



17. A ação das geleiras na superfície da Terra

Principais conceitos

- ▶ Geleiras são sistemas de gelo em movimento formados onde a taxa de acumulação de neve é maior que a taxa de derretimento a cada ano.
- ▶ Os principais tipos de geleiras são: continentais e alpinas. As geleiras continentais são calotas de gelo com espessuras de até 3500 m que recobrem grandes áreas em regiões polares. As geleiras alpinas ocorrem em vales elevados em montanhas.
- ▶ As geleiras movem-se lentamente por deformação plástica ou, no caso de geleiras a temperaturas próximas do ponto de fusão, por deslizamento basal sobre um nível rico em água.
- ▶ Apesar do movimento constante, a posição da frente da geleira pode variar pouco, pois a acumulação nas regiões de maior precipitação é compensada pelos processos de ablação, principalmente o derretimento, nas regiões terminais da geleira, a altitudes ou latitudes mais baixas.
- ▶ À medida que a geleira movimenta-se, ela erode seu substrato, arrancando blocos de diversos tamanhos e promovendo abrasão pela raspagem de blocos contra o fundo. Esses fragmentos são transportados com o gelo até a área de ablação, onde depositam-se.
- ▶ Depósitos formados diretamente pela ablação do gelo são chamados *tills*. Retrabalhamento dos sedimentos glaciais por águas de degelo ou por ondas e correntes costeiras são comuns em regiões próximas a geleiras.
- ▶ Ciclos de avanço e recuo das geleiras continentais são causados por mudanças climáticas decorrentes de ciclos astronômicos. Diversos desses ciclos marcam o registro geológico do Pleistoceno.

Fernanda Maciel Canile

I18_4469_F002_ABERT_CAP17
aprovada



▲ Geleira do tipo continental na Ilha Rei George – Shetlands do Sul, Península Antártica.



Introdução

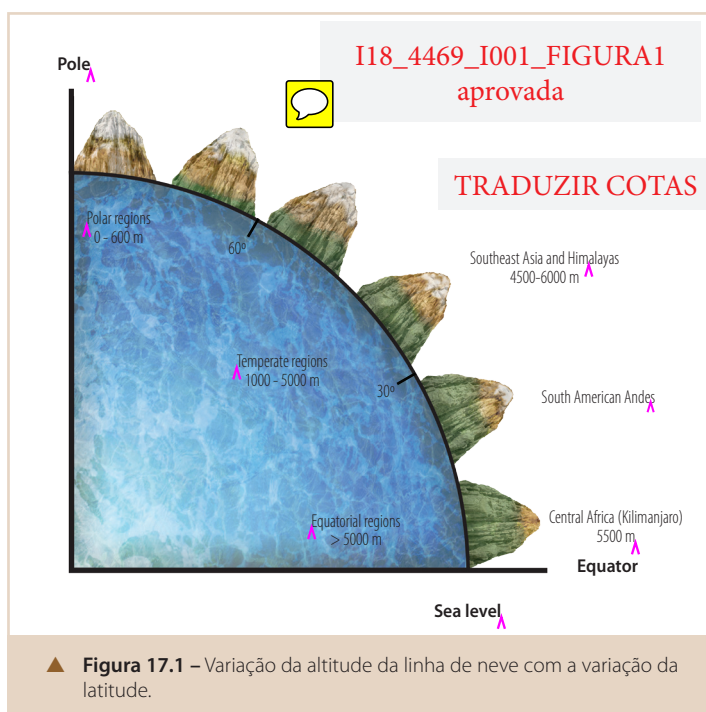
A Terra vista do espaço exibe grandes áreas cobertas por neve e gelo, concentradas nas regiões polares e nas áreas elevadas de cadeias de montanhas. Essas áreas ocupam quase 10% da superfície do planeta, sendo que as principais, nas regiões polares, podem alcançar mais de 3.000 m de espessura de gelo, resultante da acumulação progressiva de neve. Esses grandes volumes de gelo constituem importantes reservatórios de água retirada do sistema atmosfera-hidrosfera e sua dinâmica influencia o nível dos oceanos, o aporte de sedimentos para os mares e o clima em escala global.

A maior parte das acumulações de gelo do planeta encontra-se em movimento, pois o gelo formado pela compactação da neve comporta-se como um fluido muito viscoso que se move lentamente de regiões elevadas para regiões baixas e de áreas de acumulação mais espessa para áreas de menor espessura, espalhando-se como o mel sobre uma mesa. Essas massas de gelo em movimento são chamadas **geleiras** ou glaciares. Campos de neve perene que não se movem ou o gelo formado a partir da água do oceano nas regiões polares não são considerados geleiras.

Geleiras formam-se quando a precipitação anual de neve, que ocorre nos meses de inverno, supera a ablação concentrada nos meses de verão. Em áreas onde a temperatura não permite o derretimento do gelo em nenhuma época do ano, mesmo pequenas precipitações de neve resultam em acumulação progressiva. Por outro lado, em áreas em que a oscilação de temperatura resulta em derretimento de parte da neve acumulada na estação anterior, a formação de geleiras depende de altos valores de precipitação.

Fora das regiões polares, a energia solar recebida pela superfície da Terra é maior em decorrência do maior ângulo de incidência dos raios solares. Nestes locais apenas áreas com altitude elevada apresentam temperaturas adequadas para a

formação de geleiras. Quanto mais baixa for a latitude, maior será a altitude mínima para a formação de geleiras. A altitude mínima para a formação de geleiras é denominada **linha de neve**, e varia desde o nível do mar em áreas polares até mais de 5.000 m próximo ao Equador (**Figura 17.1**).



Samuel Silva/Conexão Editorial

Nas regiões elevadas de baixas e médias latitudes, a oscilação de temperatura pode ser grande e o principal fator para a formação de geleiras é o volume de precipitação de neve. Assim, em uma mesma montanha, o flanco voltado para o rumo do qual provém a umidade (normalmente voltado para um oceano) pode apresentar desenvolvimento de geleiras, enquanto que o flanco oposto pode acumular apenas pequenas quantidades de gelo devido à escassez de neve.

Como as áreas acima da linha de neve em latitudes moderadas a baixas são poucas e relativamente pequenas, a maior parte das geleiras encontra-se nas regiões polares. As geleiras que recobrem a maior parte da Antártida são responsáveis por cerca de 84% da área coberta por geleiras no planeta, e outros 12% estão sobre a Groenlândia.

Tipos de geleiras

As geleiras formadas em altitude diferem das formadas sobre massas continentais de altas latitudes com relação ao tamanho, morfologia e dinâmica. Assim, pode-se distinguir dois tipos principais de geleiras:

Geleiras tipo alpino, também denominadas geleiras de vale, caracterizam-se por ocupar vales nas encostas de montanhas, constituindo fluxos estreitos e alongados, com profundidade de até algumas centenas de metros. Geleiras do tipo alpino (**Figura 17.2**) apresentam fluxo mais rápido que as continentais, da ordem de dezenas de

metros por ano, em função da elevada declividade das encostas onde se formam. Nas cabeceiras dos vales glaciais ocorrem geleiras menores, com até 1 km de diâmetro e de forma semicircular, denominadas **geleiras em circo** (**Figura 17.3**).

