

---

# Geomorfologia climàtica

---

PID\_00237708

José C. Balasch  
Josep M. Màsich

Amb la col·laboració de  
Jordi Tuset

---

Temps mínim de dedicació recomanat: 6 hores

---





# Índex

<b>Introducció.....</b>	<b>5</b>
<b>1. Dominis morfoclimàtics i modelats.....</b>	<b>7</b>
1.1. Domini morfoclimàtic glacial .....	7
1.1.1. Caracterització .....	7
1.1.2. Extensió del domini .....	7
1.1.3. Aparells glacials .....	9
1.1.4. Modelat glacial .....	17
1.1.5. Processos morfogenètics .....	20
1.1.6. Dipòsits .....	20
1.2. Domini morfoclimàtic periglacial .....	25
1.2.1. Caracterització i extensió .....	25
1.2.2. Sistema morfogenètic .....	26
1.2.3. Processos morfogenètics i formes .....	28
1.2.4. Tipus de modelats .....	38
1.2.5. Regions periglacials .....	41
1.3. Domini morfoclimàtic de la zona equatorial i intertropical .....	42
1.3.1. Aspectes generals .....	42
1.3.2. Domini de la selva (pluvisilva) .....	42
1.3.3. Domini de la sabana .....	50
1.4. Domini morfoclimàtic dels deserts càlids .....	54
1.4.1. Aspectes generals .....	54
1.4.2. Processos d'erosió eòlica .....	58
1.4.3. Formes erosives .....	59
1.4.4. Formes dels dipòsits de sorra .....	64
1.4.5. Dipòsits de llims: els <i>loess</i> .....	65
<b>2. Climes del quaternari.....</b>	<b>67</b>
2.1. Els temps geològics .....	67
2.2. El quaternari .....	68
2.3. Les glaciacions quaternàries .....	69
2.3.1. Les causes de la glaciació (cicles de Milankovitch) .....	70
2.4. Període interglacial Eemense o Riss-Würm .....	71
2.5. L'última glaciació .....	74
2.5.1. Fases glacials .....	74
2.5.2. Variabilitat tèrmica .....	75
2.6. La desglaciació .....	76
2.6.1. Younger Dryas .....	77
2.7. L'holocè .....	77
2.7.1. Holocè inicial .....	78
2.7.2. Holocè mig .....	79

---

**Bibliografia..... 81**

## Introducció

La geomorfologia climàtica estudia les formes del relleu en les seves relacions amb el clima. El relleu adquireix diferents aspectes segons la influència del medi bioclimàtic sota el qual evoluciona. L'acció del clima sobre el relleu es manifesta tant en l'exploració per erosió diferencial de l'estructura geològica i la litologia, com en aspectes variables del modelat. El clima pot actuar directament sobre la superfície terrestre o bé indirectament, quan s'interposa una coberta vegetal entre la litosfera i l'atmosfera. Així, l'eficàcia del clima depèn també de la coberta vegetal i dels sòls. D'acord amb això, es reconeixen sistemes morfogenètics en què dominen processos geomorfològics amb accions mecàniques o físiques, i sistemes morfogenètics en què dominen els processos químics i bioquímics.

Les variacions climàtiques del **quaternari**, caracteritzades per l'alternança de períodes glacials i interglacials, han tingut efectes geomorfològics significatius. Això demostra que el relleu evoluciona per pulsacions successives i que la morfogènesi és discontinua en el temps i en l'espai. El període quaternari és de gran inestabilitat climàtica i molts dels relleus actuals sobre la superfície terrestre són heretats de paleoclimes anteriors.

Així, en totes les àrees geogràfiques és possible trobar formes heretades les quals no corresponen al conjunt coherent de les altres formes dins de les quals es localitzen i que estan sotmeses a l'acció de processos que no tenen relació directa amb les característiques de l'actual zona climàtica. Aquestes formes heretades són el testimoni d'èpoques anteriors en què van ser modelades sota condicions climàtiques diferents de les actuals.

Així doncs, aquest mòdul pretén presentar els aspectes bàsics de la geomorfologia climàtica, una disciplina clàssica que estudia les formes del relleu i la seva relació amb el clima. Tenir coneixement dels dominis morfoclimàtics, del modelat del relleu i la seva relació amb l'evolució del clima al llarg del quaternari permetrà a l'estudiant identificar formes i característiques del paisatge, així com entendre els mecanismes i processos responsables de l'origen del seu modelat.



## 1. Dominis morfoclimàtics i modelats

### 1.1. Domini morfoclimàtic glacial

#### 1.1.1. Caracterització

El **domini morfoclimàtic glacial** és l'àrea de la superfície terrestre en què l'aigua es troba permanentment en estat sòlid (gel). Això succeeix actualment al voltant de les àrees polars i el límit del domini glacial cap a latituds més baixes el constitueix el límit de les neus perpètues.

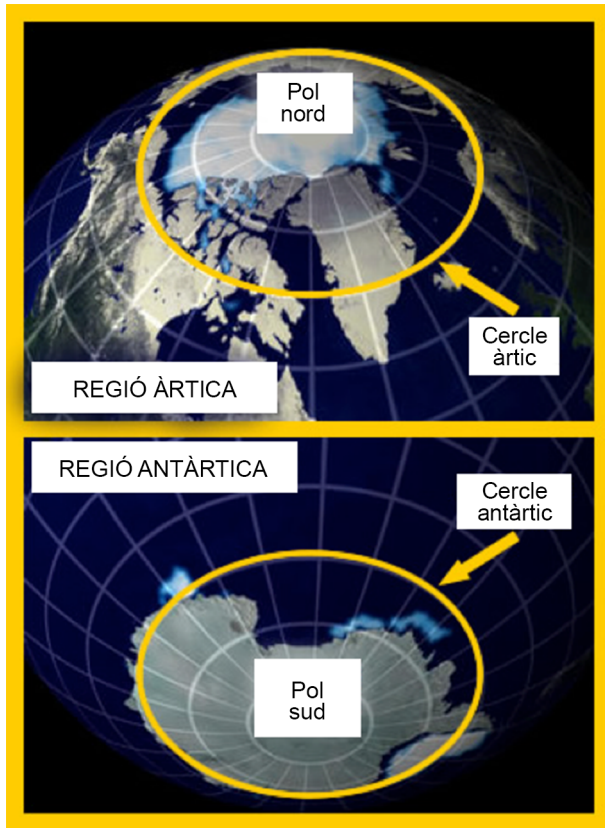
S'hi donen les temperatures més baixes del planeta, que voregen els  $-90\text{ °C}$  a l'Antàrtida i els  $-40/-50\text{ °C}$  a Grenlàndia.

La precipitació de les zones polars és sempre en forma sòlida, però molt escassa, inferior als 200 mm l'any, a causa de la baixa presència de vapor d'aigua a l'atmosfera polar i a la quasi absència del pas de fronts de pluja per aquesta latitud. Malgrat la baixa precipitació, el balanç hídric és positiu per la baixa o nul·la evaporació.

#### 1.1.2. Extensió del domini

S'estén entre els paral·lels  $68-70^\circ$  de latitud nord i els pols. Està format pels **inlandsis o casquets de glaç i les glaceres de les serralades**. Hi inclou els inlandsis de l'Antàrtida (hemisferi sud) i Grenlàndia (hemisferi nord), Alaska, i els arxipèlags àrtics (figura 1): illes Spitsberg, illes Queen Elizabeth, Novaia Severnaia, Zembia, Terra de Bafin, Ellesmere, així com les glaceres australs de la Patagònia.

Figura 1. La regió Àrtica i Antàrtica



Font: Original Windows to the Universe artwork, Lisa Gardiner mitjançant imatges de la NASA.

Sota l'Àrtic no hi ha continent, només la massa de gel flotant al mar, i per tant no és un inlandsis.

També podem trobar la presència del domini glacial a latituds més baixes, allà on l'alçada topogràfica permeti unes condicions de temperatura en què s'acumuli la neu, es transformi en gel i s'acumuli durant l'any perquè el balanç és positiu. Són les geleres (figura 2). Per exemple, als Pirineus es trobaria per sobre dels 3.100 m, però l'escalfament pel canvi climàtic està elevant progressivament aquesta alçada.



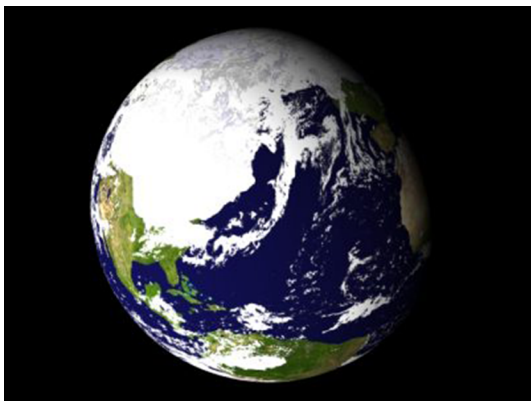
Figura 2. Glacera de Bossons, massís del Montblanc, vall de Chamonix, França



Font: Jordi Tuset.

El domini morfoclimàtic glacial ocupa actualment  $15,8 \times 10^6 \text{ km}^2$ , és a dir, un 10 % de les terres emergides, però durant el màxim de l'extensió del darrer període glacial (LGM), ara fa 20.000 anys, va arribar a cobrir un 30 % dels continents (figura 3).

Figura 3. La Terra fa 18.000 anys. Grans àrees d'Amèrica del Nord i Europa van quedar sota el gel i el nivell del mar va baixar 120 metres



Font: Wm. Robert Johnston.

### 1.1.3. Aparells glacials

#### 1) Inlandsis

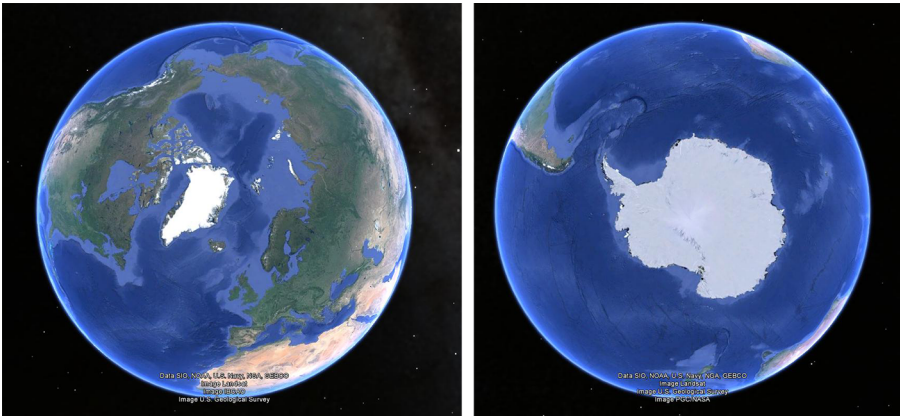
**Inlandsis**, o **casquet glacial** (en castellà, *calota de hielo*). Capa de gel de dimensions continentals amb un gruix superior a un quilòmetre que cobreix els casquets polars de la Terra i zones adjacents. El terme procedeix d'una paraula danesa que significa 'gel continental'. Tenen forma de cúpula i el gel es desplaça lentament des de la zona central cap a la perifèria durant cicles de centenars de milers d'anys. Els **campes de gel** són extensions planes gelades

de menys de 50.000 km<sup>2</sup>. Els inlandsis més importants són l'Antàrtida i Grenlàndia. Sobre l'illa d'Islàndia, es trobaria el **camp de gel** constituït per la gran capa glacial del Vatnajökull.

Les plataformes de gel son grans masses gelades que es prolonguen sobre el mar amb gruixos de gel de fins a màxims de 200 m, com el mar de Ross i el de Filchner a l'Antàrtida. Quan les plataformes són de petit gruix, es parla de **banquisa** i quan aquesta es fracciona, els fragments s'anomenen **icebergs**.

L'Àrtic és una enorme capa de gel ( $14,5 \times 10^6$  km<sup>2</sup>) que flota sobre el mar, no té àrea continental a sota i, per tant, no es considera un inlandsis sinó una plataforma (figura 4).

Figura 4. Superfície ocupada pels dos casquets o inlandsis més grans: Grenlàndia (esquerra) i el casquet polar Antàrtic (dreta)



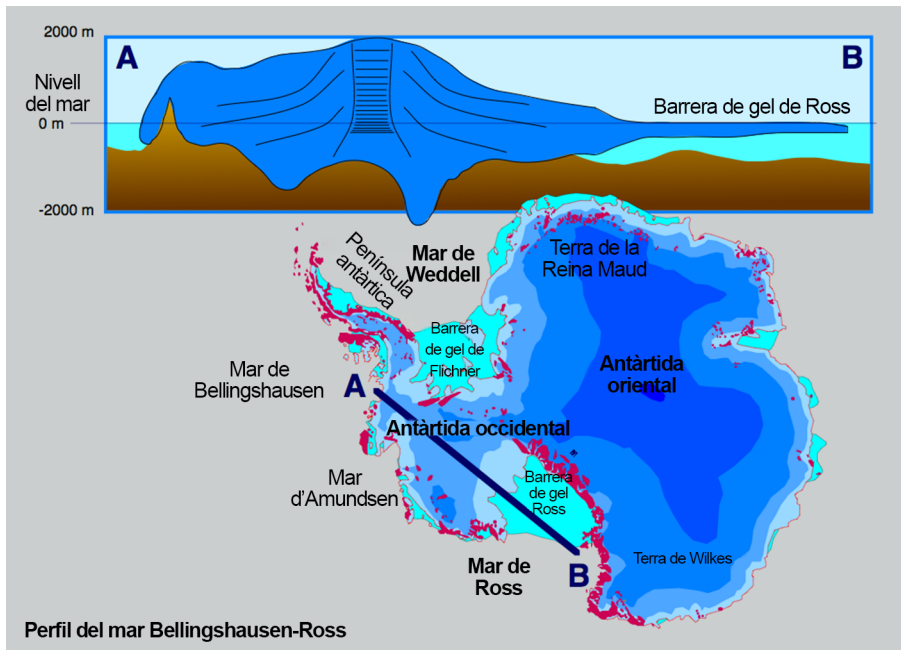
Font: Google Earth.

