science Reviews* 26(17):2090-2112. DOI: [10.1016/j.quascirev.2007.06.019](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.06.019)
- HIJMA, M.P., ENGELHART, S.E., TÖRNQVIST, T.E., HORTON, B.P., HU, P. & HILL, D.F. 2015. A protocol for a geological sea-level database. *Handbook of sea-level research*, Wiley Online Library, p. 536–553. DOI: [10.1002/9781118452547.ch34](https://doi.org/10.1002/9781118452547.ch34)
- HIBBERT, F.D., ROHLING, E.J., DUTTON, A., WILLIAMS, F.H., CHUTCHARAVAN, P.M., ZHAO, C. & TAMISIEA, M.E. 2016. Coral indicators of past sea-level change: a global repository of U-series dated benchmarks. *Quaternary Science Reviews*. 145:1–56. DOI: [10.1016/j.quascirev.2016.04.019](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.04.019)
- HOPLEY, D. 1978. Sea level change on the Great Barrier reef: an introduction. *Philosophical Transactions Royal Society of London, A*, 291:159-166. DOI: [10.1098/rsta.1978.0096](https://doi.org/10.1098/rsta.1978.0096)
- IPCC, 2021: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S.L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M.I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J.B.R., Maycock, T.K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R. & Zhou, B. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2391 p. DOI:[10.1017/9781009157896](https://doi.org/10.1017/9781009157896)
- IPCC, 2001. Synthesis Report of the Sixth Assessment Report. <https://www.ipcc.ch/ar6-syr/>
- IPCC, 2013. Sea Level Change. In: Stocker, T.F. et al. (eds.). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. Cap.13 : 1137-1216. [https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/WG1AR5\\_Chapter13\\_FINAL.pdf](https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/WG1AR5_Chapter13_FINAL.pdf)

- IPCC, 2019. Annex I: Glossary [Weyer, N.M. (ed.). In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. Pörtner, H.O., Roberts, D.C., Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Tignor, M., Poloczanska, E., Mintenbeck, K., Alegría, A., Nicolai, M., Okem, A., Petzold, J., Rama, B. & Weyer, N.M. (eds.). Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Acesso 05 August 2025.  
[https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2019/11/11\\_Annex-I-Glossary.pdf](https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2019/11/11_Annex-I-Glossary.pdf)
- IPCC, 1991. First Assessment Report Overview and Policymaker Summaries.  
[https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/05/ipcc\\_90\\_92\\_assessments\\_far\\_full\\_report.pdf](https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/05/ipcc_90_92_assessments_far_full_report.pdf).
- KEHEW, A.E. & TELLER, J.T. 1994. History of late glacial runoff along the southwestern margin of the Laurentian ice sheet. *Quaternary Science Reviews*, 13: 859-877.  
[https://doi.org/10.1016/0277-3791\(94\)90006-X](https://doi.org/10.1016/0277-3791(94)90006-X)
- KELLING, J.E., LACIS, A. & RIND, D. 1976. Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii. *Tellus*, v.28.
- KEMP, A.C., DUTTON, A. & RAYMO, M.E. 2015. Paleoenvironmental constraints on future sea-level rise. *Current Climate Change Reports* 1(3): 205-215. DOI: [10.1007/s40641-015-0014-6](https://doi.org/10.1007/s40641-015-0014-6)
- KENNETT, P., ELMSTROM, K. & PENROSE, N. 1985. The last deglaciation in the Orca Basin, Gulf of Mexico: High-resolution planktonic alterations in foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 50(1):189-216. DOI: [10.1016/S0031-0182\(85\)80013-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(85)80013-4)
- KHAN, N.S., ASHE, E., SHAW, T.A., VACCHI, M., WALKER, J., PELTIER, W.R., KOPP, R.E. & HORTON, B.P. 2015. Holocene Relative Sea-Level Changes from Near-, Intermediate- and Far-Field Locations. *Current Climate Change Reports*. 1:247–262. DOI [10.1007/s40641-015-0029-z](https://doi.org/10.1007/s40641-015-0029-z)
- KOPP, R.E., HAY, C.C., LITTLE, C.M. & MITROVICA, J.X. 2015. Geographic variability of sea-level change. *Current Climate Change Reports* 1:192–204. Review of the processes that cause sea level to be spatially variable, with detailed discussion of GIA. <https://doi.org/10.1007/s40641-015-0015-5>
- KOWSMANN, R. O.; VICALVI, M. A.; COSTA, M. P. A., 1979. Considerações sobre a sedimentação quaternária na plataforma continental entre Cabo Frio e a foz do rio Itabapoana. Rio de Janeiro, CPRM, DEGEO, REMAC. Comunicação Técnica REMAC 001/78 – relatório interno CPRM, 34 p.
- KRIGER, B. 2024. Revisiting the Doggerland Hypothesis: Assessing its validity in light of recent archaeological and geological evidence. *Global Science News*.