Em regiões de baixas e médias latitudes, as geleiras do tipo alpino são restritas às porções superiores dos vales, porém, em latitudes mais elevadas, tais geleiras podem alcançar o sopé das cadeias de montanhas, onde se espalham formando as chamadas geleiras de **piemonte** (**Figura 17.4**).

Rômulo Machado



▲ **Figura 17.2** – Geleira do tipo Alpino. Perito Moreno, Argentina.

google.com.br/maps

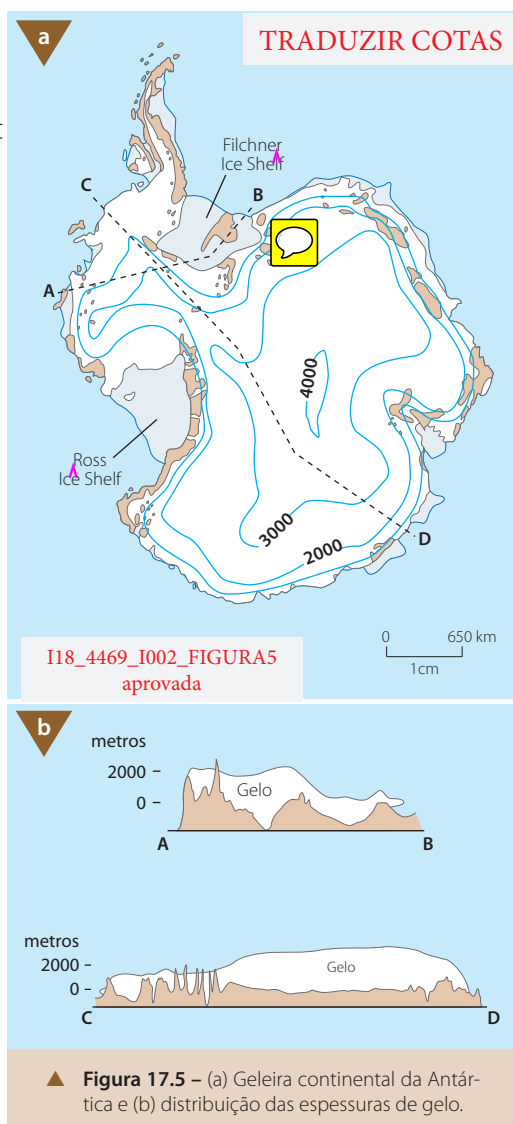


▲ **Figura 17.4** – Exemplo de geleira de piemonte (Geleira Malispina, Alasca).



▲ **Figura 17.3** – Exemplo de geleira em circo.

crédito



Geleiras continentais são grandes massas de gelo sobre áreas continentais em altas latitudes, caracterizadas por ocuparem grandes superfícies, como a geleira continental da Antártica (**Figura 17.5a**), que recobre mais de 12.500.000 km². Também as espessuras de gelo são superiores às encontradas em geleiras do tipo alpino (**Figura 17.5b**, cortes AB e CD da **Figura 17.5a**), ultrapassando os 3.000 m. As velocidades de fluxo em geleiras continentais são menores que em geleiras alpinas, da ordem de alguns metros por ano, pois o fluxo é causado principalmente por diferenças de espessura entre as áreas centrais e as bordas da geleira, com interferência apenas local da declividade do fundo. O padrão de fluxo característico de geleiras continentais é de dispersão radial (**Figura 17.6**).

I18_4469_I003_FIGURA6 aprovada



Além das geleiras, as plataformas de gelo fluantes sobre o mar, resultantes do fluxo de geleiras até a costa, constituem grandes acumulações de gelo em altas latitudes. Essas plataformas





▲ **Figura 17.8** – Iceberg na região de Uchuaia, Argentina.

são formadas por gelo flutuante com até centenas de metros de espessura (**Figura 17.7**) que, de forma diversa à dos *icebergs* (**Figura 17.8**) que delas se desprendem, estão ligadas a geleiras continentais.

Outra forma de acumulação de gelo em altas latitudes ocorre pelo congelamento permanente da água presente no solo, formando o *permafrost*. Esse tipo de solo congelado é identificado e descrito em regiões com temperaturas extremamente baixas e ocupa grandes áreas da Sibéria e do Canadá. A profundidade do *permafrost* pode alcançar centenas de metros, limitada pelo calor interno da Terra. O *permafrost* representa um problema para obras de engenharia, pois o gelo tende a derreter quando escavado, tornando o solo encharcado e instável (**Figura 17.9**).



▲ **Figura 17.9** – Erosão por derretimento de permafrost (Alasca).

Movimento das geleiras

Acumulação e ablação

A acumulação progressiva de neve em uma geleira causa o soterramento e compactação da neve mais antiga pela neve mais nova. Essa compactação, em combinação com os processos de fusão e recristalização do gelo por variações de temperatura, transforma a neve original, com cerca de 90% de volume de ar, em gelo maciço.

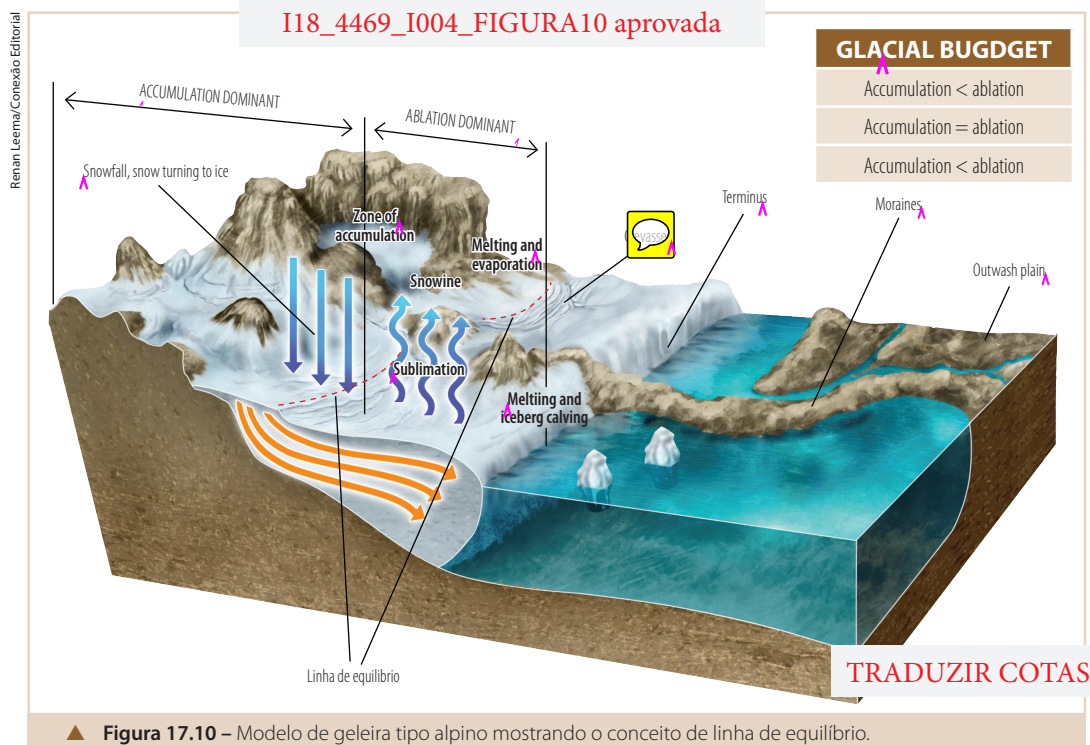
Embora as geleiras movam-se de áreas mais elevadas ou com maior espessura de gelo para áreas mais baixas ou com menor espessura de gelo, a posição da

frente das geleiras sofre pouca modificação em anos ou décadas. Isso ocorre porque as áreas para onde as geleiras se movem estão sujeitas à **ablação**, que é o conjunto dos processos de diminuição do volume de gelo em uma geleira. A ablação compreende o derretimento, a sublimação (evaporação direta), a erosão pelo vento e a fragmentação em *icebergs*. O derretimento é responsável pela maior parte da ablação, porém, em geleiras que alcançam o mar, a fragmentação em *icebergs* pode ter papel importante.

