

# O cambio climático



**Esenciais**

Breviarios de divulgación do saber.

Diego Fernández Nóvoa  
Marisela Des Villanueva  
Moncho Gómez Gesteira

Diego Fernández Novoa



Diego Fernández Novoa é Doutor en Ciencias Mariñas, Tecnoloxía e Xestión pola Universidade de Vigo. Actualmente realiza a súa actividade investigadora no grupo Ephyslab como investigador posdoutoral financiado pola Xunta de Galicia. A súa liña de investigación céntrase, entre outros temas, na análise de eventos extremos, especialmente inundacións, incluíndo as implicacións derivadas do cambio climático, así como as posibles medidas de prevención e mitigación. Conta con varias publicacións en revistas científicas internacionais, participacións en numerosos congresos científicos e colabora en múltiples proxectos de investigación.

Marisela Des Villanueva



Marisela Des Villanueva é Doutora en Ciencias Mariñas, Tecnoloxía e Xestión pola Universidade de Vigo. Actualmente realiza a súa actividade investigadora como investigadora posdoutoral financiado pola Xunta de Galicia. A súa investigación, entre outros temas, céntrase no modelado hidrodinámico de zonas costeiras e estuarinas, e na análise de como o cambio climático pode mudar os parámetros físicos afectando ás especies que habitan estas áreas. Conta con varias publicacións en revistas científicas internacionais, participacións en numerosos congresos científicos e colabora en múltiples proxectos de investigación.

Moncho Gómez Gesteira

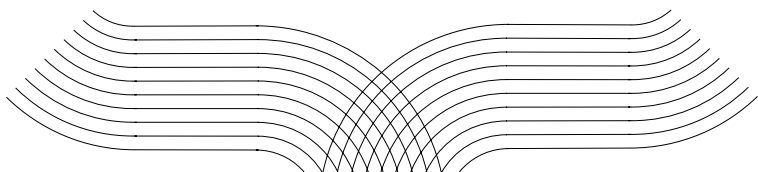


Moncho Gómez Gesteira, Doutor en Física pola Universidade de Santiago de Compostela é catedrático en Física da Terra da Universidade de Vigo onde desenvolve a súa actividade investigadora no grupo Ephyslab. Na actualidade a súa investigación céntrase, entre outros temas, no estudo do cambio climático, especialmente na análise de eventos extremos. Ten máis de 200 publicacións internacionais en revistas do SCI, participou en máis de 50 proxectos de investigación e dirixiu 13 teses doutorais en diferentes universidades. Ten sido profesor na Universidade de Santiago de Compostela, na Universidade de Vigo e na Johns Hopkins University (USA).

Servizo de Publicacións

---

Universida<sub>de</sub>Vigo



# Esenciais

Breviarios de divulgación do saber

n.º 04

## Edición

Servizo de Publicacións da Universidade de Vigo  
Edificio da Biblioteca Central  
Campus de Vigo, 36310

## Director da colección

Jorge Luis Bueno Alonso

## Consello asesor científico da colección

Marta García González, Benigno Fernández Salgado, Enrique J. Varela,  
Ignacio Pérez Juste, Marta Pérez Rodríguez, Ana María Bernabeu Tello

## Deseño e coordinación da imaxe da colección

Ana Soler Baena

## Diseño gráfico

Área de Imaxe da Universidade de Vigo  
Vicerreitoría de Comunicación e Relacións Institucionais

## Fotografía de portada

Adobe Stock

## Maquetación e impresión

Andavira Editora, S. L.

## ISBN

978-84-8158-891-0

## DL

VG 237-2021

© Servizo de Publicacións da Universidade de Vigo, 2021

© Diego Fernández Nóvoa, Marisela Des Villanueva e Moncho Gómez Gesteira

Reservados todos os dereitos. Nin a totalidade nin parte deste libro pode reproducirse ou transmitirse por ningún procedemento electrónico ou mecánico, incluídos fotocopia, gravación magnética ou calquera almacenamento de información e sistema de recuperación sen o permiso escrito do Servizo de Publicacións da Universidade de Vigo.

Esta editorial é membro da , o que garante a difusión e a comercialización das súas publicacións a nivel nacional e internacional.

Servizo de Publicacións

Universidade de Vigo



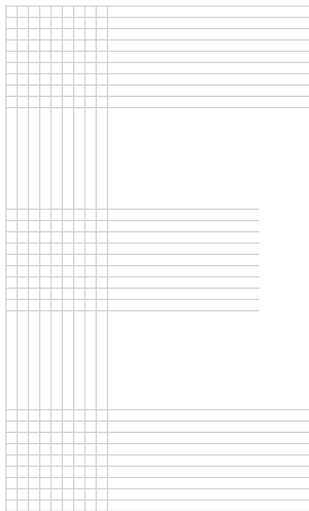


## Esenciais

Breviarios de divulgación do saber

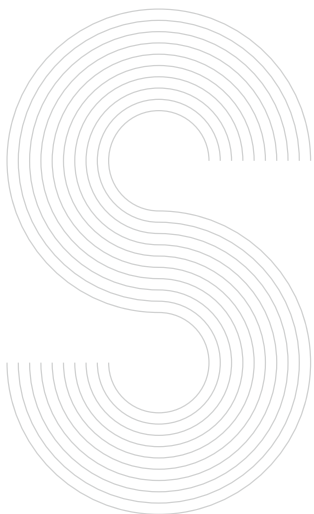
Esta colección pretende ofrecerlle ao público xeral unha serie de pequenas e concisas introducións aos temas básicos do coñecemento das mans das persoas expertas que ten a UVigo capaces de sintetizar dun xeito rigoroso, mais sinxelo e divulgativo, as discusións centrais dos temas xerais dun eido concreto. Unha combinación que presenta feitos, análises, novas ideas e aspectos esenciais.

Independentemente da área de estudo, e do concepto que se vai definir, a serie presentará libros de pequeno formato aos que poida achegarse o público lector, tanto especializado coma non especializado, para ter un primeiro contacto informado e ameno cos temas que nos preocupan.



# O cambio climático

Diego Fernández Nóvoa  
Marisela Des Villanueva  
Moncho Gómez Gesteira



# Índice

Capítulo 1 .....	9
<b>O clima</b> .....	9
1.1. O sistema climático .....	9
1.2. Mecanismos naturais de variación do clima.....	10
1.2.1. Deriva dos continentes .....	10
1.2.2. Vulcanismo .....	12
1.2.3. Ciclos orbitais .....	13
1.2.4. Ciclos solares .....	17
1.3. Mecanismos antropoxénicos de variación do clima .....	18
1.3.1. Efecto invernadoiro.....	19
1.3.2. Deforestación .....	22
Capítulo 2 .....	23
<b>Fontes de información climática</b> .....	23
2.1. Fontes de información e análise do clima pasado.....	23
2.1.1. Testemuñas de xeo .....	25
2.1.2. Corais .....	29
2.1.3. Dendroclimatoloxía.....	29
2.1.4. Pole .....	31
2.1.5. Sedimentos mariños .....	32
2.1.6. Rexistros xeolóxicos terrestres .....	34
2.1.7. Outras evidencias biolóxicas terrestres .....	35
2.1.8. Datos históricos .....	35



Capítulo 3 .....	41
<b>Cambios climáticos anteriores á Revolución Industrial</b> .....	41
3.1. Precámbrico (~ 4600-541 Ma).....	41
3.2. Eón Fanerozoico (541 Ma-actualidade).....	46
3.2.1. Era paleozoica (541-251,9 Ma).....	46
3.2.2. Era mesozoica (251,9-66,0 Ma).....	48
3.2.3. Era cenozoica (66,0 Ma-actualidade) .....	50
 Capítulo 4 .....	 61
<b>Cambios recentes no clima</b> .....	61
4.1. O clima da Terra dende a Revolución Industrial.....	61
4.2. Cambios na atmosfera .....	62
4.2.1. Cambios na concentración de gases do efecto invernadoiro ....	62
4.2.2. Cambios no balance enerxético da Terra.....	63
4.2.3. Cambios na temperatura superficial do aire .....	65
4.2.4. Cambios nas precipitacións .....	66
4.2.5. Cambios nos extremos .....	68
4.3. Cambios na criosfera .....	69
4.4. Cambios no océano .....	70
4.4.1. Cambios na temperatura do océano.....	70
4.4.2. Cambios na elevación do nivel do mar.....	72
4.4.3. Cambios no pH .....	75
4.4.4. Cambios nas ondas .....	76
4.4.5. Cambios na salinidade.....	77
4.4.6. Cambios nas correntes oceánicas .....	78

Capítulo 5 .....	79
<b>Proxeccións futuras de cambio climático</b> .....	79
5.1. Análise do clima futuro .....	79
5.2. Cambio climático no futuro .....	81
5.3. Riscos e impactos futuros do cambio climático .....	83
5.4. Mitigación e adaptación .....	90
Epílogo .....	95
Bibliografía .....	97

# Capítulo 1

## O clima

Antes de inmiscirnos na evolución do clima ao longo da historia da Terra, que nos servirá de base para comprender as claves do cambio climático que estamos vivindo na actualidade, así como para poder anticiparnos á súa evolución futura, é necesario establecer uns cimentos acerca da propia idiosincrasia do clima para poder coñecelo con máis detalle e comprender mellor o seu comportamento.

A Organización Meteorolóxica Mundial (OMM) define o clima como a media e a variabilidade das condicións meteorolóxicas nun certo lugar e durante un período longo de tempo. Concretamente, establece que se require un mínimo de trinta anos para falar das condicións climáticas dunha certa rexión. As condicións meteorolóxicas adoitan estar referidas a variables climáticas tales como temperatura, precipitacións, vento... No caso que nos ocupa, non particularizaremos en rexións, senón que trataremos de dar unha visión global do clima planetario que prevaleceu durante os diferentes períodos da historia da Terra.

O cambio climático refírese a que se producen variacións estatisticamente significativas no clima.

### **1.1. O sistema climático**

Aínda que ao longo do percorrido deste libro se falará do clima como un todo, é necesario ter en conta que o sistema climático está formado por cinco subsistemas fundamentais que se interrelacionan entre si. Cada un dos subsistemas posúe unhas propiedades físicas propias, e interacciona co resto de subsistemas a través de fortes interconexións por medio das cales se transfíren enerxía, momento e

materia. Estes subsistemas son a *atmosfera*, que representa a envoltura gasosa que rodea o planeta; a *hidrosfera*, toda a auga en estado líquido presente no planeta; a *criosfera*, a auga en estado sólido; a *litosfera*, a capa sólida superficial da Terra; e a *biosfera*, todos os seres vivos do planeta.

Pero independentemente de considerar o clima como un todo ou ben centrarse particularmente nas interrelacións, a chave consiste en comprender que o clima non é un sistema inmóbil, fixo ou invariante, senón todo o contrario. O clima é un sistema dinámico, capaz de evolucionar e de cambiar atendendo ás diferentes condicións que o afectan.

Entón podemos contestar así unha das preguntas clave que xorden nos tempos actuais: o clima varía debido á man do ser humano? A contestación é indubidablemente si; o ser humano modifica o clima, xa que as súas accións provocan cambios nas diferentes variables que o afectan. Pero tamén hai que preguntarse: o clima varía sen a influencia do ser humano? A resposta é, tamén, indubidablemente si; as variables climáticas vense modificadas por mor de moitos factores naturais. Entón, a seguinte pregunta que poderíamos facernos é: o cambio climático actual débese á man do ser humano? Indubidablemente a resposta volve ser que si; as accións do ser humano están a provocar un cambio climático que se suma á variabilidade climática natural subxacente. A continuación expoñemos uns breves apuntamentos sobre os principais mecanismos de variabilidade natural e antropoxénica do clima.

## 1.2. Mecanismos naturais de variación do clima

Existen multitude de factores naturais que inflúen na variación do clima, pero os estudos indican que a deriva dos continentes, o vulcanismo, as variacións orbitais e os ciclos solares son os máis importantes.

### 1.2.1. Deriva dos continentes

A deriva continental débese á tectónica de placas e consiste no desprazamento das masas continentais a medida que se expande o fondo oceánico. É un proceso lento que pode durar millóns de anos. Este desprazamento determina a posición e a extensión das masas continentais, o que resulta un factor determinante na conformación do clima planetario.

Se as masas continentais se sitúan en latitudes baixas, cerca dos trópicos e do ecuador, a cantidade de radiación solar que reciben é maior, o que dificulta a formación de grandes glaciares continentais. Se polo contrario as masas continentais se sitúan en latitudes altas, próximas aos círculos polares, a radiación solar incidente é menor e a probabilidade de formación de grandes glaciares continentais incrementárase. En tal caso, ao aumentar a cuberta de xeo incrementa consecuentemente o albedo, que se pode definir como a cantidade de radiación solar que é directamente reflectida por unha determinada superficie, posto que as superficies claras son capaces de reflectir unha maior porcentaxe da radiación solar incidente. Ao reflectir parte da radiación solar incidente, o planeta quece menos e créase un efecto de retroalimentación que favorece a expansión dos glaciares.

Por outra banda, a fragmentación dos continentes tamén é un factor importante en termos climáticos. Así, canto máis fragmentados estean os continentes, máis influencia exercen os océanos no clima,

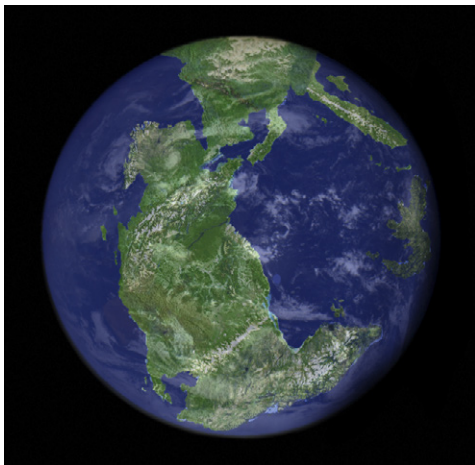


Figura 1.1. Reconstrución da distribución continental e oceánica cara a comezos do Triásico, caracterizada por un gran supercontinente (Panxea) rodeado dun inmenso océano (Pantalasa). Imaxe obtida de [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Pangea\\_interpretacion.png](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Pangea_interpretacion.png), baixo a licenza Creative Commons Attribution-Share Alike 3.0 Unported

polo que tornará máis cara ao oceánico, con menor variabilidade climática estacional. Namentres, se só existe unha gran masa continental, as localizacións centrais do continente serán moi áridas e secas debido á escasa achega de humidade procedente dos océanos, e a variabilidade climática será moi elevada.

A figura 1.1 amosa a configuración do Panxea, onde todos os continentes estaban unidos. Nese momento, o clima era moito máis cálido e con grandes diferenzas entre a zona máis costeira e a máis continental.

### 1.2.2. Vulcanismo

Os volcáns son un axente activo do cambio climático a diferentes escalas. Quizais, o factor máis importante é a intensidade das erupcións que foi clasificada nos anos oitenta en función do *índice de explosividade volcánica* (VEI), onde VEI toma valores nunca escala que vai do 0 ao 8. Por dar uns valores de referencia, o último evento de escala 7 sucedeu a principios do século XIX (Tambora, Indonesia) e o último de escala 8 hai máis de 25 000 anos (Taupo, Nova Zelanda). Os volcáns expulsan unha serie de compostos á atmosfera que afectan ao clima, dos que destacan o dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), o dióxido de xofre ( $\text{SO}_2$ ) e grandes cantidades de cinza. Ademais do efecto contaminante do xofre, que pode precipitar en forma de chuvias ácidas e contaminar os hábitats oceánicos e continentais, o xofre, xunto coas cinzas, poden causar un efecto inicial de arrefriamento, especialmente no verán, xa que reflicten parte da radiación solar que chega á Terra. Polo tanto, nos seguintes anos a unha grande erupción volcánica adoita darse un arrefriamento xeral do clima planetario. Realmente, este efecto é salientable só nos casos onde a altura do material emitido chega á estratosfera, o que se acada principalmente nas erupcións con  $\text{VEI} > 4$ . Debe terse en conta que só un 10 % do  $\text{SO}_2$  emitido chega á estratosfera, mentres que o 90 % restante queda na troposfera onde o seu efecto desaparece nunha curta escala de tempo (de días a semanas). O 10 % que chega á estratosfera tarda máis tempo en desaparecer e pode chegar a 1-3 anos. É especialmente célebre o caso do Tambora en 1815, que deu lugar ao «Verán sen Sol» do ano 1816, o que produciu perda de colleitas, fame negra e revoltas en Europa. A caída da temperatura no hemisferio norte chegou aos  $-0,5^\circ\text{C}$  en 1816 e  $-0,44^\circ\text{C}$  en 1817.

O  $\text{CO}_2$  amosa un comportamento distinto, xa que pode permanecer durante moitísimo tempo na atmosfera, de tal xeito que tras o arrefriamento inicial causado polos aerosois pode darse un quecemento máis lento e continuado debido ao efecto invernadoiro causado polo  $\text{CO}_2$  (falaremos máis adiante do efecto invernadoiro). Hai que salientar que a cantidade de  $\text{CO}_2$  emitida anualmente polos volcáns é, de media, da orde do 1 % da xerada pola queima de combustibles fósiles, polo que nas erupcións normais este efecto é depreciable. Só nas erupcións masivas, tamén coñecidas como megaerupcións, este efecto pode chegar a ser importante. De feito, algúns autores/as vinculan as extincións masivas observadas no planeta con episodios de vulcanismo intenso, aínda que existe unha certa controversia entre os científicos e científicas ao respecto.

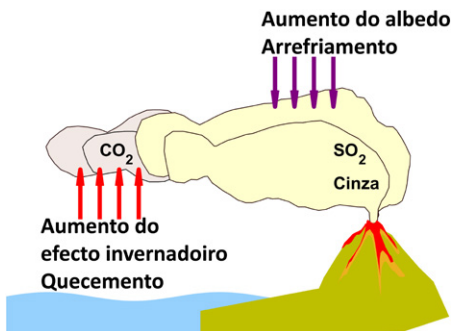


Figura 1.2. Imaxe resumo do efecto dos volcáns sobre o clima

### 1.2.3. Ciclos orbitais

Ademais do movemento de rotación (o xiro da Terra sobre si mesma cunha periodicidade de 24 h e que causa o día e a noite) e o movemento de translación (o desprazamento da Terra arredor do Sol nun ciclo anual que condiciona as diferentes estacións), existen outros movementos planetarios a maior escala que provocan variacións na irradiación solar planetaria e, polo tanto, condicionan o clima da Terra. Estes son os chamados ciclos orbitais ou ciclos de Milankovitch, en honra ao científico Milutin Milankovitch (1879-1958), quen propuxo a teoría.

Os ciclos orbitais baséanse na precesión dos equinoccios, na excentricidade da órbita terrestre e na inclinación do eixe terrestre.

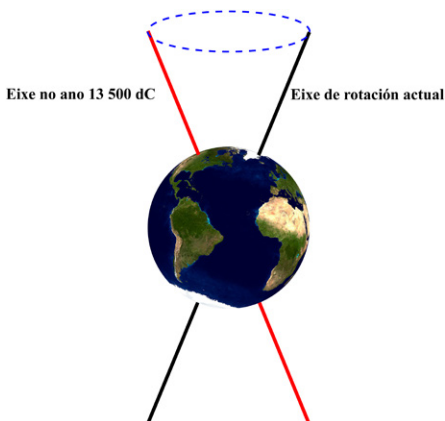
*Excentricidade da órbita:* refírese a que a órbita que describe a Terra ao redor do Sol non é perfectamente circular, senón lixeiramente elíptica. Por dar un valor, nestes momentos a excentricidade da órbita da Terra ao redor do Sol é de aproximadamente 0,017, o que quere dicir que a diferenza entre os dous eixes da elipse é menor do 0,015 %; polo tanto, case depreciable a simple vista. Esa elipticidade non é constante, varía no tempo con dúas periodicidades de aproximadamente 100 000 e 400 000 anos entre unha órbita case circular (excentricidade  $\sim 0,000055$ ) e unha suavemente elíptica ( $\sim 0,068$ ). A variación da excentricidade da órbita fai que a distancia máxima e mínima entre a Terra e o Sol non sexa sempre a mesma. Neste senso, cando a excentricidade é maior, é dicir, cando a órbita elíptica é máis alongada, o afelio (momento cando a Terra esta máis lonxe do Sol) ocorrerá a unha maior distancia entre eles, mentres que a distancia entre a Terra e o Sol no momento do perihelio (momento cando a Terra esta máis cerca do Sol) será menor. Isto significa que, en épocas de maior excentricidade, a diferenza de enerxía solar que incide na Terra entre o perihelio e o afelio será maior ca en épocas onde a excentricidade sexa menor (a elipse tenda máis cara a un círculo), condicionando polo tanto o clima planetario debido aos cambios na insolación recibida.

*Precesión dos equinoccios:* refírese ao momento en que se producen os equinoccios e os solsticios con respecto ao maior afastamento ou proximidade da Terra ao Sol. Actualmente, durante o solsticio de inverno no hemisferio norte, o planeta atópase próximo ao punto da súa órbita máis achegado ao Sol (perihelio), namentres que durante o solsticio de verán no hemisferio norte o planeta se atopa próximo ao punto da súa órbita máis afastado do Sol (afelio). Isto provoca uns veráns máis frescos e uns invernos máis cálidos no hemisferio norte, diminuindo a variabilidade climática interestacional, e ocorre o contrario no hemisferio sur.

Non obstante, esta disposición non foi a mesma ao longo da historia planetaria. Isto débese a que o eixe de rotación terrestre describe unha forma cónica arredor do plano da eclíptica, nun movemento que se asemella ao dunha buxaina, polo que vai variando a súa orientación no espazo, e completa un ciclo que ten unha duración de



Figura 1.3. Precesión dos equinoccios



aproximadamente 25 000 anos. De feito, na actualidade o Polo Norte está enfocado cara á estrela polar na constelación da Osa Menor, pero ao longo deste ciclo o Polo Norte estará orientado cara a outras estrelas e constelacións. Isto provoca cambios referentes á situación da Terra respecto ao Sol cando se producen os equinoccios e os solsticios, o que condicionará o clima planetario. Como curiosidade, Polaris, a chamada Estrela Polar, xa era coñecida polos mariñeiros dende o século X, que a usaban como guía na navegación. Porén, non sempre foi así. Por exemplo, hai uns 14 000 anos, o polo terrestre estaba próximo ao punto ocupado agora pola estrela Vega. Hai uns 5000 anos, o Polo Norte apuntaba a Thuban, na constelación do Dragón, e como tal foi recollida polos astrónomos chineses. A principios da nosa era non había ningunha estrela que marcasse o Polo Norte. Finalmente, a presente Estrela Polar conservará o seu título só ata o ano 3500 da nosa era.

*Inclinación do eixe terrestre:* refírese a que o eixe de rotación da Terra non é perpendicular ao plano da eclíptica, senón que está inclinado. Esta inclinación ten como principal efecto a existencia das estacións, que son diferentes no hemisferio norte e no sur. As estacións están máis relacionadas coa incidencia dos raios solares sobre a Terra ca pola distancia Terra-Sol, que como xa vimos anteriormente non é moi diferente no afelio e no perihelio. En realidade, o verán do hemisferio

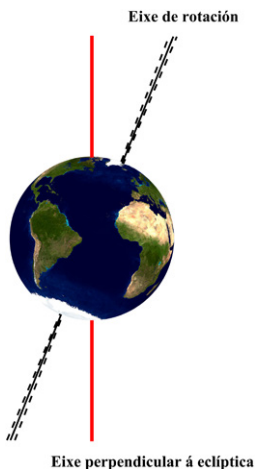
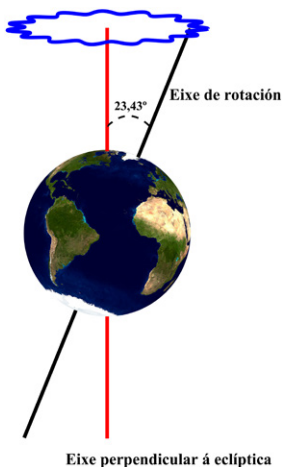


Figura 1.4. Cambios na inclinación do eixe de rotación da Terra

norte coincide co afelio e o inverno, co perihelio. Tendo en conta a inclinación do eixe da Terra, é doado entender porque nos polos hai momentos do ano de noite perpetua e porque a altas latitudes, por encima do círculo polar, aparece o fenómeno chamado «sol de medianoite», cando nas proximidades do solsticio de verán hai luz solar durante as 24 horas do día. Como casos límite, se o eixe non estivese inclinado non teríamos estacións, e se estivese inclinado  $90^\circ$  teríamos seis meses de escuridade total e seis meses a pleno sol. Na actualidade, a inclinación é de aproximadamente  $23,43^\circ$ , con oscilacións desde os  $22,1^\circ$  aos  $24,5^\circ$ . Tal e como pode verse na figura 1.4, onde os graos están a escala, a variación é moi pequena. Como xa dixemos, o feito de que o eixe estea inclinado fai que a insolación das diferentes zonas do planeta non sexa a mesma durante todo o ano, o que xera as diferentes estacións. Cando esta inclinación varía en ciclos de aproximadamente 41 000 anos, esta variación condiciona a radiación solar que reciben as diferentes zonas do planeta, posto que en momentos de maior inclinación do eixe terrestre os contrastes entre verán e inverno serán maiores, especialmente canto máis alta sexa a latitude.

Como composición dos ciclos de precesión e de oblicuidade, a figura seguinte amosa o movemento descrito polo eixe de rotación da Terra ao longo do tempo.

Figura 1.5. Composición dos ciclos de precesión e de oblicuidade do eixe da Terra



#### 1.2.4. Ciclos solares

A intensidade solar, é dicir, a cantidade de enerxía emitida polo Sol, non sempre foi a mesma. Debido á propia evolución da estrela, a radiación solar na época da formación do planeta estímase entre un 20-30 % inferior á actual, xa que o Sol era unha estrela nova naquel momento.