### a) Inlandsis de l'Antàrtida

L'inlandsis de l'Antàrtida té una superfície de  $14 \times 10^6$  km<sup>2</sup> amb un gruix mitjà de 2,2 km i un màxim de 5 km. La seva fusió representaria un increment del nivell del mar de 61 m.

Els relleus que sobresurten del gel a la figura 5 (en color morat) són els **nunataks**, un element (roca o muntanya) no cobert per la neu o el gel sigui a un camp nevat o a una glacera. Es troben tant a l'Àrtic com a l'Antàrtic.

Figura 5. Perfil a través de la capa de gel de l'Antàrtica

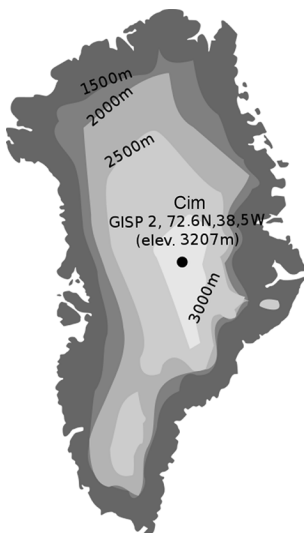


Font: Scripps Institution of Oceanography, UC San Diego.

## b) Inlandsis de Grenlàndia

L'inlandsis de Grenlàndia (anomenat *Sermesuaq*) té  $1,7 \times 10^6 \text{ km}^2$ . Té un gruix mitjà d'1,6 km i un gruix màxim de 3,4 km (figura 6). És la segona massa de gel del món després de l'Antàrtida. Si es fongués tot aquest gel, el nivell del mar pujaria 7,2 m.

Figura 6. Mapa de Groenlàndia amb la fondària de gel de la glacera continental. GISP vol dir el lloc on s'ha tret una mostra de gel de 3 km de longitud



Font: Allstrak; [https://es.wikipedia.org/wiki/Capa\\_de\\_hielo\\_de\\_Groenlandia#/media/File:Greenland\\_Ice.svg](https://es.wikipedia.org/wiki/Capa_de_hielo_de_Groenlandia#/media/File:Greenland_Ice.svg).

## c) Camp de gel del Vatnajökull (Islàndia)

Vatnajökull, la glacera més gran d'Europa en volum (uns 3.000 km<sup>3</sup>), és el camp de gel més gran d'Islàndia. La glacera ocupa un 8 % de la superfície total de l'illa, uns 8.100 km<sup>2</sup> (figura 7).

Figura 7. Glacera o camp de gel del Vatnajökull, Islàndia

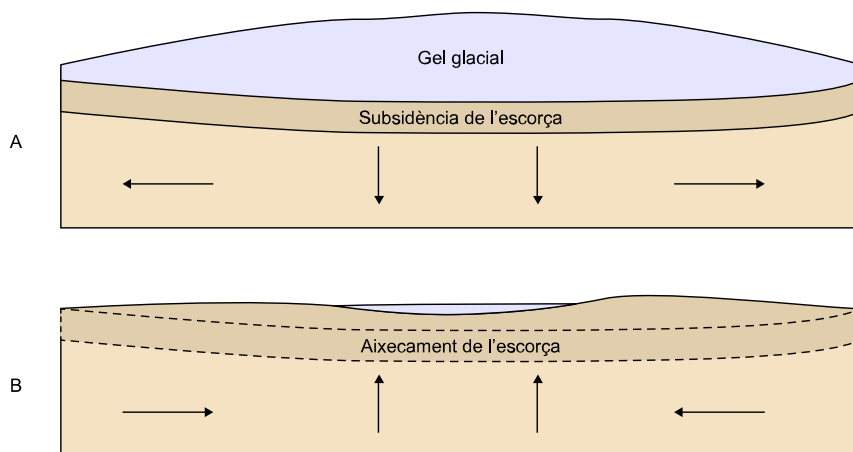


Font: NASA; <https://ca.wikipedia.org/wiki/Vatnaj%C3%B6kull#/media/File:Vatnaj%C3%B6kull.jpeg>.

#### d) Glacioisostàsia: reajustament del nivell del mar

L'alleugeriment de pes que es produeix sobre la placa continental quan tota la massa de l'inlandsis es fon provoca una reacció de compensació amb l'ajustament isostàtic; és a dir, tota la massa continental s'eleva a ritmes de metres per segle des de la retirada del gel i això origina la retirada del mar de les costes de zones de la península d'Escandinàvia, Escòcia o del Canadà (figura 8).

Figura 8. a) El pes afegit va causar bombament descendent de l'escorça. b) Des que es va fondre el gel, hi ha hagut un aixecament gradual de l'escorça



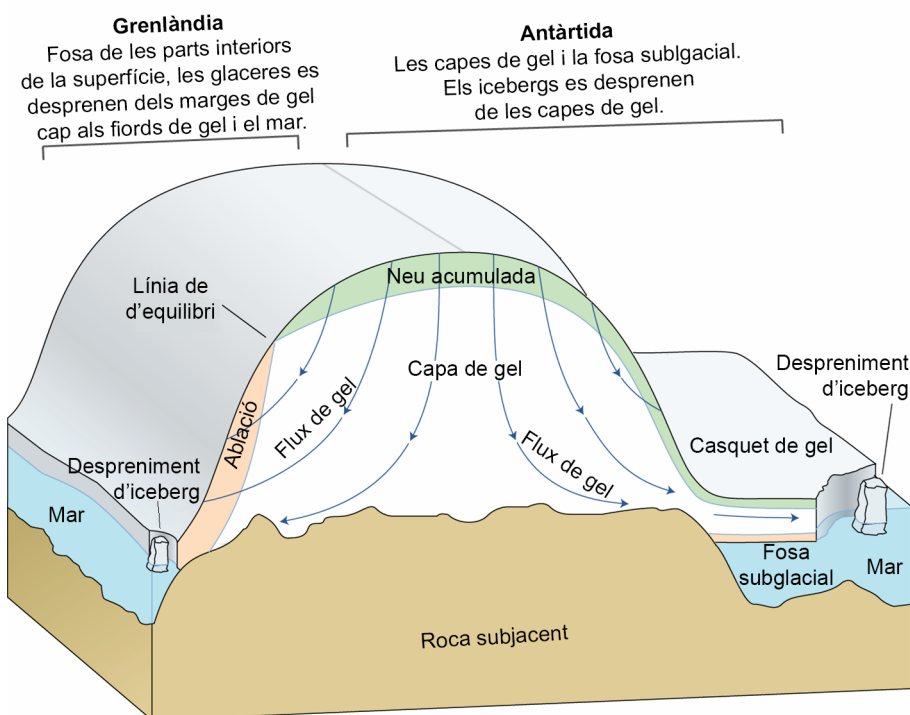
Font: Tarbuck i Lutgens (2005).

### e) El sistema glacial: balanç de masses a un casquet glacial

Les capes de gel flueixen cap a fora dels seus centres d'acumulació, fins que arriben a l'oceà, on es fon a causa d'una temperatura càlida. A Grenlàndia i l'Antàrtida, la major part del flux del gel acaba a l'oceà.

La ubicació de la capa frontal del gel és molt sensible a les condicions del mar, com la calor de l'oceà, que fondria ràpidament el gel flotant de la part inferior, aprimant la capa de gel i afeblint-la. El seu pas per zones sobre roca mare o illes pot produir fractures que a la vora frontal del gel condueixin a la partició, formant icebergs (figura 9).

Figura 9. Components de la capa de gel



Font: NASA; <http://lima.nasa.gov/antarctica/>.

### 2) Aparells glacials d'alta muntanya (glaceres)

Fora dels casquets de glaç o inlandsis, només trobem un 3 % del total de la superfície gelada que conforma les **glaceres de muntanya** de les latituds mitjanes i baixes.

Destaquen les acumulacions de glaç a les glaceres dels Himàlaies i dels Andes. Els Alps, juntament amb els Pirineus, ocupen uns 2.900 km<sup>2</sup>, els quals estan en franc retrocés (figura 10). A l'Àfrica són pràcticament inexistent.

Figura 10. Glacera del Mont Perdut el 1891 (esquerra) i el 2010 (dreta)



Font: Eugène Trutat, [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Le\\_Mont-Perdu,\\_glacier\\_et\\_lac\\_glac%C3%A9\\_vu\\_de\\_Tuquerouye,\\_octobre\\_1892.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Le_Mont-Perdu,_glacier_et_lac_glac%C3%A9_vu_de_Tuquerouye,_octobre_1892.jpg) (esquerra); Jordi Tuset (dreta).

Tipus de glaceres:

**a) Glacera de circ** (també anomenades *corries* o *cwm*s). Són petites glaceres que es localitzen a les capçaleres de les valls. Corresponen a petites masses de gel que prenen forma d'amfiteatres, generalment de parets escarpades i potències de desenes de metres. Molts cops són les restes de glaceres de vall que han tingut un gran retrocés i són prop de desaparèixer. És el tipus de glacera més freqüent als Pirineus (figura 11).

Figura 11. Glacera de Corones, Pirineus, Espanya (esquerra) i glacera del Portillon, Pirineus, França (dreta)

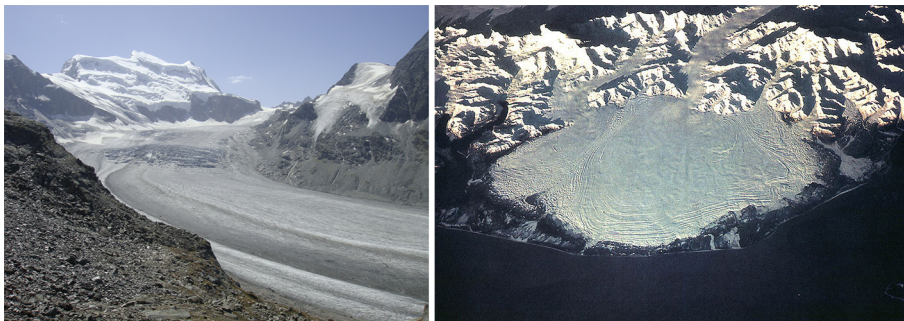


Font: Jordi Tuset, ambdues.

**b) Glacera de vall.** Les glaceres de vall de tipus alpí són glaceres amb capçalera en circ i continuïtat de la massa de gel en forma de llengua que descendeix per una vall confinada lateralment per parets rocoses, fins a la zona d'ablació o fusió nival. Les glaceres de vall també poden fluir radialment des de grans massissos o casquets i alimentar-se amb valls secundàries, arribant a longituds que poden superar els 100 km. Corresponen a les glaceres dels Alps, dels Andes o de l'Himàlaia (figura 12, esquerra).

**c) Glacera de peudemont.** Són un tipus de glaceres molt particular que s'origina quan una glacera de vall de pendent acusat flueix sobre una zona relativament plana i escampa el gel en forma de lòbuls o ventalls. La glacera de peudemont més gran del món és la de Malaspina a Alaska, que ocupa uns 5.000 km<sup>2</sup> (figura 12, dreta).

Figura 12. Glacera de Corbassière, Alps, Suïssa (esquerra) i glacera de Malaspina, Alaska, EE. UU. (dreta)

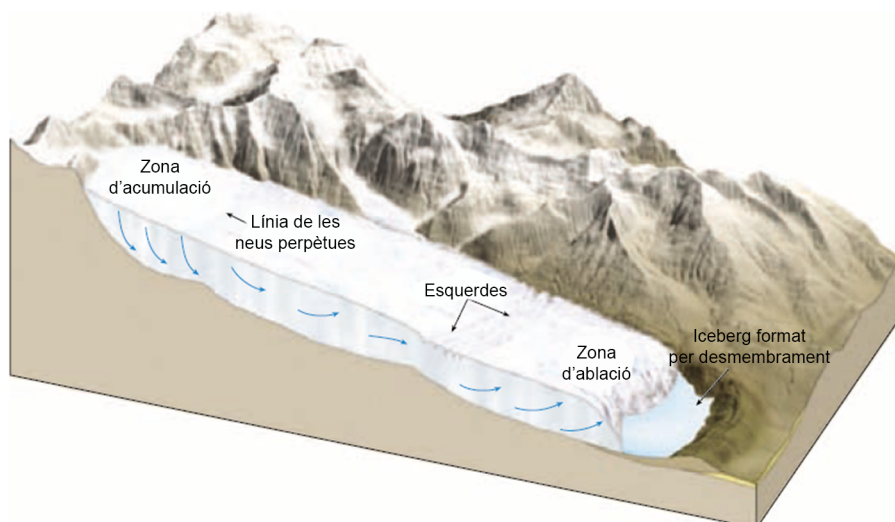


Font: Jordi Tuset (esquerra); NASA, [https://es.wikipedia.org/wiki/Glaciari\\_Malaspina#/media/File:Malaspina\\_Glacier\\_from\\_space.jpg](https://es.wikipedia.org/wiki/Glaciari_Malaspina#/media/File:Malaspina_Glacier_from_space.jpg) (dreta).

El balanç de masses d'una glacera: aquesta és la diferència entre la massa de gel acumulada i perduda en una glacera durant un període de temps determinat (p.ex. un any hidrològic). El seu resultat és un indicador de l'“estat de salut” de la glacera (figura 13).