<https://medium.com/global-science-news/revisiting-the-doggerland-hypothesis-assessing-its-validity-in-light-of-recent-archaeological-and-2fc0d11bb406>.

LABORATÓRIO DE MONITORAMENTO GLOBAL DA NOAA. 2024. Índice Anual de Gases de Efeito Estufa da NOAA. [https://gml-noaa-gov.translate.google.com/aggi/aggi.html?\\_x\\_tr\\_sl=en&\\_x\\_tr\\_tl=pt&\\_x\\_tr\\_hl=pt&\\_x\\_tr\\_pto=tc](https://gml-noaa-gov.translate.google.com/aggi/aggi.html?_x_tr_sl=en&_x_tr_tl=pt&_x_tr_hl=pt&_x_tr_pto=tc). Acessado em 18 de dezembro de 2025.

LACIS, A. 1982. Greenhouse effects of trace gases 1970-1980. *Geophysical Research Letters*, 81 :1035-1038.

LAMBECK, K. 2011. Volcanic loading and isostasy. In: Hopley D, editor. *Encycl. Mod. Coral reefs Struct. Form process*. Dordrecht: Springer Netherlands p. 1140–2. DOI: [10.1007/978-90-481-2639-2\\_163](https://doi.org/10.1007/978-90-481-2639-2_163)

LARSEN, C.F., ECHELMAYER, K.A., FREYMUELLER, J.T. & MOTYKA, R.J. 2003. Tide gauge records of uplift along the northern Pacific-North American plate boundary, 1937 to 2001. *Journal Geophysical Research Solid Earth*. 108. <https://doi.org/10.1029/2001JB001685>

LEONARD, L.J., HYNDMAN, R.D. & MAZZOTTI, S. 2004. Coseismic subsidence in the 1700 great Cascadia earthquake: coastal estimates versus elastic dislocation models. *Geological Society of American Bulletin*. 116:655–70. DOI: [10.1130/B25369.2](https://doi.org/10.1130/B25369.2); 14.

LEVENTER, A., DOMACK, E., DUNBAR, R., PIKE, J., STICKLEY, C., MADDISON, E., BRACHFELD, S., MANLEY, P. & MCCLENNEN, C. 2006. Marine sediment record from the East Antarctic margin reveals dynamics of ice sheet recession. *GSA Today*. 16(12):4-10. DOI: [10.1130/GSAT01612A.1](https://doi.org/10.1130/GSAT01612A.1)

LICCIARDI, J.M., TELLER, J.T. & CLARK, P.U. 1999. Freshwater routing by the Laurentian Ice Sheet during the last deglaciation, in *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales*, Geophys. Monogr. Ser. ed. P. U. Clark, R. S. Webb, and L. D. Keigwin, 112: 171–202, AGU, Washington, D. C. DOI: [10.1029/GM112p0177](https://doi.org/10.1029/GM112p0177)

LINDSTROM, D. & MCAYEAL, D. 1993. Death of an Ice sheet. *Nature*, 365:214-215. DOI: <https://doi.org/10.1038/365214a0>

LISIECKI, L.E. & RAYMO, M.E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography* 20. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>

LIU, J.P. & MILLIMAN, J.D. 2004. Reconsidering Melt-water Pulses IA and IB: Global Impacts of Rapid Sea-level Rise. *Journal of Ocean University of China*. 3(2):183–190. DOI: [10.1007/s11802-004-0033-8](https://doi.org/10.1007/s11802-004-0033-8)