Na actualidade, a intensidade solar varía a diferentes escalas temporais, e a máis famosa é a das manchas solares (ciclo de Schwabe), cunha duración de aproximadamente once anos. Esta variación de intensidade, a cal se medía tradicionalmente contando o número de manchas solares e nas últimas décadas mediante a irradiancia solar estimada a partir de medidas de satélite, é de tan só un 0,1 % da intensidade solar e ten un período moi curto, polo que a maior parte da comunidade científica estima que o seu efecto sobre o clima é irrelevante. A figura 1.6 amosa as manchas solares medidas desde 1700 a 2010. Pode verse claramente o ciclo de Schwabe de once anos. Tamén que o número de manchas ten outras fontes de variación, onde se observa claramente o mínimo de Dalton a finais do século XVIII e principios do XIX.

A seguinte oscilación en función do seu período é o chamado ciclo de Gleissberg cunha duración aproximada de 87 anos (70-100 anos). A amplitude desta oscilación é similar á dos ciclos de Schwabe, aínda que se estima que o seu efecto sobre o clima pode ser maior debido á súa duración. De feito, numerosos autores relaciónano co mínimo de Maunder, período cunha baixa actividade solar entre 1645 e 1715. Algúns autores/as suxiren a existencia de ciclos de maior periodicidade tales como o de Suess, de aproximadamente 210 anos, ou o de Hallstatt, de aproximadamente 2300 anos; con todo, outros autores/as non os relacionan con ningún fenómeno físico no Sol e atribúenos a artefactos matemáticos ligados á análise da serie temporal.

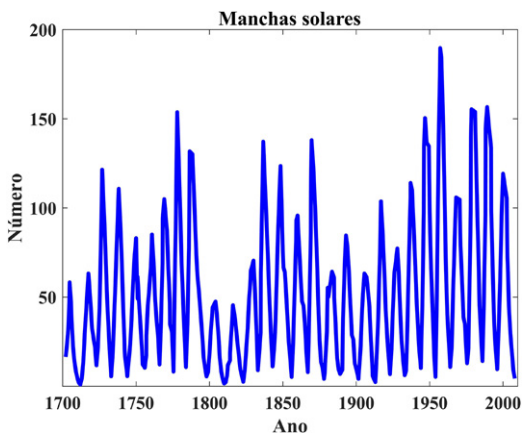


Figura 1.6. Manchas solares observadas desde 1700

### 1.3. Mecanismos antropoxénicos de variación do clima

Neste apartado veremos como o clima, ademais de variar debido a factores naturais, que foron os que produciron as grandes variacións climáticas ao longo da historia planetaria anterior á Revolución Industrial, tamén pode estar influenciado polo ser humano. O principal factor climático que se ve modificado pola influencia antropoxénica é o efecto invernadoiro, aínda que tamén hai outros como a deforestación.

### 1.3.1. Efecto invernadoiro

#### 1.3.1.1. O balance enerxético da Terra

Aínda coa variabilidade que vimos de describir, é doado estimar a enerxía procedente do Sol que chega á Terra. Tendo en conta que o Sol, coma todos os corpos, emite en función da súa temperatura superficial (aproximadamente 5500 °C) seguindo a lei de Planck, a súa radiación cobre un amplo rango de frecuencias que van dende o ultravioleta ao infravermello, cun pico máximo para lonxitudes de onda de  $\lambda \sim 0,5 \mu\text{m}$ , que é aproximadamente a lonxitude do verde. Sen máis que aplicar unha xeometría básica na que se ten en conta a distancia media Sol-Terra, pódese calcular a enerxía total que chega á superficie da Terra ( $S_0 = 1368 \text{ Wm}^{-2}$ ), normalmente chamada constante solar.

Hai que ter en conta que non toda a Terra recibe enerxía do Sol no mesmo instante, xa que só unha parte da Terra mira cara ao Sol (a parte onde é de día), mentres que noutra é de noite. Polo tanto, a enerxía incidente é só un cuarto da constante solar ( $w_{\text{inc}} = 342 \text{ Wm}^{-2}$ ). Por outro lado, unha fracción da radiación incidente é reflectida debido ao *albedo*. O albedo depende do material (cor); así, por exemplo, é de ao redor do 90 % para o xeo e 4 % para o carbón. En xeral, para a maior parte dos materiais terrestres está entre o 10 % e o 40 %. De media é da orde do 30 %, aínda que non é uniforme nin no tempo nin no espazo, dependendo da cuberta de nubes, dos usos do chan ou de se hai neve ou xeo. O albedo vén sendo coma un espello que reflicte parte de enerxía que lle chega, sen que esta enerxía cambie as súas propiedades tales como a lonxitude de onda. Desta forma, podemos dicir que a radiación absorbida pola Terra é aproximadamente un 70 % da incidente, polo tanto  $w = 240 \text{ Wm}^{-2}$ .

Como o sistema está en equilibrio, a enerxía incidente debe compensarse pola enerxía reemitida pola Terra cara ao espazo. Así, pode calcularse a temperatura de equilibrio da Terra que é de aproximadamente  $-18 \text{ }^\circ\text{C}$ . Aínda que non sexamos expertos en clima, a nosa experiencia suxire que a temperatura media da Terra é bastante maior. Entón, por que a temperatura da Terra é máis comfortable? Simplemente polo efecto invernadoiro.

O efecto invernadoiro é un fenómeno natural producido por todos os compoñentes da atmosfera que son capaces de absorber radiación

na lonxitude de onda do infravermello. Entre estes compoñentes están certos gases, denominados gases de efecto invernadoiro (GEI), as nubes e, en menor medida, os aerosois. Os principais gases de efecto invernadoiro son o dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), o metano ( $\text{CH}_4$ ), os óxidos de nitróxeno ( $\text{NO}_x$ ), o vapor de auga ( $\text{H}_2\text{O}$ ) e os halocarbonados.

O efecto está baseado no principio de que as lonxitudes de onda nas que emite radiación un corpo veñen determinadas pola súa temperatura. Na superficie do Sol a temperatura é de aproximadamente  $5500\text{ }^\circ\text{C}$ , polo que a radiación que emite se distribúe principalmente dende o infravermello ata o ultravioleta, pasando polo espectro de luz visible, tal como dixemos anteriormente. Ata esta capa onde están os gases de efecto invernadoiro chega principalmente radiación solar do espectro visible, que é capaz de atravesala, posto que é transparente a esta radiación, é dicir, os GEI non absorben nesa parte do espectro electromagnético; polo tanto, esta parte da radiación solar chega á superficie terrestre e contribúe ao quecemento do planeta. Pola súa parte, a Terra emite no infravermello. Non obstante, esta radiación non escapa libremente cara ao espazo exterior, senón que na atmosfera os compoñentes do efecto invernadoiro son capaces de absorber parte desta radiación e emitila en todas as direccións, devolvéndoa parcialmente á superficie da Terra. Como resultado, a temperatura media do planeta é da orde dos  $15\text{ }^\circ\text{C}$ . Na figura 1.7 poden verse os diferentes fluxos que dan lugar ao balance enerxético da Terra.

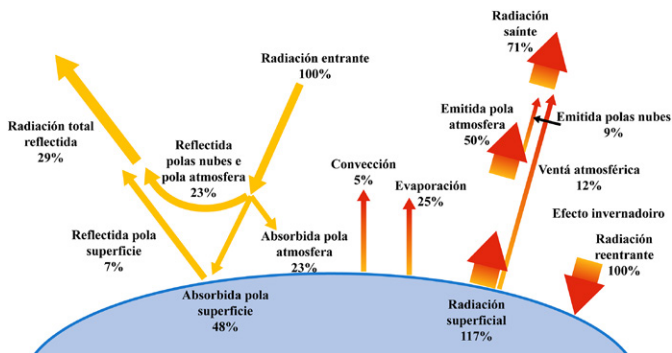


Figura 1.7. Esquema dos diferentes fluxos que dan lugar ao balance enerxético da Terra. Adaptada a partir do esquema de Trenberth *et al.* (2009)

### 1.3.1.2. Cambios antropoxénicos no efecto invernadoiro

Habitualmente fálase do efecto invernadoiro con connotacións negativas pero, realmente o efecto invernadoiro é malo? A resposta é clara, o efecto invernadoiro natural non é malo, posto que posibilita a vida planetaria tal e como a coñecemos. Acabamos de ver que a temperatura media do planeta sen gases de efecto invernadoiro sería de aproximadamente  $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$ , dificilmente compatible coa vida tal e como a entendemos. Por poñer un exemplo, basta ter en conta que a temperatura media do planeta durante a última glaciación se estimou en arredor dos  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$  positivos.

Entón, por que se fala tanto do daniño que é o efecto invernadoiro? Actualmente, cando se fala do efecto invernadoiro refírese ao incremento dos gases de efecto invernadoiro pola acción do ser humano, o efecto antropoxénico. Este incremento modifica o balance radiativo do planeta, alterando os patróns climáticos naturais, o que actualmente resulta prexudicial para todos os seres vivos do planeta, incluíndo o ser humano. Dende a Revolución Industrial os seres humanos estamos a emitir á atmosfera grandes cantidades de gases de efecto invernadoiro, especialmente o  $\text{CO}_2$  asociado á queima de combustibles fósiles. Isto foi o que propiciou un incremento non natural do efecto invernadoiro e, polo tanto, das temperaturas medias do planeta, que á súa vez propiciaron cambios noutras variables climáticas. Por poñer un exemplo, cando eramos nenos e nenas na escola aprendiamos que os principais gases da atmosfera eran o nitróxeno (78 %) e o osíxeno (21 %). Iso quere dicir que nun millón de partículas da atmosfera hai 780 000 de  $\text{N}_2$  e 210 000 de  $\text{O}_2$ . Pois ben, a cantidade de partículas por millón de  $\text{CO}_2$  antes da Revolución Industrial era de arredor das 280. É dicir, cunha porcentaxe minúscula de partículas poden acadarse incrementos moi significativos de temperatura.

Entender en que magnitude o efecto invernadoiro antropoxénico afecta e modifica o clima resulta fundamental non só para comprender o cambio climático actual, senón para poder predicir a súa evolución futura. Tamén é necesario que a humanidade tome conciencia da necesidade de reducir as emisións de gases de efecto invernadoiro para limitar os drásticos impactos producidos polo cambio climático no que estamos inmersos.

### 1.3.2. Deforestación

A deforestación consiste na perda masiva de grandes áreas vexetadas, moitas veces debido a actividades humanas. Entre as principais causas da perda de biomasa vexetal encóntrase a deforestación para fins comerciais, os incendios (que a maior parte das veces son causados polo ser humano) e a necesidade de terreos para prácticas agrícolas e gandeiras debido ao incremento da poboación humana.

A perda de vexetación, especialmente a arbórea, supón un problema engadido no referente ao aumento dos gases de efecto invernadoiro na atmosfera, xa que actúa como reservorio natural de dióxido de carbono. As plantas capturan dióxido de carbono atmosférico mediante a fotosíntese e transfórmano en carbono orgánico, que pasa a formar parte da biomasa vexetal. Os solos das zonas vexetadas tamén son ricos en carbono debido a que almacenan materia orgánica morta ou restos vexetais depositados nel. Iso supón que unha gran cantidade de carbono, moito maior ca a contida na atmosfera, está retida nas zonas importantes de vexetación arbórea, tales como os bosques, selvas ou taigas, entre outras. É por iso que as prácticas de deforestación, que se están levando a cabo de xeito especialmente intenso nas zonas tropicais (véxase como exemplo o caso do Amazonas), supoñen unha importante perda de biomasa e de degradación dos solos, devolvendo ese carbono almacenado á atmosfera. É dicir, de sumidoiro de CO<sub>2</sub> pasan a ser fonte.

Outro problema asociado á deforestación é a perda de hábitat para miles de especies, o que supón un grave impacto sobre a flora e a fauna. A biodiversidade de moitas áreas xa se ve ameazada polo incremento das temperaturas e outras consecuencias do cambio climático, polo que engadir a deforestación á ecuación incrementa un problema xa de por si grave.

Por último, a deforestación tamén contribúe á desertificación de certas zonas. A cuberta vexetal é capaz de reter humidade nos solos, favorecendo a infiltración de auga cara aos acuíferos, ademais de enriquecelos con materia orgánica. Cando se produce a deforestación, o solo queda exposto e prodúcese a lixiviación dos nutrientes, o que retroalimenta a perda de vexetación. Tamén diminúe a infiltración de auga e a evaporación local, o que provoca que poidan reducirse as precipitacións da área.



## Capítulo 2

# Fontes de información climática

Coñecer o clima no pasado e a súa evolución ata o presente é fundamental para poder entender o cambio actual no que estamos inmersos, así como para tratar de predicir a súa posible evolución no futuro. Non obstante, coñecer o clima pasado non é tarefa sinxela, posto que se calcula que a idade da Terra supera os 4500 millóns de anos e o seu clima variou drasticamente dende a súa formación ata a actualidade. Neste senso, as medicións históricas de variables climáticas representan unha ínfima parte da historia da Terra, polo que é necesario recorrer a rexistros naturais que conteñen información relativa ao clima pasado e axudan a descifrar a historia climática do noso planeta. A ciencia que analiza estes rexistros que gardan información do pasado climático do planeta chámase paleoclimatoloxía.

### **2.1. Fontes de información e análise do clima pasado**

Algúns dos rexistros máis importantes dos que se pode extraer información climática son as testemuñas de xeo, os corais, os aneis das árbores, o pole, os sedimentos mariños, as evidencias xeolóxicas e biolóxicas terrestres, e os datos históricos. É importante destacar que ningunha das fontes de información proporciona unha visión completa e global do clima pasado, polo que é necesario analizar en conxunto os datos que achega cada unha delas e acadar, así, unha mellor comprensión do sistema climático terrestre e das fluctuacións climáticas que tiveron lugar ao longo da historia da Terra.

Cabe destacar, antes de abordar o estudo dos rexistros paleoclimáticos máis importantes do noso planeta, que tan importante como

Principais medios de análise do clima pasado		Resolución temporal*	Rango temporal**	Principal información
Testemuñas de xeo		+++	+++	T, P, C <sub>a</sub> , B, V, M, S
Corais		+++	++	T, P, C <sub>w</sub> , N
Aneis das árbores		+++	++	T, P, B, V, S
Pole		++	+++	T, P, B
Sedimentos	Mariños	+	++++	T, P, C <sub>a</sub> , C <sub>w</sub> , B, M, N
	Lacustres	+++	++	T, P, B, C <sub>w</sub> , M, V
Rexistros xeolóxicos terrestres	Espeleotemas	+++	++	T, P, B, V, C <sub>w</sub>
	Eólicos (Loess)	++	+++	P, B, M
	Paisaxe	++	+++	T, P, V, N
Rexistros biolóxicos terrestres		++	+++	T, P, B
Series históricas		++++	+	T, P, C <sub>a</sub> , C <sub>w</sub> , B, V, M, N, S

\***Resolución temporal** (máxima resolución temporal potencial): ++++ diaria ou menor; ++ anual ou menor; + + 100 anos ou menor; + maior de 100 anos

\*\***Rango temporal** (máximo rango temporal de información climática potencial): ++++ 10000000 anos ou máis; +++ 1000000 anos ou máis; ++ entre 10000-1000000 anos; + entre 1000-10000 anos.

Táboa 2.1. Esquemática dos principais arquivos paleoclimáticos, incluíndo información sobre o nivel de resolución e a extensión temporal máximas que se poderían acadar baixo as condicións máis favorables, así como as principais variables climáticas que se poden inferir a través deles. *T* refírese á temperatura; *P*, á precipitación, humidade ou balance hidrolóxico; *C<sub>a</sub>*, á composición química do aire; *C<sub>w</sub>*, á composición química da auga; *B*, á biomasa/vexetación; *V*, ás erupcións volcánicas; *M*, ao magnetismo terrestre; *N*, a cambios no nivel do mar; e *S*, á actividade solar. A táboa baséase na proposta por Bradley (2015)

obter información sobre os climas pasados é poder datar correctamente estes rexistros, é dicir, determinar a que época se corresponden. Polo tanto, é necesario un compromiso entre o rango acadado e a resolución temporal. Do mesmo xeito, tendo en conta que non sempre é posible acadar ese compromiso, cómpre usar fontes que proporcionen información complementaria. Na táboa 2.1 pode verse un breve resumo dos diferentes medios para analizar o clima pasado, xunto co seu rango e resolución temporal. En xeral, pode verse que canto maior é o rango dunha fonte, menor é a súa resolución.

Os principais métodos de datación clasifícanse en catro categorías: métodos *radioisotópicos* (relacionados coa taxa de desintegración atómica de certos isótopos), *paleomagnéticos* (baseados nas

variacións do campo magnético terrestre ao longo da historia do planeta que quedan rexistradas nas partículas magnéticas das rochas e sedimentos), *químicos* (baseados na detección dos cambios químicos ocorridos co tempo nunha mostra ou ben nas propias características químicas da mostra que son indicativos de certos períodos e condicións) e *biolóxicos* (baseados no crecemento ou no tamaño de organismos existentes nas mostras que poden ser característicos de certas condicións específicas).

Entre todos os métodos de datación, os radioisotópicos son os máis utilizados en termos da paleoclimatoloxía, xa que son os que permiten remontarse máis aló no tempo. Este método baséase na taxa de desintegración atómica de certos isótopos inestables presentes nos materiais das mostras. Estes isótopos sofren un decaemento radioactivo cunha taxa constante e coñecida, que permiten aproximar a idade do material no que se atopou. Un exemplo é o caso do carbono-14 ( $^{14}\text{C}$ ), un dos máis utilizados nos estudos paleoclimáticos, permitindo datacións que se remontan ata aproximadamente 50 000 anos. O  $^{14}\text{C}$  prodúcese de forma natural na atmosfera e atópase mesurado cos isótopos estables carbono-12 ( $^{12}\text{C}$ ) e o carbono-13 ( $^{13}\text{C}$ ). Estes isótopos incorpóranos os animais e as plantas no seu organismo ao realizar tarefas vitais como a respiración, a fotosíntese ou a alimentación, e utilízanos para medrar e crear estruturas. Cando o organismo morre deixa de incorporar estes isótopos e o  $^{14}\text{C}$  empeza a degradarse polo que, posto que se coñece a súa taxa de decaemento radioactivo, se se mide a concentración de  $^{14}\text{C}$  da mostra e se relaciona coas concentracións de  $^{12}\text{C}$  e  $^{13}\text{C}$ , pódese estimar cando morreu o organismo e, polo tanto, datar a mostra.

A datación radiosotópica utilizando o potasio-argón ou o uranio, baseadas igualmente nos principios de desintegración atómica, son tamén amplamente utilizadas para datar diversos rexistros paleoclimáticos, posto que permiten remontarse centos de miles de anos no pasado.

### 2.1.1. Testemuñas de xeo

As testemuñas de xeo obtéñense ao perforar en zonas de grandes acumulacións de xeo, como os casquetes glaciares da Antártida e Groenlandia ou os glaciares de alta montaña. A medida que se perfora, o xeo vai quedando dentro dun recipiente tubular onde se conserva

ata a súa análise. Actualmente conséguense extraer testemuñas de xeo a profundidades superiores aos 3 km e obtense información climática que pode remontarse ata incluso superar os 800 000 anos.

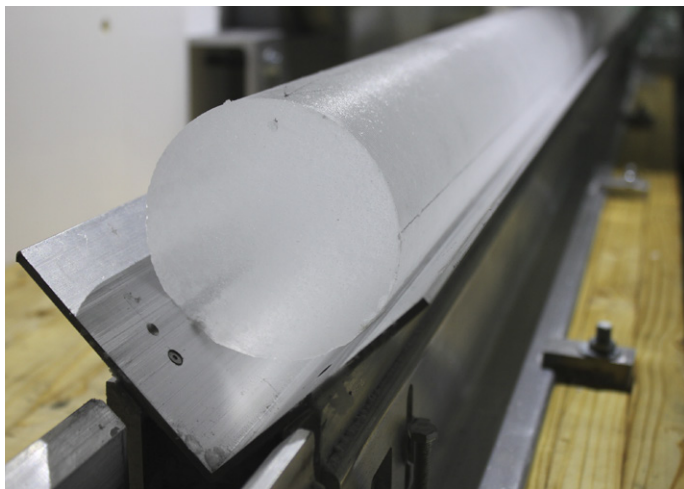


Figura 2.1. Testemuña de xeo do proxecto EastGRIP. Imaxe obtida de [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:The\\_EastGRIP\\_ice\\_core\\_freshly\\_cut\\_2.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:The_EastGRIP_ice_core_freshly_cut_2.jpg), baixo a licenza Creative Commons Attribution 4.0 International

Os estudos que analizan testemuñas de xeo baséanse en que a neve ao callar vaise acumulando e forma capas de xeo estacionais; a capa superficial é a máis recente e aumenta a idade coa profundidade. Cada capa presenta características diferentes, xa que as propiedades da neve que cae cada tempada van mudando atendendo ás diferentes composicións e ás características da atmosfera e do contorno, quedando estas propiedades preservadas no xeo. As capas máis superficiais poden distinguirse incluso a simple vista, mentres que as capas máis profundas se atopan moi compactadas debido á presión, polo que necesitan de métodos complexos e sofisticados para discernir entre elas e datalas.

A información climática preservada nas testemuñas de xeo radica nas moléculas de auga que conteñen, nas burbullas de aire que quedan

atrapadas no xeo na súa cristalización, así como nas trazas de certos materiais e nas partículas que tamén quedan gardadas nestas testemuñas como poden ser o pole as cinzas ou o po. Todos estes vestixios preservados no xeo proporcionan unha información moi valiosa e utilízanse para inferir variables climáticas tan importantes como a temperatura, a precipitación, a humidade, a composición atmosférica, a actividade volcánica, a actividade solar ou os patróns de vento no momento en que caeu a neve que posteriormente formou o xeo.

Un exemplo acerca de como se pode inferir información climática pasada a través do estudo destas testemuñas é a determinación da composición atmosférica, que é clave nos cambios climáticos. A análise dos gases presentes nas burbullas de aire que quedan atrapadas no xeo permite obter unha representación da composición atmosférica do período no que se formou cada capa. Cabe destacar que as medicións de gases de efecto invernadoiro obtidas a partir das testemuñas de xeo, como as do dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) e o metano ( $\text{CH}_4$ ), revelaron cambios importantes na súa concentración na atmosfera ao longo do tempo. Ademais, estes cambios mostraban correlación coa variabilidade da temperatura. Neste senso os niveis máis baixos de gases de efecto invernadoiro presentaban unha coincidencia temporal con épocas glaciares, mentres que as concentracións máis elevadas se relacionan con épocas de temperaturas cálidas. Isto demostrou de forma inequívoca que a concentración de gases de efecto invernadoiro na atmosfera inflúe de xeito fundamental na evolución da temperatura.

Outro aspecto climático fundamental que se pode extraer a través da análise destas testemuñas, como dixemos, é a temperatura. Non obstante, o cálculo da evolución da temperatura é unha análise máis complexa, xa que se obtén de xeito indirecto por medio de trazadores. Un dos trazadores máis utilizados é a relación entre isótopos, como por exemplo entre os isótopos do osíxeno ( $^{16}\text{O}$  e  $^{18}\text{O}$ ) ou entre os isótopos do hidróxeno ( $^1\text{H}$  e  $^2\text{H}$ ). O procedemento de xeito simplificado sería como segue: a auga ( $\text{H}_2\text{O}$ ) está formada por dous átomos de hidróxeno (H) e un de osíxeno (O). No entanto, o osíxeno presente na molécula de auga pode ser o pertencente ao isótopo  $^{16}\text{O}$  ou ao  $^{18}\text{O}$ . O isótopo  $^{16}\text{O}$  é mais lixeiro ca o  $^{18}\text{O}$ , o que ten como consecuencia que as moléculas de auga formadas co isótopo lixeiro ( $\text{H}_2^{16}\text{O}$ ) se evaporen máis doadamente, mentres que de xeito inverso as moléculas de auga formadas co isótopo pesado  $^{18}\text{O}$  ( $\text{H}_2^{18}\text{O}$ ) precipitan antes, é

dicir, condénsanse máis doadamente. Tendo como base este principio, a relación entre os isótopos do osíxeno ( $\delta^{18}\text{O} \sim ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) ao longo da testemuña de xeo permite determinar se a neve caeu nunha época cálida ou fría. Nas épocas cálidas (interglaciares), a calor vai favorecer a evaporación de ambos os dous isótopos, namentres que a precipitación preferente do isótopo pesado vai favorecer a súa maior presenza nas precipitacións. Polo tanto, a concentración relativa do isótopo pesado no xeo en épocas cálidas será maior, mentres que en épocas frías (glaciacións), a evaporación preferente do isótopo lixeiro vai favorecer a súa presenza na atmosfera, namentres que as condicións frías van favorecer a condensación e a precipitación de ambos os dous isótopos, polo que a concentración relativa do isótopo máis pesado será menor no xeo no caso de épocas frías.