Assim, geleiras movem-se de áreas em que predomina a acumulação para áreas em que predomina a ablação. A linha que separa essas duas áreas é chamada linha de equilíbrio, definida a partir da

média de precipitação e ablação em todas as estações do ano (Figura 17.10). A frente da geleira, onde a ablação é completa, é denominada de *terminus* ou frente de geleira (Figura 17.11).

I18_4469_I004_FIGURA10 aprovada



I18_4469_F009_FIGURA11 aprovada



Tipos de movimento de geleiras

A movimentação de uma geleira inicia-se quando a acumulação progressiva de neve atinge uma espessura mínima de 30 m, e assim o gelo formado a partir da neve soterrada passa a sofrer deformação plástica. O fluxo da geleira resulta da deformação de cristais individuais de gelo, cada um contribuindo com uma porção microscópica do movimento. Esse processo resulta em um fluxo do tipo laminar, em que ocorre deslocamento

relativo de planos paralelos. A porção superior da geleira não se deforma plasticamente, apresentando fraturamento devido à movimentação dos níveis inferiores. Essas fraturas dão origem a fendas na superfície da geleira, denominadas **crevassas** ou clistoclases (**Figura 17.12**), que se formam em grande quantidade nas áreas em que as geleiras sofrem mudanças de velocidade, como em curvas ou locais com aumento de declive.

I18_4469_F010_FIGURA12 aprovada



Rômulo Machado

▲ **Figura 17.12** – Crevassas na frente e superfície da geleira. Glaciar Perito Moreno, Argentina.

Em uma seção transversal ao movimento, as velocidades de deslocamento de uma geleira são maiores no centro e diminuem rumo às áreas de atrito no fundo e às bordas de vales escavados.

O movimento por deformação plástica predomina quando a base da geleira encontra-se a temperatura muito abaixo da temperatura de fusão, quando toda a coluna de gelo, assim como o substrato sedimentar da geleira, encontram-se congelados. Por outro lado, as geleiras de regiões não muito frias, como as de altitude em climas temperados, podem ter suas bases a temperaturas próximas ao ponto de

fusão do gelo e conter quantidades variadas de água de degelo em sua porção inferior. Essas geleiras são chamadas de geleiras temperadas ou de base quente, em contraste com as chamadas geleiras polares ou de base fria (sempre congelada). Além da deformação plástica, geleiras temperadas sofrem um tipo de movimentação muito mais rápido, caracterizado pelo deslizamento de toda a geleira sobre a camada com temperatura próxima ao ponto de fusão. Esse processo é conhecido como deslizamento basal e é causado pela presença de água de degelo que atua como um lubrificante na base da geleira.

Erosão glacial

Processos de erosão glacial

O movimento das geleiras, apesar de lento em relação ao de rios ou correntes oceânicas, causa intensa erosão nos substratos e nas paredes de vales glaciais por onde passam. A passagem de uma massa de gelo pode facilmente arrancar fragmentos de rocha já segmentados por fraturas preexistentes, incluindo

grandes blocos de dezenas de metros de diâmetro. Em geleiras temperadas, o processo de desagregação de blocos é intensificado pelo **intemperismo físico** (ver **Capítulo 9**), causado pela repetição de ciclos de fusão e recongelamento. A água de degelo penetra em fraturas das rochas do substrato, podendo

congelar-se novamente. Como a água ao congelar-se expande seu volume em cerca de 9%, o congelamento causa expansão e ampliação das fraturas, com consequente fragmentação da rocha e liberação de blocos, que podem ser arrastados pela geleira.

A presença de fragmentos de rocha de diversos tamanhos dá origem ao segundo, e principal, processo de erosão pelo gelo, denominado **abrasão**. A abrasão consiste na raspagem do substrato por fragmentos de rocha carregados pelo gelo, que é evidenciada pelas **estrias glaciais** (Figura 17.13) encontradas em áreas erodidas por geleiras com deslizamento basal. As estrias glaciais são muito úteis para a reconstituição dos padrões de movimentação de geleiras do passado geológico, pois a direção das estrias marca a direção local do fluxo da geleira. A intensidade do processo de abrasão depende de diversos fatores, incluindo a quantidade e dureza dos blocos carregados pelo gelo, a pressão exercida pela coluna de gelo no fundo e a resistência da rocha do substrato ao processo de abrasão.

Relevo glacial

Em escala maior, a ação erosiva do gelo dá origem a diversas feições de relevo características. Os vales escavados por geleiras têm tipicamente fundo plano e laterais íngremes, com seção transversal em forma de “U” (Figura 17.14), diferentemente de vales fluviais que apresentam geralmente seção transversal em forma de “V”. O encontro de dois vales glaciais, com o aporte de uma geleira tributária a uma geleira principal, é caracterizado por um ponto em que a superfície do gelo apresenta a mesma altitude nas duas geleiras (Figura 17.15a), porém o maior volume de gelo da geleira principal implica em uma maior profundidade do substrato. Assim, após o degelo, o fundo dos vales de geleiras tributárias encontra-se em cotas mais elevadas que o fundo do vale principal, caracterizando os **vales suspensos**. Os rios que ocupam esses vales após o degelo formam corredeiras e cachoeiras para encontrar o rio do vale principal (Figura 17.15b).

Fernanda Maciel Canile



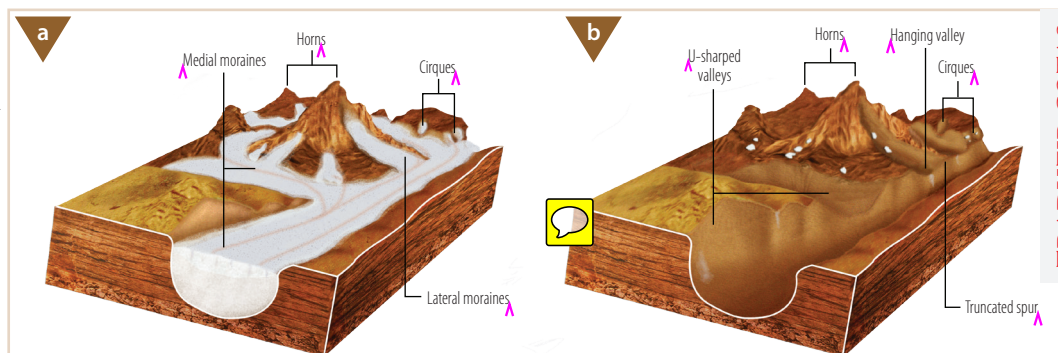
▲ **Figura 17.13** – Pavimento Estriado produzido por passagem de geleira. Ilha Rei George, Shetlands do Sul, Península Antártica.