- 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. DOI: [10.1016/j.margeo.2004.06.009](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.06.009)
- MANN, T., ROVERE, A., SCHÖNE, T., KLICPERA, A., STOCCHI, P., LUKMAN, M. & WESTPHAL, H. 2015. The magnitude of a mid-Holocene sea-level highstand in the Strait of Makassar. *Geomorphology*. 257:155–63. DOI: [10.1016/j.geomorph.2015.12.023](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.12.023)
- MARCHITTO, T.M.K. & WEI, Y. 1995. História do fluxo de água de degelo Laurenciano para o Golfo do México durante a última deglaciação, conforme revelado por nanofósseis calcários retrabalhados. *Geologia*. 23(9):779-782.
- MARTIN, L., SUGUIO, K., 1989. Excursion Route along the Brazilian Coast Between Santos (SP) and Campos (RJ) (North of State of Rio de Janeiro). *Int. Symp. Global Changes in South America During the Quaternary. Spec. Publ. 2, ABEQUA-INQUA, São Paulo*, 136 p.
- MCKAY, R.M., DUNBAR, G.B., NAISH, T.R., BARRETT, P.J., CARTER, L. & HARPER M. 2008. Retreat history of the Ross ice sheet (Shelf) since the last glacial maximum from deep-basin sediment cores around Ross Island. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 260:245-261. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.08.015>
- MECKLER, A.N., SCHUBERT, C.J., HOCHULI, P.A., PLESSEN, B., BIRGEL, D., FLOWER, B.P., HINRICHS, K.U., & HAUG, G.H. 2008. Glacial to Holocene terrigenous organic matter input to sediments from Orca Basin, Gulf of Mexico. Archived 2016-03-04 at the Wayback Machine *Earth and Planetary Science Letters* 272: 251–263. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.04.046>
- MILLER, K.G., KOMINZ, M.A., BROWNING, J.V., WRIGHT, J.D., MOUNTAIN, G.S., KATZ, M.E., SUGARMAN, P.J., CRAMER, B.S., CHRISTIE-BLICK, N. & PEKAR, S.F. 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*. 310:1293–1298. DOI: [10.1126/science.1116412](https://doi.org/10.1126/science.1116412)
- MILNE, G., GEHRELS, W., HUGHES, C. & TAMISIEA, M.E. 2009. Identifying the causes of sea-level change. *Nature Geosci* 2: 471–478. <https://doi.org/10.1038/ngeo544>
- MILNE, G.A. & MITROVICA, J.X. 1998. Postglacial sea-level change on a rotating Earth. *Geophysical Journal International*, 133(1): 1–19. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.1331455.x>
- MILNE, G.A. & MITROVICA, J.X. 2008. Searching for eustasy in deglacial sea-level histories. *Quaternary Science Reviews* 27(25):2292-2302. DOI: [10.1016/j.quascirev.2008.08.018](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.08.018)