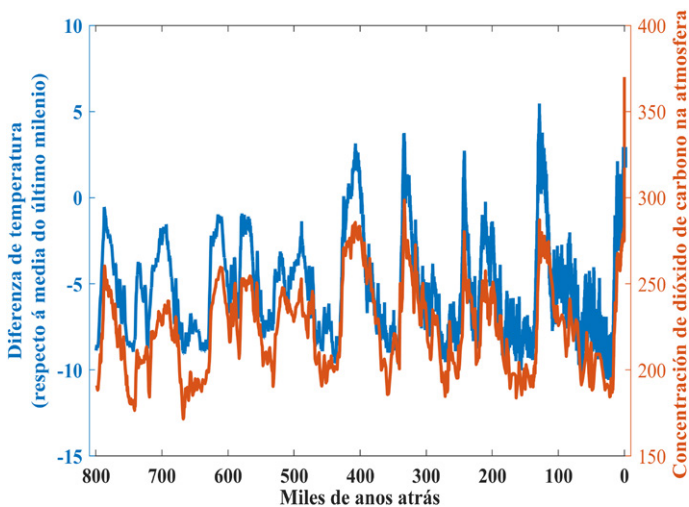


Figura 2.2. Información acerca da evolución nos últimos 800.000 anos da variabilidade da temperatura e do CO<sub>2</sub> atmosférico. Figura adaptada partindo das contribucións de Jouzel *et al.* (2007) e Luthi *et al.* (2008), cuxa información está dispoñible na base de datos da NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration, <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/paleoclimatology-data>), como parte do proxecto EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica)

### 2.1.2. Corais

A análise do esqueleto dos corais en estudos paleoclimáticos permite recoller información que se remonta máis alá dos 100 000 anos. Os corais constrúen os seus esqueletos a través da secreción de carbonato cálcico ( $\text{CaCO}_3$ ) e presentan capas de crecemento con patróns anuais (aneis de crecemento), cuxa composición e propiedades son dependentes das condicións ambientais, o que permite diferencialas cunha datación similar á comentada para as testemuñas de xeo. Ademais, de xeito análogo ao exemplificado nas testemuñas de xeo, a análise da relación entre os isótopos de osíxeno que forman o carbonato cálcico dos diferentes aneis permite determinar a temperatura da auga onde medraron. A densidade de cada anel ou a presenza doutros elementos tamén indican cambios nas propiedades da auga e proporcionan información de variables tan relevantes como a salinidade, a radiación solar, as correntes, as achegas dos ríos, así como información relativa a fenómenos tan importantes como pode ser «El Niño». Ademais, a preferencia dos corais por hábitats de augas claras, cálidas, pouco profundas e con correntes, xa que manteñen unha relación simbiote con algunhas algas unicelulares que necesitan nutrientes e luz solar para realizar a fotosíntese, fai que se limiten considerablemente as áreas onde poden habitar, converténdose nun moi bo indicador das variacións do nivel do mar e das condicións climáticas a nivel local.

### 2.1.3. Dendroclimatoloxía

A dendroclimatoloxía é a ciencia que estuda o clima pasado analizando os aneis presentes na sección transversal das árbores. Actualmente, a análise de restos fósiles de árbores con técnicas dendroclimatolóxicas permite obter información climática que se remonta arredor dos 10 000 anos e pode incluso superar a citada datación.

Os estudos dendroclimatolóxicos baséanse no feito de que, a medida que medran, as árbores ensanchan o seu tronco e forman aneis anuais que varían de cor e de anchura en función das condicións ambientais. A cor dos aneis permite a súa datación, xa que durante o crecemento de primavera fórmanse aneis claros mentres que durante o crecemento de outono son escuros. Cada par de bandas correspóndese cun ciclo anual, polo que a identificación dos aneis permite coñecer a idade da árbore (véxase a figura 2.3).

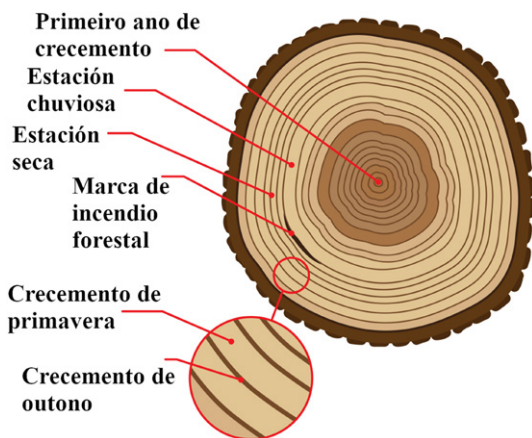


Figura 2.3. Esquema da información obtida a través da análise dos aneis das árbores. Imaxe de cortesía da NASA/JPL-Caltech, adaptada de <https://climatekids.nasa.gov/tree-rings/>

A anchura dos aneis depende de múltiples factores como a idade, a especie, a dispoñibilidade de nutrientes ou de factores ambientais como a luz solar, as precipitacións, a temperatura, o vento ou a humidade, entre outros. Isto implica que os estudos dendroclimatolóxicos sexan moi complexos, posto que a multitude de factores dos que depende o crecemento dos aneis supón unha dificultade importante á hora de establecer relacións claras coas variables climáticas.

Unha exemplificación da aplicabilidade dos estudos dendroclimatolóxicos sería a análise de variables climáticas que limitan o crecemento da árbore sendo fundamental escoller axeitadamente a tipoloxía e a localización das árbores atendendo á variable que se queira coñecer. Así, por exemplo, nun ambiente húmido, a dispoñibilidade de auga e de nutrientes non é un factor limitador para o crecemento das árbores, polo que as variacións dos aneis se deben principalmente á temperatura e son boas localizacións para realizar estudos sobre a evolución climática desta variable. Polo contrario, as rexións semiáridas, onde a dispoñibilidade de auga é o factor limitador, son zonas óptimas para o estudo de variables como a precipitación ou a humidade. As variacións de certos isótopos nos aneis tamén pode



achegar información acerca da temperatura ou da precipitación existentes no pasado.

#### **2.1.4. Pole**

As características do pole fano especialmente axeitado para estudos paleoclimáticos, posto que os granos de pole son extraordinariamente resistentes e poden conservarse en bo estado en certos ambientes sedimentarios. Os restos de pole preservados nos sedimentos, tanto continentais coma mariños, permiten extraer información do clima pasado que pode chegar a abarcar centos de miles de anos na historia climática do noso planeta. Os estudos de paleopole baséanse na premisa de que, posto que a distribución da vexetación está determinada polo clima, entón podería establecerse a relación inversa e inferir o clima do pasado a partir da vexetación existente en certa época, da cal proporcionan información os restos de pole. Non obstante, ao igual que ocorre co estudo dos aneis das árbores, son estudos moi complexos, posto que hai factores non climáticos que poden afectar á distribución das especies, incluíndo os lumes ou as pragas. Polo tanto é necesario utilizar complexas metodoloxías para illar axeitamente o sinal climático. Estes estudos permiten, ademais, analizar, incluso de xeito cuantitativo, variables climáticas como a temperatura ou a precipitación.

Unha exemplificación dos estudos de paleopole podería ser que, se ao examinar unha mostra de sedimento recollida en latitudes altas se atopasen distribucións de pole características de especies que actualmente habitan en latitudes máis baixas (onde as temperaturas son maiores), pódese deducir que no momento en que se depositou ese sedimento o clima era máis cálido ca na actualidade. Polo contrario, se en latitudes baixas se atopa pole característico de especies que agora habitan en latitudes polares, dedúcese que o clima era máis frío ca o actual. A concentración de granos de pole e a relación entre as especies ás que pertencen tamén achega moita información climática. Cabe destacar que tamén se pode utilizar o pole de especies xa extintas. Para iso desenvolvéronse métodos estatísticos que permiten interpretar que hábitats característicos foron ocupados polas citadas especies.

### 2.1.5. Sedimentos mariños

Os sedimentos mariños conteñen información de varios millóns de anos da historia climática do noso planeta, e é un dos rexistros climáticos que máis aló se remontan no pasado. No entanto, como contrapunto, a datación é máis imprecisa e pode presentar incertezas que roldan o 1% da idade absoluta da mostra.

Para tomar conciencia da magnitude desta fonte de información paleoclimática, abonda ter en conta que os océanos ocupan unha gran parte da superficie terrestre, polo que cada ano se depositan neles billóns de toneladas de sedimentos nos que queda preservada unha inmensa cantidade de información climática, polo que supoñen un arquivo climático inigualable. Estes sedimentos conteñen información tanto do medio mariño (restos de organismos mariños e información relativa á temperatura, salinidade, circulación, osíxeno, nutrientes...) coma da atmosfera (información referente á concentración de gases atmosféricos ou aos ventos) e da terra emerxida (xa que moito material continental pode chegar ata os océanos transportado polos ríos ou polo vento, proporcionando información acerca de variables como a humidade ou a aridez continentais).

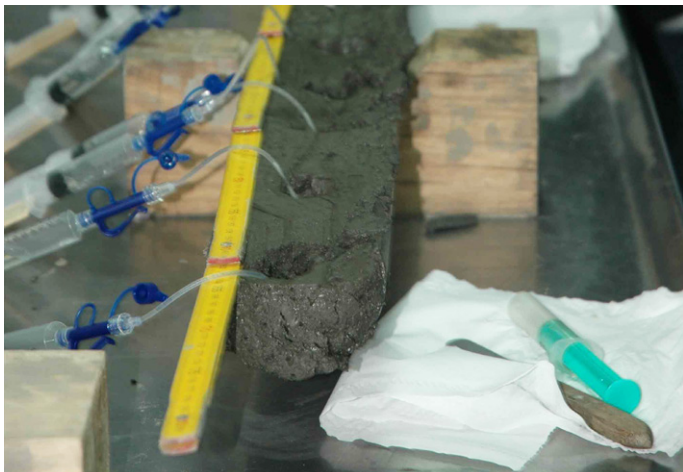


Figura 2.4. Recollida de auga de poros nunha testemuña de sedimento mariño

O material de orixe biolóxica conservado nos sedimentos mariños vai xogar o papel máis importante nos estudos paleoclimáticos, e cobran especial importancia os restos de foraminíferos, que son pequenos organismos que forman parte do zooplancto. Algunhas especies producen un esqueleto calcáreo ( $\text{CaCO}_3$ ) que se preserva nos sedimentos mariños e cuxa composición e propiedades van ser dependentes das condicións do medio no que se formaron, polo que se pode extraer moita información sobre as variables climáticas a través deles. Novamente, a análise dos isótopos presentes no esqueleto vai proporcionar información climática moi relevante. A relación entre os isótopos de osíxeno vai permitir determinar non só a temperatura da auga, senón tamén coñecer a cantidade de xeo que cubría o planeta, é dicir, se o foraminífero viviu nun período glaciario ou nun interglaciario. Isto é posible porque os cambios importantes nas relacións dos isótopos do osíxeno non se deben soamente á propia temperatura do medio, senón tamén á propia evolución climática planetaria, de tal xeito que durante as grandes glaciacións, ao aumentar o xeo sobre a superficie terrestre, este secuestra unha maior proporción do isótopo lixeiro como se describiu anteriormente, polo que o océano quedará

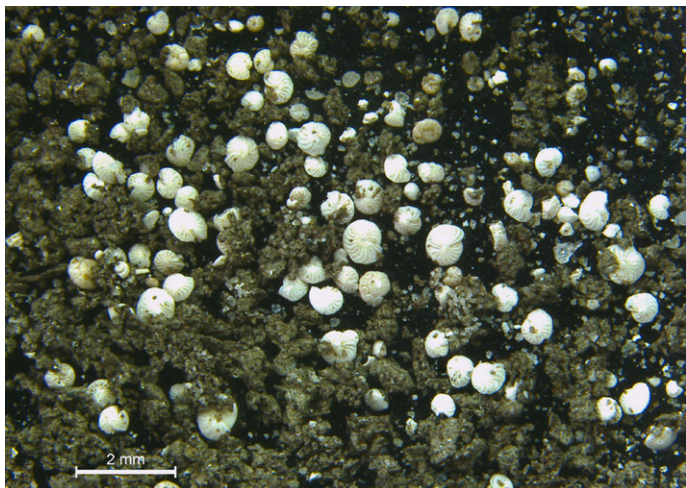


Figura 2.5. Mostra de sedimento mariño na que se observan foraminíferos

moito máis enriquecido do isótopo pesado, o cal se verá reflectido ao estudar estes organismos. Ademais, os foraminíferos son moi sensibles aos cambios ambientais, polo que a análise das especies que se atopan no sedimento e da concentración de cada unha delas revela unha valiosa información sobre as condicións ambientais no momento en que se vivía, obtendo incluso información de variables climáticas tan importantes como a circulación termohalina. Os foraminíferos tamén permiten extraer información das condicións atmosféricas pasadas como, por exemplo, estimacións acerca da concentración relativa de dióxido de carbono na atmosfera. Esta información obtense analizando as relacións entre os diferentes isótopos do carbono presentes no seu esqueleto, que van ser dependentes do intercambio fotosintético producido entre o océano e a atmosfera, o cal está condicionado pola presenza do CO<sub>2</sub> atmosférico e dá información relativa á súa concentración.

### **2.1.6. Rexistros xeolóxicos terrestres**

Nas zonas emerxidas tamén quedan rexistradas evidencias do clima pasado. Os espeleotemas, os sedimentos lacustres, os loess e todos os depósitos sedimentarios continentais achegan moita información climática relevante.

Os espeleotemas son depósitos minerais formados en covas cársticas e que se encontran ao longo de todo o mundo. Os máis coñecidos son as estalagmitas e as estalactitas. A medida que a auga se vai filtrando no terreo pode ir disolvendo o carbonato cálcico e o sulfato de calcio. A cantidade de material disolvido depende principalmente da concentración de dióxido de carbono da auga, así como da temperatura. Cando a auga chega a unha cova, os minerais en disolución precipitan e vanse acumulando, nun proceso lento que pode levar decenas de miles de anos. A análise dos isótopos estables do osíxeno e do carbono presentes nos espeleotemas permite reconstruír a temperatura e a precipitación ao longo do tempo. Os espeleotemas localizados en zonas costeiras tamén permiten determinar as oscilacións do nivel do mar, posto que non medran cando as covas están inundadas.

Os sedimentos depositados nos lagos (lacustres) teñen unha gran vantaxe respecto a outros sistemas sedimentarios e radica en que proporcionan un rexistro de alta resolución, que chega a ser incluso

estacional. Nos rexistros sedimentarios lacustres queda preservada gran cantidade de indicadores climáticos como o material transportado ata os lagos polos ríos ou polo vento, pole, restos dos organismos que habitaban o lago, microfósiles terrestres etc. Estes factores fan que os sedimentos lacustres sexan moi útiles para as reconstrucións de distribución de especies, de temperatura ou de precipitacións, entre outros.

Os depósitos eólicos (loess e dunas), que están condicionados pola acción do vento, son un tipo particular de depósitos sedimentarios, xa que non están estratificados (carecen de capas). A análise do tamaño de gran, a alternancia con outros paleosolos (solos antigos bioloxicamente inactivos) e a susceptibilidade magnética permite extraer información climática sobre os patróns de vento, precipitación e sobre as variacións no campo magnético da Terra.

A paisaxe tamén achega unha importante información climática, xa que os diferentes tipos de relevo están asociados a formacións xeolóxicas que en moitos casos veñen determinadas polo clima. Así, un relevo glaciar indícanos a presenza dun glaciar nesa localización nalgunha época da historia aínda que actualmente non exista.

### **2.1.7. Outras evidencias biolóxicas terrestres**

Os restos biolóxicos terrestres, como poden ser animais ou insectos fosilizados, así como microfósiles de plantas, tamén proporcionan información climática relevante, posto que son indicativos das condicións climáticas existentes no pasado. Isto débese principalmente a que a súa aparición fosilizada en determinadas localizacións está moi influenciada polo clima predominante na época na que existiron. Por exemplo, moitas especies de insectos están restrinxidas a unhas condicións climáticas moi específicas, polo que a súa presenza sería indicativo das citadas condicións nesa área. Isto permite establecer as diferentes distribucións climáticas de épocas pasadas, posto que, por exemplo, a aparición de insectos preferentes de zonas cálidas e húmidas en latitudes altas sería indicativo dun clima global moi cálido.

### **2.1.8. Datos históricos**

Os datos históricos inclúen tanto arquivos históricos, a partir dos que se pode deducir información sobre o clima da época na que se

escribiron, coma as propias medidas das variables climáticas. Estes datos supoñen unha fonte de información climática moi diversa e cun valor incalculable, posto que aínda que se remontan ao pasado máis recente da historia do noso planeta, presentan unha extraordinaria resolución temporal (nalgúns casos diaria ou incluso cunha resolución temporal mellor), o que permite ter información detallada de fluctuacións climáticas que ocorren nun moi curto prazo de tempo, axudando a unha mellor comprensión dos mecanismos climáticos.

Por unha banda, os arquivos históricos abarcan inscricións antigas, crónicas, rexistros gobernamentais, marítimos ou comerciais, arquivos persoais (como correspondencia) ou escritos científicos que achegan información sobre as condicións climáticas da época. Estes arquivos inclúen observacións e apuntamentos moi variados, dende rexistros de fenómenos meteorolóxicos nos que se fala de xeadas, nevadas, secas, inundacións, ata aqueles que tratan sobre aspectos fenolóxicos, baseados na frecuencia e/ou ocorrencia de certos fenómenos biolóxicos como, por exemplo, a época de florecemento das plantas ou a maduración dos cultivos, incluíndo arquivos que detallan como eran as colleitas ou as variacións na migración das aves, entre outros. Os diarios de abordo dos barcos son outra fonte de información de gran valor, xa que neles o rexistro da meteoroloxía adoita ser moi detallado achegando información climática relevante en localizacións afastadas dos continentes, onde os rexistros son máis numerosos. De feito, hai numerosos rexistros de grandes tormentas e furacáns que afectaron ao Atlántico durante os séculos XVI e XVII. Ademais, os datos recollidos nos diarios dos barcos tamén permiten un maior coñecemento dalgúns fenómenos que afectaron aos continentes, xa que, por exemplo, a información sobre a circulación oceánica ten a súa correspondencia coas precipitacións continentais, o que axuda a complementar a información sobre fenómenos como inundacións e secas nos continentes. Estes datos tamén permiten obter información da variabilidade dalgúns patróns globais que teñen unha grande importancia sobre o clima, tales como a Oscilación do Atlántico Norte (NAO, polas súas siglas en inglés) ou os monzóns.

Algúns destes arquivos históricos remóntanse a miles de anos atrás, como no caso dalgunhas inscricións exipcias datadas en máis de 5000 anos de antigüidade e que achegan datos sobre as enchentes do río Nilo, o que permite extraer información, por exemplo, acerca das variacións nas precipitacións nesa zona durante esa época.

En canto ás series históricas que recollen medicións instrumentais, sistemáticas e recursivas das variables climáticas, pódese considerar que xa establecen o paso entre a paleoclimatoloxía propiamente dita e o estudo do cambio climático actual. Aínda que as medicións instrumentais xa comezaron séculos atrás, xa que, por exemplo, no século XVII o barómetro de Torricelli medía a presión atmosférica, e no século XVIII, o termómetro de Fahrenheit conduciu os primeiros rexistros fiables de temperatura feitos de maneira sistemática, non foi ata o século XX cando se estenderon as medicións sistemáticas das principais variables meteorolóxicas de xeito global ao redor de todo o planeta. O ser humano aproveitou os novos recursos materiais, instrumentais, tecnolóxicos e de computación á súa disposición (especialmente a partir da segunda metade do século XX) para facer medicións sistemáticas, precisas e cunha gran cobertura temporal e espacial das principais variables climáticas, así como dos fenómenos climáticos extremos que máis afectan á nosa civilización (inundacións, secas, furacáns...). Actualmente mantéñense numerosas estacións nas que se rexistran variables como a temperatura, precipitación, humidade, evaporación, presión atmosférica, vento ou os gases de efecto invernadoiro. Ademais, dende mediados do século XX lanzáronse numerosos satélites provistos de sensores capaces de medir as variables climáticas a escala planetaria. Isto, unido á revolución tecnolóxica que permitiu utilizar modelos numéricos climáticos executados por ordenadores, supuxo un novo pulo no coñecemento sobre o clima. Ademais, ligado a isto tamén se desenvolveron bases de datos globais que permiten ver en conxunto a evolución de certas variables climáticas durante os últimos tempos. Exemplos destas bases de datos son a International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (ICOADS), que proporciona datos atmosféricos e oceánicos desde 1800; ou, no caso do océano, a Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST), xestionada pola NOAA estadounidense, que facilita datos sobre a temperatura da superficie do océano desde 1854; ou a HadISST británica, que proporciona datos de temperatura superficial do océano e concentración de xeo desde 1870. O desenvolvemento destas bases de datos que proporcionan información a escala global resulta fundamental para comprender os procesos climáticos. Non obstante o seu desenvolvemento non é sinxelo debido ás incertezas das medidas instrumentais nas que se basean, posto que se detectan variacións intrínsecas as citadas medidas. Neste senso, para facerse unha idea da complexidade na

elaboración destas bases de datos, imos expoñer o exemplo da reconstrución da temperatura superficial do mar. Pois ben, as series máis longas de observación na época posterior á Revolución Industrial son realizadas por barcos (chamados barcos de conveniencia), que miden principalmente a temperatura superficial do océano, aínda que nalgúns casos tamén proporcionan información baixo superficie. No entanto, estas medicións presentan incertezas debidas, por unha banda, a cambios nas técnicas, métodos, instrumentos e materiais utilizados, e por outra banda, a multitude de aspectos económicos e políticos cambiantes, como poden ser a apertura de novos canais de navegación e as guerras mundiais. No primeiro caso, hai claros indicios de desviacións nas medidas debido a que, por exemplo, en certas ocasións os cubos que se introducían no mar para recoller a auga e medir a súa temperatura estaban recubertos de lonas, polo que non estaban illados e, polo tanto, a auga recollida podía intercambiar calor rapidamente cando se subía á cuberta para medir a súa temperatura, o que provocaba cambios nela. Noutros casos, os cubos estaban feitos de madeira, polo que estaban parcialmente illados e, polo tanto, o intercambio de calor coa atmosfera era máis limitado. Isto mostra que unha mesma auga recollida en diferentes tipos de cubos podía ofrecer certa variabilidade nas temperaturas medidas dependente do instrumento utilizado, polo que na elaboración das bases de datos hai que ter en conta estes aspectos para corrixir a desviación que ocasionan. No segundo caso, atopamos un claro exemplo de variabilidade nas medicións durante o desenvolvemento da segunda guerra mundial. Isto estaba condicionado polo feito de que as medicións dos termómetros en cuberta durante as noites non era posible ao fin de evitar mostrar luces que indicasen e delatasen a posición do navío. Isto fixo tanto diminuír notablemente o número de medicións como que as medicións realizadas se fixesen dentro dos barcos, polo que a auga recollida estaba altamente afectada polos intercambios de calor. De feito, detectouse un cambio abrupto nas medidas da temperatura oceánica a finais do ano 1941, coincidindo coa entrada dos Estados Unidos na guerra. Todo isto provoca un nesgo nas medicións que se debe de analizar, avaliar e corrixir na medida do posible no desenvolvemento destas bases globais. É un proceso necesario, á fin de caracterizar correctamente a evolución das variables climáticas analizadas, para asegurar así que os cambios e as tendencias observadas estean ligadas á evolución climática e non a factores externos que non teñen que ver co clima. Continuamente estas bases estanse



a revisar e a mellorar para proporcionar cada vez mellores representacións da variabilidade dos océanos, de eventos como o fenómeno de «El Niño» e «La Niña», así como dos cambios decenais intrínsecos á propia temperatura oceánica.

A información obtida nos rexistros históricos resulta fundamental cando se trata de comprender, predicir, anticiparse e adaptarse ao cambio climático futuro no que xa estamos inmersos. Así, a análise detallada que permiten estes datos acerca de certos eventos extremos críticos para o ser humano e as súas actividades (infraestruturas, agricultura, actividades socioeconómicas...) permite obter unha perspectiva máis realista das situacións ás que nos podemos enfrontar no futuro.



## Capítulo 3

# Cambios climáticos anteriores á Revolución Industrial

O clima terrestre non é algo estático, que permanece inalterado ao longo dos séculos e dos milenios, senón todo o contrario, ten un carácter intrinsecamente dinámico e cambiante. De feito, a Terra naceu como unha «bóla de lume», pasando por unha etapa de «bóla de neve», ata chegar á etapa climática actual na que a temperatura media do planeta é de aproximadamente 15 °C.

A historia do noso planeta divídese en etapas que, na maioría dos casos, están definidas polo acontecemento de grandes eventos (táboa 3.1).

Na figura 3.1 pode verse a evolución da temperatura da Terra desde principios do Cámbrico (hai case 550 millóns de anos) ata o comezo do Cuaternario (hai aproximadamente 2,5 millóns de anos). Para que sirva de referencia, hai 2,5 millóns de anos o *Homo habilis* vivía en África, mentres que o home moderno non aparecería ata hai aproximadamente 150 000 anos.

### 3.1. Precámbrico (~ 4600-541 Ma)

Para narrar a historia climática da Terra temos que remontarnos no tempo ata hai aproximadamente 4600 millóns de anos (Ma), data na que se estima que naceu o noso planeta. Debido a que a Terra é cambiante, consérvanse poucos vestixios dos que se poida extraer información sobre as primeiras etapas da súa historia. Precámbrico é o nome que se lle deu a esta primeira grande etapa que comprende dende os seus comezos ata hai 541 Ma, o que supón o 88 % da

<b>EÓN FANEROZOICO</b>			
Era	Período	Época	Idade (millóns de anos)
Cenozoica	Cuaternario	Holoceno	0,0117-0
		Plistoceno	2,58-0,0117
	Neoxeno	Plioceno	5,33-2,58
		Mioceno	23,0-5,33
	Paleoxeno	Oligoceno	33,9-23,03
		Eoceno	56,0-33,9
Paleoceno		66,0-56,0	
Mesozoica	Cretácico		145,0-66,0
	Xurásico		201,3-145
	Triásico		251,9-201,3
Paleozoica	Pérmico		298,9-251,9
	Carbonífero		358,9-298,9
	Devónico		419,2-358,9
	Silúrico		443,8-419,2
	Ordovícico		485,4-443,8
	Cámbrico		541-485,4
<b>SUPER EÓN PRECÁMBRICO</b>			
EÓN			Idade (millóns de anos)
Proterozoico			2500-541
Arcaico			4000-2500
Hádico			~ 4600-4000

Táboa 3.1. Esquemización das principais etapas nas que se divide a historia climática do planeta. Os anos nos que comeza e finaliza cada unha delas están baseados na táboa proposta pola International Chronostratigraphic Chart (ICS)

historia da Terra, un período que, debido á súa distancia no tempo, aínda agocha grandes misterios.