Rômulo Machado



▲ **Figura 17.14** – Morfologia de vale em U, no primeiro plano da foto. Região de Uchuaia, Argentina.

Samuel Silva Conexão Editorial



▲ **Figura 17.15** – Modelo de geração de vale glacial suspenso. Em (a) com passagem da geleira. Em (b) após derretimento da geleira.

I18_4469_I005a_b_FIGURA15a_b aprovada

TRADUZIR COTAS

Outra feição característica de erosão por geleiras do tipo alpino são os vales circulares deixados por geleiras em circo nas cabeceiras de vales glaciais. Esses vales circulares, denominados anfiteatros ou circos glaciais, frequentemente apresentam lagos de degelo em seu interior.

Geleiras continentais também dão origem a formas de relevo características. A erosão irregular do fundo gera as chamadas **rochas moutonnées** (Figura 17.16), que são elevações assimétricas e alongadas do substrato da geleira e apresentam um flanco menos íngreme e estriado apontando para o rumo de onde provinha a geleira, e outro flanco mais íngreme e de superfície irregular apontando para o rumo para o qual a geleira movia-se. Essa assimetria é causada pelo predomínio do processo de abrasão em um flanco e do processo de remoção de fragmentos no outro (Figura 17.17). Elevações com formas alongadas e simétricas, com superfícies estriadas, são conhecidas como *whalebacks*, e podem chegar a mais de um quilômetro de comprimento.

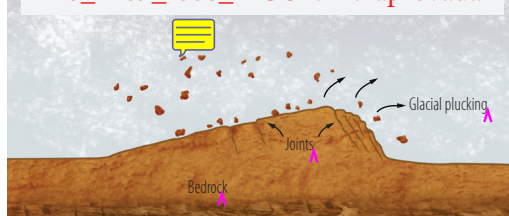
I18_4469_F013_FIGURA16



OS2Warp/Wikimedia Commons

▲ Figura 17.16 – Rocha moutonnée.

I18_4469_I006_FIGURA17 aprovada



Samuel Silva/Conexão Editorial

▲ Figura 17.17 – Modelo de formação de rocha moutonnée.

TRADUZIR COTAS

Transporte de sedimentos

A erosão glacial dá origem a partículas de diversos tamanhos, e o movimento da geleira transporta essas partículas sem nenhuma seleção. Assim, o transporte pelo gelo leva desde fragmentos na fração silte (ver Capítulo 10), gerados pela abrasão de rochas do substrato e dos próprios clastos transportados, até grandes blocos arrancados do substrato. Os fragmentos transportados no fundo da geleira são denominados **detritos subglaciais** e as acumulações desses detritos formam as **morenas basais**. Os detritos contidos no corpo da geleira são chamados **englaciais** e o material adicionado à superfície da geleira por deslizamento, queda ou fluxo de detritos das encostas adjacentes de um vale glacial compõem os **detritos supraglaciais** que formam as **morenas laterais** e **centrais**. As morenas laterais são formadas no contato entre a geleira e a encosta do vale, e as morenas centrais pela junção de morenas laterais quando uma geleira tributária aporta em uma principal (Figura 17.18). Como geleiras continentais não recebem fragmentos de encostas adjacentes, detritos supraglaciais são raros nesse tipo de geleira.

I18_4469_F014_FIGURA18 aprovada

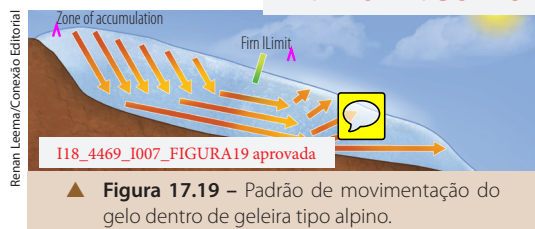


crédito

▲ Figura 17.18 – Confluência de geleiras tipo alpino formando morena central pela junção de morenas laterais

Para entendermos os padrões de movimento dos sedimentos dentro de uma geleira, deve-se retomar o conceito de linha de equilíbrio entre a zona de acumulação e a zona de ablação. Acima da linha de equilíbrio, a acumulação progressiva e o movimento do gelo fazem com que a vazão da geleira aumente no sentido do fluxo. Assim, desde a cabeceira até a linha de equilíbrio a vazão aumenta, e para geleiras confinadas, também a velocidade aumenta. Abaixo da linha de equilíbrio os processos de ablação passam a predominar e a vazão começa a diminuir. Assim, da linha de equilíbrio até a frente da geleira, a vazão e a velocidade progressivamente diminuem. Desta forma, a velocidade máxima ocorre na própria linha de equilíbrio, acima dela a geleira tende a acelerar e abaixo tende a desacelerar. Como o gelo não é compressível, esse padrão de velocidades gera diferenças na espessura do gelo em geleiras confinadas a vales, estando as maiores espessuras na região da linha de equilíbrio. A variação de espessuras gera uma componente vertical no fluxo, que é caracterizada como uma tendência descendente acima da linha de equilíbrio e ascendente abaixo da linha de equilíbrio (Figura 17.19).

TRADUZIR COTAS



Assim, fragmentos arrancados ou raspados do substrato acima da linha de equilíbrio tendem a emergir na superfície da geleira abaixo da linha de equilíbrio. Além desta, outras rotas de transporte de sedimentos são possíveis. Detritos supraglaciais acima da linha de equilíbrio tendem a descer e tornarem-se englaciais ou subglaciais e fragmentos subglaciais podem ser transportados pelo fundo por longas distâncias até a frente da geleira.

Transporte por água

Vimos anteriormente que a água de degelo exerce importante papel em geleiras temperadas, principalmente por permitir o deslizamento basal. Além disso, a água de degelo pode ser um importante agente de transporte de sedimentos em sistemas glaciais. Sistemas de drenagem de água de degelo estabelecem-se sobre geleiras e, em geleiras temperadas, também dentro e na base de geleiras. Essas correntes promovem erosão, transporte e deposição de sedimentos, com a particularidade de selecionarem a granulação dos fragmentos de forma muito mais eficiente do que o transporte pelo gelo.

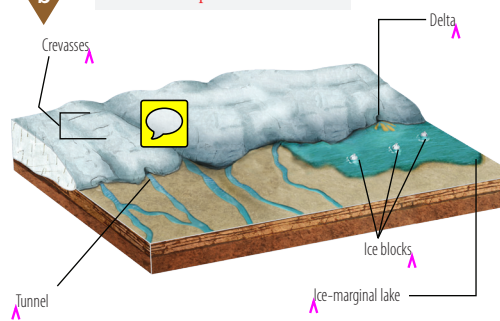
A água de degelo infiltra-se por fraturas e galerias, acumulando-se em lagos subglaciais ou reservatórios englaciais e estabelecendo correntes em túneis escavados no gelo. Esses túneis tendem a ser retilíneos, pois a sinuosidade é impedida pelas paredes de gelo, e alinhados de acordo com a direção de fluxo da geleira. Abaixo da frente da geleira, na região **proglacial**, as drenagens supra, sub e englaciais alimentam sistemas fluviais que remobilizam parte do sedimento depositado pelo gelo (Figuras 17.20 a e b).