- MONTERO-SERRANO, J.C., BOUT-ROUMAZEILLES, V., TRIBOVILLARD, N., SIONNEAU, T., RIBOULLEAU, A., BORY, A. & FLOWER, B. 2009. Sedimentary evidence of deglacial megafloods in the northern Gulf of Mexico (Pigmy Basin). *Quaternary Science Reviews*. 28 (27-28):3333–3347. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.09.011>
- MÖRNER, N.A. 1973. Climatic changes during the last 35,000 years as indicated by land, sea, and air data. *Boreas*, 2(1):33-54. DOI: [10.1111/j.1502-3885.1973.tb00248.x](https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1973.tb00248.x)
- MOUCHA, R., FORTE, A.M., ROWLEY, D.B., MITROVICA, J.X. & SIMMONS, N.A. 2008. Grand SP. Dynamic topography and long-term sea-level variations: there is no such thing as a stable continental platform. *Earth and Planetary Science Letters*. 271(1-4):101-108. DOI: [10.1016/j.epsl.2008.03.056](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.03.056).
- OPPENHEIMER, M., GLAVOVIC, B.C., HINKEL, J., van de WAL, R., MAGNAN, A.K., ABDELGAWAD, A., CAI, R., CIFUENTES-JARA, M., DECONTO, R.M., GHOSH, T., HAY, J., ISLA, F., MARZEION, B. 2019: Sea Level Rise and Implications for Low-Lying Islands, Coasts and Communities. In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a New Climate [H.-O em Mudança. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. [https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/3/2019/11/08\\_SROCC\\_Ch04\\_FINAL.pdf](https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/3/2019/11/08_SROCC_Ch04_FINAL.pdf)
- PASKOFF, R. 1985. Les littoraux: impact des aménagements sur leur évolution, Paris, Masson, 188 p.
- PASKOFF, R. 2001. L'élévation du Niveau de la Mer et les Espaces Côtiers, Institut Océanographique, Col. Propos, 190 p.
- PELTIER, W.R. 1994. Ice age paleotopography. *Science*. 265:195–201. [https://www.researchgate.net/publication/6089032\\_Ice\\_Age\\_Paleotopography](https://www.researchgate.net/publication/6089032_Ice_Age_Paleotopography).
- PELTIER, W.R. 2004. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: The ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Annual Review Earth and Planetary Science*. 32:111–149. [https://www.researchgate.net/publication/228403869\\_Global\\_glacial\\_isostasy\\_and\\_the\\_surface\\_of\\_the\\_ice-age\\_Earth\\_the\\_ICE-5G\\_VM2\\_model\\_and\\_GRACE](https://www.researchgate.net/publication/228403869_Global_glacial_isostasy_and_the_surface_of_the_ice-age_Earth_the_ICE-5G_VM2_model_and_GRACE)
- PIRAZZOLI, P.A. 1998. Sea-Level Changes – The last 20,000 years. John Wiley and Sons Ltda, Chiches, England, 211 p.
- RIGNOT, E. et al. 2011. Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise. *Geophysical Research Letters*, 38: 1-5. L05503, doi:10.1029/2011GL046583. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2011gl046583>

- RISER, J. 1999. *Le Quaternaire; Géologie et Milieux Naturels*, Dunod, Paris, 320 p.
- RONA, P.A. 1995. Tectonoeustasy and Phanerozoic sea levels. *Journal Coastal Research* 17(Special issue): 269–277.
- ROVERE, A., RAYMO, M.E., MITROVICA, J.X., HEARTY, P.J., O'LEARY, M.J., INGLIS, J.D. 2014. The mid-Pliocene sea-level conundrum: glacial isostasy, eustasy and dynamic topography. *Earth and Planetary Science Letters*. 387:27–33. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.030>
- ROVERE, A., HEARTY, P.J., AUSTERMANN, J., MITROVICA, J.X., GALE, J., MOUCHA, R., FORTE, A.M. & RAYMO, M.E. 2015. Mid-Pliocene shorelines of the US Atlantic Coastal Plain—an improved elevation database with comparison to Earth model predictions. *Earth Science Reviews*. 145:117–131. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.02.007>
- ROVERE, A., RAYMO, M.E., VACCHI, M., LORSCHIED, T., STOCCHI, P., GÓMEZ-PUJOL, L., HARRIS, D.L., CASELLA, E., O'LEARY, M.J. & HEARTY, P.J. 2016. The analysis of last interglacial (MIS 5e) relative sea-level indicators: reconstructing sea-level in a warmer world. *Earth Science Reviews*. 159:404–427. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.06.006>
- SERVANT, M. 1984. Climatic variations in the low continental latitudes during the last 30.000 years. In: Mörner, N.A. & Karlén, W. (Eds.). *Climatic changes on a yearly to millennial basis*. Reidel: Dordrecht. p.117-120.
- SIONNEAU, T.V., BOUT-ROUMAZEILLES, B.P., FLOWER, A., BORY, N., TRIBOVILLARD, C., KISSEL, B., VAN VLIET-LANOË, B. & MONTERO-SERRANO, J.C. 2010. Provenance of freshwater pulses in the Gulf of Mexico during the last deglaciation. *Quaternary Research*. 74(2):235–245. DOI:10.1016/j.yqres.2010.07.002
- STANFORD, J.D., HEMINGWAY, R., ROHLING, E.J., CHALLENGOR, P.G., MEDINA-ELIZALDE, M. & LESTER, A.J. 2011 Sea-level probability for the last deglaciation: a statistical analysis of far-field records. *Global and Planetary Change*. 79(3-4):193–203. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.11.002>
- SUGUIO, K. 2010. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais*. São Paulo. Oficina de Textos. 408 p.
- SUGUIO, K., MARTIN, L., BITTENCOURT, A.C.S.P., DOMINGUEZ, J.M.L., FLEXOR, J.M. & AZEVEDO, A.E.G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(4):273-286. <http://bjg.siteoficial.ws/1985/n4/suguiu.pdf>