- Zona d'innivació o **acumulació** (circ i vall alta). És on cau més neu cada hivern, de la qual una part es fon cada estiu.
- Zona en **equilibri** de glaç transportat (en forma de llengua de glaç) amb els seracs i esquerdes que travessen la massa i li permeten adaptar-se al relleu. Aquesta zona, la de les neus perpètues, separa la zona d'acumulació i la zona d'ablació.
- Zona d'**ablació** o fusió del final de la llengua glacial. Per sota d'aquesta línia, la neu de l'hivern anterior es fon completament, igual que alguna part del gel subjacent. És on es forma la morrena frontal i afloren les aigües del torrent subglacial.

Figura 13. Balanç de masses a una glacera de vall



Font: Tarbuck i Lutgens (2005).

Les parts que formen una glacera són les següents (figura 14):

a) **Rimaia:** esquadra o conjunt d'esqueres estretes i pregones situades entre la glacera i la paret rocosa del circ glacial (figura 15-a).

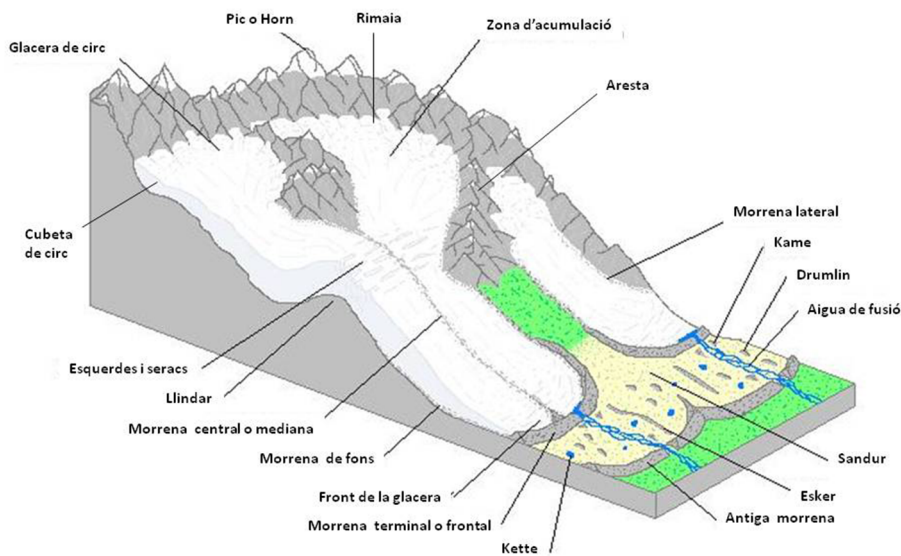
b) **Escletxes o esquerdes:** és una obertura irregular a la superfície de la massa glacial produïda pel desplaçament sobre un fons irregular. També se'n formen si hi ha una divergència de les velocitats de desplaçament entre les parts centrals de la glacera, més ràpides, i les zones que es troben fregant amb la superfície del sòl, més lentes (figura 11, dreta).

c) **Serac:** és un bloc gran de gel fragmentat per importants esquerdes. La ruptura es deu al moviment del gel per zones on el pendent el trenca i la glacera no pot mantenir la seva elasticitat (figura 15-b).

d) **Llengua:** és la massa de glaç que surt del circ glacial i flueix en direcció al màxim pendent, cap a la vall (figura 15-c).

e) **Front de glacera:** el final de la llengua de la glacera (figura 15-d).

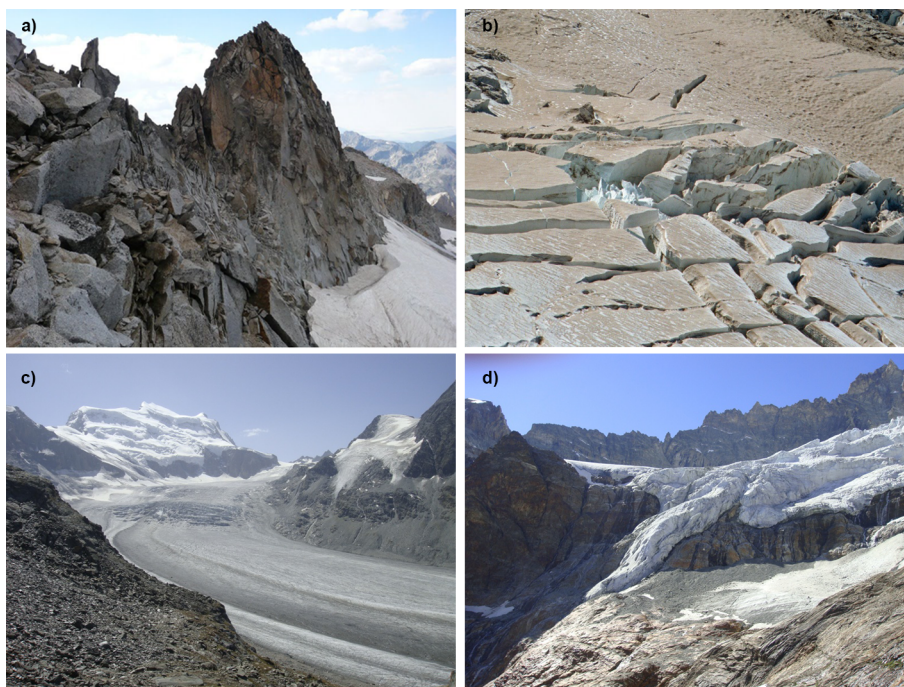
Figura 14. Formacions glacial i parts d'una glacera



Font: Rémi, <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Sch%C3%A9maL%C3%A9gend%C3%A9Glacier.JPG>.



Figura 15. Exemples gràfics de parts d'una glacera: a) rimaia, glacera de la Maladeta, Pirineus; b) Seracs, glacera de Winthrop, Mount Rainier National Park, EE. UU.; c) Llengua de la glacera de Corbassière, Alps, Suïssa; d) Front de glacera, Alps, Itàlia



Font: a), c) i d) Jordi Tuset; b) Walter Siegmund (2002), <http://www.wikiwand.com/en/Serac>.

#### 1.1.4. Modelat glacial

Les formes del modelat associades als **circs** (*corries*) són les següents:

a) **Circ glacial**: forma de relleu glacial constituïda per una depressió semicircular excavada pel glaç a la roca, de fons més o menys regular i de parets molt rostes (figura 16-b).

b) **Horn (banya) o agulla glacial**: pic muntanyós agut, de forma piramidal i de parets molt rostes, resultat del retrocés de les capçaleres de tres o més circs glacials coalescents (figura 16-c).

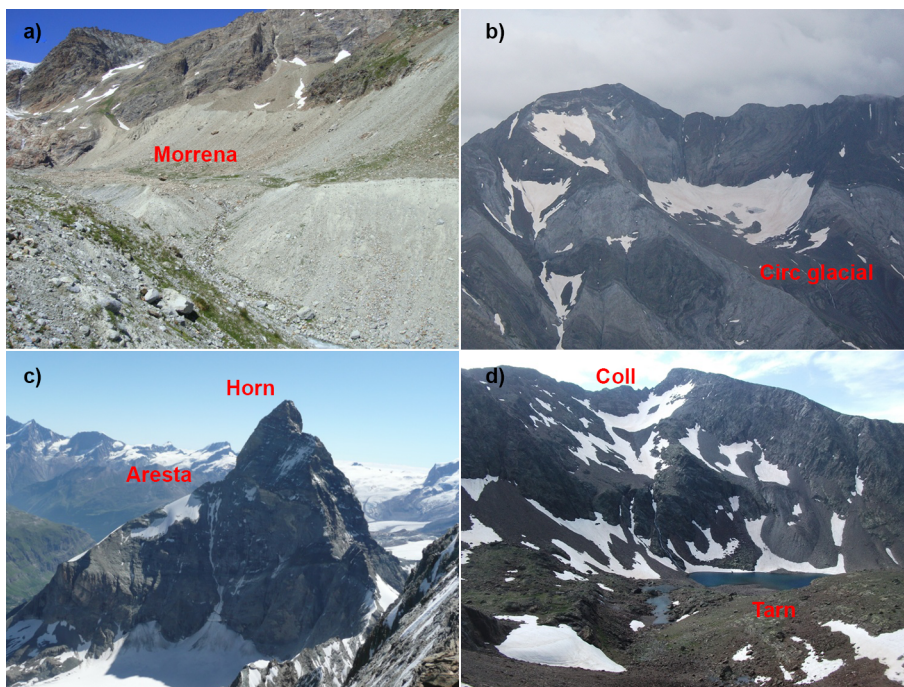
c) **Arestes**: és la línia divisòria aguda dels aiguavessos d'una muntanya o d'una serralada (figura 16-c).

d) **Morrena**: conjunt de materials detrítics heteromètrics transportats i dipositats per una glacera (figura 16-a).

e) **Tarns o estanys**: és un estany que ocupa una depressió originada per la sobreexcavació d'una glacera després de la seva retirada o fusió (figura 16-d).

f) **Coll**: depressió d'una alineació muntanyosa, oberta generalment a la carena, apta per a transitar d'un vessant a l'altre (figura 16-d).

Figura 16. Exemples gràfics de les formes del modelat associades als circs: a) morrenes, vall d'Aosta, Alps, Itàlia; b) circ glacial, glacera del Posets, vall de Chistau, Pirineus; c) Cerví o Matterhorn, Alps, Itàlia; d) pic i estany de Bachimala, Pirineus



Font: Jordi Tuset totes.

Per la seva part, les formes del modelat associades a una **vall glacial** són les següents:

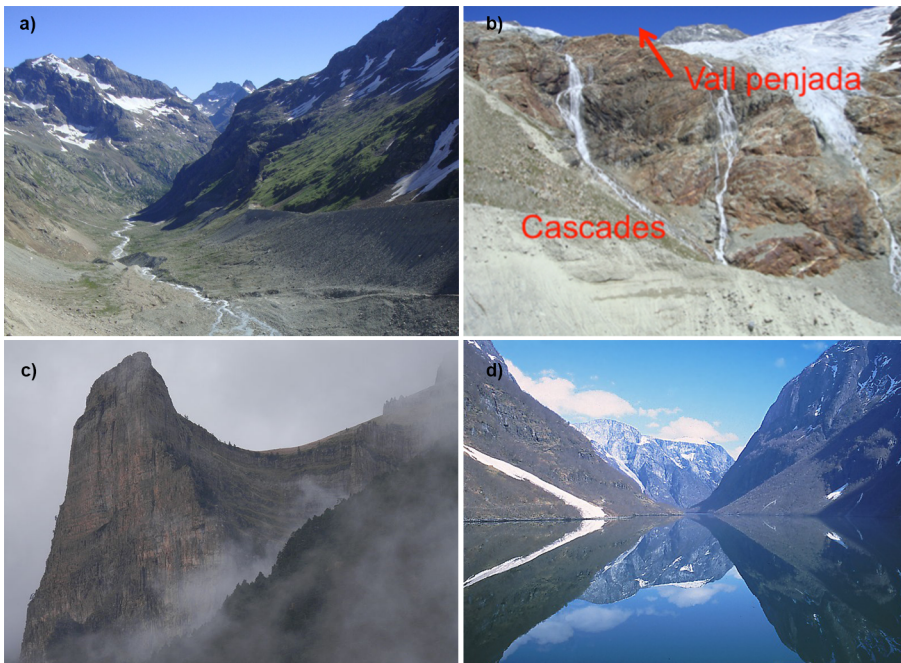
a) Les glaceres ocupen el curs de les valls fluvials existents (estretes valls de muntanya **en forma de V**) que prenen el camí de menor resistència. L'acció erosiva de les mateixes acaba per eixamplar, aprofundir i redreçar la vall, creant una **vall glacial en forma d'U** (figura 17-a).

b) Durant el seu avanç, la glacera erosiona els esperons o vessants que conformen les valls dels cursos tributaris, i afloren penya-segats de forma triangular anomenats **esperons truncats** (figura 17-c) després del seu retrocés.

c) El menor gruix del gel de les glaceres afluent més petites origina una intensitat erosiva sobre la superfície menor que la rebuda per la glacera principal. Per tant, amb el retrocés de les geleres, les valls de les glaceres afluent queden per sobre de la depressió glacial principal, originant una sèrie de **valls penjades** (figura 17-b). La caiguda d'un corrent d'aigua d'aquesta vall a la vall principal ho fa en forma de **cascada**.

d) L'abandonament o retrocés del gel va elevar el nivell del mar, inundant les valls glacials situades al costat de l'oceà, també anomenades **fiords** (figura 17-d). Les profunditats dels fiords poden superar els 1.000 metres. Les glaceres són capaces d'erosionar els seus llits bastant per sota de la superfície del mar abans que cessi l'erosió descendent i el gel comenci a surar.

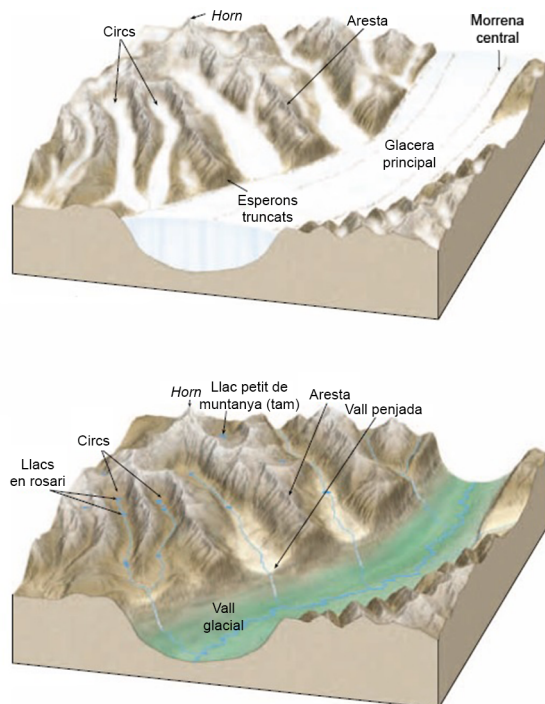
Figura 17. Exemples gràfics de les formes del modelat associades a una vall glacial: a) vall en forma de U, Vall d'Aosta, Alps, Itàlia; b) vall penjada i cascada, Vall d'Aosta, Alps, Itàlia; c) esperó truncat, Tozal del Mallo, Vall d'Ordesa, Pirineus; d) fiord de Sognefjord, Noruega



Font: a) i b) Jordi Tuset; c) Eigernordwand, [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Tozal\\_del\\_Mallo\\_valle\\_de\\_Ordesa\\_Torla\\_Huesca.JPG](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Tozal_del_Mallo_valle_de_Ordesa_Torla_Huesca.JPG); d) Worldtraveller, [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Sognefjord\\_Norway.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Sognefjord_Norway.jpg).