I18_4469_F018_FIGURA20a aprovada



▲ **Figura 17.20** – (a) Geleira com formação de lagos e dois pequenos rios nas laterais da geleira. Ilha Rei George, Shetlands do Sul, Península Antártica. (b) Modelo de formação de sistemas fluviais e lacustres proglaciais a partir de correntes subglaciais, englaciais e supraglaciais, exemplificado na Figura 17.20a.

I18_4469_I008_FIGURA20b aprovada



TRADUZIR COTAS

Sistemas deposicionais glaciais

O volume de sedimento transportado por uma geleira pode ser muito grande. Geleiras de vales podem apresentar coloração escura e estratificação devido à grande quantidade de sedimento que carregam. O destino final desse sedimento é a deposição, porém a grande complexidade de processos atuantes em sistemas glaciais dá origem a diferentes tipos de depósitos, descritos a seguir.

Depósitos glaciogênicos primários (*tills*)

Os sedimentos depositados diretamente a partir do gelo são denominados depósitos glaciogênicos primários e são caracterizados por má seleção granulométrica, pois todos os fragmentos carregados pela geleira são depositados em conjunto. O termo descritivo para sedimentos mal selecionados, contendo fragmentos da fração silte ou argila até seixos ou clastos ainda maiores, é *diamicton*, e a rocha formada pela litificação do *diamicton* é denominada **diamictito**. Quando um *diamicton* ou diamictito foi comprovadamente formado por deposição direta a partir do gelo, recebe o nome de *till* (o sedimento) ou **tilito** (a rocha). Outros processos sedimentares podem dar origem a *diamictons*, como fluxos gravitacionais (ver **Capítulo 10**), e esses processos podem retrabalhar depósitos glaciogênicos primários (*tills*), que deixam assim de constituir *tills*.

Tills podem formar-se por três processos:

1. Por alojamento de sedimento no substrato durante a movimentação da geleira (*till* de alojamento)
2. Por derretimento ou sublimação do gelo na frente da geleira (*till* de ablação)
3. Por deformação do substrato da geleira por cisalhamento causado pela passagem do gelo (*till* de deformação e glaciotectonito).

Tills de alojamento (**Figura 17.21**) ocorrem preenchendo depressões do substrato da geleira e são formados pela deposição de sedimento sob pressão, durante a movimentação da geleira. Devido a esse mecanismo, *tills* de alojamento são originalmente compactados e podem apresentar estrias no topo do depósito e fraturas sub-horizontais de cisalhamento. Outra feição característica de *tills* de alojamento é a presença de seixos assimétricos semelhantes a pequenas rochas *moutonnées*, com

um flanco suave e estriado apontando para o sentido de onde provém a geleira, e o outro flanco íngreme e fraturado apontando para o lado oposto.

Tills de ablação formam-se na região terminal da geleira, compondo acumulações denominadas **morenas frontais**. Podem formar-se pelo derretimento do gelo e acumulação direta do sedimento nele contido, ou pelo lento processo de sublimação do gelo, com a passagem direta de gelo a vapor de água, que ocorre em ambientes muito frios e secos, como na Antártica. O processo de derretimento ou sublimação do gelo resulta na deposição do sedimento com muitas das características que ele possuía quando se encontrava na geleira. Assim, estratificações, orientações de clastos e feições de fluxo podem preservar-se no sedimento depositado. A preservação desses depósitos, porém, é rara, pois a saturação em água do sedimento e a acumulação de grandes pilhas, muitas vezes depositadas em vertentes inclinadas, facilitam o deslizamento e o retrabalhamento por fluxos gravitacionais. O processo de sublimação também implica em difícil preservação do depósito, pois a retirada seletiva do gelo deixa um volume muito grande de poros entre os fragmentos sedimentares, resultando em um depósito friável e instável.

Assim, retrabalhamento por fluxos gravitacionais ocorre com muita frequência em *tills* de ablação, resultando em depósitos maciços com má seleção granulométrica (*diamictons*). Boa parte dos depósitos de morenas frontais passa por esse tipo de retrabalhamento.

Tills de deformação são formados pela mistura intensa e homogeneização por deformação de sedimentos no substrato da geleira, resultando em depósitos sem estruturas primárias, maciços, com má seleção granulométrica. A deformação ocorre pela força de cisalhamento da geleira em movimento, não sendo propriamente um processo de deposição sedimentar. Entretanto, mesmo o material original não sendo um depósito glacial, convencionou-se chamar o produto final de *till*. Aplica-se o termo glaciotectonito quando a deformação do substrato, que pode ser sedimento previamente depositado ou rocha do embasamento, não resulta em homogeneização, mas em desenvolvimento de texturas de cisalhamento.



Depósitos fluvioglaciais

Vimos anteriormente que geleiras temperadas, nas quais a temperatura do gelo é próxima ao ponto de fusão, contém água de degelo. Essa água pode ocorrer como pequenas gotas dentro de e entre cristais de gelo, mas pode também formar lagos sob o gelo, bolsões de água dentro da geleira ou correntes, tanto em túneis no gelo (sub e englaciais) quanto em canais na superfície da geleira (canais supraglaciais). Também na região à frente da geleira, a água de degelo pode acumular-se em lagos ou fluir em sistemas canalizados. Essas correntes de água de degelo, abaixo, acima, dentro e na frente da geleira, retrabalham os sedimentos trazidos pela geleira.

Os sedimentos retrabalhados por água corrente não apresentam a má seleção granulométrica característica dos tilitos e diamictitos (Figura 17.21), pois o transporte pela água faz com que as partículas finas (silte e argila) se mantenham em suspensão, não sendo depositadas enquanto a corrente não encontrar um corpo de água estagnada. Assim, depósitos de correntes aquosas são arenosos ou areno-conglomeráticos. Além disso, apresentam estruturas sedimentares indicativas da ação da corrente no leito sedimentar, principalmente estratificação plano paralela e estratificações e laminações cruzadas (ver Capítulo 10).

Fernanda Maciel Canile



▲ Figura 17.21 – Tilito de alojamento. Observar o estriamento segundo a direção do martelo. Ilha Rei George, Shetlands do Sul, Península Antártica.