- SYVITSKI, J.P.M., KETTNER AJ, OVEREEM I, HUTTON, E.W.H., HANNON, M.T., BRAKENRIDGE, G.R., DAY, J., VÖRÖSMARTY, C., SAITO, Y., GIOSAN, L. & NICHOLLS, R.J. Sinking Deltas due to Human Activities. *Nature Geoscience* 2(10) : 681-686. DOI: [10.1038/ngeo629](https://doi.org/10.1038/ngeo629).  
[https://www.researchgate.net/publication/259526929\\_Sinking\\_Deltas\\_due\\_to\\_Human\\_Activities](https://www.researchgate.net/publication/259526929_Sinking_Deltas_due_to_Human_Activities).
- TEATINI, P., TOSI, L. & STROZZI, T. 2011. Quantitative evidence that compaction of Holocene sediments drives the present land subsidence of the Po Delta, Italy. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 116(B8) DOI: [10.1029/2010JB008122](https://doi.org/10.1029/2010JB008122)
- TELLER, J.T., LEVERINGTON, D.W. & MANN, J.D. 2002. Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation, *Quaternary Science Reviews.*, 21: 879-887. DOI: [10.1016/S0277-3791\(01\)00145-7](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00145-7)
- TORRES, M. 2025. Erosão Costeira: o avanço das cidades e do mar. *Cultura Oceânica* (CH 419). *Ciência Hoje*. <https://cienciahoje.org.br/artigo/erosao-costeira-o-avanco-das-cidades-e-do-mar/>
- UNESCO. 2010. *Sea-level Rise and Variability: A summary for policy makers*. 12 p. <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000189369>
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M.Jr., & THOMPSON, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea level. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 26, p. 83–98.
- WALKER, J.S., KOPP, R.E., LITTLE, C.M. & HORTON, B.P. 2022. Timing of emergence of modern rates of sea-level rise by 1863. *Nat Commun* 13, 966. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-28564-6>
- WEAVER, A.J.; SAENKO, O.A.; CLARK, P.U.; MITROVICA, J.X. 2003. Meltwater pulse 1<sup>a</sup> from Antarctica as a trigger of the Bolling-Allerod warm interval. *Science*, 299:1709-1713. DOI: [10.1126/science.1081002](https://doi.org/10.1126/science.1081002)
- WHITEHOUSE, P.L., & BRADLEY, S.L. 2013. Eustatic sea-level changes since the Last Glacial Maximum. In: Elias, S.A., ed., pp. 439–451. *Encyclopedia of Quaternary Sciences*, 2nd Edition. Elsevier (Amsterdam). <https://durham-repository.worktribe.com/output/1685974>
- WOODWORTH, P.L. 1999. High waters at Liverpool since 1768: the UK's longest sea level record. *Geophysical Research Letters*, 26 (11): 1589-1592. <https://doi.org/10.1029/1999GL900323>

## **X. LEITURAS RECOMENDADAS**

CHURCH, J.A. & GREGORY, J.M. 2018. Changes in Sea Level. IPCC.

<https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/03/TAR-11.pdf>

MEIRELES, A.J.A., ARRUDA, M.G.C., GORAYEB, A. & THIERS, P.R.L. 2005. Integração dos indicadores geoambientais de flutuações do nível relativo do mar e de mudanças climáticas no litoral cearense. Mercator-Revista de Geografia da UFC. 4(8): 109-134.  
[https://www.researchgate.net/publication/313699380\\_Integracao\\_dos\\_indicadores\\_geoambientais\\_de\\_flutuacoes\\_do\\_nivel\\_relative\\_do\\_mar\\_e\\_mudancas\\_climaticas\\_no\\_litoral\\_cearense](https://www.researchgate.net/publication/313699380_Integracao_dos_indicadores_geoambientais_de_flutuacoes_do_nivel_relative_do_mar_e_mudancas_climaticas_no_litoral_cearense).