A continuació, es representa un esquema del desenvolupament de formes erosives creades per glaceres alpines (figura 18):

Figura 18. a) Paisatge glacial i b) paisatge postglacial després del retrocés de les glaceres



Font: Tarbuck i Lutgens (2005).

### 1.1.5. Processos morfogènètics

Els processos morfogènètics del domini glacial estan clarament marcats per les activitats de tipus mecànic, en especial per l'**abració o poliment glacial**. El gel és un gran agent de modelat abraciu, amb un ritme erosiu molt més gran que el que resultaria de l'acció de les aigües corrents.

Com a conseqüència de l'abració del gel a la base dels inlandsis i de les geleres, es produeixen **canals i estries de poliment** glacial sobre la roca que suporta la glacera. Aquest desgast origina materials de mides molt diverses (heteromètrics) que van des de grans blocs fins a llims coneguts com a farina de poliment glacial.

De forma ocasional, a les zones de trànsit al domini periglacial veí es poden presentar processos de gelifració pel gel-desgel i de deflació eòlica pel vent. La meteorització química és absent d'aquest domini.

Figura 19. Una de les formes d'erosió és la roca moltonada (*roca aborregada*). Com a exemple gràfic, es mostra la roca moltonada al Parc Nacional Yosemite, Califòrnia. El pendent suau va experimentar abració i el costat més costerut, arrencada. El gel es va moure de dreta a esquerra



Font: Tarbuck i Lutgens (2005).

### 1.1.6. Dipòsits

#### 1) Morrenes

Els dipòsits més característics de les glaceres són les **morrenes**, que és el nom que rep la forma dels dipòsits de sediments. Es tracta de materials arrossegats pel gel sense cap selecció i, per tant, molt heteromètrics. Els materials sedimentaris que contenen les morrenes s'anomenen **til** i si aquests materials es converteixen en roques, són les **til·lites**. Es poden trobar til·lites de glaciacions prequaternàries i són el testimoni de glaciacions més antigues.

Figura 20. Til glacial començant a ser poblat per plastidis



Font: Daniel Mayer, [https://es.wikipedia.org/wiki/Till#/media/File:Glacial\\_till\\_exposed\\_in\\_roadcut-750px.jpg](https://es.wikipedia.org/wiki/Till#/media/File:Glacial_till_exposed_in_roadcut-750px.jpg).

De forma puntual, podem trobar **blocs erràtics**. Aquests blocs van ser transportats per les glaceres sovint a distàncies de centenars de quilòmetres a totes les regions cobertes de gel a les edats glacials. Poden variar en mida, des de còdols fins a pedres que pesen desenes de tones.

Figura 21. Roca erràtica, Vall d'Aosta, Alps, Itàlia



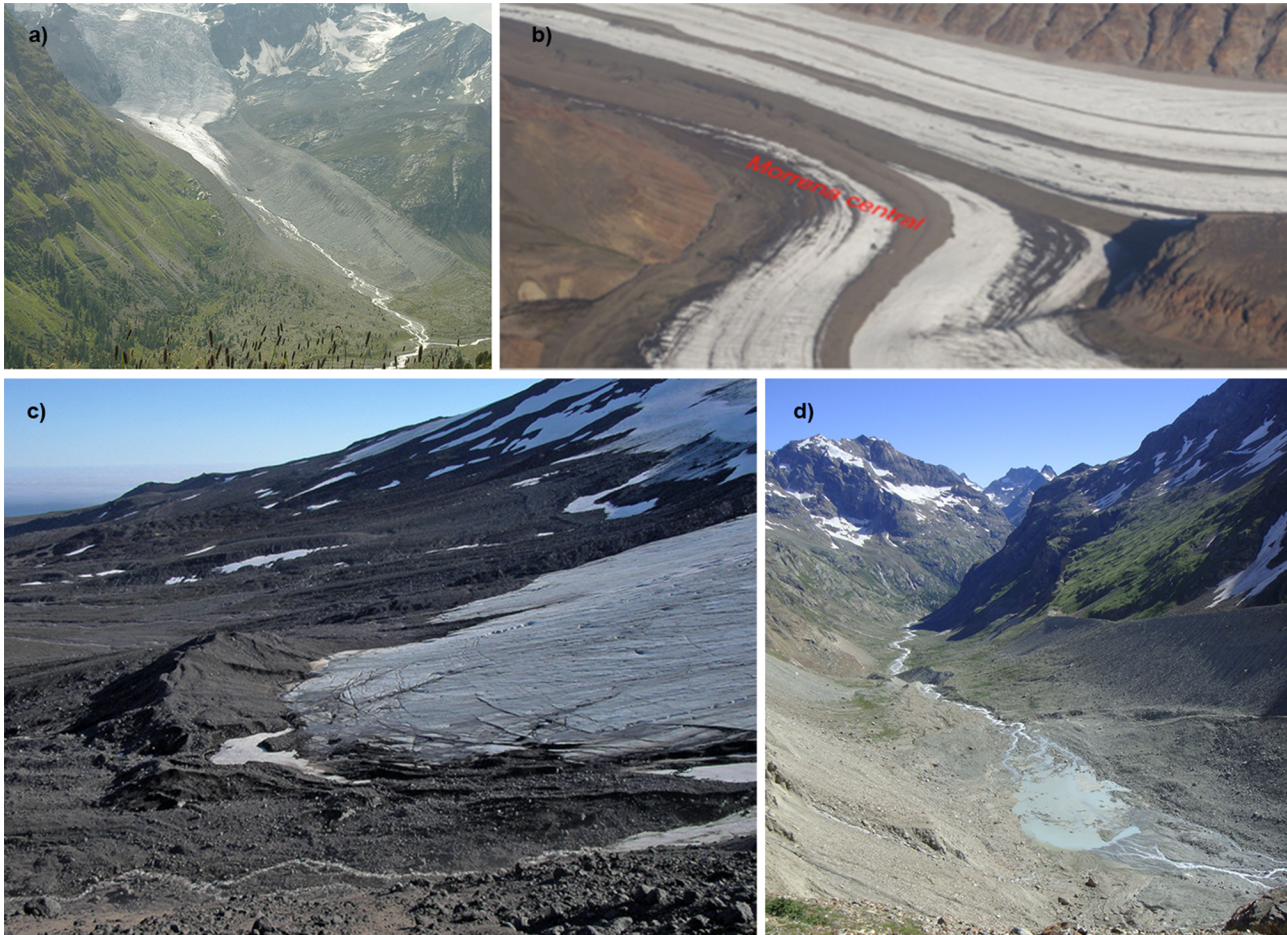
Font: Jordi Tuset.

Els **tipus de morrenes** són els següents:

- Morrena lateral (figura 22-a).
- Morrena central (figura 22-b).
- Morrena frontal o terminal (figura 22-c).

- Morrena de fons (figura 22-d).

Figura 22. Exemples gràfics dels tipus de morrenes: a) morrenes laterals d'una glacera en retirada a Engadina, Alps, Suïssa; b) morrena central, península Nuussuaq, Grenlàndia; c) morrena terminal, Snæfellsjökull, Islàndia; d) morrena de fons, Vall d'Aosta, Alps, Itàlia

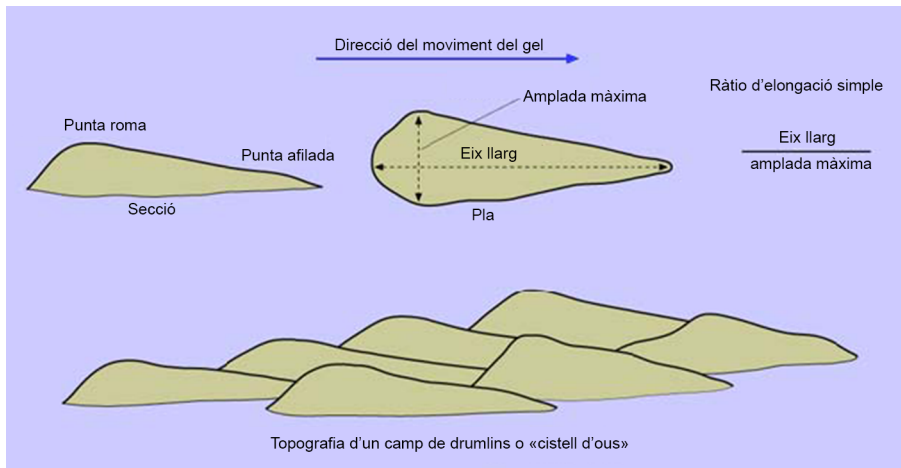


Font: a) Audriusa, [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Moraines\\_Surlej.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Moraines_Surlej.jpg); b) Algalv, <http://www.wikiwand.com/en/Moraine>; c) Daniel Mayer, [https://www.flickr.com/photos/banco\\_imagenes\\_geologicas/5018338149/](https://www.flickr.com/photos/banco_imagenes_geologicas/5018338149/); d) Ramon J. Batalla.

## 2) Drumlins

Els **drumlins** (paraula islandesa) són una mena de dipòsits en forma de llom de balena que guarden un alineament amb el sentit de desplaçament del gel (figures 23 i 24). Estan configurats per les irregularitats entre el fons de la glacera i el substrat rocós. De fet, són un tipus de **til subglacial**.

Figura 23. Diagrama de camp de Drumlin



Font: Geo-logic.org.

Figura 24. Drumlin a Clew Bay, Irlanda



Font: Brendanconway, [https://en.wikipedia.org/wiki/Drumlin#/media/File:Drowned\\_drumlin\\_in\\_Clew\\_Bay.jpg](https://en.wikipedia.org/wiki/Drumlin#/media/File:Drowned_drumlin_in_Clew_Bay.jpg).

### 3) Dipòsits de la plana proglacial i de les zones de fusió lateral de la glacera

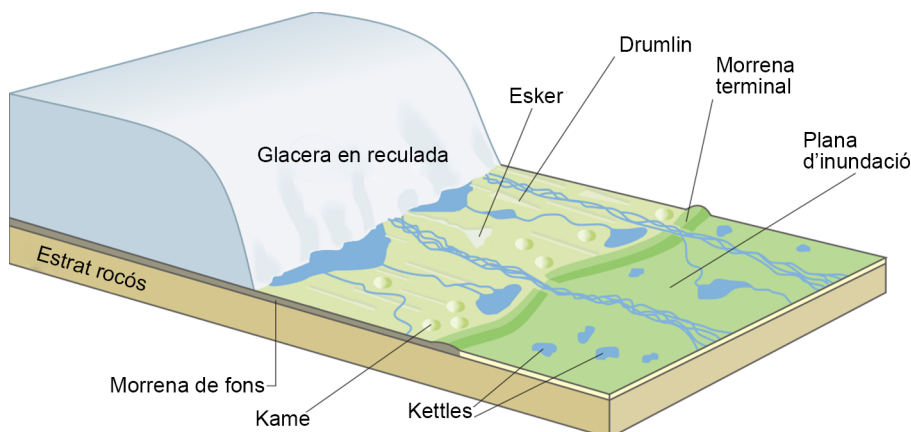
Als llacs i àrees desgelades del límit del domini, es poden acumular **ritmites glaciolacustres**, també anomenades *varves*.

a) **As** (en plural *òs*, paraula procedent del suec): són cordons de detritus arrossegats pels torrents subglacials. Poden adoptar formes estelades que sobresurten de l'interior de llacs.

b) **Esker**: són dipòsits en forma de cordó o cuc originats pels arrossegalls del torrent subglacial. En fondre la glacera, resten com a alineacions destacades a la plana proglacial (figures 25 i 26-esquerra).

c) **Kames** (terme escocès): són els rebliments detrítics fluvioglacials relacionats amb les zones de fusió lateral de la glacera (figures 25 i 26-dreta). Es poden diferenciar les **terrasses de kame** quan es formen acumulacions dels torrents juxtaglacial als marges inferiors de la glacera i els **kames de delta**, que són dipòsits deltaics fluvioglacials generats a un llac juxtaglacial, situats entre la paret de la glacera en fusió i la vall rocosa. Grans blocs de gel retinguts entre els materials de la terrassa originen en fondre's unes depressions anomenades **kettles**.

Figura 25. Diagrama dels accidents de formació glacial



Font: Luis María Benítez, [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Receding\\_glacier-fr.svg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Receding_glacier-fr.svg).

Figura 26. *Esker* a Fulufjället, l'oest de Suècia (esquerra). Un *kame* entre el *drift* glacial a la morrena terminal del lòbul Okanagon de la Cordilleran Ice Sheet a l'altiplà Waterville, altiplà de Columbia, Washington (dreta)



Font: Hanna Lokrantz (esquerra), <https://en.wikipedia.org/wiki/Esker#/media/File:Fulufjalletesker.jpg>; Hanna Lokrantz (dreta), <https://en.wikipedia.org/wiki/File:Erratics-PB110026.JPG>.