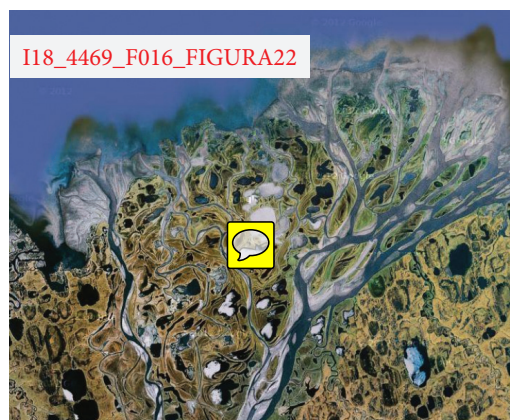
Eskers

Os depósitos de canais supraglaciais e de túneis de degelo sub e englaciais são estruturas lineares, paralelas ao movimento da geleira, compostas por areia e seixos derivados da geleira. Com o degelo e consequente recuo da frente da geleira, essas

estruturas de preenchimento formam colinas alongadas na área proglacial, denominadas *eskers*. Antes do degelo, os canais e túneis glaciais apresentam paredes subverticais de gelo, e o sedimento ali depositado é confinado pela forma do canal ou túnel. Com o degelo, o sedimento inconsolidado torna-se instável e suas bordas deslizam até formar uma pilha estável. Esse processo promove a deformação das estruturas sedimentares previamente formadas mesmo em túneis subglaciais. Em túneis englaciais e canais supraglaciais, o degelo causa deformação ainda mais intensa, pois o sedimento inconsolidado só chega a depositar-se no substrato após o derretimento dos níveis inferiores da geleira. Assim, quanto mais próximo à superfície da geleira estiver localizado o depósito fluvial, mais deformadas ficarão suas estruturas quando ocorrer o degelo.

Diferentemente dos *eskers*, que se preservam como elevações na região proglacial, os canais de degelo da frente da geleira, denominados canais de planície de lavagem, preenchem grandes áreas pela migração lateral constante de canais, geralmente entrelaçados (Figura 17.22) (ver Capítulo 16). Esses depósitos areno-conglomeráticos só sofrerão deformação caso a geleira volte a avançar, fazendo com que sofram os efeitos da deformação subglacial.

google.com.br/maps



▲ Figura 17.22 – Sistema fluvial entrelaçado em planície de lavagem proglacial (Alasca).

Depósitos glaciolacustres

Na região proglacial, a água de degelo pode acumular-se em lagos de diversos tamanhos. Pequenos lagos podem formar-se pelo derretimento de blocos de gelo, separados da frente da geleira, que haviam sido parcialmente soterrados por

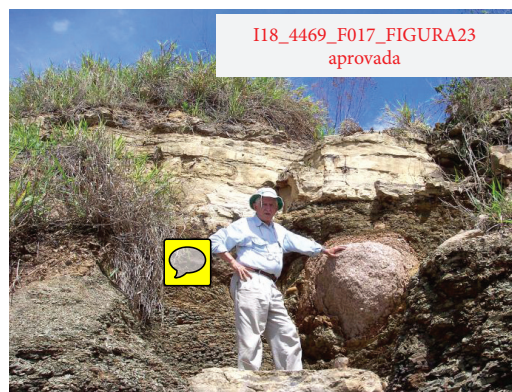
sedimentos da planície de lavagem. Lagos maiores podem formar-se por barragens naturais, como outros lobos da geleira, morenas deixadas anteriormente pela geleira ou relevo do embasamento.

Os depósitos de lagos proglaciais refletem o aporte sedimentar, em corpos de água parada, da geleira e dos sistemas fluviais de degelo. Assim, no contato direto da geleira com um lago podem depositar-se tilitos de ablação que escorregam para dentro do lago, retrabalhados como fluxos de gravidade. Correntes aquosas sub e englaciais saem da geleira por portais, que podem desaguar diretamente em um lago na frente da geleira, formando pequenos deltas. Sistemas fluviais proglaciais também podem desaguar em lagos, formando deltas. Esses deltas são compostos por depósitos areno-conglomeráticos de desaceleração na porção proximal, que passam para depósitos mais finos em direção ao centro do lago, incluindo turbiditos distais e depósitos de decantação.

A variação anual de temperatura pode resultar em congelamento da superfície de lagos glaciais durante o inverno, interrompendo a deposição. Depósitos de águas calmas em lagos anualmente congelados podem apresentar níveis milimétricos a centimétricos de silte, depositados no verão, quando grande volume de sedimentos trazidos por rios de degelo chegam ao lago, intercalados com níveis de argila decantada no inverno, quando a superfície congelada do lago impede o aporte de sedimentos. Cada um desses pares de camadas é denominado varve, e representa um ano de registro sedimentar. O depósito resultante do acúmulo de vários varves recebe o nome de **varvito**. No interior desse depósito de varve, seixos podem ser encontrados e devem-se ao derretimento de blocos de gelo que boiavam no lago no período de verão. Esses blocos de gelo portam diversos fragmentos extraídos do substrato por onde a geleira passou e, com sua fusão, esses fragmentos caem para o fundo do lago. Tais fragmentos recebem o nome de **clastos caídos**. (Figura 17.23).

Lagos glaciais de grande porte podem originar um tipo de fenômeno catastrófico que deixa registro geológico em grandes áreas: são as grandes inundações causadas pelo rompimento de barragens naturais. Nos estados de Montana e Washington, nos Estados Unidos da América, um grande lago glacial da última glaciação pleistocênica, denominado Missoula, sofreu repetidos rompimentos de sua barragem natural entre 12.000 e 16.000 anos antes

do presente, causando enchentes nas planícies abaixo com vazões de pico cerca de cem vezes maiores que a do rio Amazonas. Esses eventos escavaram canais em rochas e depositaram dunas subaquáticas de cascalho com até 5 m de altura.



▲ Figura 17.23 – Clasto caído em depósito lacustre proglacial. Formação Itararé – Paleozoico, Itu, SP.

A. C. Rocha Campos

Depósitos glaciomarinhos

Em altas latitudes, geleiras podem alcançar a costa marinha. Nesses casos, a frente da geleira é o ponto em que a geleira deixa de estar aterrada, passando a uma plataforma flutuante de gelo. Esse ponto geralmente encontra-se abaixo do nível do mar e o derretimento do gelo dá origem a sedimentos marinhos mal selecionados, muitas vezes retrabalhados por fluxos gravitacionais subaquáticos.

As plataformas de gelo flutuante na frente de geleiras podem estender-se por centenas de quilômetros, terminando em frentes de ruptura de *icebergs*. O derretimento do gelo sob a plataforma causa a queda das partículas, formando extensos depósitos de diamictitos, geralmente maciços. Caso haja correntes marinhas sob o gelo, as frações mais finas são carregadas com a corrente, e o depósito pode ser desprovido de argila ou até mesmo de silte.

Os *icebergs* que saem da fente das plataformas de gelo percorrem longas trajetórias até seu derretimento completo, largando sedimentos pelo caminho. Esses clastos transportados por *icebergs* são encontrados em meio a sedimentos finos, por vezes laminados, das plataformas continentais próximas a geleiras, e são chamados de clastos caídos. Os clastos caídos têm tamanhos incompatíveis com o depósito em que se encontram (ver figura 17.23) e podem causar deformação do substrato pela sua queda.



Em sistemas glaciomarinhos os depósitos com assinatura glacial intercalam-se a depósitos de retrabalhamento por correntes litorâneas e de maré, ação de ondas e perturbação por organismos, além de fluxos gravitacionais subaquáticos.

Loess

Como vimos anteriormente, os processos de abrasão de rochas do substrato de geleiras geram um grande volume de sedimentos finos, principalmente na fração silte, que são depositados juntamente com as demais partículas na frente da geleira. Os processos fluvioglaciais segregam as partículas, colocando os pelitos em suspensão e depositando areia e seixos. Esses pelitos podem depositar-se nas planícies de lavagem e em

sistemas lacustres proglaciais ou serem levados até o mar. Os pelitos de águas rasas depositados nas planícies de lavagem podem ficar expostos à ação do vento, que transporta essa poeira por grandes distâncias, enquanto retrabalha a areia fina nas áreas próximas.