SAMPAIO, A.C.F., MELO, A.A., FARIA, A.P. & MENEZES, P.M.L. 2003. Oscilação do nível do mar no futuro e possíveis consequências no Brasil: Pequeno Ensaio. Instituto de Geociências, UFRJ.

[http://www.geocart.igeo.ufrj.br/pdf/trabalhos/2003/Oscilacao\\_Nivel\\_Mar\\_2003.pdf](http://www.geocart.igeo.ufrj.br/pdf/trabalhos/2003/Oscilacao_Nivel_Mar_2003.pdf)

## **XI. SITES INTERESSANTES**

<https://picturing.climatecentral.org/>

## **XII. ABREVIATURAS**

**AIG** – Ajuste Isostático Glacial

**AP** – Antes do Presente

**EAD** – Escoamento de Água de Degelo

**DIA** – Descarga de Icebergs na Antártica

**GPS** – Sistema de Posicionamento Global

**ICD** – Inversão Climática de Deglaciação

**IPCC** - Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas

**MWF** – Sucessões de Inundações de Água de Degelo

**MWP** – Pulsos de Água de Degelo

**NEH** -Nível de Equilíbrio Hidrológico

**NEM** - Nível Eustático do Mar

**NM** – Nível do Mar

**NMM** – Nível Médio do Mar

**NRM** – Nível Relativo do Mar

**P** – Pulso de degelo (nomenclatura de Corrêa, 1990)

**PDD** – Pulso de degelo (nomenclatura de Bassett et al, 2005)

**RJ** – Rio de Janeiro

**UGM** – Último Máximo Glacial

**VRNM** – Variação Relativa do Nível do Mar

### **XIII. GLOSSÁRIO**

**Arrefecimento** - é o processo de remover o calor excessivo de um meio para mantê-lo em sua temperatura ideal de funcionamento ou preservação.

**Beringia** - vasta faixa de terra que conectou a Sibéria (Ásia) e o Alasca (América do Norte) durante as eras glaciais, quando o nível do mar baixou devido ao congelamento da água, formando geleiras. Essa ponte natural, que hoje está submersa no Estreito de Bering, foi crucial para a migração de animais e, principalmente, dos ancestrais dos povos indígenas das Américas, que atravessaram essa região em busca de alimento.

**Bioestratigrafia** - ramo da geologia que usa fósseis para datar, correlacionar e organizar camadas de rochas (estratos) em unidades chamadas biozonas, baseando-se na evolução das espécies e sua ocorrência em intervalos específicos de tempo geológico.

**Cronoestratigrafia** - ramo da geologia que estuda a idade das rochas e camadas (estratos) para entender as relações temporais entre elas.

**Cossísmico** - refere-se a fenômenos ou processos que ocorrem durante um sismo (terremoto).

**Doggerland** - vasta área de terra que ligava a Grã-Bretanha à Europa continental, agora submersa sob o Mar do Norte após a última Era do Gelo, rica em vestígios arqueológicos de caçadores-coletores do Mesolítico.

**Datum** - sistema de referência (matemático e físico) que serve como base para localização geográfica, definindo a forma e posição da Terra (ou de um objeto) através de um ponto de origem e uma superfície (elipsoide ou geoide).

**Delta O 18 ( $\delta^{18}\text{O}$ )** – isótopo natural do oxigênio que contém 8 prótons e 10 nêutrons.

**Diastrofismo** - também conhecido como tectonismo, é o termo geológico para os movimentos lentos e prolongados das rochas da crosta terrestre, resultantes das forças internas da Terra, que causam deformações como dobras, falhas, levantamento de montanhas (orogênese) e soerguimento/subsidência de continentes (epirogênese), moldando o relevo e gerando terremotos e vulcanismo.

**Dryas** - pode se referir a um gênero de plantas (subarbustos alpinos da família Rosaceae) ou a um período climático do Pleistoceno, chamado de Dryas Recente.