A la **plana proglacial**, on es fon la gelera per ablació, s'hi formen unes amplíssimes planes fluvials anomenades **sandur** (terme procedent de *sandr*: 'sorres' en islandès) que estan formades per **rius trenats** molt cabalosos.



Figura 27. Una part del Skeiðarársandur, vist des de Skaftafell, Islàndia



Font: Laurent Deschodt, <https://en.wikipedia.org/wiki/Skei%C3%B0ar%C3%A1>.

## 1.2. Domini morfoclimàtic periglacial

### 1.2.1. Caracterització i extensió

La situació del domini morfoclimàtic periglacial és la següent:

- Entre el domini climàtic glacial (límit de les neus perpètues) i l'aparició del bosc boreal de coníferes.
- També es pot limitar (límit meridional) en funció de la isoterma de 10 °C del mes més càlid (juliol o gener).
- Una tercera definició del límit meridional s'ajustaria a l'espai en què la temperatura mitjana anual es troba entre els -1 °C i -3 °C.

**Baixa en latitud fins a aproximadament el paral·lel 50° (70°-50°).** Es caracteritza per ser un domini fred on coexisteixen el fred i l'aigua en un nombre molt elevat de dies de l'any, la qual cosa dóna peu a l'existència d'un sòl gelat anomenat **permafrost**. Generalment, **les precipitacions anuals són menors de 1.000 mm**. En alguns casos, als deserts freds no arriben als 300 mm.

Trobem representat aquest domini a la franja nord dels continents nord-americà i euroasiàtic: nord del Canadà, Alaska, Illes Spitzberg, Islàndia, Lapònia, Sibèria. També correspon a l'espai situat en la Terra del Foc (sud d'Argentina-Xile), Patagònia i les illes dels oceans australs.

Altitudinalment, existeix **permafrost** a partir dels 4.170 m s. n. m. al volcà Mauna Kea, Hawaii (19° nord). També al Plateau del Tibet, a l'oest de la Xina.

És l'ecosistema conegut per la **tundra** i a les regions seques pels **deserts freds**. Representa en extensió superficial el 18 % de la superfície emergida.

Figura 28. Distribució del permafrost a l'Àrtic



Font: Philippe Rekawicz, [http://icons.wxug.com/metgraphics/climate/permafrost\\_distribution\\_in\\_the\\_arctic\\_large.png](http://icons.wxug.com/metgraphics/climate/permafrost_distribution_in_the_arctic_large.png).

### 1.2.2. Sistema morfogènètic

El **sistema morfogènètic** és el conjunt dels agents i els processos interdependents que condicionen el modelat d'una àrea de desenes o centenars de milers de quilòmetres quadrats d'extensió.

La litologia, els factors climàtics i la coberta vegetal són els principals factors condicionants. Els grans sistemes morfogènètics corresponen fonamentalment a les àrees temperades humides i fredes, les àrees temperades continentals, les àrees intertropicals, els deserts freds i els deserts càlids (Centre de Terminologia).

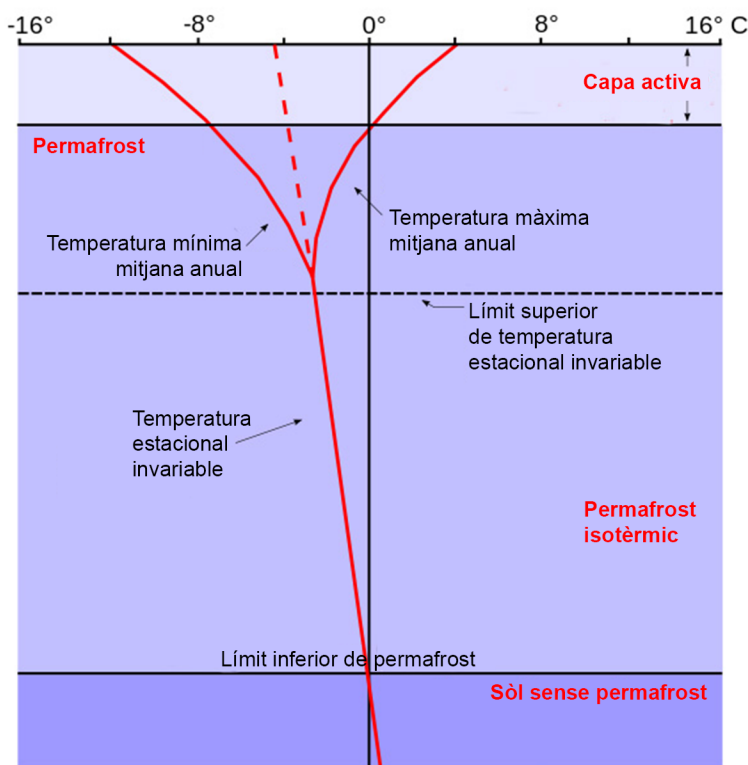
Les condicions de baixa temperatura condicionen la presència de l'element més característic del domini periglacial: el **permafrost** o **pergelisol**.

En els mesos més càlids, la temperatura supera els 0 °C i durant el dia es pot fondre el gel de la part superior del sòl i a la nit es torna a gelar. L'alternança de cicles de gel-desgel originen el procés anomenat **crioclàstia**, **gelivació** o **gelifracció**. Aquest procés és especialment manifest en les transicions entre estiu i hivern. El màxim desenvolupament és en els climes subpolars oceànics, entre 50-60° sud, on el mes més fred davalla poques vegades per sota dels -5 °C.

A aquest medi, s'afavoreix la dissolució del  $\text{CaCO}_3$  per l'alt contingut de  $\text{CO}_2$  als sòls i les aigües fredes. Dóna lloc a la **carstificació** de grans regions calcàries a Lapònia i les illes Spitzberg.

**Baixa activitat química i bioquímica** a causa de les baixes temperatures.

Figura 29. Règim tèrmic del permafrost (distribució vertical de temperatures)



Les línies vermelles discontinües representen el perfil de la temperatura mitjana amb la profunditat del sòl a una regió amb permafrost. Les línies en forma de trompeta (part superior) mostren el màxim i el mínim de la temporada en la **capa activa**, que comença on, a la profunditat del sòl, la temperatura màxima anual es creua amb 0 °C. La capa activa es troba estacionalment congelada. La zona mitjana està permanentment congelada com el permafrost. I la capa inferior és on la temperatura geotèrmica es troba per sobre el punt de congelació i augmenta amb la profunditat. Font: HylgeriaK, [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Vertical\\_Temperature\\_Profile\\_in\\_Permafrost\\_\(English\\_Text\).jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Vertical_Temperature_Profile_in_Permafrost_(English_Text).jpg).

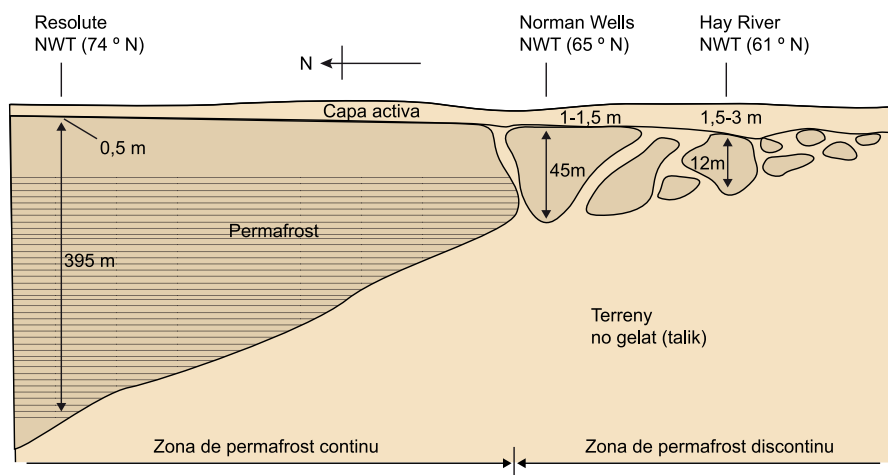
Els sòls es classifiquen com **permafrost continu** (90 a 100 % de cobertura de la superfície amb permafrost), **discontinu** (50 a 90 %), **esporàdic** (10 a 50 %) i **isolat** (<10 %) i **sense permafrost** (figura 28).

a) El permafrost **continu**, és a dir, aquell que es presenta en forma estable i continuat, es desenvolupa entre els 80 i els 65° de latitud nord, sobre el cercle polar Àrtic, amb una potència de fins a 400 m de gruix per herència glacial (figura 30).

b) El permafrost **discontínu**, és a dir, aquell que es presenta disgregat, es desenvolupa entre els 65 i 55° de latitud nord amb una potència d'entre 10 i 50 m de gruix (figura 30).

c) Finalment, el permafrost **esporàdic**, és a dir, aquell que es forma en els períodes freds, es presenta fins als 45° de latitud nord amb una potència de fins a 5 m de gruix o bé a sectors relativament plans de les àrees muntanyoses (figura 30).

Figura 30. Secció nord-sud del permafrost al Canadà, a la qual s'observa una disminució de potència cap al sud i la diferenciació entre permafrost continu i discontínu



Font: Brown (1970).

### Permafrost als Pirineus

La distribució possible i probable del permafrost de muntanya al vessant espanyol dels Pirineus a una escala mitjana (Serrano i altres, 2009):

a) **Permafrost possible** per sobre dels 2.400 m en les orientacions nord, que baixa fins als 2.000 m al peu de grans parets a favor de les condicions topoclimàtiques, i ascendeix a 2.650 m en les meridionals. A aquestes altituds, poden existir condicions de permafrost que generen un permafrost esporàdic.

b) El **permafrost probable** es presenta a les orientacions septentrionals a partir dels 2.700 m, amb presència en cares nord fins als 2.630 m, mentre que en les orientacions meridionals se situa per sobre dels 2.800 m. Es correspon amb un permafrost discontínu a continu, amb una intensa influència topoclimàtica, limitat per les temperatures mitjanes anuals de l'aire i propiciat només en orientacions favorables.

### 1.2.3. Processos morfogenètics i formes

Els processos morfogenètics són els de **meteorització**, **transport** i **acumulació de sediments** responsables del modelat del relleu d'una part del territori.

En el domini periglacial, trobem representats els processos de:

- Crioturbació del sòl:
  - Geliestructures.

– Figures de **crioturbació** amb **gelifractes**.

- Gelifluxió.
- Pua de glaç.
- Gelifracció o crioclàstia.

### 1) Criturbació del sòl

Moviment de les partícules detrítiques del sòl pels efectes del gel i desgel a l'interior del permafrost.

Superfície **gelisòl** (hivern) - **mol·lisòl** (estiu). Sota **permafrost** o **pergelisòl**. Està tot l'any a  $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$  fins a molta profunditat. En alguns casos, es troba excepcionalment fins a 1.500 m de profunditat. S'interpreta com el residu o romament de la darrera glaciació quaternària.

Els tascons d'aigua intercalats entre les masses gelades s'anomenen *talik*.

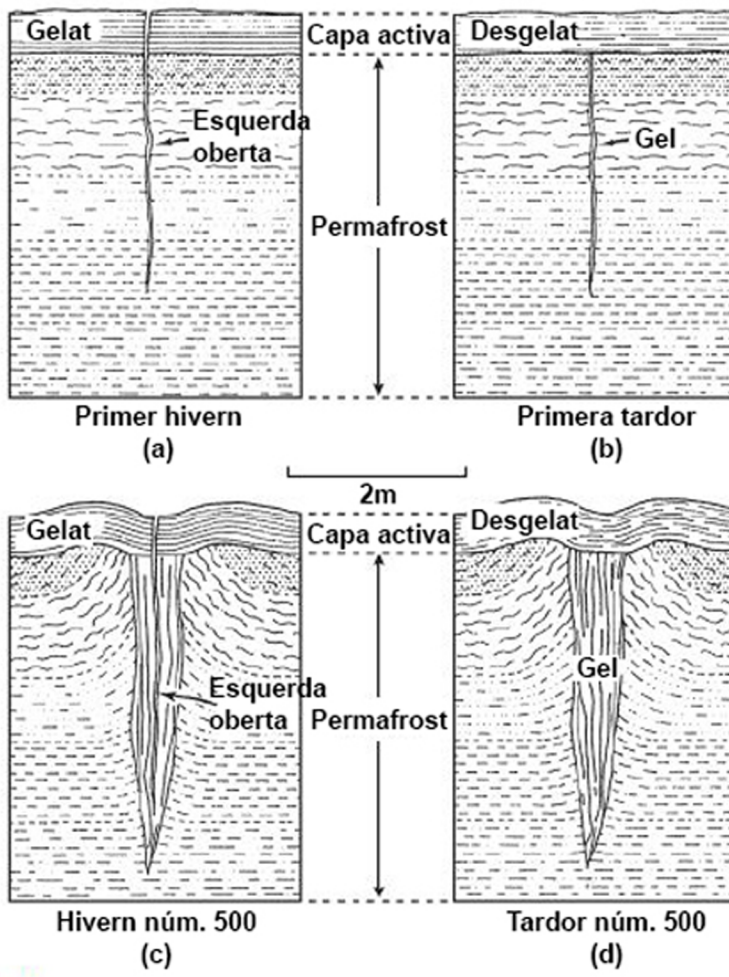
Els sòls entollats del mol·lisòl originen **torberes** (ambient reductor amb manca d'oxigen) i **podzols**.

#### a) Geliestructures

##### I) Esquerdes de gel amb deformacions. **Venes i falques verticals de gel:**

- Es deuen a segregacions lineals a través d'esquerdes verticals que es produeixen per tensions en augmentar el volum d'aigua congelada.
- Les falques creixen a partir de venes per una aportació nova d'aigua meteòrica, tenen forma de V i els cristalls de gel tenen una disposició vertical.
- En el seu creixement expansiu, deformen els sediments.
- Les falques poden desaparèixer per un escalfament, i el buit resultant pot quedar ple de detritus.