No eón Hádico (~ 4600-4000 Ma), a Terra podería considerarse como unha bóla de lume, posto que a superficie terrestre fervía de calor e de enerxía. Era un período de moita actividade volcánica e durante o cal impactaban na superficie da Terra numerosos asteroides e cometas. Crese que o impacto destes cometas puido achegar gran parte

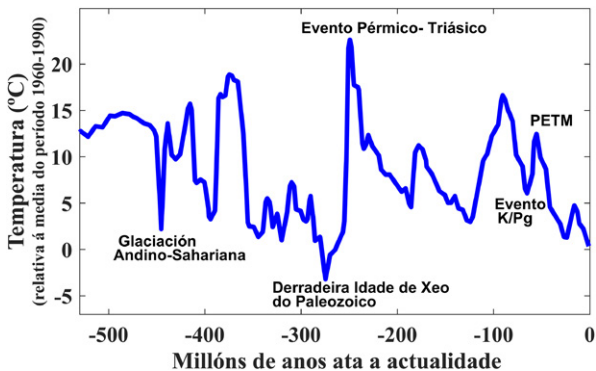


Figura 3.1. Evolución da temperatura da Terra antes do cuaternario

da auga que contén o noso planeta e que, ademais, favorecida pola actividade volcánica, puido escapar das entrañas da Terra e formar nubes.

O aire exercía, como moito, a metade da presión da atmosfera actual, estando esa atmosfera primixenia formada principalmente por gases de efecto invernadoiro, de tal xeito que neses primeiros intres case non había osíxeno e distaba moito da atmosfera actual. Esa grande acumulación de gases de efecto invernadoiro condicionaba un clima esaxeradamente cálido.

Co paso do tempo, o planeta foise arrefriando, solidificando e formando a litosfera primixenia. Isto favoreceu que o vapor de auga comezase a condensar e a auga líquida fose gañando cada vez máis peso, e aparecen os océanos primitivos. Isto levou a unha aparente estabilización planetaria, momento no cal a comunidade científica considera que xurdiu a vida.

Xa no eón Arcaico (4000-2500 Ma) xorden as primeiras cianobacterias, capaces de realizar a fotosíntese captando dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) da atmosfera e liberando osíxeno ( $\text{O}_2$ ). Isto conduciu a que, a cabalo entre os eóns Arcaico e Proterozoico (2500-541 Ma), se alcanzase unha concentración de osíxeno atmosférico compatible coa vida na superficie planetaria e ao comezo da formación da tan necesaria capa de ozono. Proliferou así a vida nos océanos e nos continentes.

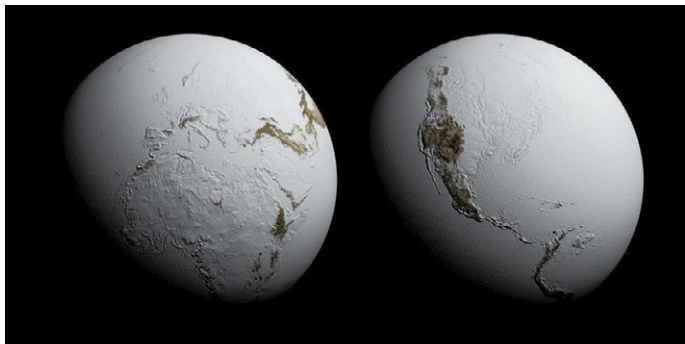
En termos climáticos, estratos rochosos datados de principios do Proterozoico mostran evidencias das primeiras glaciacións nos continentes primitivos, evidenciando tres fases que se puideron estender arredor duns 300 Ma nas que o clima era moi frío (glaciación huronia). Actualmente non se coñecen con exactitude as causas destas glaciacións, pero barállase a posibilidade de que os cambios na composición atmosférica debidos á fotosíntese osixénica das cianobacterias reducise o efecto invernadoiro. Tampouco se coñece con exactitude que causou un cambio de tendencia e por que o clima pasou a ser de novo moi cálido. De feito, non se atoparon rexistros de novas glaciacións ata hai uns 1000 Ma, e cobran especial importancia as ocorridas entre 750-600 Ma, a finais do Proterozoico (glaciacións neoproterozoicas).



Figura 3.2. Capa de sedimentos glaciais da formación de Konnarock, no monte Rogers, en Virxinia (Estados Unidos), que é unha das evidencias máis robustas das glaciacións neoproterozoicas. Imaxe obtida de: [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Diamictite\\_\(metatillite\)\\_\(Konnarock\\_Formation,\\_Neoproterozoic,\\_~750\\_Ma;\\_Rt.\\_58\\_roadcut,\\_west\\_of\\_Konnarock,\\_Virginia,\\_USA\)\\_18\\_\(31016507475\).jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Diamictite_(metatillite)_(Konnarock_Formation,_Neoproterozoic,_~750_Ma;_Rt._58_roadcut,_west_of_Konnarock,_Virginia,_USA)_18_(31016507475).jpg), baixo a licenza Cretive Commons Attribution 2.0 Generic

Estímase que cada unha das glaciacións neoproterozoicas durou millóns de anos, e algunhas investigacións indican que se acadou o clima máis frío da historia planetaria. De feito, estas glaciacións

afectaron a todos os continentes, aos océanos e, incluso, estímase que as rexións xeadas se estenderon ata latitudes tropicais. Estas condicións fixeron que a Terra fose un planeta inhóspito para a vida, que se viu afectada de xeito drástico. Unha hipótese é que a Terra chegou a conxelarse practicamente na súa totalidade, o que se coñece como «terra bóla de neve» (véxase figura 3.3).



**Figura 3.3.** Reconstrución da distribución planetaria actual se se vese afectada por unha glaciación da magnitude das glaciacións neoproterozoicas. Cortesía de METEORED, obtida de [https://services.meteored.com/img/article/terra-bola-de-nieve-nueva-teoria-270641-1\\_768.png](https://services.meteored.com/img/article/terra-bola-de-nieve-nueva-teoria-270641-1_768.png).

Aínda que as causas destas glaciacións non están claras, a hipótese mais consistente sitúa como principal motivo a diminución dos gases de efecto invernadoiro a niveis mínimos. Esta diminución está asociada a un incremento da actividade biolóxica debido á fragmentación do supercontinente Rodinia, que provocou un incremento do nivel do mar proliferando os organismos fotosintéticos nas zonas inundadas. Ademais, poderían tamén ter contribuído unha menor incidencia de radiación solar (o Sol emitía menos radiación ca na actualidade) e un incremento do albedo a medida que o planeta se ía conxelando. Non se coñece con exactitude que mecanismo propiciou o fin destas glaciacións, pero pénsase que puido deberse a un aumento brusco dos gases de efecto invernadoiro debido ao CO<sub>2</sub> expulsado por unha intensa actividade volcánica, xunto cun incremento do metano procedente do subsolo mariño e continental a medida que se ía desconxelando.

O Proterozoico remata coa formación doutro supercontinente, coñecido como Pannotia ou Gran Gondwana, situado no hemisferio sur e que vai condicionar o clima da época seguinte.

## **3.2. Eón Fanerozoico (541 Ma-actualidade)**

Co fin das glaciacións do Proterozoico, o clima tornouse máis cálido e hai 541 Ma iniciouse o eón Fanerozoico, que á súa vez se divide en tres eras: paleozoica, mesozoica e a era na que nos encontramos, a cenozoica.

### **3.2.1. Era paleozoica (541-251,9 Ma)**

Os rexistros fósiles datados do inicio da era paleozoica indican que durante o período Cámbrico (541-485,4 Ma) se produciu unha gran proliferación da vida nos océanos, a chamada «explosión cámbrica». O número de especies multiplicouse de xeito exponencial, así como a súa complexidade. Aínda que non hai evidencias robustas acerca dos cambios que motivaron este proceso, as hipóteses máis plausibles consideran que se produciu unha fragmentación do supercontinente Pannotia en catro continentes (Laurentia, Báltica, Siberia e Gondwana). Isto modificou a xeografía dos océanos e dos continentes, que provocou cambios ambientais favorables para a proliferación da vida. Estes cambios estaban principalmente causados por variacións favorables nas correntes mariñas, na salinidade, na temperatura e na dispoñibilidade de nutrientes, e estiveron acompañados de cambios biolóxicos que propiciaron a expansión das especies.

O clima durante o Cámbrico e practicamente todo o período seguinte, o Ordovícico (485,4-443,8 Ma), era cálido e temperado, e estaba fortemente influenciado polos mares e polos océanos que ocupaban grandes extensións e minimizaban a variabilidade estacional.

A finais do Ordovícico e comezos do Silúrico (443,8-419,2 Ma) tivo lugar unha glaciación en case todos os continentes, polo que a temperatura media do planeta descendeu bruscamente (véxase a figura 3.1). De feito, consérvanse relevos característicos da erosión glacial que datan de finais do Ordovícico en grandes desertos africanos. Ao contrario do que se detectou na maioría dos procesos glaciais que afectaron ao noso planeta, neste caso os rexistros indican uns niveis de concentración de gases de efecto invernadoiro elevados, polo que a hipótese máis aceptada acerca das causas desta glaciación propón que a deriva



dos continentes desprazou a maior parte da masa continental emerxida, o continente Gondwana, cara ao Polo Sur; así formáronse glaciares sobre el e iniciouse o período glacial. Esta glaciación durou decenas de millóns de anos e provocou a grande extinción do Ordovícico.

Extensos depósitos de evaporitas (rochas sedimentarias típicas de épocas cálidas), que datan do Silúrico, Devónico (419,2-358,9 Ma) e de gran parte do Carbonífero (358,9-298,9 Ma), indican que as temperaturas se mantiveron cálidas nestas épocas. O clima era seco no Silúrico e principios do Devónico, pero tornou cara a máis húmido durante o Carbonífero. Estas condicións favoreceron o desenvolvemento evolutivo e a expansión da vexetación cara aos continentes.

O incremento da cuberta vexetal aumentou a concentración de osíxeno na atmosfera e reduciu a de  $\text{CO}_2$  debido á fotosíntese. O  $\text{CO}_2$  foise acumulando nos depósitos sedimentarios. Estímase que o nivel de  $\text{CO}_2$  na atmosfera acadou un nivel similar ao actual. Isto provocou un arrefriamento do clima ata entrar nun novo período glacial a finais do Carbonífero e principios do Pérmico (298,9-251,9 Ma), tal e como pode verse na figura 3.1. A mediados do Pérmico o xeo retrocedeu e o clima pasou a ser máis cálido.

Entre finais do Paleozoico e comezos do Mesozoico, hai aproximadamente 250 Ma, tivo lugar un quecemento abrupto (véxase a figura 3.1) que orixinou unha das catástrofes biolóxicas máis significativas da historia climática do planeta, a extinción masiva do Permo-Trías (P/T), chamada así porque tivo lugar entre o Pérmico (último período da era paleozoica) e o Triásico (primeiro período da era mesozoica). Os rexistros indican que esta foi a maior extinción masiva producida na historia do noso planeta. Algúns autores/as estiman que en poucas decenas de miles de anos puideron desaparecer máis do 90 % das especies mariñas e do 70 % das terrestres.

Crese que a parte máis crítica deste evento durou entre 60 000-100 000 anos. Aínda que o evento de extinción foi relativamente rápido, tendo en conta a escala temporal planetaria, os seus efectos devastadores prolongáronse máis aló no tempo. De feito, estímase que a recuperación da biodiversidade planetaria puido levar cerca de 10 Ma.

A hipótese máis plausible acerca das causas deste devastador evento radica na sucesión dunha serie de erupcións volcánicas masivas (na rexión de Siberia, Rusia), que puideron lanzar á atmosfera unha

gran cantidade de gases de efecto invernadoiro, dióxido de xofre e cinzas, entre outros. Isto contaminanou o medio ambiente e provocou un drástico cambio climático a escala planetaria cunha suba brusca das temperaturas. Outros autores/as presentan hipóteses alternativas como a colisión dun asteroide de gran tamaño ou a liberación á atmosfera de gases de efecto invernadoiro (hidratos de metano) acumulados nos fondos oceánicos. Sexa cal sexa a causa, estímase que o planeta puido experimentar un quecemento global duns 6 °C durante este episodio, e hai evidencias tamén de que a temperatura superficial do océano se incrementou cun ritmo acelerado que puido chegar no seu momento máis álxido ata aproximadamente 1 °C cada 6000 anos.

### **3.2.2. Era mesozoica (251,9-66,0 Ma)**

Unha das características máis importantes desta era é que non se ten constancia de ningunha glaciación importante nela. Os rexistros indican que durante toda esta época predominou un clima especialmente cálido (figura 3.1).

Durante o primeiro período, o Triásico (251,9-201,3 Ma), destaca a existencia do supercontinente Panxea, rodeado do océano Pantalasa. Esta disposición xeográfica condicionou un dos climas máis áridos e secos da historia planetaria que estaba, ademais, sometido a unha gran variabilidade estacional en amplas extensións centrais do continente afastadas das fontes oceánicas. Unicamente existían rexións húmidas naquelas localizacións próximas ao océano, algunhas das cales poderían presentar un clima similar ao monzónico, con choivas periódicas.

A finais do Triásico os rexistros mostran unha crise biolóxica asociada á ruptura do supercontinente Panxea, o que incrementou o vulcanismo. A ruptura continental, xunto co incremento das temperaturas asociado situou o nivel do mar máis de 100 metros por riba da situación actual, polo que a influencia dos océanos no clima gañou peso. A nova distribución de océanos e de continentes facilitou un sistema de correntes mariñas que transportaba calor dende os trópicos cara aos polos. Isto favoreceu que o clima global se tornase máis oceánico, cunha maior uniformidade das temperaturas, e máis húmido durante o seguinte período, o Xurásico (201,3 -145,0 Ma).

Este clima húmido e cálido mantívose tamén durante o Cretácico (145,0-66,0 Ma), cunha temperatura media do planeta de entre 6-12 °C

superior á actual a mediados do período (hai arredor de 100 Ma). Os rexistros fósiles de dinosauros, que dominaban o planeta neste período, indican que habitaban practicamente todas as rexións da Terra, e atopáronse restos incluso cerca das rexións polares, o que dá idea das altas temperaturas deste período. Estas elevadas temperaturas débéronse principalmente a dous factores: ás elevadas cantidades de gases de efecto invernadoiro na atmosfera, que se estiman nunha concentración de entre 3 e 10 veces superior á actual, así como á disposición oceánica e continental, que favorecía a redistribución de calor cara aos polos.

Na transición entre o Cretácico e o Paleoxeno (66,0-23,0 Ma, primeiro período da era cenozoica), hai arredor de entre 66-65 Ma, produciuse outra grande extinción incluíndo moitas das especies de dinosauros. Existen grandes discrepancias respecto á duración do evento causante da extinción. Algúns científicos/as sinalan que este colapso se produciu de xeito rápido, como moito nuns poucos de miles de anos, mentres que outros/as defenden que a extinción das especies foi progresiva, ao longo de millóns de anos. No que coinciden todos eles e elas é en que esta extinción masiva se debeu a un cambio climático abrupto, que puido ser causado polo choque dun gran meteorito e/ou pola actividade volcánica.

A detección de iridio en sedimentos datados desa época, un elemento que abunda nos meteoritos e é escaso na Terra, sustenta a hipótese do impacto dun meteorito, posto que a presenza deste material sería consecuencia da súa deposición a causa da desintegración do asteroide despois do impacto. Trataríase dun corpo duns 10 km de diámetro que impactaría fronte ás costas da península de Yucatán (México), que por aquel entón era unha área rica en sulfatos e carbonatos. O impacto orixinaría o cráter de Chicxulub, duns 200 km de diámetro. Nun primeiro momento, o choque do meteorito provocaría colosais tsunamis e terremotos, así como incendios na zona de impacto. Ademais, lanzaría á atmosfera grandes cantidades de material atendendo á composición da área onde caeu. A circulación atmosférica espaxaría o material lanzado por todo o globo. O sulfuro precipitaría posteriormente en forma de choivas ácidas, mentres que o material en suspensión impediría que gran parte da radiación solar chegase á superficie da Terra nos primeiros intres tras o impacto, a modo similar ao especificado para o caso dos volcáns. Esta situación sería crítica para multitude de especies. Por outra banda, debido á localización e

ás características da área onde caeu o meteorito, podería tamén terse lanzado á atmosfera inxentes cantidades de  $\text{CO}_2$ , o que provocaría un potente efecto invernadoiro despois da fase de arrefriamento inicial e incrementaría considerablemente a temperatura agravando unha situación xa de por si crítica para as especies.

A segunda hipótese propón como causa desta grande extinción unha serie de erupcións volcánicas encadeadas que tiveron lugar na rexión de Deccan (India). O efecto sobre os océanos e os continentes sería catastrófico, similar ao que se describiu anteriormente na extinción coñecida como Permo-Trías.

Algúns autores/as tamén defenden que ambos os eventos puideron ocorrer de forma case simultánea, ou incluso de xeito interconectado, incrementando o dramático efecto sobre a vida planetaria.

### **3.2.3. Era cenozoica (66,0 Ma-actualidade)**

Durante esta época prodúcese unha tendencia xeral ao arrefriamento, aínda que a citada tendencia non é uniforme, senón que se suceden diversos ciclos de quecemento e de arrefriamento.

Ao comezo desta era, xa co gran continente Panxea disgregado e as diferentes masas emerxidas cun movemento que dará lugar á situación actual de mares e de continentes, os polos, tanto Groenlandia coma a Antártida, estaban libres de xeo, mentres que a finais do Cuaternario se producen glaciacións cíclicas que cobren non só os polos, senón tamén grandes extensións continentais.

#### **3.2.3.1. Paleoxeno (66,0-23,03 Ma)**

Durante a primeira época, o Paleoceno (66,0-56,0 Ma), o clima era moito máis cálido ca o actual, e rexistrouse un pico de temperatura na transición ao Eoceno (56,0-33,9 Ma) hai aproximadamente 55 Ma (véxase figura 3.1). Este episodio durou menos de 100 000 anos, pero influíu na vida do noso planeta e favoreceu de xeito especial a proliferación dos mamíferos.

Os rexistros indican que a temperatura global planetaria subiu arredor duns 5 °C de media, e puido chegar a acadar, segundo algúns autores/as, uns 10 °C sobre uns valores que xa eran elevados. Estímase que a temperatura superficial das augas costeiras na Antártida puido

augmentar dende os 13 °C ata os 20 °C, e no Ártico acadou valores próximos aos 24 °C, cunha subida global da temperatura superficial oceánica que puido superar os 5 °C. No pico do quecemento o rango de incremento de temperatura global planetaria puido ser superior a 1 °C cada 2000 anos. Este episodio debeuse a un brusco incremento dos gases de efecto invernadoiro na atmosfera, causado principalmente pola liberación do metano almacenado no fondo dos océanos e no subsolo continental, xunto coa actividade volcánica ligada ao movemento das placas tectónicas.

A principios do Eoceno a temperatura comezou a descender pero seguiu sendo alta, acadou incluso un óptimo térmico hai arredor duns 50 Ma. A partir deste momento as temperaturas comezan a baixar paulatinamente e o clima torna cara a máis frío e seco. Este cambio foi, novamente, inducido por cambios nos gases de efecto invernadoiro. Os rexistros indican que a principios do Eoceno a concentración do CO<sub>2</sub> atmosférico era dunhas 2000-1500 ppm e descendeu ata chegar a 500 ppm a mediados do Oligoceno (33,9-23,03 Ma). Crese que o incremento da actividade fotosintética, que tivo lugar despois dos óptimos térmicos acadados entre o Paleoceno e o Eoceno, propiciou unha captación desmesurada do CO<sub>2</sub> atmosférico que desencadeou o arrefriamento. Tamén se barallan como posibles causas unha diminución da actividade volcánica, así como cambios na circulación oceánica, que puido adquirir unha configuración debilitada diminuíndo o fluxo de calor dende o ecuador aos polos.

Este arrefriamento iniciado durante a segunda metade do Eoceno acentuouse de forma brusca a comezos do Oligoceno e considerouse que foi principalmente inducido pola deriva continental que levou a Antártida cara ao Polo Sur. Isto propiciou a acumulación de xeo neste continente incrementando o albedo e potenciando o citado arrefriamento.

### **3.2.3.2. Neoxeno (23,03-2,58 Ma)**

Durante o Mioceno (23,03-5,33 Ma) o ciclo de arrefriamento-quecemento continuou, mantendo sempre a tendencia xeral cara ao arrefriamento, aínda que se ten constancia dun óptimo climático cara a mediados do período cunhas temperaturas medias que poderían superar en 6 °C a actual (véxase a figura 3.1). Cabe destacar que a finais do Mioceno, hai aproximadamente 7 Ma, xa non só hai un proceso glacial na Antártida, senón que Groenlandia tamén se cobre cun

manto de xeo. Este proceso de arrefriamento continúa ata o Plioceno (5,33-2,58 Ma), época na que o arrefriamento se reduce, mantendo unha temperatura media de aproximadamente 3 °C superior á actual. Esta maior temperatura tamén leva asociada un maior nivel do mar, xa que hai constancia de que neses momentos podía superar en 30 metros o nivel actual. Xa na última metade do Plioceno a tendencia ao arrefriamento aumentou de novo.

Os cambios durante este período están asociados principalmente a variacións nas correntes oceánicas e, polo tanto, na distribución de calor ao longo do planeta.

### **3.2.3.3. Cuaternario (2,58-0 Ma)**

O Cuaternario é o último dos períodos establecidos na historia da Terra; abrangue dende hai 2,5 Ma ata a actualidade e subdivídese en dúas épocas: o Plistoceno (2,58-0,0117 Ma) e o Holoceno (0,0117 Ma-actualidade). Canto máis nos acercamos á actualidade máis información obtemos dos rexistros paleoclimáticos. Isto permítenos coñecer a evolución do clima cunha maior resolución temporal. Así, pasamos de coñecer como era o clima a trazos xerais durante millóns de anos, a poder analizar variacións que tiveron lugar en miles ou incluso centos de anos. De feito, as medidas máis recentes permítenos analizar factores naturais que modifican o clima con periodicidades incluso menores.

Entre finais do Plioceno e principios do Plistoceno volveu producirse un arrefriamento xeral que consolidou os mantos de xeo na Antártida en Groenlandia, e propiciou a aparición de grandes áreas xeadas en zonas continentais do norte de América (manto laurentino) e Europa e Asia (manto eurasiático). A extensión destes novos mantos de xeo era moi variable, de xeito que avanzaban cara ao sur acadando un máximo para a continuación retroceder, desaparecendo case por completo (ciclo glaciario-interglaciario). Os rexistros indican que estes ciclos seguen un patrón relacionado cos ciclos orbitais descritos por Milankovitch, aínda que certas desviacións indican que hai máis factores naturais que aínda descoñecemos e que poden tamén xogar un papel clave nestes ciclos. O peche do istmo de Panamá hai arredor de 2,5 Ma tivo tamén un importante efecto no clima, xa que separou o Pacífico e o Atlántico. Isto creou a circulación termohalina tal e como a coñecemos hoxe, levando a un clima máis temperado e húmido en Europa e contribuíndo tamén á aparición de idades de xeo no resto do

Pleistoceno. Mesmo algúns autores/as manteñen a hipótese de que os cambios na precipitación que levaron á desertización de parte de África foron fundamentais no desenvolvemento dos homínidos.

Ao analizar os rexistros dos ciclos glaciares-interglaciares, descubriuse que estes seguiron unha periodicidade aproximada de entre 20 000 e 100 000 anos, un patrón que está relacionado cos ciclos de Milankovitch mencionados no capítulo 1, polo que os cambios orbitais son, ata o momento, considerados como a causa principal e máis plausible dos ciclos glaciares-interglaciares. De feito, moitos estudos inciden en que a orixe das glaciacións se asocian a parámetros astronómicos favorables a estas, é dicir, cando as condicións orbitais do planeta favorecían a acumulación de xeo nas latitudes altas dos hemisferios. A insolación do verán era menor e isto posibilitaba que os xeos superasen a estación cálida.

O Plistoceno foi unha época de grande inestabilidade climática (véxase a figura 3.4) onde se ten constancia de catro grandes ciclos glaciares-interglaciares.

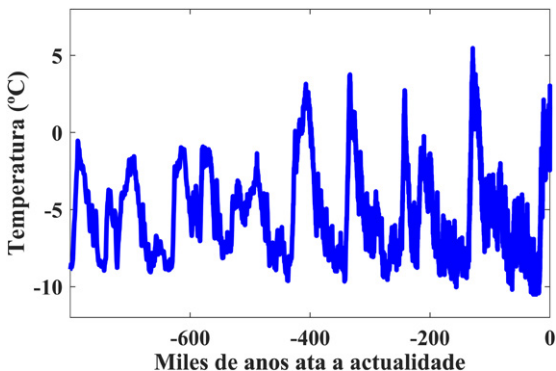


Figura 3.4. Evolución da temperatura nos últimos 800 000 anos. Pode verse a intensidade dos períodos glaciares e interglaciares. O cero é relativo á media do último milenio

É especialmente destacable o último Interglaciario (interglaciario Eemiano en Europa, 129 000-116 000 anos), que foi o penúltimo período cálido do Cuaternario (o último é o actual, como veremos máis

adiante). Este período caracterízase por ter picos nos que, tomando como referencia os valores actuais, a temperatura media do planeta era 2 °C maior. Tamén se estima que o nivel do mar se situaba varios metros por riba do actual (entre 6 e 9 metros), o que tamén suxire que a cantidade de xeo na Antártida en Groenlandia era menor ca na actualidade. Este período é de grande interese para os científicos/as, ao atopárense similitudes entre as condicións climáticas do último interglaciar e os cambios que se esperan en relación co cambio climático actual e futuro, gañando máis peso se cabe a frase «analizar o pasado permite comprender o presente e anticiparse ao futuro». Na figura 3.5 pode verse a evolución de temperatura desde o Eemiense.