O silte e a argila retirados pelo vento das planícies de lavagem podem formar espessos depósitos em regiões **periglaciais**, denominados *loess* (ver **Capítulo 14**). Espessas e extensas ocorrências de *loess* são encontradas nas planícies da América do Norte, na região central da Europa, na Sibéria, na Argentina e na China. Esses depósitos registram os grandes volumes de sedimentos retirados de planícies de lavagem das geleiras continentais do Pleistoceno, durante os ciclos de avanço e recuo glacial.

Glaciações

Produtos geológicos da passagem de geleiras, principalmente relevo escavado pelo gelo e depósitos glaciais, são hoje encontrados em vastas áreas de clima temperado do hemisfério norte. Essas evidências revelam que as geleiras continentais atuais ocupam uma área de apenas um terço de sua extensão máxima, no Pleistoceno. Na realidade, os depósitos glaciais do hemisfério norte revelam várias fases de avanço e recuo das geleiras, pois os tilitos e depósitos proglaciais encontram-se em níveis separados por horizontes de solo com restos de vegetação de clima temperado.

O registro obtido de isótopos de oxigênio em sedimentos e conchas de animais oceânicos também evidencia variações cíclicas no volume das geleiras. Os isótopos de oxigênio O^{18} e O^{16} têm comportamento diferente durante a evaporação da água do mar, pois o isótopo mais leve (O^{16}) evapora mais facilmente. Como as geleiras são formadas principalmente por água evaporada dos oceanos e precipitada como neve, o aumento do volume de geleiras promove uma retirada seletiva do isótopo leve O^{16} da água dos oceanos. Assim, variações cíclicas nos isótopos de oxigênio da água dos oceanos correspondem a variações no volume de água aprisionado em geleiras, e essa composição isotópica da água fica registrada nas rochas sedimentares.

A composição isotópica de carapaças de foraminíferos é outro indicador importante, pois depende da temperatura da água em que o organismo vive. Vários ciclos de avanço e recuo de geleiras podem ser reconhecidos no registro isotópico do Pleistoceno. Os eventos de avanço das geleiras são conhecidos como glaciações e promovem a modificação do clima em todo o planeta, com rebaixamento das temperaturas médias em vários graus centígrados e deslocamento das zonas climáticas para latitudes mais baixas.

Glaciações no registro geológico

As glaciações do Pleistoceno são as mais estudadas por terem influenciado muitos aspectos dos padrões atuais de clima, relevo e distribuição de animais e plantas. A última dessas glaciações teve como principal elemento o desenvolvimento de grandes geleiras continentais sobre a América do Norte e a Eurásia.

Outros eventos de glaciação são reconhecidos em períodos geológicos mais antigos. Parte da África e o sudeste da América do Sul (incluindo o Sul, Sudeste e parte do Centro-Oeste do Brasil) estiveram cobertos por geleiras entre os períodos Carbonífero e Permiano, quando o supercontinente Gondwana (ver **Capítulo 5**) passou por latitudes polares.

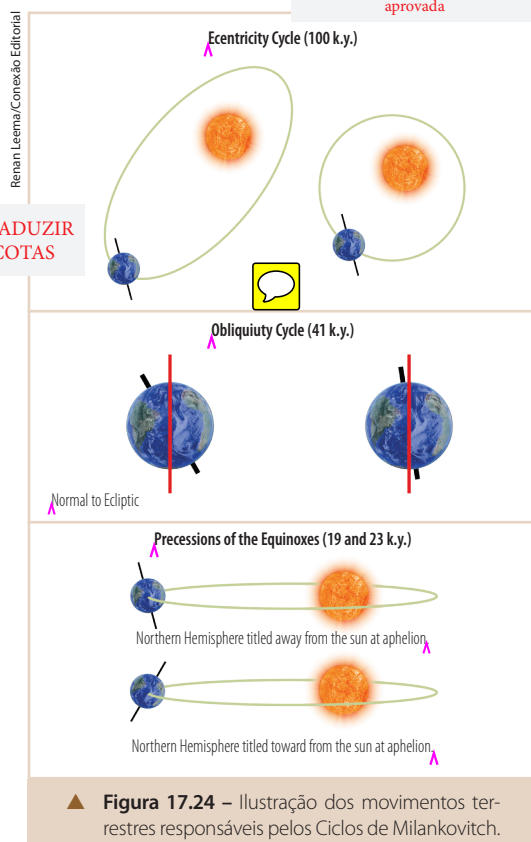
Acredita-se que eventos de glaciação extrema afetaram o planeta durante o Neoproterozoico, com o avanço de geleiras e plataformas flutuantes de gelo até próximo ao Equador. As principais evidências para essa hipótese são dados de paleomagnetismo em sucessões glaciais, que indicam que esses depósitos formaram-se em baixas latitudes.

Mecanismos causadores das glaciações

A ciclicidade de avanço e recuo das geleiras do Pleistoceno pode ser explicada por ciclos astronômicos que fazem com que a energia do Sol recebida pela Terra varie em períodos de dezenas de milhares de anos. Esses ciclos astronômicos são conhecidos como ciclos de Milankovitch, e representam o complexo movimento da Terra em torno do Sol em períodos maiores do que a rotação diária e a translação anual.

São três os principais ciclos de Milankovitch (Figura 17.24):

I18_4469_I009_FIGURA24
aprovada



A obliquidade, ângulo entre o eixo de rotação e o plano de translação da Terra, que hoje é de 23,5°, varia de 21,5° a 24,5° em ciclos de cerca de 41.000 anos. A excentricidade, que é a diferença entre os eixos maior e menor da elipse da trajetória de translação, varia em ciclos de 100.000 anos. A relação entre a inclinação do eixo e a posição da Terra no ciclo de translação é chamada presceção do Equinócio, que varia em ciclos de 23.000 anos.

A interação entre esses três processos gera um padrão de oscilação da energia média recebida pela Terra e causa a ciclicidade das glaciações, com um ciclo longo a cada 100.000 anos e ciclos curtos de 20.000 e 40.000 anos.

Testemunhos retirados de poços que perfuraram as espessas geleiras da Antártica e da Groenlândia contêm bolhas de ar aprisionadas no gelo que registram a evolução da atmosfera nos últimos 160.000 anos, em um intervalo de tempo que abrange o fim da penúltima glaciação, um período interglacial, a última glaciação e o interglacial atual. A datação das camadas de gelo e a comparação da composição do ar nelas aprisionado com os dados de avanço e recuo das geleiras revelaram que os períodos interglaciais são caracterizados por um aumento dos níveis de CO² da atmosfera, enquanto os períodos glaciais por uma diminuição.

Glaciações e o nível do mar

Os ciclos de aumento e diminuição do volume das geleiras continentais têm um efeito direto no nível dos oceanos de todo o planeta. Quanto maior o volume de gelo sobre os continentes, menor será o volume de água nos oceanos. Assim, durante o último máximo glacial, o nível médio dos oceanos estava mais de 100 metros abaixo do nível atual. Essa situação causou um aumento das áreas expostas dos continentes, com erosão das plataformas continentais e aporte de grandes volumes de sedimentos nos taludes e sopés. A transgressão causada pelo degelo no fim da glaciação causou a elevação do nível dos oceanos de mais de 100 metros em apenas 10.000 anos.