Figura 31. Evolució d'una falca de gel



Font: Lachenbruch (1962); extret de Gutiérrez Elorza (2008).

Figura 32. Falca de gel

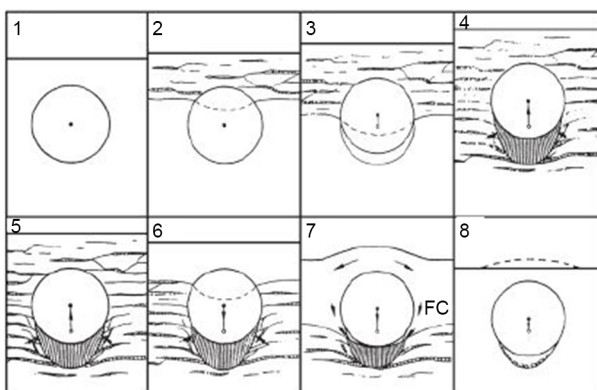


Font: <https://quizlet.com/7593743/as-periglaciation-landforms-flash-cards/>.

## II) Còdols aixecats

- Durant la gelada, es produeixen pressions cap a tot arreu, però els moviments al sòl es manifesten per la component vertical, anomenada *aixecament*.
- L'aixecament augmenta amb la profunditat.
- Aquest aixecament implica una classificació vertical del sòl en funció de la mida del gra.

Figura 33. Aixecament de còdols per gelada



FC: Front de congelació; ratllat: còdols de gel. Font: Beskow (1930), Washbrun (1979); extret de Gutiérrez Elorza (2008).

### III) Hidrolacòlits o *pingos*

Un *pingo* és un accident geogràfic que consisteix en un turó amb forma de petita protuberància al terreny, típic del relleu periglacial de les regions polars, que pot arribar a altures de fins a 70 metres i de fins a 2 quilòmetres de diàmetre. El terme prové de la paraula inuit per a 'turó petit'. Els hidrolacòlits són petits i els *pingos*, de volum més gran.

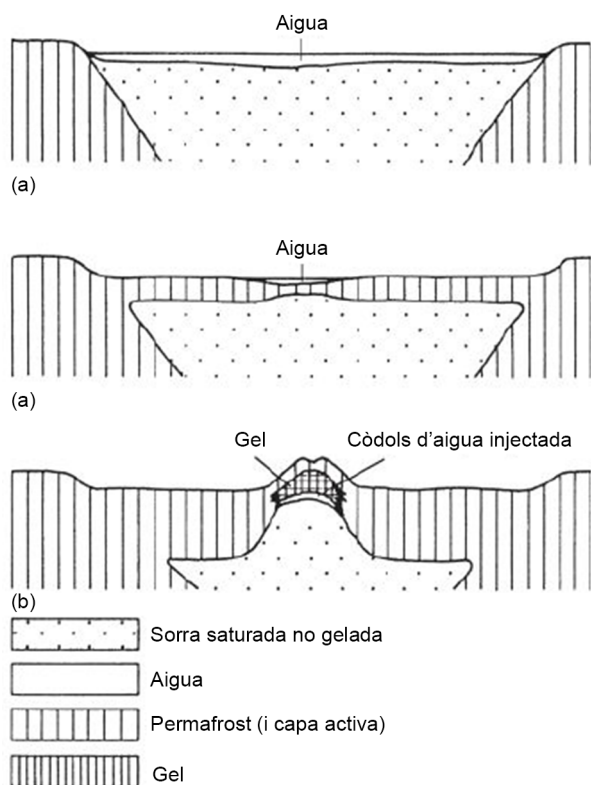
Figura 34. *Pingo* embrionari i sòls poligonals, Tuktoyaktuk, nord-oest, Canadà (esquerra). *Pingo* proper a Tuktoyaktuk, nord-oest, Canadà (dreta).



Font: Emma Pike (esquerra), [https://en.wikipedia.org/wiki/Pingo\\_National\\_Landmark#/media/File:Melting\\_pingo\\_wedge\\_ice.jpg](https://en.wikipedia.org/wiki/Pingo_National_Landmark#/media/File:Melting_pingo_wedge_ice.jpg); Emma Pike (dreta), [https://en.wikipedia.org/wiki/Pingo\\_National\\_Landmark#/media/File:Pingos\\_near\\_Tuk.jpg](https://en.wikipedia.org/wiki/Pingo_National_Landmark#/media/File:Pingos_near_Tuk.jpg).

La seva formació es deu a la congelació de les aigües subterrànies. Es forma així al subsòl una cúpula de gel que aixeca i bomba una capa de sòl d'uns metres de gruix, que pateix d'aquesta manera un estirament que la divideix, iniciant-se amb aquesta fragmentació el desmantellament relativament ràpid del *pingo*. La seva empremta subsistirà a terra en forma de llacuna d'uns metres a diversos hectòmetres de diàmetre, i la seva altura és dues o tres vegades més petita.



Figura 35. Gènesis d'un *pingo* de sistema tancat per pressió criostàtica

Font: MacKay (1979), extret de Gutiérrez Elorza (2008).

## b) Figures de crioturbació amb gelifractes

La **crioturbació** és un tipus específic de solifluxió (moviment de massa molt lent de regolita o de sòls saturats d'aigua sobre vessants suaus) que descriu el desplaçament o moviment de les partícules del sòl com a conseqüència del gel-desgel. L'origen s'ha de buscar en el canvi de volum de l'aigua durant el procés de transformació d'estat de sòlid a líquid provocat pels canvis de temperatura. Aquests fenòmens causen una alternança contínua entre expansió i contracció al penyal, el que desemboca en el desplaçament de les partícules i, finalment, en la formació de les anomenades *figures de crioturbació* (sòls poligonals, estriats, encoixinats, etc.). A l'hivern, les roques es contrauen formant esquerdes a causa de les molt baixes temperatures; després, a l'estiu que el segueix, es produeix l'entrada de l'aigua de desglaç a aquestes fissures. Amb l'arribada de la tardor, l'aigua es torna a gelar, ara ja a l'interior de les roques superficials, de manera que es formen els enreixats de gel que s'engrandeixen i es disposen de forma poligonal.

- **Sòl poligonal:** és una estructura del terreny quan hi ha permagel produït pel resultat conjunt de la gelifracció (la contracció estacional del permagel crea esquerdes poligonals que s'omplen de falques de gel permanents de fins a 5 metres de fondària) i la geliturbació (tots els fenòmens restants d'alteració del sòl).

Figura 36. Sòl poligonal

Font: Hannes Grobe (2007).

- **Sòls estriats o bandes:** sòls constituïts per un conjunt de franges paral·leles a la línia de màxima pendent del vessant. A les bandes classificades, l'alternança es produeix entre franges de clastes (fragment de roca o d'un sediment) i altres materials més fins.

Figura 37. Sòls estriats

Font: Gutiérrez Elorza (2008).

- **Sòls encoixinats (o *thufurs* en islandès):** són formes bombades proveïdes de vegetació, amb diàmetres màxims d'1-2 m i altures entorn de 50 cm. Al seu interior es reconeixen crioturbacions. Es desenvolupen per sobre del límit de creixement altitudinal dels arbres, i el seu origen sembla estar en relació amb el desplaçament de masses ajudades per les arrels de la vegetació (Schunke i Zoltai, 1988).

Figura 38. Sòl encoixinat

Font: [http://www.redes-cepalcala.org/ciencias1/geologia/islandia/geologia.islandia\\_periglaciario.htm](http://www.redes-cepalcala.org/ciencias1/geologia/islandia/geologia.islandia_periglaciario.htm).

## 2) Gelifluxió

La **gelifluxió** (tipus de solifluxió) és un procés geomorfològic gravitacional característic de zones de clima periglacial, consistent en el desplaçament massiu i lent per gravetat de formacions argilenques o altres tipus de sòl sobre el permafrost a causa de la plasticitat i fluïdesa adquirida que aquests adquireixen quan absorbeixen gran quantitat d'aigua originària del desgel a l'estiu.

La impermeabilitat que proporciona el permafrost impedeix la infiltració del gel fos a nivells més profunds i que acaba per saturar la capa activa superficial (mol·lisòl). El permafrost es pot dividir en pergelisòl, la capa gelada més profunda, i mol·lisòl, capa més superficial que acostuma a descongelar-se a l'estiu.

El procés pot ocórrer en pendents de tan sols 2 a 3 graus. On hi ha un mantell ben desenvolupat de vegetació, la làmina de solifluxió es pot moure en una sèrie de **lòbuls** ben definits o en una sèrie de **plecs (oterrasses)** que en part se solapen.

Els vessants de gelifluxió són els següents:

- Els lòbuls de gelifluxió** presenten morfologia lingüoide amb amplades de 30-50 m i juntament amb els bancs es localitzen fins a inclinacions de 20-25. La velocitat de moviment al centre del lòbul és superior a la dels marges. Si

els dipòsits de gelifluxió s'allarguen considerablement en el sentit del màxim pendent, s'utilitza el terme de *regalims de solifluxió* per diferenciar-los. Formen llengües fangoses, torrents de fang i colades de blocs.

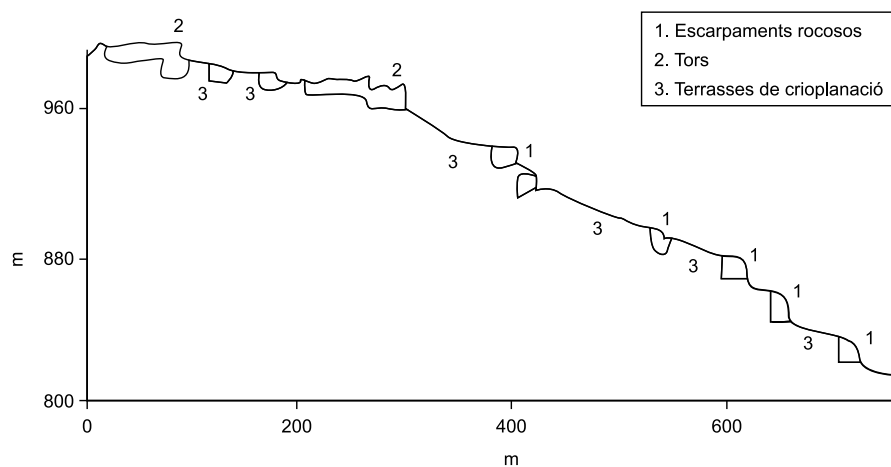
Figura 39. Lòbuls de gelifluxió a la vall de Norðurárdalur, nord d'Islàndia



Font: [http://www.redes-cepalcala.org/ciencias1/geologia/islandia/geologia.islandia\\_periglaciario.htm](http://www.redes-cepalcala.org/ciencias1/geologia/islandia/geologia.islandia_periglaciario.htm).

**b) Els bancs de gelifluxió (o terrasses)** es caracteritzen per la seva forma de terrassa, i la dimensió més gran dels mateixos tendeix a ser paral·lela a les corbes de nivell.

Figura 40. Perfil de vessant amb terrasses d'altiplanació, muntanyes Hrubý Jeseník, R. Txeca



Font: Czudek (1964), extret de Gutiérrez Elorza (2008).

Figura 41. Lòbuls i terrasses a l'altitud de 2.330 m snm, en el pas de Lăițel, a les muntanyes Făgăraș, Carpats del Sud



Font: Rączkowska (2009).

c) A zones amb molt baixa innivació o bé processos intermitents de desgel, on no es pot formar una glacera corrent, es formen **glacera rocalloses** que són grans masses de blocs i clasts immersos a una matriu gelada i que es desplacen pel fons d'una vall, generalment curta i amb cordons o lòbuls que evidencien el moviment. No hi ha llengua de gel.

Figura 42. Glacera rocallosa del llac de la Pera, Cerdanya

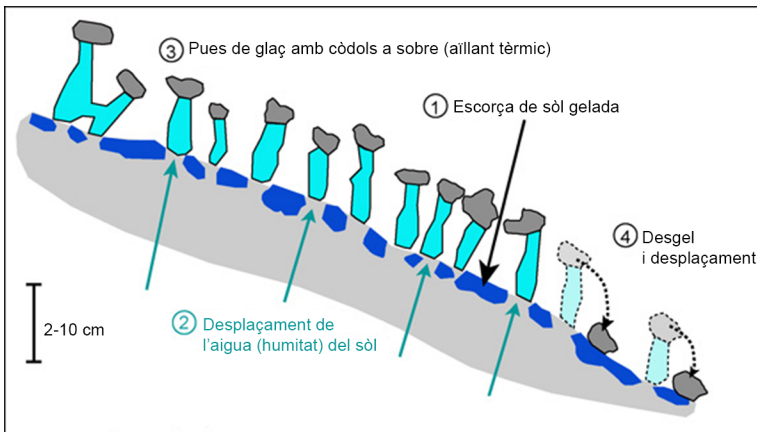


Font: María Clara Martínez, <http://apieporelmundo.blogspot.com.es/2015/09/estanys-de-la-pera-i-pics-de-monturull.html>.

### 3) Pua de glaç (*frost creep*)

Desplaçament vertical de partícules en els primers centímetres del sòl pel creixement nocturn de cristalls de gel a la superfície. Durant el dia, l'agulla de gel es fon i la partícula cau vessant avall. Moviment diari a totes les partícules del vessant.

Figura 43. Esquema de la pua de glaç



Font: <https://www.unifr.ch/geoscience/geographie/ssgmfiches/pergelisol/3202.php>.