**Eustatismo distrófico** - variação do nível do mar provocada por alterações na configuração dos fundos oceânicos.

**Elipsoide terrestre** - aproximação matemática da forma da Terra, que não é uma esfera perfeita, mas sim um esferoide oblato, ligeiramente achatado nos polos e bojudo no equador.

**Estepe** - ecorregião caracterizada por uma vasta planície seca e herbácea, dominada por gramíneas baixas e com poucas ou nenhuma árvore, exceto perto de rios e lagos. É um bioma de pastagem adaptado a condições de baixa precipitação.

**Eustático (ou eustatismo/eustasia)** - refere-se à variação absoluta e universal do nível do mar em escala global, independentemente de movimentos locais da crosta terrestre.

**Eustatismo geoidal** - é a combinação do eustatismo (variação do nível do mar em escala global) com a complexidade do geoide (o nível médio do mar real e irregular).

**Eustatismo sedimentar** - variação no nível do mar causada pelo acúmulo de sedimentos nos fundos oceânicos.

**Excentricidade da órbita** - parâmetro adimensional que mede o quão longe uma órbita elíptica se desvia de um círculo perfeito. Um valor de  $e = 0$  representa uma órbita circular, enquanto valores entre 0 e 1 indicam órbitas elípticas. Quanto maior o valor da excentricidade, mais alongada é a elipse.

**Forebulge** - protuberância flexural que se forma na litosfera, na frente de uma bacia de ante país, devido à carga de uma colisão continental ou glaciação.

**Geoide** - modelo da forma da Terra, representando a superfície equipotencial do campo gravitacional terrestre que coincide com o nível médio do mar, mesmo que prolongado sob os continentes.

**Gigaton** - unidade de medida que representa um bilhão de toneladas.

**Glacio-eustatismo** - variação do nível geral dos oceanos em relação aos continentes causada por fatores climáticos, como o congelamento ou degelo das geleiras.

**Glacio-isostático** - refere-se aos movimentos verticais da crosta terrestre (litosfera) em resposta às variações de peso causadas pelo avanço e recuo de grandes massas de gelo, como as que ocorreram durante as glaciações.

**Haloeustatismo** – refere-se aos movimentos de variação do nível do mar devido a variação da salinidade da água do mar.

**Halostérica** - refere-se à componente da variação do nível do mar ou do volume da água causada por mudanças na salinidade da água do mar.

**Hidroeuatistismo** - ramo da física, especificamente da mecânica dos fluidos, que estuda o comportamento dos fluidos em equilíbrio, ou seja, quando estão em repouso e não há movimento relativo entre suas partículas.

**Hidroeuatistia** - variação global do nível do mar provocada pelo aumento ou diminuição do volume de água oceânica.

**Hidro-isostasia** - refere-se especificamente ao ajuste isostático da crosta terrestre em resposta a variações na massa de água, como as causadas pelas mudanças no nível do mar e o peso da água nos oceanos.

**Infracrustal** - mineral, rocha ou processo geológico desenvolvido dentro da crosta terrestre como as rochas plutônicas e a migmatização.

**Inlandsis** - vasta massa de gelo continental que cobre mais de 50.000 km<sup>2</sup> de terra.

**Intertidal** - faixa da costa entre as marés alta e baixa.

**Intersísmico** - refere-se ao período entre sismos (terremotos) sucessivos em uma determinada falha geológica ou região tectônica.

**Isostasia** - estado de equilíbrio gravitacional entre a crosta terrestre (litosfera) e o manto subjacente, onde a litosfera "flutua" sobre o manto.

**Isostasia glacial** - movimento de ascensão ou descida da crosta terrestre causado pelo acúmulo ou derretimento de gelo em grandes mantos de gelo.

**Lago Agassiz** - um imenso lago glacial situado no centro da América do Norte e que foi alimentado pelas águas produzidas pelo degelo da última era glacial.

**Laurenciano** - vasta camada de gelo glacial que cobriu a maior parte do Canadá e partes do norte dos Estados Unidos durante a última era glacial do Pleistoceno.