A amplitude e a alta frequência das variações do nível dos oceanos causadas por ciclos glaciais, denominadas variações glácio-eustáticas, fazem com que esse fenômeno seja um



dos mais importantes no registro geológico de eventos glaciais, pois influencia os padrões de sedimentação em todas as bacias marinhas do planeta, mesmo aquelas distantes das áreas glaciadas.

O efeito local do degelo pode, por outro lado, compensar a elevação do nível do mar no fim de uma glaciação. O peso exercido pela geleira, particularmente no caso das espessas geleiras continentais, causa o afundamento do continente em que elas se encontram, denominado subsidência. Quando a geleira recua, as áreas antes recobertas pelo gelo voltam a subir, ou soerguer, para a posição original. Esses movimentos da crosta em função da sobrecarga e do alívio do peso da geleira são denominados glácio-isostasia. Assim, apesar de o nível dos oceanos subir durante o degelo, as áreas em que havia espessas geleiras podem soerguer mais rápido que a subida do mar, mantendo-se emersas.

Mudanças globais e os sistemas glaciais

Um volume crescente de evidências aponta para o aquecimento global, causado pela emissão de gases de efeito estufa, principalmente CO₂. Esse aquecimento está relacionado ao

recuo da maioria das geleiras nas últimas décadas, apesar de modificações no clima global terem efeitos complexos sobre as geleiras, pois o aumento da precipitação de neve pode levar a um crescimento das geleiras mesmo durante um ciclo de aquecimento.

A rápida subida do nível dos oceanos causada pelo derretimento de 2/3 do volume de gelo da última glaciação causa preocupações com relação às atuais modificações climáticas. Se todo o volume de gelo das geleiras polares derretesse, causaria uma elevação dos oceanos de cerca de 50 metros, mesmo considerando-se o aprofundamento das bacias oceânicas pelo peso da água adicionada. Essa elevação causaria a inundação da maior parte das grandes cidades do planeta, além de cobrir todas as terras baixas, onde vive a maior parte da população e onde estão as principais áreas férteis. Felizmente, a resposta das geleiras continentais ao aquecimento é lenta, e não se espera um derretimento completo das calotas polares nos próximos milhares de anos.

Uma subida mais modesta, entretanto, poderia causar grandes problemas para as populações costeiras de todo o mundo. Muitos pesquisadores acreditam que o nível médio dos oceanos possa subir cerca de 1 m ainda neste século.

Quadro 17.1 – Pode ocorrer uma nova idade do gelo?

Embora a história da glaciação do Pleistoceno esteja bem estabelecida e seus efeitos tenham sido claramente reconhecidos mundialmente, não sabemos com completa certeza porque os climas mudam e porque as glaciações ocorrem. Uma teoria adequada para explicar as glaciações deve explicar os seguintes fatos:

- ▶ Durante a última idade do gelo, repetidos avanços do gelo na Europa e na América do Norte foram separados por períodos de clima quente. A glaciação, portanto, não está relacionada a um processo de esfriamento lento de longo termo.
- ▶ Glaciação é um evento não usual na história da Terra. Glaciações amplamente distribuídas ocorreram no fim da Era Paleozoica, entre 200 e 300 milhões de anos antes do presente e durante o Pré-Cambriano, aproximadamente há 700 milhões de anos.
- ▶ Através da maior parte da história da Terra, o clima foi mais moderado e mais uniforme do

que é agora. Um período de glaciação requeria um decréscimo na temperatura média na superfície de cerca de 5 °C em relação à temperatura atual e, talvez, um acréscimo na precipitação de neve.

- ▶ As geleiras continentais crescem nas regiões elevadas ou polares, situadas de tal forma que as tormentas trazem ar úmido e frio. As geleiras podem mover-se até latitudes mais baixas, mas originam-se nas terras altas ou nas altas latitudes. Groenlândia e Antártida têm hoje condições topográficas favoráveis, assim como a península do Labrador, a região norte das Montanhas Rochosas, a Escandinávia e os Andes.
- ▶ A precipitação é crítica para o crescimento das geleiras. Algumas áreas estão hoje frias o suficiente para produzirem geleiras, mas não têm suficiente precipitação de neve para desenvolver sistemas glaciais.

Revisão de conceitos

1. O que são geleiras e sob quais condições ocorre sua formação?
2. Defina de modo sucinto:
 - a) Linha de neve perene;
 - b) Morenas centrais
 - c) Planície de lavagem
 - d) Ablação
 - e) Clistoclases ou crevassas.
3. Os sedimentos formados pela ação do gelo apresentam características marcantes. Quais são elas?
4. De que forma o gelo pode provocar a erosão de rochas e que feição morfológica marcante ele produz?
5. Quais as principais diferenças entre geleiras continentais e alpinas?
6. Os depósitos de morenas são formados de diferentes formas. Quais são seus tipos e como se formam?
7. Faça um esquema de uma geleira do tipo alpino e indique as regiões de acúmulo, ablação, erosão, sedimentação.
8. Compare as características e os processos formadores de diamictitos e varvitos.
9. Quais são os principais depósitos formados nas regiões proglaciais?
10. Quantas e quais são as glaciações conhecidas no Brasil?
11. Das frases abaixo definir quais são **F** (Falsas) e quais são **V** (Verdadeiras) e indicar uma correta para tecer um breve comentário.
 - () A ação geológica do gelo se faz presente em áreas tropicais devido à presença de sedimentos glaciais como tilitos, ritmitos e clistoclases.
 - () As glaciações conhecidas no Brasil são em número de 3, sendo a primeira no Pré-Cambriano superior (600 a 1000 M.A) a segunda no Permo-Carbonífero (220-350 M.A) e a terceira no Pleistoceno (1 M.A).
 - () A ação erosiva do gelo é acompanhada de uma correspondente ação construtiva, em interação com atividade fluvioglacial e glaciolacustre.
 - () O Loess é um sedimento de origem glacial (planície de lavagem) que foi posteriormente trabalhado pela ação eólica.
 - () As principais teorias sobre a origem das glaciações envolvem variações na energia solar recebida pela Terra em decorrência de ciclos astronômicos.
- () *Esker*, varvitos, tilitos e *Loess* são sedimentos de origem glacial, fluvioglacial e glaciolacustre.
12. Quais são as principais diferenças entre vales escavados por geleiras e vales fluviais?
13. Como se pode reconhecer a ação de *icebergs* em rochas sedimentares glaciomarinhas?
14. Como a ação de geleiras, rios de degelo e ventos se conjugam para a formação de depósitos de *Loess*?
15. Em que condições o volume de gelo em uma geleira pode aumentar mesmo com o aumento da temperatura média anual?
16. Qual a relação entre glaciações e variações no nível do mar?
17. Qual a relação entre o CO² da atmosfera e as glaciações e qual a principal evidência para isso?

Leitura recomendada

BENN, D., EVANS, D. J. A. *Glaciers and glaciation*. 2. ed. Hodder Arnold Publication, 2010. 816 p.