Este período interglaciar rematou hai uns 116 000 anos aproximadamente cando se entra na última glaciación coñecida (denominada Würm en Europa, e Wisconsin en América). A maioría dos científicos/as cren que a glaciación se iniciou no hemisferio norte, cando a situación astronómica favoreceu a redución da radiación solar incidente durante os meses estivais neste hemisferio, o que suavizou as temperaturas estivais e permitiu que o xeo acumulado durante o inverno resistise ao verán. O feito de que o hemisferio norte teña unha gran masa continental emerxida nas latitudes polares xoga un papel clave ao facilitar a acumulación de xeo continental, o cal aumenta o albedo e retroalimenta o episodio glacial.

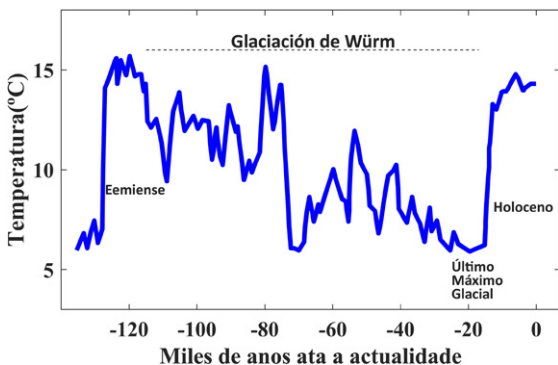


Figura 3.5. Evolución da temperatura desde o Eemiense. Os valores corresponden á temperatura no verán da auga superficial do Atlántico a 53 °N, estimados a partir dos foraminíferos planctónicos



Os rexistros amosan tres fases de descenso brusco da temperatura seguidas por episodios intermedios onde a temperatura ascendía lixeiramente. As temperaturas mínimas acadáronse durante o pico do último máximo glacial, hai arredor de 20 000 anos. Durante o último máximo glacial a temperatura superficial media da Terra descendeu máis de 7 °C respecto ao comezo da glaciación. Estímase que a temperatura da superficie oceánica descendeu cerca de 5 °C de media, cunha diminución na auga profunda que se aproximaría aos 2 °C. Tomando como referencia os valores actuais da temperatura media do planeta, estímase que durante o pico do último máximo glacial a temperatura media planetaria era arredor de 5 °C menor ca na actualidade. Este descenso da temperatura planetaria maximizábase nas zonas polares, e hai constancia de que en certas localizacións de Groenlandia a temperatura media puido chegar a ser de ata 20 °C inferior á actual, mentres que nas latitudes baixas este descenso estivo máis amortecido. Asociado tamén a este máximo glacial, produciuse un drástico descenso do nivel do mar pola acumulación de xeo nos continentes. Na figura 3.6 pode verse a evolución do nivel do mar durante os últimos 140 000 anos. Son especialmente salientables as grandes oscilacións que fixeron que o nivel estivese entre 5 e 10 m por enriba do actual no eemiense e máis de 120 m por debaixo durante o último máximo glacial. A figura 3.7 amosa a superficie europea emerxida no momento do último máximo glacial, hai arredor de 20 000 anos. É especialmente chocante o feito de que as illas británicas formasen parte do continente.

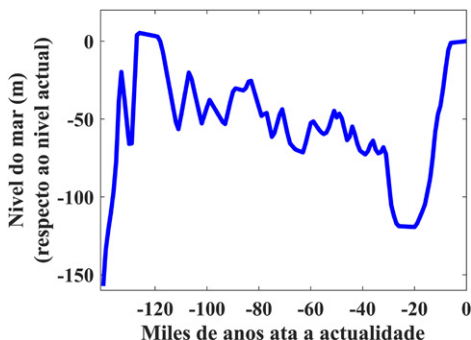


Figura 3.6. Evolución do nivel do mar durante os últimos 140 000 anos

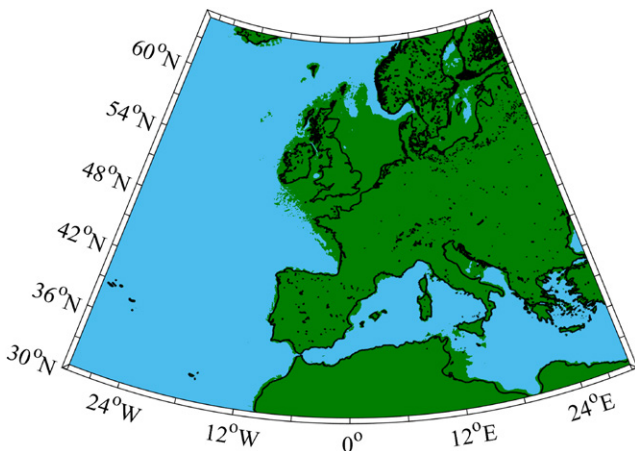


Figura 3.7. Superficie emerxida en Europa durante o último máximo glacial, hai aproximadamente 20 000 anos, cando o nivel do mar estaba arredor de 120 m por debaixo do actual

Cabe destacar que esta glaciación, tal e como se comentou, non se produciu de forma homoxénea, senón a través de episodios de intenso arrefriamento, denominados estadiais, seguidos por episodios intermedios de subida das temperaturas, denominados interestadiais. Cabe salientar, ademais, que ao final dalgúns estadiais, na fase máis intensa do frío, producíanse grandes derrubamentos de xeo dende os mantos xeados continentais cara ao Atlántico Norte, debido a desequilibrios producidos ao medrar moito estes mantos xeados. Isto provocaba grandes desprendementos de icebergs que se desprazaban polo océano denominados eventos Heinrich. Este proceso alteraba os patróns de densidade oceánica no Atlántico Norte e debilitaba a circulación termohalina, o que potenciaba o arrefriamento especialmente nas latitudes altas do hemisferio norte. A frouxidade da circulación termohalina permitía o avance das masas de auga polares cara ao sur, e podía acadar incluso as latitudes da península ibérica e rexistrando episodios de temperaturas extremadamente frías. Estes eventos finalizaban cun restablecemento da circulación termohalina que devolvía o exceso de calor acumulado nas zonas ecuatoriais cara aos polos. A existencia destes eventos coñécese grazas ás cantidades

anormalmente altas de detritos rochosos transportados e depositados polos icebergs entre os 40 °N e os 55 °N.

Hai arredor de 20 000 anos comezou a desglaciación, e rematou completamente hai arredor de 8000 anos. A teoría máis plausible sobre as causas do seu inicio tamén está relacionada cos ciclos orbitais, cunha disposición planetaria que neste caso favorecía uns veráns máis cálidos no hemisferio norte, incrementando a fusión dos xeos na época estival, polo que se desprende que comezou novamente neste hemisferio.

Aínda que a tendencia xeral era de quecemento global, este quecemento non foi homoxéneo ao longo do planeta nin continuo no tempo, xa que houbo períodos de forte quecemento con outros períodos de arrefriamento. Entre os períodos fríos destaca o Younger Dryas, que se estima que comezou de forma repentina hai aproximadamente 12 800 anos e rematou hai 11 600 cando a temperatura volve subir de xeito xa bastante constante e comeza o Holoceno. O Younger Dryas caracterizouse por unhas temperaturas invernales en Europa extremadamente baixas, debido á debilitación da circulación termohalina desencadeada pola entrada de auga doce ao Atlántico Norte procedente do desxeo dos mantos continentais. Este período remata cun rápido restablecemento da circulación termohalina, que acadou unha configuración similar á actual e que produce unha recuperación das temperaturas nun breve período de tempo. Hai rexistros que indican unha suba de arredor de 10 °C na temperatura en Groenlandia durante este proceso.

Despois do Younger Dryas o clima estabilizouse e iniciouse o Holoceno, período no que estamos inmersos. Durante este período a temperatura media mantívose entre os 14-15 °C, salvo eventos pequenos e illados. As oscilacións térmicas interanuais a nivel global son menores de 2 °C, e asóciase a pequenas variacións nas correntes oceánicas e atmosféricas. Os rexistros indican que durante a primeira parte do Holoceno o clima era lixeiramente máis cálido e húmido ca o actual. As características deste clima asóciase a variacións orbitais que influenciaban a insolación sobre as diferentes zonas do planeta, e que acadou un momento álxido hai arredor de 11 000 anos. A partir de mediados do período, hai arredor de 6000 anos, tense constancia dun lixeiro arrefriamento do clima, cunha tendencia á aridez, que

propiciou o inicio da formación dos principais desertos que existen na actualidade.

Entrando xa no clima do último milenio, cabe destacar que a gran cantidade de rexistros existentes permite estudar en detalle o clima e as súas variacións, especialmente en Europa. Na figura 3.8 pode verse a evolución da temperatura superficial do aire durante o último milenio, e destaca o Período Cálido Medieval e a Pequena Idade De Xeo.

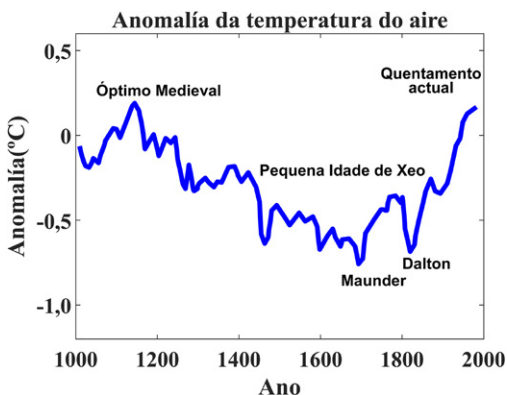


Figura 3.8. Variación da temperatura superficial do aire durante o último milenio. As anomalías son calculadas relativas ao período 1900-1990

O Período Cálido Medieval, que data entre o ano 900 e o 1300 A. D., caracterizouse por un clima similar, ou incluso lixeiramente máis cálido, ca o rexistrado na última metade do século XX. Os rexistros históricos deixaron constancia dunha bonanza na agricultura europea, favorecida por este pequeno incremento das temperaturas, o que conduciu a un aumento da poboación. Ademais, o xeo do Atlántico Norte retrocedeu e facilitou a navegación. As causas deste período cálido atribúense a unha maior actividade solar e á intensificación da circulación termohalina.

A partir do ano 1350 A. D. a tendencia mudou e as temperaturas empezaron a baixar, que acadaron o mínimo durante a Pequena Idade De Xeo (1550 -1850 A. D.). Nesta época a produción agrícola diminuíu e a xente, sobre todo campesiños, sufriron graves consecuencias ante

esta mingua de alimentos, o que levou a que a poboación se reducise de forma drástica. Os rexistros falan incluso da conxelación invernol dos ríos do norte de Europa. Os gravados amosan como a capa de xeo que cubría o río Támese ao seu paso por Londres era o suficientemente espesa como para poder celebrar feiras. A diminución da actividade solar e de cambios nas correntes oceánicas foron, probablemente, os causantes desta situación.

A partir de mediados do século XIX as temperaturas recupéranse de novo entrando xa no tan analizado século XX. Estes pequenos cambios no clima planetario durante o último milenio condicionaron de xeito importante o desenvolvemento da civilización, xa que condicionaron moitas das súas actividades fundamentais, o que serve de base para comprender e remarcar que incluso pequenos cambios no clima planetario poden ter unhas consecuencias dramáticas para os seres vivos que o habitan.



## Capítulo 4

### Cambios recentes no clima

#### 4.1. O clima da Terra dende a Revolución Industrial

Dende a chamada primeira revolución industrial iniciada no Reino Unido nas últimas décadas do século XVIII, a partir do invento da máquina de vapor, o impacto do ser humano no clima derivado das emisións de gases de efecto invernadoiro incrementouse de xeito drástico. De entre todos os gases de efecto invernadoiro destaca o dióxido de carbono xerado na queima de combustibles fósiles.

A Revolución Industrial propiciou unha sociedade cada vez máis dependente dos combustibles fósiles; un exemplo paradigmático dela é a evolución do consumo enerxético dos Estados Unidos dende a metade do século XIX, que se amosa na figura 4.1.

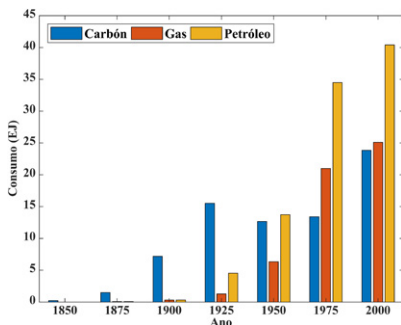


Figura 4.1. Evolución do consumo enerxético dos Estados Unidos. Elaborada a partir de datos da *US Energy Information Administration*

Nesta gráfica pode verse que nunha primeira fase o carbón era o combustible máis usado, e foi substituído polo gas e polo petróleo durante a segunda metade do século XX. En calquera dos casos, a queima de combustibles fósiles creceu de forma imparabile durante os dous últimos séculos.

Tendo isto en conta, algúns autores/as preguntáronse se é posible estimar a través dos rexistros climáticos cal foi o momento exacto no que a temperatura do aire comezou a cambiar. En resposta a esa pregunta, na táboa 4.1 pode verse o ano de inicio dese quecemento en diferentes zonas do mundo baseado en reconstrucións climáticas. Os valores amosados na táboa evidencian que as primeiras manifestacións do cambio climático no que estamos inmersos comezaron a aparecer hai case dous séculos, especialmente no hemisferio norte na zona do Ártico. Outras rexións como América do Sur ou Australia experimentaron un cambio das temperaturas máis tardío.

Zona	Ano
Ártico	1831
Europa	1852
Asia	1849
América do Norte	1847
Australia	1904
América do Sur	1896

Táboa 4.1. Estimación do ano de comezo dun quecemento sostido en diferentes zonas da Terra. Elaborada a partir de datos de Abram *et al.* (2016)

## 4.2. Cambios na atmosfera

### 4.2.1. Cambios na concentración de gases do efecto invernadoiro

Os cambios observados no clima son consistentes cos cambios observados na concentración de gases de efecto invernadoiro na atmosfera. No caso particular do CO<sub>2</sub> atmosférico, o punto de referencia para realizar medicións da súa concentración atópase actualmente en Mauna Loa (Hawai, Estados Unidos), unha localización remota e afastada das fontes de contaminación atmosférica, idónea



para realizar medicións precisas. As medicións sistemáticas comezaron en 1958, e a concentración de  $\text{CO}_2$  atmosférico rexistrada nesa data era de 316 partes por millón (ppm). Este valor foi aumentando co paso do tempo e acadou as 414 partes por millón no ano 2020. As testemuñas de xeo, que son a principal fonte de información da historia climática do  $\text{CO}_2$  planetario, permiten reconstruír o rexistro anterior ao inicio da Revolución Industrial, evidenciando que no inicio da revolución a concentración de  $\text{CO}_2$  era dunhas 280 ppm. A concentración de  $\text{CO}_2$  na atmosfera vén aumentando dende finais do século XIX, e acadou unha taxa de subida de 2 ppm por ano no 2000. Tamén, grazas á información proporcionada polas testemuñas de xeo, se ten constancia de que as concentracións atmosféricas de gases de efecto invernadoiro da actualidade son as máis elevadas dos últimos 800 000 anos.

Un problema engadido do  $\text{CO}_2$  é a súa alta persistencia. Estímase que o tempo de residencia do  $\text{CO}_2$  na atmosfera pode variar dende uns poucos anos ata uns 200 anos. Ademais, máis do 70 % do  $\text{CO}_2$  liberado á atmosfera acaba disolvéndose no océano, onde pode permanecer dende décadas a centos de anos. En definitiva, parece claro que unha vez que o  $\text{CO}_2$  se libera pode seguir afectando ao clima durante centos de anos. Así, estímase que máis do 40 % das emisións antropoxénicas de  $\text{CO}_2$  dende o inicio da Revolución Industrial aínda perduran na atmosfera. Outros gases de efecto invernadoiro como o metano teñen un período de vida media da orde dos 12 anos, polo que a súa persistencia na atmosfera é pequena, así como o seu efecto sobre o clima a longo prazo.

#### **4.2.2. Cambios no balance enerxético da Terra**

Como froito do aumento nos gases de efecto invernadoiro mencionado na subsección anterior, a Terra non está en equilibrio radiativo, é dicir, sae menos enerxía da que entra. A figura 4.2 mostra a evolución da enerxía en exceso no sistema Terra durante as últimas décadas. Pode verse claramente que o desequilibrio no balance de enerxía é cada vez maior, o exceso de  $\text{CO}_2$  (e outros gases de efecto invernadoiro) fan que a atmosfera reemita cara á Terra un exceso de enerxía que se acumula principalmente nos océanos. O océano absorbeu máis enerxía, xa que ten unha gran cantidade de masa, unha gran capacidade calorífica e moita inercia térmica.

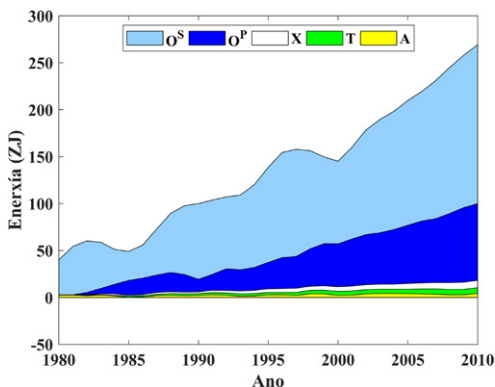


Figura 4.2. Evolución da enerxía en exceso absorbida polos distintos compoñentes do sistema Terra durante as últimas décadas. O<sup>S</sup>: océano (ata 700 m); O<sup>P</sup>: océano profundo; X: xeo; T: terra firme; A: atmosfera

A figura 4.3 mostra, en porcentaxe, a enerxía absorbida polos distintos compoñentes do sistema Terra. O océano superficial absorbe a maior cantidade (~70 %) seguido polo océano profundo (~25 %). Cabe salientar que a atmosfera absorbe menos do 1 % da enerxía en exceso. Parafraseando a Levitus, un dos oceanógrafos máis influentes nas últimas décadas, poderíase afirmar que se toda a enerxía almacenada nos 2000 metros superiores do océano nas últimas cinco décadas fose transferida instantaneamente aos primeiros 10 km da atmosfera, a temperatura aumentaría 36 °C.

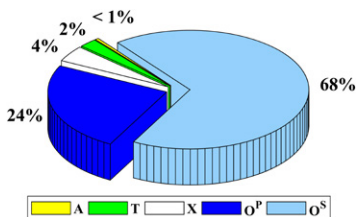


Figura 4.3. Porcentaxe de enerxía en exceso absorbida por cada un dos compoñentes do sistema Terra (datos correspondentes ao ano 2012). O<sup>S</sup>: océano (ata 700 m); O<sup>P</sup>: océano profundo; X: xeo; T: terra firme; A: atmosfera

### 4.2.3. Cambios na temperatura superficial do aire

Existe un consenso entre a comunidade científica de que o incremento dos gases de efecto invernadoiro xa provocou, de facto, unha modificación do clima, acelerando o incremento de temperaturas propio dun período interglaciar como o que estamos a vivir. Estímase que no ano 2017 a temperatura media do planeta aumentou arredor dun 1 °C respecto ao período 1850-1900, e chega a ser este aumento de 1,5 °C nalgunhas rexións do planeta. Ademais, o citado incremento non foi lineal, senón que a tendencia é maior canto máis nos acercamos ao presente, un indicativo claro de que o problema, lonxe de solucionarse, estase agravando.

Na figura 4.4 amósase a evolución da anomalía da temperatura superficial do aire dende a metade do século XIX. A anomalía significa que a cada ano se lle resta a temperatura media dun período de referencia. Así, a anomalía permite estudar canto aumentou ou diminuíu a temperatura do aire con respecto a ese período de referencia. Pode verse un continuo incremento da anomalía de temperatura durante todo o século XX e principios do XXI. Este incremento é especialmente relevante a partir de 1970 e é consistente coa tendencia mundial do cambio da temperatura do aire en superficie baseada en diferentes fontes de datos (táboa 4.2).

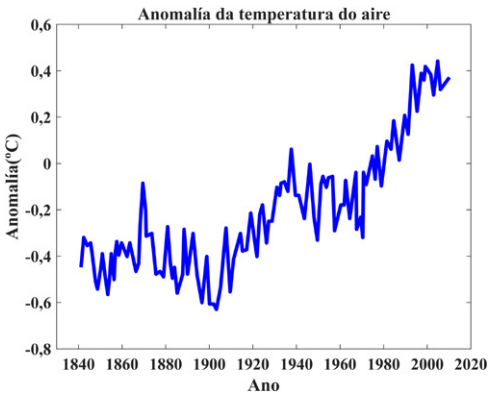


Figura 4.4. Evolución da anomalía da temperatura do aire na superficie da Terra. O período 1961-1990 foi utilizado como período de referencia

Cando se analiza o período 1901-2012 pode verse que o aumento da temperatura foi da orde dos 0,1 °C por década, é dicir, aproximadamente 1 °C nun século. Se se analiza a parte máis recente do período (1979-2012), pode verse un quecemento de arredor de 0,26 °C por década (máis de 2,6 °C por século). Isto proba que o quecemento sufriu unha importante aceleración nas últimas décadas. Doutra banda, cabe sinalar que existe unha boa concordancia entre as diferentes fontes, o que aumenta a confianza nos datos.

<b>Tendencia da temperatura do aire (°C por década)</b>		
<b>Fonte de datos</b>	<b>1901-2012</b>	<b>1979-2012</b>
CRUTEM4.1.1.0	0,093 ± 0,020	0,254 ± 0,050
GHCNv3.2.0	0,107 ± 0,020	0,273 ± 0,047
GISS	0,099 ± 0,020	0,267 ± 0,054
Berkeley	0,101 ± 0,017	0,254 ± 0,049

Táboa 4.2. Tendencia da temperatura superficial do aire

#### 4.2.4. Cambios nas precipitacións

No caso das precipitacións, as tendencias son menos claras ca as observadas para as temperaturas. Isto débese a que os datos son insuficientes, especialmente na primeira parte do rexistro. Así, a confianza nas tendencias nos cambios da precipitación é baixa sobre áreas globais da Terra para os anos anteriores a 1950. Mentres que a confianza nas tendencias para os anos posteriores é media. En xeral, os rexistros dispoñibles a nivel mundial están incompletos e mostran tendencias mixtas e non significativas a longo prazo.

Cando se fai a media sobre as zonas terrestres das latitudes medias do hemisferio norte, todos os conxuntos de datos mostran un probable aumento global das precipitacións. A confianza nesta análise é media dende 1901, e alta despois de 1951. Para o resto das zonas, a escaseza de datos, a baixa calidade ou a falta de acordo cuantitativo entre as estimacións dispoñibles produce pouca confianza na caracterización das tendencias a longo prazo.

A figura 4.5 mostra a tendencia das precipitacións anuais en España para o período 1950-2015. Pode verse que a tendencia é variable aínda que, de media, diminúe. Ademais, existen máis zonas onde a

precipitación diminuíu que zonas onde medrou. É especialmente salientable o incremento observado para a zona da costa atlántica de Galicia e gran parte de cornixa cantábrica.

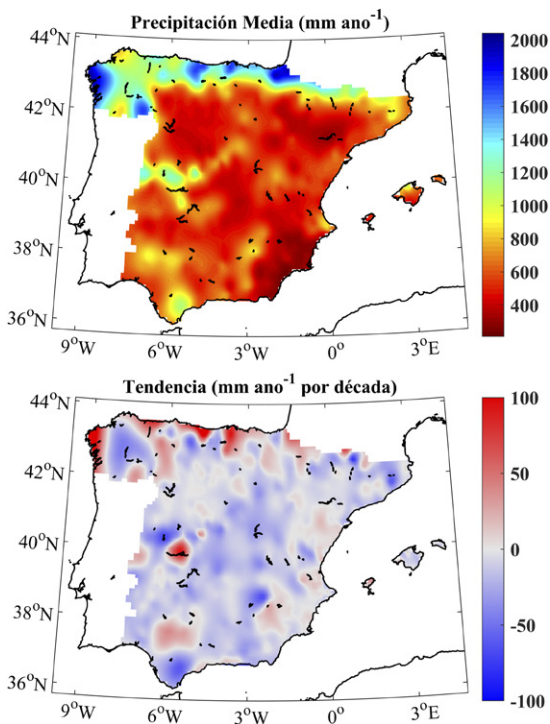


Figura 4.5. Media (arriba) e tendencia (abaixo) das precipitacións anuais para o período 1950-2015 elaborada a partir dos datos de Spain02

Unha característica que se ten observado en diferentes áreas é que, mentres a precipitación anual só presenta pequenas variacións, o ciclo estacional de precipitación pode presentar cambios significativos. De feito, houbo un transvasamento entre meses, de tal xeito que o aumento das precipitacións nuns deles foi compensado pola diminución noutros.

### 4.2.5. Cambios nos extremos

Dende arredor do ano 1950 á actualidade o número de días e de noites frías diminuíu, e o número de días e de noites quentes aumentou a escala global. Ademais, a escala rexional, estes cambios observáronse tamén en parte de América do Norte, Europa, Asia e Australia. Como consecuencia, o número de ondas de calor (conxunto de tres ou máis días seguidos con temperaturas extremas) tamén creceu a escala global, e este feito foi especialmente claro no caso de Europa, onde as reconstrucións climáticas son máis completas.

A figura 4.6 amosa a evolución da anomalía no número de días por ano baixo temperaturas extremas a escala global. Pode observarse un claro aumento a partir da década dos setenta.