**Meltwater Pulse** - (MWP) nome usado por geólogos quaternaristas, paleoclimatologistas e oceanógrafos para um período de rápido aumento do nível do mar pós-glacial, entre 14.700 e 13.500 anos AP, durante o qual o nível global do mar subiu entre 16 m e 25 m em cerca de 400 a 500 anos, dando uma taxa de elevação média de cerca de 40 a 60 mm/ano.

**MWF-5** - (Meltwater Flood 5) referem-se a uma série de inundações maciças por água de degelo glacial que ocorreram no final da última deglaciação, especificamente entre 9,97 e 8,9 mil anos AP (em anos radiocarbônicos não calibrados), ou 10 a 9 mil anos atrás em anos civis.

**Nunataks** - são picos de montanhas rochosas que se elevam acima de geleiras ou campos de gelo, como "ilhas" de terra em um mar de gelo.

**Paleonível** - refere-se a um nível antigo do mar ou de um corpo d'água, reconstruído a partir de evidências geológicas (como depósitos de fósseis, sedimentos e formações costeiras) para entender as variações passadas do nível do mar ao longo do tempo geológico, essencial para estudos de paleogeografia e mudanças climáticas.

**Pangeia** - continente que, descrito pela deriva continental, existiu entre 200 a 540 milhões de anos, durante a era Paleozoica.

**Permafrost** - camada do subsolo que permanece congelada por pelo menos dois anos e é composta por terra, rochas e sedimentos unidos pelo gelo

**Pirólise Rock-Eval** - técnica laboratorial padrão em geoquímica do petróleo utilizada para avaliar o potencial de geração de hidrocarbonetos de rochas sedimentares (rochas geradoras).

**Precessão dos equinócios** - movimento lento do eixo da Terra que causa uma alteração na posição das estrelas e antecipa as datas dos equinócios ao longo de um ciclo de aproximadamente 26.000 anos. Esse movimento é comparado ao balanço de um pião desequilibrado e é causado pela atração gravitacional do Sol e da Lua.

**Proxy** - refere-se a um indicador, ou uma evidência indireta, que pode ser usado para inferir informações sobre condições do passado que não podem ser medidas diretamente.

**Rifting** - processo geológico de ruptura da crosta terrestre, causado por forças de distensão que esticam e afinam a crosta.

**Sapais** - terreno alagadiço, brejo ou pântano, geralmente localizado em zonas costeiras ou estuários, que é periodicamente submerso pelas marés e onde cresce vegetação adaptada à salinidade (plantas halófitas).

**Sedimento-eustasia** - variação do nível relativo do mar controlada pela adição ou remoção de sedimentos nas bacias oceânicas.

**Sundaland** - nome dado a uma massa de terra contígua que existiu durante o último período glacial na região da Indonésia. Naquela época, o nível do mar era mais baixo do que é hoje, de modo que as ilhas de Bornéu, Sumatra, Java, Palawan e outras ilhas menores no sudeste asiático, juntamente com as Índias, faziam parte do continente asiático.

**Tectono-eustasia** - variação global do nível do mar (eustasia) causada por processos tectônicos, especificamente por mudanças no volume das bacias oceânicas.

**Termoeustatismo** – Variação do nível geral dos oceanos em relação aos continentes causada pela expansão térmica da água do mar.

**Termostérica** - mudanças no nível do mar causadas pela expansão ou contração da água oceânica devido a alterações na sua temperatura. Quando a água do mar aquece, a sua densidade diminui e o seu volume aumenta (expansão térmica), resultando em uma elevação do nível do mar. O inverso ocorre quando a água resfria.

**Tundra** - bioma de clima frio e com crescimento de árvores impedido por baixas temperaturas e curtas estações de crescimento, localizado em altas latitudes, como o norte do Ártico, e em grandes altitudes, nas montanhas. A vegetação é composta principalmente por musgos, líquenes, gramíneas e arbustos baixos.

**Viscoelasticidade** - propriedade de materiais que exibem características de sólidos elásticos (retornam à forma original) e líquidos viscosos (fluem com o tempo) simultaneamente, resultando em uma deformação que depende do tempo e da temperatura.

**Younger Dryas** - (Dryas Recente) foi um evento climático abrupto e temporário de resfriamento ocorrido no Hemisfério Norte, próximo ao fim da última era glacial, entre aproximadamente 12.900 e 11.700 anos AP.