Expulsa les partícules més grosses cap a la superfície i dóna una mena de sòls enllosats o coberts per gravetes i amb elevada pedregositat superficial.

Figura 44. Pua de glaç, Vall d'Estós, Pirineus

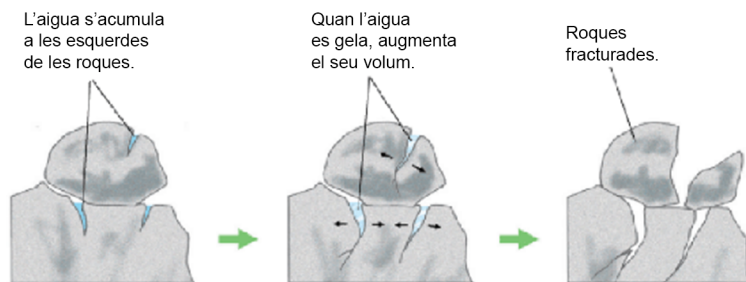


Font: Baptiste Marteau (2015).

#### 4) Gelifracció dels clastes

La **gelifracció** és un procés que consisteix en la fragmentació de les roques a causa de les tensions produïdes quan es congela l'aigua continguda a les seves esquerdes, fractures i porus. L'aigua de pluja, desgel o rosada s'introdueix en els buits de les roques. La gelifracció pot donar origen a **tarteres i glaceres de roca**.

Figura 45. Procés de fragmentació de roca per gelifracció



Font: <http://lauraylageologia4.blogspot.com.es/2011/11/procesos-geologicos-externos-la.html>.

La **gelifracció** passa especialment a les zones polars, subpolars i d'alta muntanya on són freqüents les oscil·lacions per sobre i sota dels zero graus. També s'ha considerat dins dels agents de meteorització a deserts.

Figura 46. Clast fragmentat per gelifracció (esquerra). Tartera de la Coma d'Estats, port de Sotillo, Pirineus (dreta)



Font: <http://lauraylageologia4.blogspot.com.es/2011/11/procesos-geologicos-externos-la.html> (esquerra); David Soler, <http://www.panoramio.com/photo/22219895>.

#### 1.2.4. Tipus de modelats

##### 1) Modelat dels vessants

Els modelats dels vessants es divideixen en quatre tipus fonamentals: els vessants de gelifracció, els de gelifluxió, els que tenen replans *goletz* i els que tenen canals d'allaus.

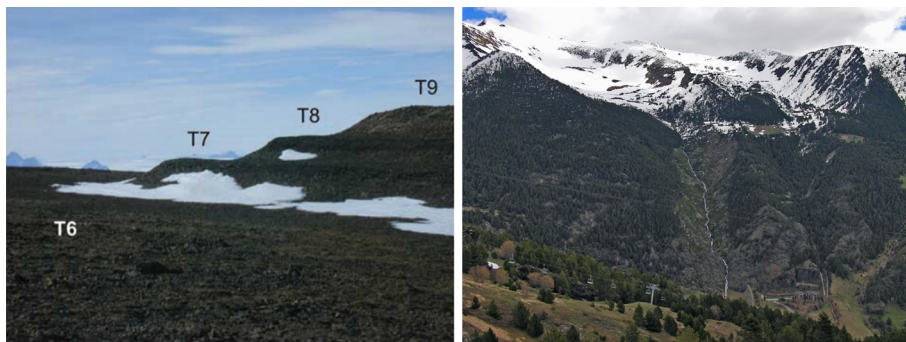
**a) Els vessants de gelifracció** es deuen a la fragmentació de les roques coherents per efecte de la crioclàstia. Presenten una successió d'agulles i pinacles fruit de les debilitats presentades per les diàclasis (fractura en les roques que no va acompanyada de desplaçament). Als peus dels mateixos, es formen cons d'esbaldregalls i talussos continus notablement regulars, només trencats pels efectes de la rasa (o excavació) de l'aigua de fusió.

**b) Els vessants de gelifluxió** els trobem a aquells pendents que estiguin formats per materials argilosos (roques **incoherents**) que afavoreixin la solifluxió. Presenten un aspecte caòtic producte de la naturalesa dels moviments massius en pendent. A vessants poc pronunciats, apareixen els sòls poligonals. Com més gran és el pendent, més gran és la presència de colades de fang, nínxols de solifluxió i cavallons.

c) Els vessants amb **replans goletz (terrasses)** estan organitzats en graons més o menys horitzontals d'un centenar de metres d'amplada i separats per talussos de diversos metres d'altura (figura 47, esquerra). Aquesta estructura permet la diferenciació nítida de les formacions superficials. Els elements més grollers es localitzen als talussos, mentre que els fins es dispersen a la plana, que fins i tot adopta formacions de sòls poligonals. Combina roques coherents i incoherents (alternances).

d) Vessants amb **canals d'allaus** (figura 47, dreta). Allà on s'acumula la neu (altes latituds o alçades). Produeixen solcs profunds i rectilinis excavats per les allaus i la gelifracció. La canal es troba neta de vegetació arbòria, i només poden desenvolupar-s'hi exemplars joves al con d'arribada.

Figura 47. Vista de les diferents terrasses a l'illa d'Alexandre I, Antàrtida (esquerra). Coma de les Fonts i canal de l'Allau d'Arinsal (dreta)



Font: Kevin i André (2010) (esquerra); Toni López Montes, <http://www.panoramio.com/photo/89664436>.

## 2) Modelat de les planes proglacials

Les **planes proglacials** són les formades pels desbordaments dels torrents i rius proglacials durant les avingudes estivals. Aquestes planes són més amples del que és habitual a causa dels megacabals per trencament de barreres glacials, per l'erosió dels gels flotants i les **xarxes de llits trenats lligades al règim de desglaç**.

En elles trobem:

- Hidrolacòlits o *pingos* (en llengua esquimal).
- Els turons de tundra: hidrolacòlits o *pingos*. Si són a les torberes, se'ls anomena *palses* (en alemany). Els hidrolacòlits són petits i els *pingos*, de més volum.
- *Termocarst* de depressions tancades per la deformació dels hidrolacòlits.
- Sòls poligonals i herba encoixinada.

- Glacis (pendent suau generalment format per la lixiviació i posterior deposició de les partícules fines d'un con de dejecció o d'un vessant) d'acumulació de peu de vessant.

Si es presenten processos de **modelats eòlics**, com a regions amb precipitacions febles, llavors es poden produir acumulacions de **loess**. El *loes* és el pols llimós procedent dels deserts freds i capturats per la vegetació estepària dels marges periglacials. S'origina en moments més freds i secs que l'actual (períodes glacials)

En els mapes següents, es pot veure la situació dels *loess* vorejant els dominis periglacials.

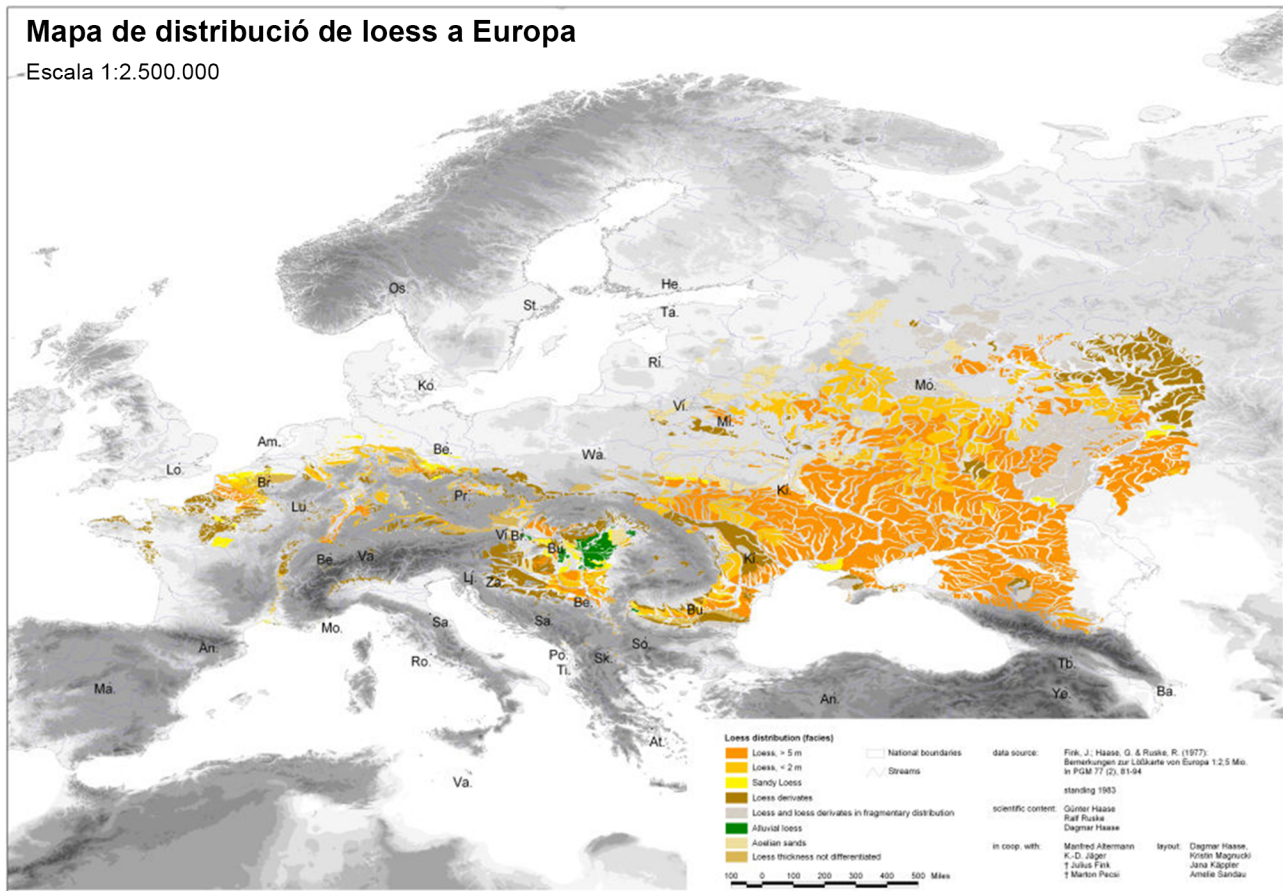
Figura 48. Àrees de *loess* del continent americà relacionades amb el casquet glacial de Laurentia



Font: <http://gec.cr.usgs.gov/archive/eolian/task2.shtml>.



Figura 49. Àrees ocupades per dipòsits de *loess* a Europa vorejant l'extensió del casquet glacial escandinau



Font: Dagmar Haase/UFZ; [https://www.ufz.de/export/data/2/79296\\_European\\_Loess\\_Map\\_hires.jpg](https://www.ufz.de/export/data/2/79296_European_Loess_Map_hires.jpg).

### 1.2.5. Regions periglacials

#### 1) Deserts freds de gelifracció o gelivació (*barren grounds*) en clima periglacial sec

No té quasi vegetació (clima fred i sec). Poca aigua i, per tant, el transport es limita molt a l'acció de la gravetat. **Accions eòliques** manifestes sobre els *loess* de les planes proglacials i morrenes.

Extensió: marges de Sibèria i Amèrica del Nord, al voltant de l'oceà Àrtic, Patagònia i també a alguns arxipèlags

#### 2) Regions de tundra

El subdomini periglacial de tundra està vinculat a climes més humits, i lleugerament més temperats. La gelifracció i la gelifluxió actuen amb tota la seva eficàcia. Podem diferenciar-ne dos tipus en funció de la presència o no de permafrost:

- Amb permafrost: és més humit i ric en formes i modelats. Es localitza a Alaska, Alberta i nord-est de les illes Spitzberg.
- Sense permafrost: el clima és més suau i registra moltes alternances gel-desgel, observant un domini de la gelifracció i dels moviments de massa, sense menystenir els efectes dels forts vents.

### **1.3. Domini morfoclimàtic de la zona equatorial i intertropical**

#### **1.3.1. Aspectes generals**

A causa de la perpendicularitat dels raigs solars en gran part de l'any sobre aquesta zona, es registra una gran insolació que és la responsable de les altes temperatures del cinturó equatorial i intertropical.

A l'equador, els raigs solars presenten un angle d'incidència sempre superior a  $66,5^\circ$  i la perpendicularitat ( $90^\circ$ ) s'assoleix dos cops l'any.

Als tròpics, l'angle d'incidència només arriba als  $43^\circ$  en el solstici d'hivern i la perpendicularitat s'assoleix un cop l'any en el solstici d'estiu.

D'altra banda, aquesta regió presenta precipitacions anuals entre relatives i copioses (500-4.000 mm) gràcies a l'efecte del cinturó de baixes pressions que envolta l'equador, i que deixa sentir els seus efectes fins a les zones d'estepa situades a latituds més elevades.

Caracteritzen, per tant, aquest domini les elevades temperatures i la presència d'aigua, que catalitzen les reaccions químiques de meteorització química. L'activitat del gel és pràcticament absent, únicament possible a llocs situats a molta alçada ( $>5.000$  m s. n. m.).

La franja d'aquest domini, caracteritzada per precipitacions tot l'any, correspon a la **selva**, i la que presenta una estació seca és la **sabana**.

#### **1.3.2. Domini de la selva (pluvisilva)**

Ocupa la franja situada entre els  $10^\circ$  nord i els  $10^\circ$  sud (específicament,  $8^\circ$  nord i  $2^\circ$  sud), on es produeix una doble perpendicularitat dels raigs solars que ocasiona dos màxims tèrmics i un de pluviomètric.