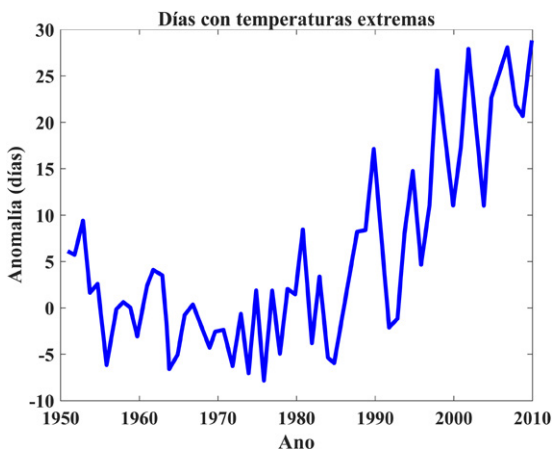


Figura 4.6. Evolución da anomalía no número de días por ano baixo temperaturas extremas a escala global. O período 1961-1990 utilizouse como período de referencia.

Por outra banda, dende 1951 houbo un aumento significativo no número de eventos de precipitación intensa en máis rexións que nas que se produciron diminucións significativas. As análises das áreas sobre terra firme con suficientes datos indican un aumento na frecuencia e na intensidade de eventos extremos de precipitación nas

últimas décadas, aínda que os resultados varían moito entre rexións e estacións. As tendencias máis consistentes no referido aos eventos de precipitación máis intensos atópanse no centro de América do Norte, onde moi probablemente se incrementaron. A avaliación de eventos de precipitación intensa en Europa amosa probables aumentos en máis rexións ca diminucións. Noutras rexións, tales como o sur de Australia e o oeste de Asia hai evidencia de descensos. Con respecto ás secas, non está claro que exista unha tendencia a escala global dende mediados do século XX. É probable que a frecuencia e a intensidade das secas aumentase no Mediterráneo e no oeste de África, e diminuíse no centro de América do Norte e no noroeste de Australia desde 1970.

Finalmente, no caso de temporais e tormentas, os datos non permiten afirmar se houbo un aumento na súa actividade.

### 4.3. Cambios na criosfera

A criosfera está constituída polas partes da superficie da Terra onde a auga se atopa en estado sólido, incluíndo o xeo, os glaciares e o terreo conxelado (*permafrost*). Neste senso, cabe destacar que se observou unha perda de masa nos glaciares e nos mantos de xeo continentais (Antártida e Groenlandia) nas últimas décadas, así como tamén unha diminución da extensión do xeo mariño ártico. Isto débese principalmente a que a capa de neve é sensible aos cambios de temperatura, sobre todo durante a primavera, cando a neve comeza a derreterse. A cuberta de neve de primavera reduciuse en todo o hemisferio norte dende 1950.

Na figura 4.7 pódese ver a evolución do xeo mariño no Ártico dende finais do século XIX. A diminución da extensión é patente durante todo o período, aínda que se acelerou nas últimas décadas.

Ademais, o derretemento do permafrost detectado nas últimas décadas constitúe un caso de especial interese. O permafrost é unha camada do solo que se atopa permanentemente conxelado en rexións moi frías ou periglaciares, acumulándose na súa meirande parte nas rexións continentais do hemisferio norte próximas ao círculo polar. O permafrost mantén retida unha gran cantidade de carbono orgánico, polo que a súa desconxelación e descomposición pode liberar á atmosfera grandes cantidades de metano e dióxido de carbono,

exacerbando a suba de gases de efecto invernadoiro nun efecto que se retroalimenta positivamente.

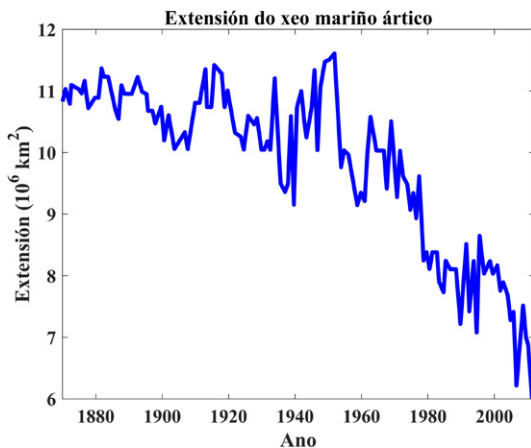


Figura 4.7. Evolución da extensión estival do xeo mariño no Ártico

## 4.4. Cambios no océano

Como se mencionou anteriormente, o océano é o subsistema que máis enerxía en exceso absorbeu, o que se ve reflectido en cambios tanto na temperatura da superficie do mar coma na elevación do nivel da auga, entre outros.

### 4.4.1. Cambios na temperatura do océano

De forma similar ao anteriormente exposto para a atmosfera, o océano tamén se está quentando dende finais do século XIX. Na figura 4.8 pode verse a evolución histórica da temperatura superficial da auga dende a metade do século XIX para o Atlántico Norte. Este é un caso especialmente interesante no que se pode ver que existe un crecemento que non é monótono. Neste caso altermáanse períodos de crecemento e decrecemento aínda que, en xeral, a tendencia é cara a un incremento de temperatura, especialmente dende a década dos setenta (véxase a táboa 4.3).



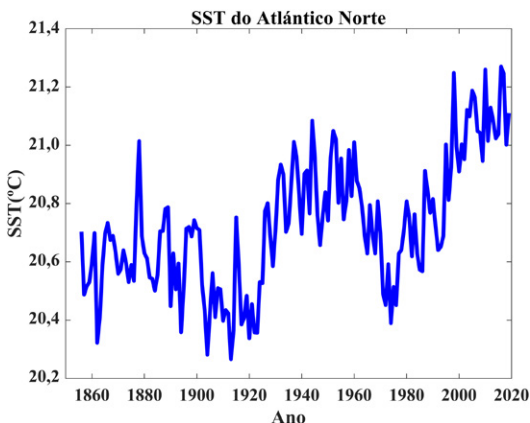


Figura 4.8. Evolución da temperatura superficial da auga do Atlántico Norte (SST corresponde ao acrónimo en inglés, *Sea Surface Temperature*)

Período	Tendencia da SST (°C por década)
1901-2019	0,05
1901-1944	0,13
1945-1973	-0,11
1974-2019	0,15

Táboa 4.3. Tendencia da temperatura superficial do Atlántico Norte

A táboa 4.4 amosa a tendencia da SST a nivel mundial considerando diferentes bases de datos e diferentes períodos. Cando se analiza o período 1901-2012, pode verse que o aumento da temperatura foi da orde dos 0,065 °C por década, é dicir, algo máis de medio grao (~0,65 °C) nun século. Se analizamos as últimas décadas do período (1979-2012), o quecemento é de arredor de 0,1 °C por década (~1 °C por século). Isto proba que o quecemento sufriu unha importante aceleración nas últimas décadas, ao igual que se observou para a atmosfera. Non obstante, na táboa 4.4 pode verse que o quecemento oceánico é considerablemente menor ca o descrito para a atmosfera na táboa 4.2. Tal e como xa temos comentado, o océano ten unha

grande inercia térmica debido á súa masa e calor específico, polo que tarda máis en quentar, é dicir, necesítase máis achega de enerxía para aumentar a súa temperatura. Do mesmo xeito, tamén tarda máis en arrefecer, o que implica que os impactos do cambio climático sobre este subsistema serán tamén máis prolongados no tempo.

<b>Tendencia da SST (°C por década)</b>		
<b>Fonte de datos</b>	<b>1901-2012</b>	<b>1979-2012</b>
HadISST	0,052 ± 0,007	0,072 ± 0,024
COBE-SST	0,058 ± 0,007	0,073 ± 0,020
ERSSTv3b	0,071 ± 0,011	0,105 ± 0,031
HadSST3	0,067 ± 0,013	0,124 ± 0,030

**Táboa 4.4. Tendencia da temperatura superficial do océano**

O quecemento do océano non queda unicamente confinado nas camadas superiores, senón que afecta a toda a auga oceánica. Así, os informes máis recentes afirman que o incremento da temperatura afectou ata profundidades de arredor dos 700 m, e moi probablemente ata os 2000 m.

Un factor importante é o incremento de temperaturas nas augas costeiras, onde ten lugar unha gran parte das actividades humanas (pesca, acuicultura, actividades recreativas, desenvolvemento de parques para obter enerxía), ademais de importante valor ecolóxico. Análises recentes teñen demostrado que a escala planetaria máis do 70 % das augas costeiras aumentaron a súa temperatura durante as últimas décadas. Esta porcentaxe pode subir ao 90 % cando non se consideran as augas árticas e antárticas. No caso das costas da península ibérica o crecemento para o Cantábrico foi superior aos 0,2 °C por década, e de arredor do 0,15 °C por década para a fachada atlántica da península.

#### **4.4.2. Cambios na elevación do nivel do mar**

A elevación do nivel do mar, normalmente coñecida polo acrónimo SLR (do inglés *Sea Level Rise*), é outro fenómeno vinculado co quecemento global. A elevación do nivel do mar débese principalmente a dous fenómenos: i) o chamado efecto termostérico, onde ao aumentar a temperatura, a auga dilata, é dicir, expándese, o que fai subir o

nivel do océano; ii) a fusión do xeo e da neve que se atopa sobre os continentes, que se converte en auga líquida e chega ao mar contribuíndo tamén ao aumento do nivel do océano.

Na figura 4.9 pode verse a elevación global do nivel do mar dende principios do século XX, onde a tendencia a subir durante todo o período é clara. A nivel global, detectouse unha suba media do nivel do mar que se estima arredor de 20 cm durante o século XX. Isto resulta nun cambio de aproximadamente 2 cm por década, aínda que a velocidade de elevación foise acelerando no último período, e acadou valores de arredor dos 3,2 cm por década durante o período 1993-2010.

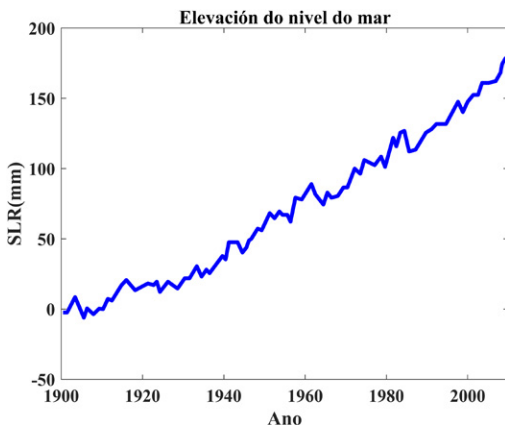


Figura 4.9. Elevación do nivel do mar no período 1900-2010

Na figura 4.10 pode verse a posición de diferentes localidades do Atlántico Norte onde se analizou a elevación do nivel do mar.

En xeral, e independentemente do período de estudo, pode afirmarse que a elevación do nivel do mar é global. Nesta análise só a estación de Algeciras amosa un decrecemento, aínda que non é significativo, xa que é moito menor ca o erro estimado na medida. No resto de estacións (14 de 15) hai un aumento significativo no nivel do mar. O maior aumento obsérvase en Santa Cruz de Tenerife, aínda que

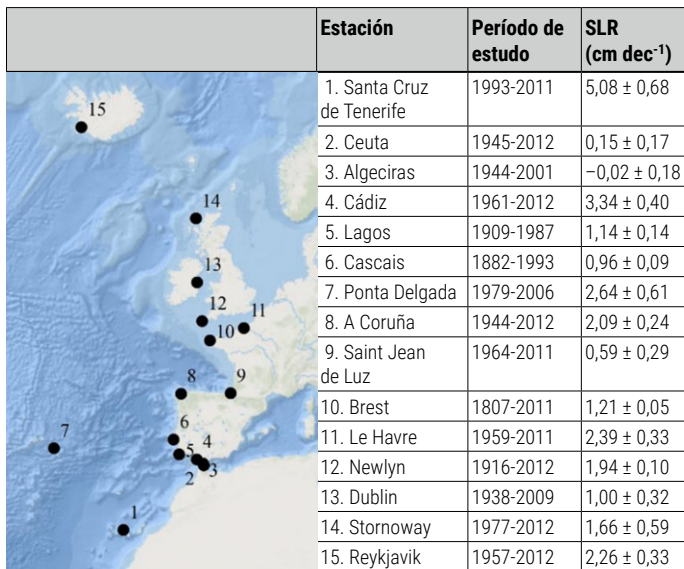


Figura 4.10. Localidades do Atlántico Norte onde se analizou a elevación do nivel do mar

corresponde ao punto coa serie de datos máis curta e, polo tanto, asociada ás últimas décadas onde a elevación foi máis pronunciada, como acabamos de comentar. Na maior parte das localizacións a variación oscila entre 1 e 3 cm por década, o que é consistente cun incremento medio arredor dos 2 cm por década, como se comentou anteriormente a escala global.

A información da figura 4.10 amósase de xeito máis gráfico na figura 4.11, onde o tamaño dos diferentes puntos marca a intensidade da elevación do nivel do mar.

A elevación do mar é unha grave consecuencia derivada do cambio climático, posto que leva asociada a perda de ecosistemas mariños e hábitats costeiros, a inundación de moitas zonas costeiras continentais e illas, a contaminación de aquíferos e zonas de cultivo, así como procesos de erosión asociados e, ademais, en moitos casos provoca

a migración de persoas debido á perda de recursos nas zonas afectadas. Como exemplos, xa é posible ver actualmente como moitas illas do Pacífico, como as illas Marshall e as Fiji, estanse a ver afectadas pola elevación do nivel do mar. De feito, un incremento do nivel do mar de 1 m podería anegar o 75 % da terra emerxida das illas Marshall. Os e as habitantes da illa de Vanua (illas Fiji) xa están a sufrir os efectos da elevación do nivel do mar e da erosión, e as inundacións asociadas. Despois de intentar loitar contra as inundacións e a erosión, a batalla deuse por perdida e os e as habitantes da poboación costeira de Vunidogoloa están a ser recolocados en terreos máis altos, converténdose en refuxiados climáticos, un dos grandes problemas asociados ao cambio climático.

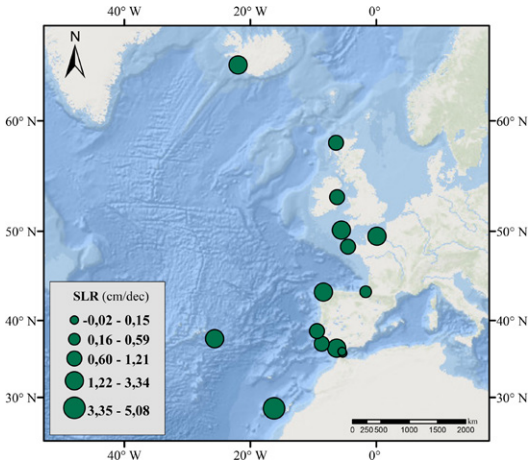


Figura 4.11. Elevación do nivel do mar para diferentes localidades do Atlántico Norte

#### 4.4.3. Cambios no pH

A auga do mar e a atmosfera están en equilibrio químico con respecto á concentración de  $\text{CO}_2$ . O gas incorpórase ao océano por medio da reacción:



O que resulta na liberación de dous ións  $H^+$  que dan lugar a cambios no pH. Lembremos que o pH defínese como  $pH = -[H^+]$ , onde o corchete significa concentración. Lembremos tamén que a auga do mar é básica (alcalina), cun pH entre 7,5 y 8,4. Por dar uns valores de referencia, o pH da auga de chuvia limpa normal (non a chuvia ácida) é de entre 5 e 5,5.

Chámase acidificación dos océanos ao descenso do pH causado pola absorción de  $CO_2$ . Debe terse en conta que o océano absorbeu case a metade do  $CO_2$  procedente de combustibles fósiles queimados dende o comezo da Revolución Industrial. Así, o pH das augas superficiais diminuíu nun valor aproximado de 0,1 durante os dous últimos séculos (entre 8,25 e 8,14 aproximadamente) debido a un aumento de arredor do 30 % na concentración de ións  $H^+$ . Esta diminución ten variacións a escala anual, con tendencias que oscilan entre os -0,0014 e -0,0024 por ano. En xeral, a diminución foi máis marcada en latitudes medias, dende os trópicos aos círculos polares nos dous hemisferios, e tamén maior no Atlántico ca no resto dos océanos. Entón, se a auga continúa a ser básica e os cambios no pH son máis ben modestos, podería parecer que non existe ningún problema grave. Iso non é certo, xa que os organismos calcarios (corais, estrelas, ostras, lagostas, cangrexos, percebes, ourizos de mar, plancto...) usan a calcita para construír os seus esqueletos e cunchas. En condicións normais, a calcita é estable, pero en augas acidificadas a redución de ión carbonato pode ser o suficientemente intensa como para que as estruturas calcarias comecen a disolverse, o que tería dramáticas consecuencias ecolóxicas e económicas.

#### 4.4.4. Cambios nas ondas

Antes de analizar as ondas é necesario dicir que estas se caracterizan por dous parámetros, o seu período que chamaremos  $T$  (para a nosa discusión non importa se é un período de pico ou o período medio) e a súa altura significativa ( $H_s$ ), que pode calcularse como a media aritmética do terzo máis alto das ondas rexistradas durante un certo tempo de mostraxe. Deste xeito, o parámetro máis importante para caracterizar as ondas é a súa enerxía ( $WP$ ), que depende dos dous factores ( $WP \propto TH_s^2$ ). Esta enerxía mostrou un claro aumento durante as últimas décadas a nivel mundial, tal e como se pode ver na figura 4.12. Non obstante, este aumento é a escala mundial e débese

principalmente a un grande aumento enerxético nos océanos do hemisferio sur, onde poden acadarse incrementos de WP da orde do 2 % por ano. No caso do Atlántico Norte, en xeral, e as costas atlántica e cantábrica da península ibérica, en particular, experimentouse unha clara diminución do WP. Esta diminución foi da orde do 0,5 % por ano para as costas da península.

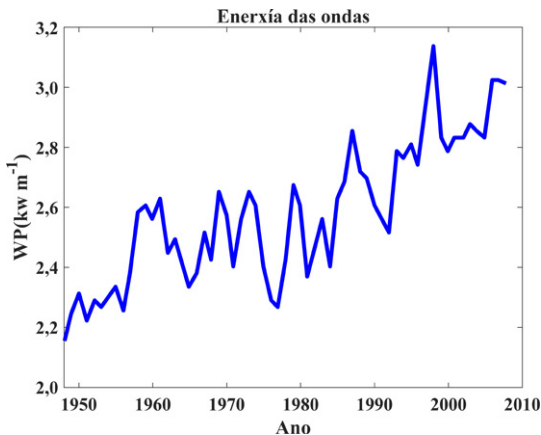


Figura 4.12. Evolución da enerxía das ondas a nivel global elaborada a partir dos datos de Reguero *et al.* (2019)

#### 4.4.5. Cambios na salinidade

As tendencias rexionais de salinidade superficial mostran que os contrastes xeográficos das medias na salinidade superficial do mar sufriron unha intensificación dende 1950. Así, as augas superficiais salinas nas rexións dominadas pola evaporación volvéronse aínda máis salinas, mentres que as augas superficiais máis doces das rexións dominadas polas precipitacións se volveron menos salinas. É moi probable que tamén se producen variacións da salinidade no interior do océano.

Estes cambios de salinidade proporcionan unha evidencia indirecta de que o patrón de evaporación menos precipitación sobre os océanos se intensificou dende 1950.

#### 4.4.6. Cambios nas correntes oceánicas

Os cambios en salinidade e en temperatura, así como a fusión do xeo e a modificación dos patróns de vento, poden afectar ás correntes oceánicas. Cabe destacar a necesidade de máis estudos para poder realizar afirmacións categóricas sobre os cambios nas correntes oceánicas, pero os rexistros mostran que os xiros subtropicais no Pacífico Norte e Pacífico Sur se ampliaron e se fortalecieron dende 1993. Non hai evidencia de tendencias nos transportes asociados ao fluxo de auga en Indonesia, na corrente circumpolar antártica (ACC), nin entre o océano Atlántico e os mares nórdicos. Ademais, os datos indican que a corrente circumpolar antártica (ACC) se desprazou ao sur entre 1950 e 2010, a unha velocidade equivalente a un grao en latitude cada corenta anos.

A circulación termohalina (CTH) merece un comentario á parte, xa que é unha cinta transportadora oceánica a grande escala. A CTH é responsable de gran parte da distribución de enerxía entre as diferentes partes da Terra, especialmente transportando calor entre zonas ecuatoriais e polares, o que determina gran parte do clima terrestre. A chamada corrente do Golfo, que leva unha gran masa de auga quente do golfo de México ao Atlántico Norte, é unha parte desa CTH. Varios filmes de carácter máis ben catastrofista teñen posto o punto de mira nesa corrente e no seu posible colapso. Este colapso levaría á Terra a unha nova idade de xeo, ao comezar a gañar peso as neves e o xeo nas latitudes altas do hemisferio norte ao diminuír a achega de calor dende o trópico. En contraste, o último informe do IPCC establece que non hai evidencia dunha tendencia a longo prazo nas medicións da circulación termohalina do Atlántico nin nos seus compoñentes individuais en diversas latitudes e en diferentes períodos de tempo. Debe terse en conta que a auga profunda pode ser transportada pola CTH durante períodos de tempo superiores aos mil anos; polo tanto, as series actuais son demasiado curtas como para observar patróns claros nesta circulación, polo que os cambios na CTH son aínda unha incógnita.



## Capítulo 5

# Proxeccións futuras de cambio climático

### 5.1. Análise do clima futuro

O clima da Terra vén determinado polos procesos que ocorren no sistema climático, o cal está formado por cinco subsistemas: a atmosfera, a hidrosfera, a litosfera, a criosfera e a biosfera, tal e como xa comentamos en capítulos anteriores. Os procesos que ocorren en cada un dos subsistemas e as interaccións que xorden entre eles poden reproducirse mediante modelos climáticos. Os modelos climáticos están baseados na utilización das matemáticas para representar os procesos físicos, químicos e biolóxicos que ocorren no sistema climático terrestre, o cal permite reproducir climas pasados, así como realizar proxeccións para predicir o clima futuro cunha certa confianza.

Os modelos climáticos son complexos, xa que teñen que ter en conta todos os procesos importantes que regulan a evolución do clima. Por iso, é necesario coñecer os mecanismos naturais que fan variar o clima, así como o efecto que o ser humano pode exercer neste, o coñecido como efecto antropoxénico. Ademais das limitacións propias do coñecemento, xa que non se coñece de maneira exacta todos e cada un dos procesos e dos mecanismos que interactúan no sistema climático, tamén existen limitacións tecnolóxicas, xa que a execución de modelos tan complexos pode ser bastante lenta cando se quere acadar unha alta resolución espacial.

Unha vez que se desenvolveron modelos fiables para analizar e reproducir o clima pasado, así como para predicir o clima futuro, xurdiu a necesidade de establecer criterios comúns para poder comparar

os diferentes resultados entre si. Neste senso, no ano 1998 púxose en marcha o Proxecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP polas súas siglas en inglés), do que forman parte un gran número de institucións de todo o mundo dedicadas ao estudo do clima, tanto o pasado coma o presente e o futuro. Este proxecto permitiu unificar os esforzos dos científicos/as favorecendo os avances no estudo do clima. No marco deste proxecto, os modeladores do clima acadaron un consenso para estandarizar as saídas que proporcionan os modelos climáticos, e facilitarlle o acceso a estes datos a toda a comunidade científica. Cabe resaltar que aínda que as saídas dos diferentes modelos son similares, xa que intentan simular os mesmos procesos, non son exactamente iguais, porque cada modelo parametriza os procesos que ocorren no sistema climático cunha metodoloxía propia. Así, xorde o concepto da modelaxe de conxuntos, no que se usan varios modelos diversos para predicir un resultado. A idea é sinxela: se cada modelo ten as súas limitacións e aproximacións, cando se considera un conxunto de modelos, o resultado vai estar máis preto da realidade ca o resultado dun modelo simple.

Actualmente execútanse aproximadamente corenta modelos climáticos globais no marco do CMIP, todos eles cunha resolución arredor de  $100 \times 100$  km. Aínda que esta resolución pode resultar insuficiente para reproducir correctamente algúns procesos locais, é axeitada para poder analizar o clima de forma global e incluso a nivel de grandes rexións. Cando existe un especial interese por estudar unha pequena rexión en detalle, execútanse outros modelos asociados (chamados rexionais) enfocados sobre a citada rexión cunha resolución maior partindo das saídas dos modelos globais.

Os modelos climáticos válidanse comparando as súas saídas con datos observados. É dicir, a confianza nos modelos avalíase analizando a capacidade do modelo para reproducir o clima pasado e o presente. Neste senso se o modelo é capaz de reproducir o pasado e o presente, entón pode considerarse que presenta a robustez e capacidade suficientes para utilizarse na proxección do clima futuro cunha certa confianza.

Unha das claves, e é súa vez das meirandes dificultades, á hora de proxectar o futuro, é que os modeladores se atopan coa incerteza de como van variar os mecanismos antropoxénicos que afectan ao sistema climático, xa que actualmente teñen un grande efecto no clima

da Terra. De feito, as variacións climáticas observadas dende a segunda metade do século XIX non se poden explicar se non se teñen en conta os factores antropoxénicos, como por exemplo a emisión á atmosfera de gases de efecto invernadoiro como o dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), do que xa falamos en capítulos anteriores.

## 5.2. Cambio climático no futuro

En 1988 formouse o Grupo Intergubernamental de Expertos sobre o Cambio Climático (IPCC polas súas siglas en inglés). Este grupo non realiza investigacións propias, senón que o seu obxectivo é compilar as investigacións científicas sobre o cambio climático que se levan a cabo en todo o mundo. O seu propósito é sintetizar o coñecemento científico, tecnolóxico e socioeconómico global en informes periódicos que facilitan a avaliación conxunta de todo o coñecemento sobre o cambio climático, os impactos e os riscos, así como as cuestións referidas á mitigación e á adaptación para poder reducir estes riscos. Estes informes, ademais de estar dirixidos á comunidade científica, tamén se realizan para os gobernos, co obxectivo de darlles soporte para que poidan desenvolver as súas respectivas políticas climáticas. Ademais, o IPCC está actuando como nexo e coordinador da comunidade científica, e como enlace entre a comunidade científica e os gobernos.

No ano 2007 o IPCC requiriulle á comunidade científica que chegasen a un acordo e propuxesen de forma conxunta escenarios de cambio climático que facilitasen o estudo do cambio climático no futuro. Estes son os escenarios de traxectoria (ou sendas) de concentración representativa (RCP polas súas siglas en inglés). Os RCP representan a traxectoria esperada ata finais do século XXI do forzamento radiativo (variación do fluxo radiativo neto na tropopausa, expresada en watts por metro cadrado,  $\text{W m}^{-2}$ ), ou tamén se poden estimar referidos á concentración de dióxido de carbono equivalente (que representa a concentración de dióxido de carbono que produciría o mesmo forzamento radiativo que sumado todo o conxunto de factores que afectan ao citado forzamento, expresada en partes por millón, ppm  $\text{CO}_2$  eq). Estas traxectorias variarán en función dun conxunto de supostos socioeconómicos e de políticas climáticas.

Actualmente hai catro escenarios RCP que representan catro traxectorias do forzamento radiativo ata 2100 respecto aos valores de

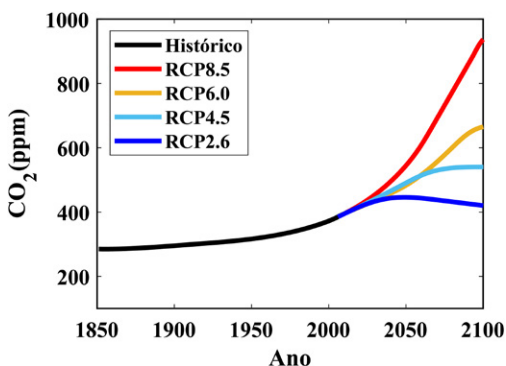


Figura 5.1. Representación da concentración de CO<sub>2</sub> esperado en cada un dos escenarios de cambio climático adoptados polo IPCC

forzamento radiativo preindustrial. Cada un destes escenarios presenta supostos sobre as emisións antropoxénicas de gases de efecto invernadoiro que veñen determinadas pola actividade económica, o tamaño da poboación, o estilo de vida, os usos do solo, as fontes de enerxía, a tecnoloxía e as políticas climáticas. No escenario RCP8.5, o máis pesimista de todos, non se limitan as emisións de gases de

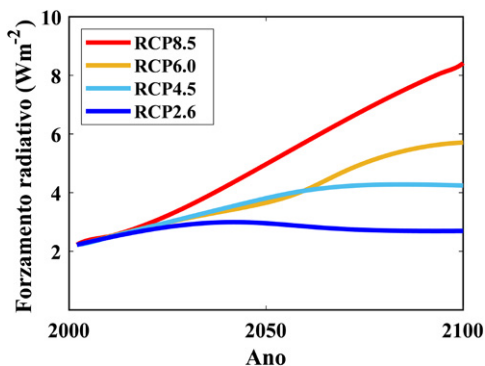


Figura 5.2. Representación da traxectoria do forzamento radiativo esperado en cada un dos escenarios de cambio climático adoptados polo IPCC

efecto invernadoiro e o nivel de emisións é moi alto, polo que o forzamento radiativo continúa aumentando cunha tendencia similar á dos últimos anos e chega a incrementarse en  $8,5 \text{ Wm}^{-2}$  ( $1370 \text{ ppm CO}_2 \text{ eq}$ ) no ano 2100. Os escenarios RCP6 e RCP4.5 son escenarios intermedios, onde o incremento do forzamento radiativo aumenta ata 2100 sen chegar a acadar un incremento de  $6 \text{ Wm}^{-2}$  ( $\sim 850 \text{ ppm CO}_2 \text{ eq}$ ) ou de  $4,5 \text{ Wm}^{-2}$  ( $\sim 650 \text{ ppm CO}_2 \text{ eq}$ ), respectivamente, e despois estabilízase. O escenario máis optimista respecto ao control das emisións de gases de efecto invernadoiro é o RCP2.6. Este é un escenario de mitigación estrito no que o forzamento radiativo pode aumentar ata un valor aproximado de  $3 \text{ Wm}^{-2}$  ( $\sim 490 \text{ ppm CO}_2 \text{ eq}$ ), que diminúe posteriormente ata que en 2100 o incremento do forzamento radiativo respecto á era preindustrial sexa de  $2 \text{ Wm}^{-2}$ . A evolución da concentración de  $\text{CO}_2$  e do forzamento radiativo durante o século XXI pode verse nas figuras 5.1 e 5.2 respectivamente.

### 5.3. Riscos e impactos futuros do cambio climático

O cambio climático está a afectar en maior ou en menor medida a todas as rexións do mundo. Imos resumir aquí algúns dos cambios máis salientables tanto na atmosfera coma no océano.

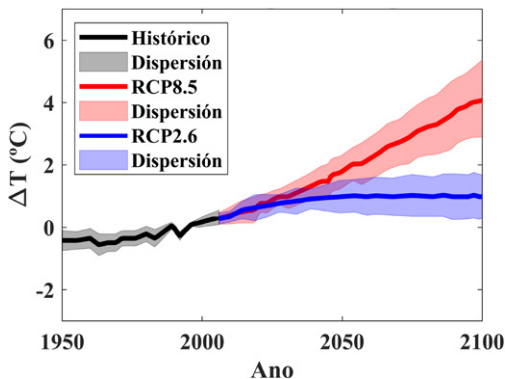


Figura 5.3. Evolución histórica e futura da temperatura superficial da Terra considerando os dous escenarios de cambio climático máis extremos (RCP8.5 e RCP2.6) do IPCC. As temperaturas son relativas á temperatura do período 1986-2005

En xeral, todos os modelos indican que a temperatura superficial da Terra continuará aumentando durante o século XXI, sen importar o escenario, e que este incremento na temperatura superficial vai afectar a todo o sistema climático. A figura 5.3 amosa a evolución histórica e futura da temperatura superficial da Terra a nivel global. As zonas sombreadas mostran a dispersión de resultados entre os diferentes modelos.

Os valores proxectados de incremento de temperatura para o período 2081-2100 considerando diferentes escenarios están resumidos na táboa 5.1. Como era de esperar, os maiores incrementos corresponden ao escenario 8.5, con cambios de temperatura preto dos 4 °C.

<b>Incremento na temperatura do aire (°C)</b>		
<b>Escenario</b>	<b>Media</b>	<b>Rango</b>
RCP2.6	1,0	0,3-1,7
RCP4.5	1,8	1,1-2,6
RCP6.0	2,2	1,4-3,1
RCP8.5	3,7	2,6-4,8

**Táboa 5.1. Incremento na temperatura do aire para o período 2081-2100. Tomouse como período de referencia 1986-2005**

Aínda que as proxeccións futuras da temperatura do aire en superficie amosan un quecemento xeneralizado en todo o planeta, este quecemento non vai ser homoxéneo, é dicir, haberá rexións nas que o quecemento será maior e rexións onde se verá máis suavizado. En particular, o Ártico vai ser a rexión máis afectada e chega a aumentar ata 3 °C no escenario RCP2.6 e ata 11 °C no escenario RCP8.5.

Tamén se prevé que as temperaturas extremas van aumentar máis ca as temperaturas medias, e as vagas de calor serán máis frecuentes e duradeiras. O incremento das temperaturas mudará o ciclo hidrolóxico, modificando os patróns de precipitacións tornando cara a patróns máis extremos, isto é, aumentando os períodos de secas e os eventos de precipitación extrema. Os cambios nos patróns de precipitacións non serán homoxéneos, os modelos indican que as precipitacións medias diminuirán en moitas rexións secas de latitudes medias e subtropicais, e aumentarán no Pacífico ecuatorial e en latitudes altas. En latitudes medias e nas rexións tropicais húmidas, os episodios de precipitacións extremas aumentarán, tanto en intensidade coma en frecuencia. Os

cambios nos patróns de precipitacións provocarán que se reduzan os recursos de augas superficiais e subterráneas en rexións secas subtropicais, o que propiciará a aridificación de moitas rexións do planeta. A aridificación e as vagas de calor relaciónanse con incendios forestais, polo que estes tamén serán máis probables no futuro.

O incremento de temperaturas tamén levará asociada unha diminución tanto da extensión da cuberta de neve coma do permafrost (figuras 5.4 a 5.5). En particular, considerando o escenario máis desfavorable (o RCP8.5), a cuberta de neve na primavera pódese reducir arredor do 25 %, mentres que a do permafrost pode chegar a reducirse en máis dun 80 %. Estes cambios van potenciar o cambio climático ao liberar á atmosfera grandes cantidades de gases de efecto invernadoiro acumulados no permafrost e tamén debido á diminución do albedo. Ademais, hai que ter en conta que o permafrost é a base de moitos ecosistemas como as tundras, que se distribúen en rexións como Siberia, os países nórdicos, Canadá ou Alaska, polo que se espera que os impactos do cambio climático futuro sobre este condicionen numerosos ecosistemas. Ademais, ao derreterse o permafrost, o chan colapsa afectando a bosques, vías de comunicacións, construcións..., o que pode provocar a migración de poboacións.

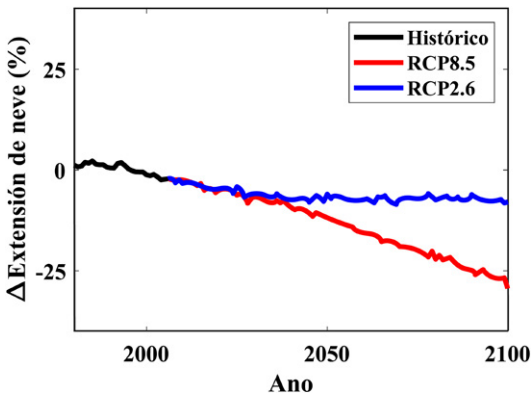


Figura 5.4. Evolución histórica e futura da extensión da cuberta de neve na primavera no hemisferio norte considerando os dous escenarios de cambio climático máis extremos (RCP8.5 e RCP2.6) do IPCC. Os valores son relativos ao período 1986-2005

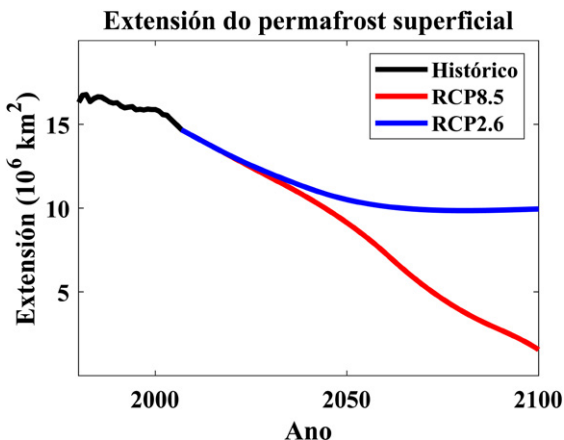


Figura 5.5. Evolución histórica e futura da extensión do permafrost superficial no hemisferio norte considerando os dous escenarios de cambio climático máis extremos (RCP8.5 e RCP2.6) do IPCC

Os océanos, que abarcan o 71 % da superficie terrestre, teñen unha grande importancia no sistema climático, xa que absorben e redistribúen dióxido de carbono e calor, e sosteñen grandes ecosistemas que son unha fonte importante de alimento para o ser humano, ademais de proporcionarlle outros servizos, como o transporte, o turismo e ser fonte de enerxías renovables. Como xa dixemos en capítulos anteriores, nos últimos séculos os océanos absorberon arredor do 30 % do CO<sub>2</sub> antropoxénico emitido á atmosfera. As proxeccións indican que a finais de século a temperatura superficial dos océanos pode incrementarse dende 1 °C (RCP2.6) ata os 3 °C (RCP8.5).

O incremento da temperatura oceánica tamén leva asociada a expansión térmica das masas de auga, é dicir, aumenta o volume ocupado pola auga e, polo tanto, aumenta o nivel do mar. Ao aumento do nivel do mar derivado da expansión térmica hai que sumarlle o causado polo desxeo de masas de xeo continentais (o desxeo da Antártida, Groenlandia e dos glaciares montañosos). O aumento do nivel do mar non vai ser homoxéneo ao longo do planeta, xa que existen moitos procesos complexos que determinan a distribución da auga oceánica no noso planeta. Un dos procesos mellor estudados é o rebote



isostático, a codia terrestre (que é sólida) sitúase enriba do manto superior (que se comporta de forma plástica e pode fluír) e o manto flúe adaptándose en función do peso da codia, de forma que as zonas da codia máis pesadas se afunden no manto. O desxeo provoca que esas áreas que estaban cubertas por xeo perdan masa e, polo tanto, a codia pesa menos e elévase no manto, o que produce o axuste isostático. Isto implica que en áreas como en Groenlandia o desxeo provoque un ascenso relativo do continente que pode compensar a entrada da auga do desxeo no océano Atlántico. Ademais, hai numerosos procesos locais que inflúen en como a subida do nivel do mar pode afectar a unha rexión en concreto, por exemplo a tectónica local, a sedimentación e o aproveitamento de acuíferos. Na figura 5.6 pódese ver o aumento proxectado do nivel do mar durante o século XXI.

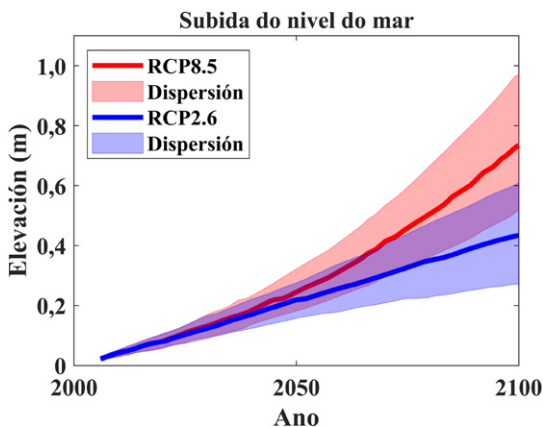


Figura 5.6. Evolución futura do nivel do mar considerando os dous escenarios de cambio climático máis extremos (RCP8.5 e RCP2.6) do IPCC. Tomouse como período de referencia 1986-2005

Os valores proxectados de elevación do nivel do mar para o período 2081-2100 considerando diferentes escenarios poden verse resumidos na táboa 5.2. Como era de esperar, os maiores incrementos van corresponder co escenario RCP8.5, con elevacións do nivel do mar que poden chegar arredor dos 0,80 m, e as proxeccións son máis modestas cando se considera o escenario RCP2.6.

Incremento do nivel do mar (m)		
Escenario	Media	Rango
RCP2.6	0,40	0,26-0,55
RCP4.5	0,47	0,32-0,63
RCP6.0	0,48	0,33-0,63
RCP8.5	0,63	0,45-0,82

Táboa 5.2. Incremento do nivel do mar para o período 2081-2100.  
Tomouse como período de referencia 1986-2005

Esta subida do nivel do mar futura vai implicar a inundación de moitas áreas costeiras, sobre todo áreas litorais baixas, deltas, pequenas illas e praias, especialmente nas que existan construcións detrás delas, xa que estas edificacións evitan que a praia poida expandirse cara á terra. Ademais, a subida do nivel do mar aumentará a erosión costeira; as inundacións por marea meteorolóxicas (cambios na presión atmosférica e no patrón de ventos) serán maiores; as inundacións costeiras serán máis extensas; as augas superficiais e subterráneas, e os terreos dedicados á agricultura perderán calidade; sectores como a acuicultura e o turismo veranse afectados; e sobre todo, impactará nos hábitats litorais.

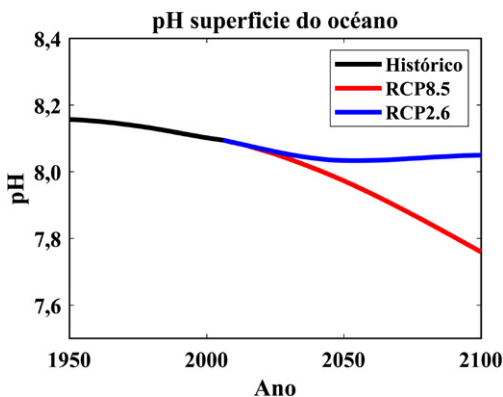


Figura 5.7. Evolución histórica e futura do pH da auga superficial do océano considerando os dous escenarios de cambio climático máis extremos (RCP8.5 e RCP2.6) do IPCC. Tomouse como período de referencia 1986-2005

Doutra banda, o  $\text{CO}_2$  atmosférico captado polo océano pode modificar o pH da auga e provocar a súa acidificación como xa se comentou en capítulos anteriores. Na figura 5.7 amósase a evolución do pH da auga superficial do océano.

Como xa comentamos, os cambios no pH reducen a estabilidade mineral do carbonato de calcio, afectando especialmente aos organismos que o necesitan para formar o seu esqueleto ou cuncha, como por exemplo os corais, moluscos, equinodermos e foraminíferos. Os arrecifes de coral son un claro exemplo de como o cambio climático pode afectar a un ecosistema. Os arrecifes de coral localízanse, de forma xeral, en océanos tropicais, en augas cálidas, non contaminadas, con correntes e onde chega a luz do sol, é dicir, pouco profundas. Os corais segregan carbonato cálcico que forma o esqueleto e crea a estrutura do arrecife. Ademais, teñen unha relación simbiote con algunhas algas unicelulares, as cales viven dentro da estrutura proporcionándolles a maioría dos nutrientes e dándolles a cor. Ao seu redor fórmanse hábitats cunha gran biodiversidade. O cambio climático impacta de múltiples xeitos nos arrecifes de coral, a acidificación e o incremento da temperatura oceánica provocan o fenómeno máis coñecido, o branqueamento. Este débese a que o coral ao verse sometido a estrés expulsa a alga, perdendo a súa cor característica. Os corais poden recuperarse se o factor estresante remite nun curto período de tempo, pero o cambio climático incrementará os períodos de estrés, principalmente polo aumento de temperatura e do número e intensidade das vagas de calor, impedindo que o coral se recupere e desencadeando a súa morte e a destrución dos arrecifes, co desprazamento de todas as especies asociadas. A acidificación dos océanos, ademais, afecta á creación do esqueleto coralino, reducindo o seu crecemento e debilitando a súa estrutura. É moi probable que no actual escenario de subida do nivel do mar a taxa de creación de estrutura sexa menor ca a taxa de subida do nivel do mar, polo que os arrecifes non medrarían o suficiente como para compensar a elevación do mar e se situarían cada vez a maior profundidade. Isto implicará que os corais non recibirán a luz solar necesaria para medrar e agravarase o problema.

O cambio climático tamén afectará á nosa saúde. Por un lado, aumentará a mortalidade asociada a vagas de calor, aínda que diminuirá a asociada a vagas de frío. Por outro lado, os cambios na distribución xeográfica de especies portadoras de enfermidades, como

por exemplo os mosquitos, fará que se altere a distribución destas enfermidades. O acceso a auga potable tamén será máis limitado. Actualmente millóns de persoas non teñen acceso a auga potable e este problema verase incrementado. Ademais, o impacto de fenómenos extremos como inundacións, ciclóns e incendios forestais, que se verán intensificados, afectarán con maior intensidade á saúde e ao benestar humano en xeral.

Co ritmo de crecemento de poboación actual, e tendo en conta que o cambio climático afectará á produtividade dos cultivos, xa que se prevé unha redución da dispoñibilidade de auga doce, tanto superficial coma subterránea, e que o mantemento sostido da produtividade pesqueira tamén se verá reducido pola perda de biodiversidade mariña e a redistribución de especies, podemos atoparnos, durante o século XXI, ante un escenario onde a dispoñibilidade de alimentos sexa inferior á demanda. Isto, unido ao desprazamento de persoas afectadas pola subida do nivel do mar, polas secas, pola escaseza de auga e por eventos extremos, entre outros factores, os chamados refuxiados climáticos, poderá levar a inestabilidades xeopolíticas. Ademais, o cambio climático desacelerará o crecemento económico e agravará as diferenzas entre países.

Coiñecer os riscos e os impactos futuros do cambio climático permítenos actuar e, igual que formamos parte do problema debido aos mecanismos antropoxénicos, podemos actuar ante o problema levando a cabo accións que contrarresten ou minimicen o impacto do cambio climático (mitigación). No caso de que non sexamos capaces de mitigar porque o impacto é irreversible ou xa estamos a sufrir as consecuencias, tomemos medidas que nos permitan reducir as consecuencias do cambio climático e aproveitar as oportunidades que nos presenta (adaptación).

## **5.4. Mitigación e adaptación**

As medidas de mitigación e de adaptación son complementarias e debemos diversificar os nosos esforzos para levar a cabo ambas as estratexias. As medidas de mitigación van encamiñadas a reducir a cantidade de gases de efecto invernadoiro presentes na atmosfera potenciando os sumidoiros e reducindo e limitando as emisións, mentres que o principal obxectivo das medidas de adaptación é reducir a vulnerabilidade ante o cambio climático.

Coas medidas de mitigación preténdense estabilizar os niveis de gases de efecto invernadoiro na atmosfera de forma que se elimine, na medida do posible, o efecto antropoxénico da ecuación do cambio climático, así os cambios que se producirían no sistema climático serían por causas naturais e non pola acción humana. Este proceso ten que levarse a cabo nun curto período de tempo, xa que doutra maneira os ecosistemas sufrirían grandes impactos irreversibles ao non poder adaptarse naturalmente ao cambio climático. Ademais, como comentamos nas liñas anteriores, a dispoñibilidade de alimentos para o ser humano veríase ameazada, así como a estabilidade xeopolítica do planeta. O reto é conseguir un desenvolvemento sostible, é dicir, garantir o equilibrio entre o crecemento económico, o coidado ambiental e o benestar social. Un dos avances máis importantes en materia de xestión ambiental foi o recoñecemento por parte dos líderes mundiais de que existe un problema, que o cambio climático e os problemas ambientais son unha ameaza real para o planeta. No marco das Nacións Unidas, gobernantes mundiais chegaron a acordos para un desenvolvemento sostible global. O primeiro dos grandes acordos foi a Axenda 21 (Río de Xaneiro, Brasil, 1992), un acordo non vinculante no que se propoñen accións para levar a cabo de forma global, nacional e local para favorecer o desenvolvemento sostible. O seguinte gran paso foi o Protocolo de Kioto (1997, aínda que non entrou en vigor ata 2005), neste caso é un acordo vinculante no que os países asinantes se comprometeron a reducir as emisións de gases de efecto invernadoiro nun 5,2 % respecto a 1990 entre 2008 e 2012, pero este período ampliouse ata 2020. En 2015 chegouse ao Acordo de París, que entra en vigor ao finalizar a vixencia do Protocolo de Kioto. Neste acordo establécense as pautas para reducir as emisións de gases de efecto invernadoiro a través da mitigación, a adaptación e a resiliencia (que é a capacidade dun sistema para recuperar as súas propiedades despois de verse sometido a unha perturbación). No Acordo de París márcanse obxectivos como manter o incremento da temperatura media global por debaixo dos 2 °C respecto a valores preindustriais, intentando limitar o aumento da temperatura a 1,5 °C.

Poder manter o quecemento global por debaixo dos 2 °C respecto a niveis preindustriais require que se reduzan as emisións de gases de efecto invernadoiro a valores próximos a cero. Actualmente isto é inviable, xa que suporía o colapso de moitas economías e a perda de benestar de millóns de persoas. Por iso, asúmense atrasos

nas reducións de emisións que se espera que sexan compensados polos avances tecnolóxicos. Aínda así, é necesario implementar de forma inmediata medidas de mitigación, xa que os atrasos na redución das emisións implican unha maior dependencia das tecnoloxías de remoción de gases de efecto invernadoiro. Actualmente, todas as tecnoloxías de captura ou remoción de dióxido de carbono teñen limitacións importantes que se deben de superar, para o que é necesario investir en investigación e en desenvolvemento. Ademais, ao non estar testadas, non se coñece de forma precisa se estas tecnoloxías serán capaces de captar todo o dióxido de carbono necesario e, polo tanto, hai que evitar arriscar o futuro mediante unha alta dependencia nestas tecnoloxías aínda por desenvolver.

Para poder acadar o obxectivo das reducións dos gases de efecto invernadoiro, é necesario realizar cambios a grande escala nos sistemas enerxéticos mundiais. Actualmente, o noso sistema enerxético baséase principalmente na queima de combustibles fósiles, e isto debe mudar cara a unha subministración enerxética sen, ou con baixas, emisións, onde teñan prioridade as fontes renovables. A enerxía nuclear ou a enerxía fósil e a bioenerxía, sempre que esta última leve asociada a captura e o almacenamento do dióxido de carbono, tamén suporían un desenvolvemento baseado nunha baixa emisión de gases de efecto invernadoiro. Ademais, é necesario mellorar a eficiencia enerxética, reducindo o consumo de enerxía e, polo tanto, reducindo as emisións asociadas á produción. Pero esta transformación por si soa non chega para acadar a redución das emisións necesaria. As dinámicas de uso do solo son outro factor para ter en conta, a mellora das prácticas agrícolas pode reducir as emisións de gases de efecto invernadoiro e, ademais, poden contribuír á remoción de dióxido de carbono da atmosfera almacenándoo na biomasa e no solo. As medidas de mellora nas prácticas agrícolas non só son beneficiosas para o medio ambiente, senón para a propia industria, xa que reverten a degradación dos solos e melloran o rendemento dos cultivos. O control da deforestación e a xestión sustentable dos bosques tamén potencian o secuestro de carbono.

Finalmente, cabe destacar que a adaptación ante os efectos do cambio climático estase incorporando nalgúns procesos de planificación, como son por exemplo os plans de xestión de recursos hídricos ou a xestión de riscos e desastres naturais. Os gobernos están planificando os procesos de adaptación, identificando os riscos e as

vulnerabilidades das rexións para poder establecer criterios e tomar decisións que permitan minimizar os impactos. Un exemplo de planificación do proceso de adaptación sería o de detectar os riscos asociados ao incremento do número e intensidade das vagas de calor; estes serían: impactos na saúde e no benestar das persoas, perda de produtividade laboral, impactos na produción agrícola e na calidade do aire, e aumento dos riscos de incendios forestais, por exemplo. Unha vez que se identificasen os riscos, tomaríanse as decisións encamiñadas a minimizar o impacto, as cales poderían ser: por en marcha sistemas de alerta, a adaptación das vivendas e dos lugares de traballo, e a prevención e a xestión dos incendios forestais. Ante a subida do nivel do mar, os riscos poderían ser inundacións urbanas en zonas costeiras, erosión costeira, danos nas infraestruturas, impactos nos ecosistemas; e as medidas de adaptación poderían ser o uso das tecnoloxías de protección con elementos estruturais (construción de diques), a planificación dos usos do solo e a relocalización selectiva. Estes son pequenos exemplos de adaptacións ante as emerxencias requiridas polos efectos do cambio climático.

Por último, cómpre destacar que na maioría dos casos as opcións para a adaptación están relacionadas coa enxeñaría e coa tecnoloxía, polo que, ao igual ca a mitigación, a adaptación necesita de investimento en ciencia, investigación e desenvolvemento.





## Epílogo

A análise da historia climática da Terra manifesta que o cambio climático non é un proceso exclusivo dos tempos actuais ou unicamente ligado á actividade humana, senón que os cambios no clima se sucederon ao longo do tempo da historia planetaria ligados a cambios naturais do propio planeta ou ao seu propio movemento e situación no espazo. Non obstante, o cambio climático actual conta con dúas singularidades propias respecto a cambios pasados: por un lado, o ser humano está exercendo o papel principal na dinámica deste cambio e, por outro lado, non existen demasiados precedentes na historia climática planetaria da velocidade coa que se está manifestando o cambio climático actual. Ademais, pode que o máis destacable que nos amosou a historia planetaria no referente ao clima sexa que este é o principal factor que regula a vida. Os diferentes organismos vivos sempre son dependentes das características climáticas do momento. A especie dominante en cada período vén determinada por un clima que era propicio para o seu desenvolvemento evolutivo. Ademais, isto condicionou que as grandes extincións ao longo da historia estivesen asociadas a grandes eventos (cambios) climáticos.

Isto serve para poñer en perspectiva a propia existencia do ser humano dentro do planeta Terra e a súa relación co clima, posto que somos a especie con máis capacidade de modificalo, de feito estamos a facelo, e a unha velocidade extraordinaria! Pero, con toda a nosa intelixencia, poder económico e capacidade de desenvolvemento, seguimos sendo unha especie a mercé do clima, xa que dependemos de que as condicións climáticas sexan favorables para a nosa subsistencia, cunha temperatura que sexa a axeitada, e propiciando unha alta dispoñibilidade de recursos imprescindibles para a vida, tales como alimentos e auga potable, entre outros.

O gran problema do cambio actual que estamos vivindo está na velocidade á que se está producindo, posto que actualmente os cambios son detectados e plausibles a escala de décadas, o que limita a adaptación das especies ás novas condicións. É dicir, estamos acelerando o quecemento global, e aínda que a Terra ten pasado por períodos moito, moitísimo máis cálidos, e por diversos cambios e episodios climáticos onde houbo extinción de especies, a vida sempre foi capaz de rexurdir, mais nunca dunha forma similar a como era anteriormente. Esta é a nosa época, estas son as condicións climáticas óptimas para nós e esta é a configuración da biodiversidade óptima para nós. E, se algo nos ensina a historia da Terra, é que os cambios climáticos, e concretamente a variación duns poucos graos, ou incluso décimas de graos de temperatura, pode levar a cambios drásticos nas condicións planetarias e, por conseguinte, ter consecuencias devastadoras sobre as especies e producir a extinción de moitas delas. Nós, o ser humano, podemos ser unha das especies que se vexan gravemente afectadas, xa que a nosa capacidade de adaptación é grande, pero tamén limitada.

Polo tanto, o amplo coñecemento que ten a nosa civilización sobre as variacións do clima e as súas consecuencias ten que servir de apoio e de advertencia para abordar a problemática actual na que estamos inmersos, e onde a man do ser humano, a diferenza dos episodios climáticos pasados, xoga un papel fundamental actuando como catalizador dun gran e veloz cambio climático cunhas consecuencias catastróficas para a vida planetaria. Se non o remediamos, poden desembocar en eventos e en situacións dramáticos dificilmente compatibles coa vida tal e como a entendemos.

Somos a especie que está a causar a súa propia extinción sabendo o que pode pasar, analizando as proxeccións e vendo o impacto negativo que o cambio climático pode ter. Por todo iso, é necesario que a nosa civilización tome conciencia de que a nosa influencia no clima está acelerando a nosa extinción, e que a loita contra o cambio climático é tamén a loita pola supervivencia, xa que o desenvolvemento, crecemento e benestar da sociedade actual non debe de condicionar as xeracións futuras. Temos a responsabilidade de legar un mundo medioambientalmente sostible e onde o ser humano viva en harmonía coa natureza.

# Bibliografía

- Abram, N. J., McGregor, H. V., Tierney, J. E., Evans, M. N., McKay, N. P., Kaufman, D. S., 2016. Early onset of industrial-era warming across the oceans and continents. *Nature* 536(7617), 411-418.
- Alley, R. B., 2010. Reliability of ice-core science: historical insights. *Journal of Glaciology* 56, 1095-1103.
- Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asaro, F., Michel, H. V., 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science* 208(4448), 1095-1108.
- Bains, S., Corfield, R. M., Norris, R. D., 1999. Mechanisms of climate warming at the end of the Paleocene. *Science* 285(5428), 724-727.
- Bains, S., Norris, R. D., Corfield, R. M., Faul, K. L., 2000. Termination of global warmth at the Palaeocene/Eocene boundary through productivity feedback. *Nature* 407(6801), 171-174.
- Bard, E., Rostek, F., Turon, J.-L., Gendreau, S., 2000. Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical northeast Atlantic. *Science* 289(5483), 1321-1324.
- Bartlein, P. J., Harrison, S. P., Brewer, S., Connor, S., Davis, B. A. S., Gajewski, K., Guiot, J., Harrison-Prentice, T. I., Henderson, A., Peyron, O., Prentice, I. C., Scholze, M., Seppä, H., Shuman, B., Sugita, S., Thompson, R. S., Viau, A. E., Williams, J., Wu, H., 2011. Pollen-based continental climate reconstructions at 6 and 21 ka: a global synthesis. *Climate Dynamics* 37(3), 775-802.
- Becker, B., Kromer, B., Trumborn, P., 1991. A stable-isotope tree-ring timescale of the Late Glacial/Holocene boundary. *Nature* 353(6345), 647-649.
- Becker, L., Poreda, R. J., Hunt, A. G., Bunch, T. E., Rampino, M., 2001. Impact event at the Permian-Triassic boundary: Evidence from extraterrestrial noble gases in fullerenes. *Science* 291(5508), 1530-1533.
- Bell, B., 1970. The oldest records of the Nile floods. *The Geographical Journal* 136(4), 569-573.

- Bennett, K. D., 1990. Milankovitch cycles and their effects on species in ecological and evolutionary time. *Paleobiology* 16, 11-21.
- Benton, M. J., Twitchett, R. J., 2003. How to kill (almost) all life: the end-Permian extinction event. *Trends in Ecology and Evolution*, 18(7), 385-365.
- Benton, M. J., Newell, A. J., 2014. Impacts of global warming on Permo-Triassic terrestrial ecosystems. *Gondwana Research* 25(4), 1308-1337.
- Bradley, R. S., 2015. *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*. Third Edition, Elsevier.
- Brázdil, R., Pfister, C., Wanner, H., Von Storch, H., Luterbacher, J., 2005. Historical climatology in Europe-the state of the art. *Climatic change* 70(3), 363-430.
- Brenchley, P. J., Marshall, J. D., Carden, G. A. F., Robertson, D. B. R., Long, D. G. F., Meidla, T., Hints, L., Anderson, T. F., 1994. Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived Late Ordovician glaciation in a greenhouse period. *Geology* 22(4), 295-298.
- Brusatte, S. L., Butler, R. J., Barrett, P. M., Carrano, M. T., Evans, D. C., Lloyd, G. T., Mannion, P. D., Norell, M. A., Peppe, D. J., Upchurch, P., Williamson, T. E., 2015. The extinction of the dinosaurs. *Biological Reviews*, 90(2), 628-642.
- Burgess, S. D., Bowring, S., Shen, S. Z., 2014. High-precision timeline for Earth's most severe extinction. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 111(9), 3316-3321.
- Caputo, M. V., Crowell, J. C., 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of America Bulletin* 96, 1020-1036.
- Chiarenza, A. A., Mannion, P. D., Lunt, D. J., Farnsworth, A., Jones, L. A., Kelland, S. J., Allison, P. A., 2019. Ecological niche modelling does not support climatically-driven dinosaur diversity decline before the Cretaceous/Paleogene mass extinction. *Nature communications*, 10(1), 1-14.
- Colman, S. M., 2002. A fresh look at glacial floods. *Science* 296(5571), 1251-1252.
- Crowley, T. J., Baum, S. K., 1991. Toward reconciliation of Late Ordovician (~ 440 Ma) glaciation with very high CO<sub>2</sub> levels. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 96(D12), 22597-22610.
- Crowley, T. J., Mengel, J. G., Short, D. A., 1987. Gondwanaland's seasonal cycle. *Nature* 329(6142), 803-807.
- Dahl-Jensen, D., Albert, M. R., Aldahan, ..., Zheng J., 2013. Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core. *Nature*, 493(7433), 489-494.

- D'Arrigo, R. D., Jacoby, G. C., Free, R. M., 1992. Tree-ring width and maximum latewood density at the North American tree line: parameters of climatic change. *Canadian Journal of Forest Research* 22(9), 1290-1296.
- DeConto, R. M., Pollard, D., 2003. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature* 421(6920), 245-249.
- Douglass, A. E., 1914. A method of estimating rainfall by the growth of trees. *Bulletin of the American Geographical Society*, 46(5), 321-335.
- Douglass, A. E., 1919. Climatic cycles and tree-growth. *Carnegie Institution of Washington*.
- Eakin, M., Grotto, A. G., 2006. Coral reef records of past climatic change. *Coral Reefs and Climate Change: Science and Management*, 61, 33-54.
- Erwin, D. H., 1994. The Permo-Triassic extinction. *Nature* 367(6460), 231-236.
- Flint, R. F., 1976. Physical evidence of Quaternary climatic change. *Quaternary Research* 6(4), 519-528.
- Frakes, L. A., 1979. *Climates throughout geologic time*. Elsevier, Amsterdam, p. 310.
- Ganopolski, A., Rahmstorf, S., 2001. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature* 409(6817), 153-158.
- Gomez-Gesteira, M. de Castro, M. Alvarez, I., Gomez-Gesteira, J. L., 2008. Coastal sea surface temperature warming trend along the continental part of the Atlantic Arc (1985-2005). *Journal of Geophysical Research* 113 (C4).
- González-Rouco, J. F., von Storch, H. and Zorita, E., 2003. Deep soil temperature as proxy for surface air-temperature in a coupled model simulation of the last thousand years. *Geophysical Research Letters*, 30 (21).
- Guiot, J., De Beaulieu, J. L., Cheddadi, R., David, F., Ponel, P. & Reille, M. (1993). The climate in Western Europe during the last Glacial/Interglacial cycle derived from pollen and insect remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 103(1), 73-93.
- Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary research* 29(2), 142-152.
- Herrera, S., Cardoso, R. M., Soares, P. M., Espírito-Santo, F., Viterbo, P., Gutiérrez, J. M., 2019. Iberia01: a new gridded dataset of daily precipitation and temperatures over Iberia. *Earth System Science Data* 11, 1947-1956.
- Herrera, S., Fernández, J., Gutiérrez, J. M., 2016. Update of the Spain02 gridded observational dataset for EURO-CORDEX evaluation: assessing

- the effect of the interpolation methodology. *International Journal of Climatology* 36, 900-908.
- Herrera, S., Gutiérrez, J. M., Ancell, R., Pons, M. R., Frías, M. D., Fernández, J., 2012. Development and analysis of a 50-year high-resolution daily gridded precipitation dataset over Spain (Spain02). *International Journal of Climatology* 32, 74-85.
- Hull, P. M., Bornemann, A., Penman, D. E., ..., Zachos, J. C., 2020. On impact and volcanism across the Cretaceous-Paleogene boundary. *Science* 367(6475), 266-272.
- Huntley, B., Prentice, I. C., 1993. Holocene vegetation and climates of Europe. *Global climates since the last glacial maximum* 136-169.
- Hyde, W. T., Crowley, T. J., Baum, S. K., Peltier, W. R., 2000. Neoproterozoic 'snowball Earth' simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature* 405(6785), 425-429.
- Imbrie, J., Kipp, K. G., 1971. A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a late Pleistocene Caribbean core. *The late Cenozoic glacial ages* 71-181.
- Jacobsen, S. B., 2001. Gas hydrates and deglaciations. *Nature* 412(6848), 691-692.
- Jacobson, M. Z., 2005. Studying ocean acidification with conservative, stable numerical schemes for nonequilibrium air-ocean exchange and ocean equilibrium chemistry. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 110 (D07302).
- John, K. E. S., Krissek, L. A., 2002. The late Miocene to Pleistocene ice-rafting history of southeast Greenland. *Boreas* 31(1), 28-35.
- Jouzel, J., 2013. A brief history of ice core science over the last 50 yr. *Climate of the Past* 9(4), 2525-2547.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., ..., Wolff, E. W., 2007. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science*, 317(5839), 793-796.
- Keller, G., Adatte, T., Gardin, S., Bartolini, A., Bajpai, S., 2008. Main Deccan volcanism phase ends near the K-T boundary: evidence from the Krishna-Godavari Basin, SE India. *Earth and Planetary Science Letters* 268(3-4), 293-311.
- Kidder, D. L., Worsley, T. R., 2004. Causes and consequences of extreme Permo-Triassic warming to globally equable climate and relation to the Permo-Triassic extinction and recovery. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 203(3-4), 207-237.

- Kirschvink, J. L., Ripperdan, R. L., Evans, D. A., 1997. Evidence for a large-scale reorganization of Early Cambrian continental masses by inertial interchange true polar wander. *Science* 277(5325), 541-545.
- Kopp, R. E., Kirschvink, J. L., Hilburn, I. A., Nash, C. Z., 2005. The Paleoproterozoic snowball Earth: a climate disaster triggered by the evolution of oxygenic photosynthesis. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 102(32), 11131-11136.
- Kudrass, H. R., Erlenkeuser, H., Vollbrecht, R., Weiss, W., 1991. Global nature of the Younger Dryas cooling event inferred from oxygen isotope data from Sulu Sea cores. *Nature* 349(6308), 406-409.
- Landais, A., Barnola, J. M., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Chappellaz, J., Caillon, N., Huber, C., Leuenberger, M., Johnsen, S. J., 2004. A continuous record of temperature evolution over a sequence of Dansgaard-Oeschger events during Marine Isotopic Stage 4 (76 to 62 kyr BP). *Geophysical Research Letters* 31(22), L22211.
- Lang, C., Leuenberger, M., Schwander, J., Johnsen, S., 1999. 16° C rapid temperature variation in central Greenland 70,000 years ago. *Science* 286(5441), 934-937.
- Larsen, H. C., Saunders, A. D., Clift, P. D., Beget, J., Wei, W., Spezzaferri, S., 1994. Seven million years of glaciation in Greenland. *Science* 264(5161), 952-955.
- Levitus, S., Antonov, J. I., Boyer, T. P., Baranova, O. K., Garcia, H. E., Locarnini, R. A., Mishonov, A. V., Reagan, J. R., Seidov, D., Yarosh, E. S., Zweng M. M., 2012. World ocean heat content and thermosteric sea level change (0-2000 m), 1955-2010. *Geophysical Research Letters* 39. L10603.
- Lima, F. P., Wetthey, D. S., 2012. Three decades of high-resolution coastal sea surface temperatures reveal more than warming. *Nature communications* 3 (1) 1-13.
- Lloyd, C. R., 1982. The mid-Cretaceous earth: paleogeography; ocean circulation and temperature; atmospheric circulation. *The Journal of Geology* 90(4), 393-413.
- Loope, D. B., Rowe, C. M., Joeckel, R. M., 2001. Annual monsoon rains recorded by Jurassic dunes. *Nature* 412(6842), 64-66.
- Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.-M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., Stocker, T. F., 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present. *Nature* 453, 379-382.
- Macdonald, F. A., Schmitz, M. D., Crowley, J. L., Roots, C. F., Jones, D. S., Maloof, A. C., Strauss, J. V., Cohen, P. A., Johnston, D. T., Schrag, D. P., 2010. Calibrating the cryogenian. *Science* 327(5970), 1241-1243.

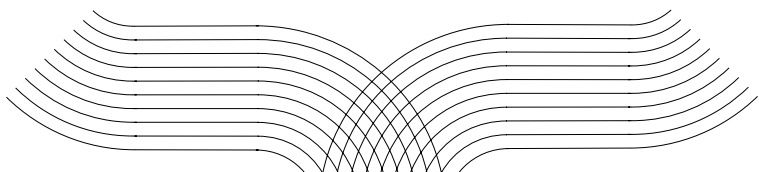
- Mann, M. E. (2002a). Medieval climatic optimum. *Encyclopedia of Global Environmental Change*, 1, 514-516.
- Mann, M. E. (2002b). Little ice age. *Encyclopedia of global environmental change*, 1, 504-509.
- McCulloch, M. T., Tudhope, A. W., Esat, T. M., Mortimer, G. E., Chappell, J., Pillans, B., Chivas, A. R., Omura, A., 1999. Coral record of equatorial sea-surface temperatures during the penultimate deglaciation at Huon Peninsula. *Science* 283(5399), 202-204.
- Miller, J. M., Deynoux, M., Domack, E. W., Eyles, N., Fairchild, I. J., Young, G. M. (1994). The Neoproterozoic Konnarock Formation, southwestern Virginia, USA: glaciolacustrine facies in a continental rift. In *Earth's Glacial Record* (pp. 47-59). Cambridge University Press Cambridge.
- Molfino, B., Kipp, N. G., Morley, J. J., 1982. Comparison of foraminiferal, coccolithophorid, and radiolarian paleotemperature equations: assemblage coherency and estimate concordancy. *Quaternary Research* 17(3), 279-313.
- Newhall, C. G., Self, S., 1982. The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 87(NC2), 1231-1238.
- Pagani, M., Zachos, J. C., Freeman, K. H., Tipple, B., Bohaty, S., 2005. Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene. *Science* 309(5734), 600-603.
- Pearson, P. N., Palmer, M. R., 2000. Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature* 406(6797), 695-699.
- Penn, J. L., Deutsch, C., Payne, J. L., Sperling, E. A., 2018. Temperature-dependent hypoxia explains biogeography and severity of end-Permian marine mass extinction. *Science* 362(6419).
- Polteau, S., Moore, J. M., Tsikos, H., 2006. The geology and geochemistry of the Palaeoproterozoic Makganyene diamictite. *Precambrian Research* 148(3-4), 257-274.
- Reguero, B. G., Losada, I. J., Méndez, F. J., 2019. A recent increase in global wave power as a consequence of oceanic warming. *Nature communications* 10(1), 1-14.
- Richards, M. A., Alvarez, W., Self, S., Karlstrom, L., Renne, P. R., Manga, M., Sprain, C. J., Smit, J., Vanderkluysen, L., Gibson, S. A., 2015. Triggering of the largest Deccan eruptions by the Chicxulub impact. *Bulletin* 127(11-12), 1507-1520.



- Ridgwell, A. J., Kennedy, M. J., Caldeira, K., 2003. Carbonate deposition, climate stability, and Neoproterozoic ice ages. *Science* 302(5646), 859-862.
- Rind, D., 1992. An uplifting experience. *Nature* 360(6403), 414-415.
- Rivera-Olmos, S., Gómez-Espinosa, C., Vargas-Izquierdo, C., Tapia-Zavala, A., Guadarrama-Cruz, F. J., 2011. Cambio Climático Global a través del tiempo geológico. *Investigación Universitaria Multidisciplinaria: Revista de Investigación de la Universidad Simón Bolívar*, (10), 114-122.
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., Gonfiantini, R., 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate change in continental isotopic records* 78, 1-36.
- Schulte, P., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J. A., Barton, P. J., Bown, P. R., Bralower, T. J., Christeson, G. L., Claeys, P., Cockell, C. S., 2010. The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary. *Science* 327(5970), 1214-1218.
- Schweingruber, F. H., Briffa, K. R., Nogler, P., 1993. A tree-ring densitometric transect from Alaska to Labrador. *International Journal of Biometeorology* 37(3), 151-169.
- Severinghaus, J. P., Sowers, T., Brook, E. J., Alley, R. B., Bender, M. L., 1998. Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice. *Nature* 391(6663), 141-146.
- Shackleton, N. J., 2000. The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science* 289(5486), 1897-1902.
- Shackleton, N. J., Hall, M. A., Line, J., Shuxi, C., 1983. Carbon isotope data in core V19-30 confirm reduced carbon dioxide concentration in the ice age atmosphere. *Nature* 306(5941), 319-322.
- Sleep, N. H., 2001. Oxygenating the atmosphere. *Nature* 410(6826), 317-318.
- Smith, A. B., Jeffery, C. H., 1998. Selectivity of extinction among sea urchins at the end of the Cretaceous period. *Nature* 392(6671), 69-71.
- Stahle, D. W., Burnette, D. J., Villanueva, J., Cerano, J., Fye, F. K., Griffin, R. D., Cleaveland, M. K., Stahle, D. K., Edmondson, J. R., Wolff, K. P., 2012. Tree-ring analysis of ancient baldcypress trees and subfossil wood. *Quaternary Science Reviews* 34, 1-15.
- Tanner, L. H., Hubert, J. F., Coffey, B. P., McInerney, D. P., 2001. Stability of atmospheric CO<sub>2</sub> levels across the Triassic/Jurassic boundary. *Nature* 411(6838), 675-677.

- Taylor, K. C., Mayewski, P. A., Alley, R. B., ..., Zielinski, G. A. 1997. The holocene-younger dryas transition recorded at Summit, Greenland. *Science* 278(5339), 825-827.
- Trenberth, K. E., Fasullo, J. T., Kiehl, J., 2009. Earth's global energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society* 90(2), 311-324.
- Uriarte, A. (2013). *Historia del clima de la Tierra*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, Victoria-Gasteiz, Spain, p. 306.
- Vaganov, E. A., Anchukaitis, K. J., Evans, M. N., 2011. How well understood are the processes that create dendroclimatic records? A mechanistic model of the climatic control on conifer tree-ring growth dynamics, in: *Dendroclimatology*. Springer, 37-75.
- Varela, R., Lima, F. P., Seabra, R., Meneghesso, C., Gómez-Gesteira, M., 2018. Coastal warming and wind-driven upwelling: A global analysis. *Science of The Total Environment* 639, 1501-1511.
- Ward, P. D., Haggart, J. W., Carter, E. S., Wilbur, D., Tipper, H. W., Evans, T., 2001. Sudden productivity collapse associated with the Triassic-Jurassic boundary mass extinction. *Science* 292(5519), 1148-1151.
- Williams, D. M., Kasting, J. F., Frakes, L. A., 1998. Low-latitude glaciation and rapid changes in the Earth's obliquity explained by obliquity-oblateness feedback. *Nature* 396(6710), 453-455.
- Wing, S. L., Harrington, G. J., Smith, F. A., Bloch, J. I., Boyer, D. M., Freeman, K. H., 2005. Transient floral change and rapid global warming at the Paleocene-Eocene boundary. *Science* 310(5750), 993-996.
- Zachos, J. C., Wara, M. W., Bohaty, S., Delaney, M. L., Petrizzo, M. R., Brill, A., Bralower, T. J., Premoli-Silva, I., 2003. A transient rise in tropical sea surface temperature during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Science* 302(5650), 1551-1554.
- Zalasiewicz, J., Williams, M., 2016. Climate change through Earth's history, in: *Climate Change*. Elsevier, 3-17.
- Zeebe, R. E., Zachos, J. C., Dickens, G. R., 2009. Carbon dioxide forcing alone insufficient to explain Palaeocene-Eocene Thermal Maximum warming. *Nature Geoscience* 2(8), 576-580.





# Esenciais

Breviarios de divulgación do saber

## Últimas publicacións na colección

*A ciencia política (2020)*

Argimiro Rojo Sagrado

*As enerxías renovables (2021)*

Maite de Castro e Xurxo Costoya

*Feminismo (2021)*

Beatriz Suárez Briones e M.<sup>a</sup> Jesús Fariña Busto

## Vindeiras publicacións na colección

*A astrofísica (2021)*

Ana Ulla

*A linguaxe (2021)*

Fernando Ramallo



9 7 8 - 8 4 - 8 1 5 8 - 8 9 1 - 0

## O cambio climático

Os cambios no clima sucedéronse ao longo da historia do noso planeta debido a mecanismos naturais. Sen embargo, o cambio climático actual ten a singularidade de estar tamén afectado polo ser humano. Este efecto antropoxénico potencia o quecemento global, incrementando a velocidade dos cambios e limitando a capacidade de adaptación das especies ás novas

condicións. Así, incluso variacións pequenas, como décimas de grao na temperatura, poden ser desfavorables para moitas especies, levando á extinción dalgunhas delas. O coñecemento dos cambios climáticos, tanto os pasados coma o actual, permite desenvolver ferramentas de mitigación e adaptación para enfrontarse aos cambios futuros do mellor xeito posible.

Servizo de Publicacións

Universidade de Vigo