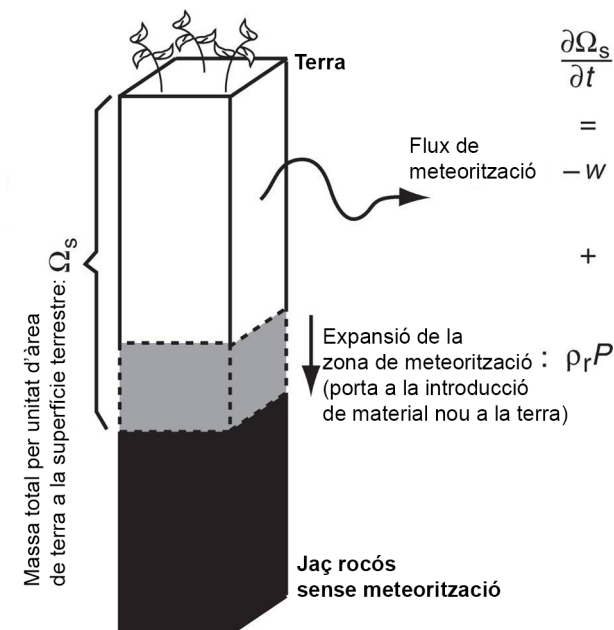
La temperatura es manté sempre elevada, però a causa de l'acció tampó de la humitat, les variacions de la temperatura diàries són més grans que les anuals.

La pluviositat és molt alta, amb valors entre 1.000 i 4.000 mm/any de mitjana, resultat de la gran activitat convectiva per escalfament solar. Plugues de tarda característiques (vespertines).

Temperatures elevades i precipitacions constants permeten el desenvolupament d'una vegetació molt exuberant que constitueix la selva, formada per dos estrats arboris de diferent alçada, un estrat arbustiu i un sotabosc de plantes. Els efectes d'aquesta massa vegetal són reduir la insolació directa sobre el terra, retenir la humitat dels sòls i minvar la caiguda directa de les gotes de pluja.

Als sòls és manté un nivell constant d'humitat i de lixiviació dels ions que produeix una constant alteració química o meteorització al llarg de l'any. El resultat és la laterització o ferralització, que genera sòls de 10-30 m de gruix (i fins a 50 m a la part inferior dels vessants).

Figura 50. Perfil d'alteració química profunda del substrat i formació de sòls laberíntics



L'extensió del domini de la selva és la següent:

- Amèrica central i del Sud: Equador, Veneçuela, Brasil, la Guaiana (coincidint aproximadament amb la conca del riu Amazones; figura 51 a-b). Moltes d'elles desenvolupades sobre els grans escuts equatorials.
- Àfrica: conca del riu Congo (figura 51-c).
- Àsia: Birmània, Taiwan, Indonèsia, Nova Guinea, Vietnam.
- Austràlia: extrem nord-est d'Austràlia, Tasmània.
- Illes del Pacífic: Hawaii.

Figura 51. a) Riu Amazonas; b) conca del riu Amazonas, Amèrica del Sud; c) conca del riu Congo, Àfrica



Font: a) <http://velazcojesus.blogspot.com.es/2015/11/rio-amazonas-el-rio-amazonas-ubicado-en.html>; b) Kmusser, [https://es.wikipedia.org/wiki/Cuenca\\_del\\_Amazonas](https://es.wikipedia.org/wiki/Cuenca_del_Amazonas); c) The UNEP (2010). *Africa Water Atlas*; extret de <https://katieandjamie.wordpress.com/page/5/>.

## 1) Processos morfogenètics

La modificació dels relleus en el domini d'elevades pluges i temperatures és bàsicament per processos químics que generen una gruixuda capa de sòl alterat (**laterita**), i els processos mecànics resten relegats a un segon pla.

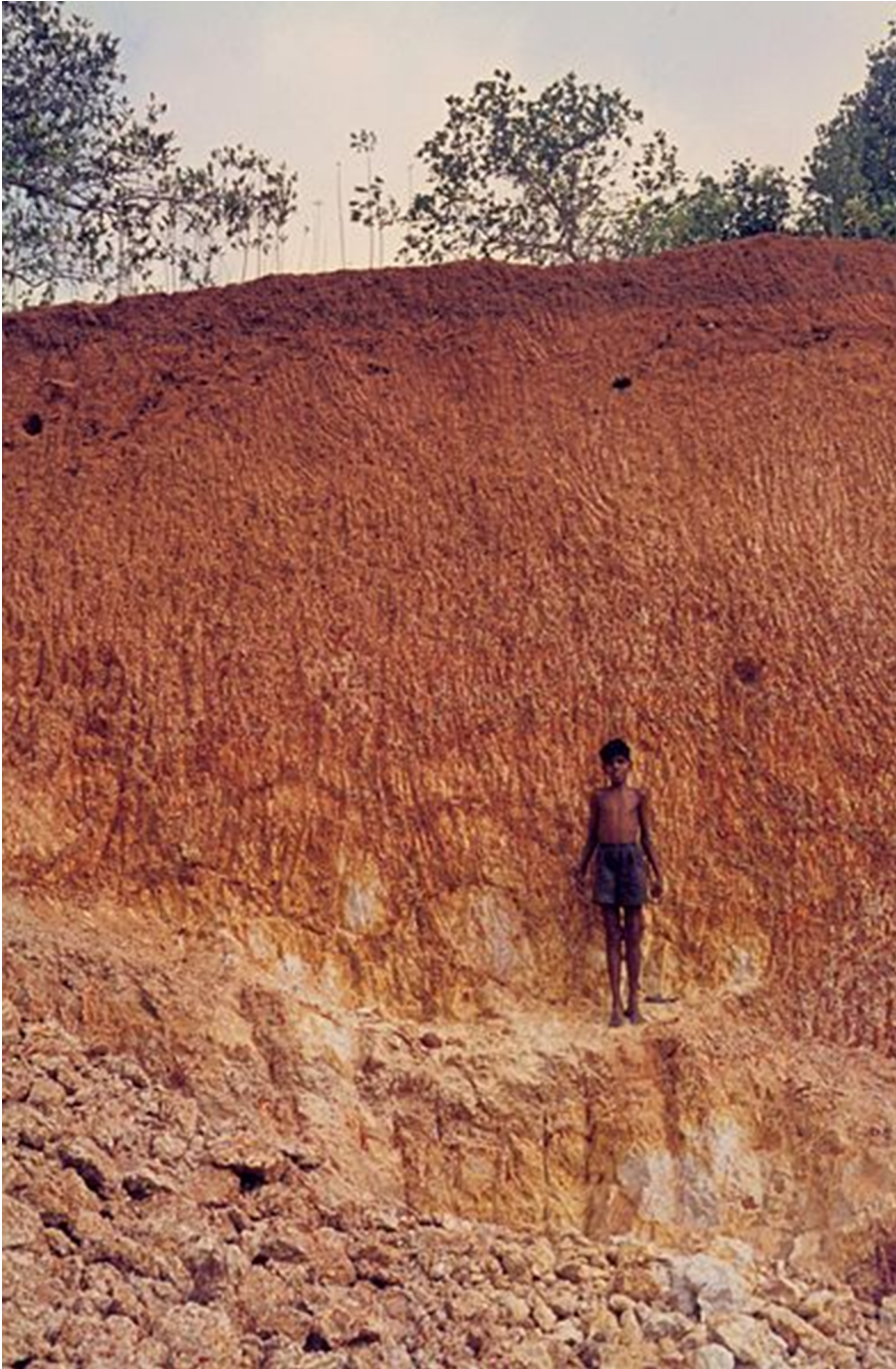
a) **Solució**. Mescla homogènia dels ions que formen els minerals en l'aigua de rentatges dels sòls. Les elevades precipitacions produeixen un rentat (**lixiviació**) i posada en solució i evacuació dels elements de més solubilitat. Els més insolubles són els òxids d'alumini i de ferro.

b) **Hidròlisi**. Destrucció i transformació de minerals (en especial, el feldspats transformats en argiles) en presència d'aigua i calor.

Vessants recoberts de gruixos importants de **laterita** o alterita (acumulació de restes granulars de la destrucció química de les roques del substrat, en què han quedat eliminats els minerals més febles davant la hidròlisi i resten els òxids i hidròxids d'alumini i ferro). Es genera un **front de meteorització** en el sòl sobre del qual s'acumula el mantell meteoritzat o **regolita**.

La forta alteració arriba a la fase d'acumulació dels òxids i hidròxids d'alumini. Les laterites enriquides en alumini es converteixen en jaciments de bauxites quan són explotables econòmicament (figura 52).

Figura 52. Perfils de laterites amb enriquiment superficial d'alumini



Font: <http://www.madrimasd.org/blogs/universo/2008/11/02/105617>.

Les roques del substrat poc o gens alterades (perquè tenen una densitat de diàclasis més petita i, per tant, menys possibilitats d'entrada de l'aigua) formen relleus positius com pinacles i altres que destaquen entre els mantells d'alterites que són desintegrats i evacuats pels drenatges.

- **Carstificació dels carbonats.** Carst de torres o pinacles com el de Guilin, província de Guangxi (Xina).
- **Solifluxió pastosa dels sòls d'alterites** als vessants amb pendent suficient.
- Evolució de rius d'aspecte **anastomosats** (figura 53), en molts casos de gran cabal i que ocupen grans planes i s'encarreguen d'evacuar els ions. Són importants agents de transport de materials en solució, col·loides i argiles en suspensió. L'exemple més destacat de riu anastomosats el presenta l'Amazones, però també en són bons exemples els rius Magdalena (Colòmbia), Upper Columbia (Columbia Britànica, Canada) o Narew (Polònia).

La manca d'un període relativament prolongat de sequera impedeix la formació dels encrostaments o cuirasses que es formaran a la franja veïna de la sabana.

Figura 53. Rius anastomosats sobre les planes de laterites: riu Paranà, Amèrica del Sud



Font: ISS Expedition 27 crew; [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Parana%C3%A1\\_River\\_Floodplain,\\_Northern\\_Argentina.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Parana%C3%A1_River_Floodplain,_Northern_Argentina.jpg).

## 2) Formes d'evolució del relleu

Són característics els turons arrodonits amb formes convexes i semiesfèriques que sobresurten entre desenes i centenars de metres d'alçada, i que s'anomenen **meias laranjas** (mitges taronges) si són semiesfèriques o en forma de dom. Si presenten forma de pinacles o agulles, s'anomenen **pitons rocosos** (figura 54-b), com el pa de sucre (Rio de Janeiro, Brasil; figura 54-a). Si tenen forma de pinacle, són **doms cupuliformes** (figura 54-c).

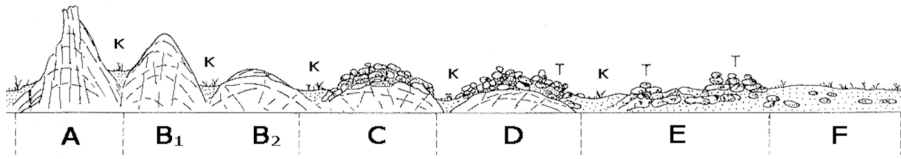
Figura 54. a) Pa de sucre i *meias laranças* de Rio de Janeiro, Brasil; b) Pitons, Santa Lúcia, Carib; c) Pedra do Dedo, Nova Venècia, Brasil



Font: a) Halley Pacheco de Oliveira, [https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/4/4c/Enseada\\_de\\_Botafogo\\_e\\_P%C3%A3o\\_de\\_A%C3%A7%C3%B4car.jpg](https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/4/4c/Enseada_de_Botafogo_e_P%C3%A3o_de_A%C3%A7%C3%B4car.jpg); b) <http://viajes.elpais.com.uy/2012/08/23/una-isla-caribena-si-pero-cual/st-lucia-soufriere-petit-piton1-2/>; c) eduardoazul, <http://www.skyscrapercity.com/showthread.php?t=1305603&langid=5>.

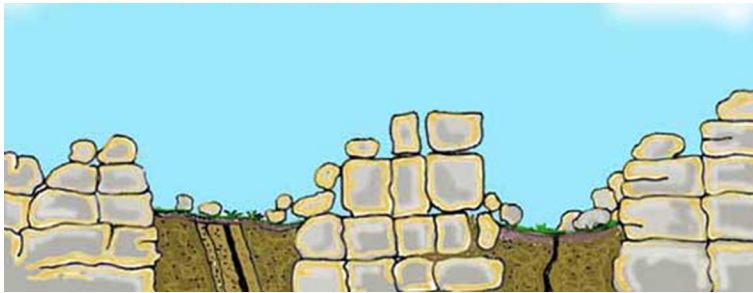
El desenvolupament d'aquestes formes és afavorit per l'acció més marcada de l'alteració química a aquelles zones de **fracturació o diaclasament preferent**. Són el lloc d'avenç del **front d'alterites**. Aquestes fractures deixen aïllats els monòlits de substrat menys afectat per discontinuïtats i en els quals predomina la roca poc alterada i que acaben formant monticles i promontoris. En definitiva, és un tema d'**erosió diferencial** (figura 55) que respecta la roca menys alterada i s'endú la roca meteoritzada en forma de soluts (lixiviats). Els relleus generats per aquesta dinàmica en xarxes de fractures de plans perpendiculars poden deixar amuntegaments de blocs coneguts com a **tors** o **pedres cavalleres** (figura 56). Es poden veure tors aïllats a zones ara no tropicals (deserts, sabana), però la seva formació implica inicialment la dinàmica de morfogènesi tropical i després un canvi del clima.

Figura 55. Diverses fases de l'evolució morfològica dels relleus sobre roques cristal·lines



Granits i basalts (des d'A i B en què afloren pitons rocosos i *meias laranjas*, passant per E, que són tors, i acabant en F que són mantells de residus o alterites) en un ambient de forta meteorització química, afavorit per discontinuïtats com fractures i diaclasis. Font: Pedraza (1996).

Figura 56. Formació dels tors o pedres cavalleres

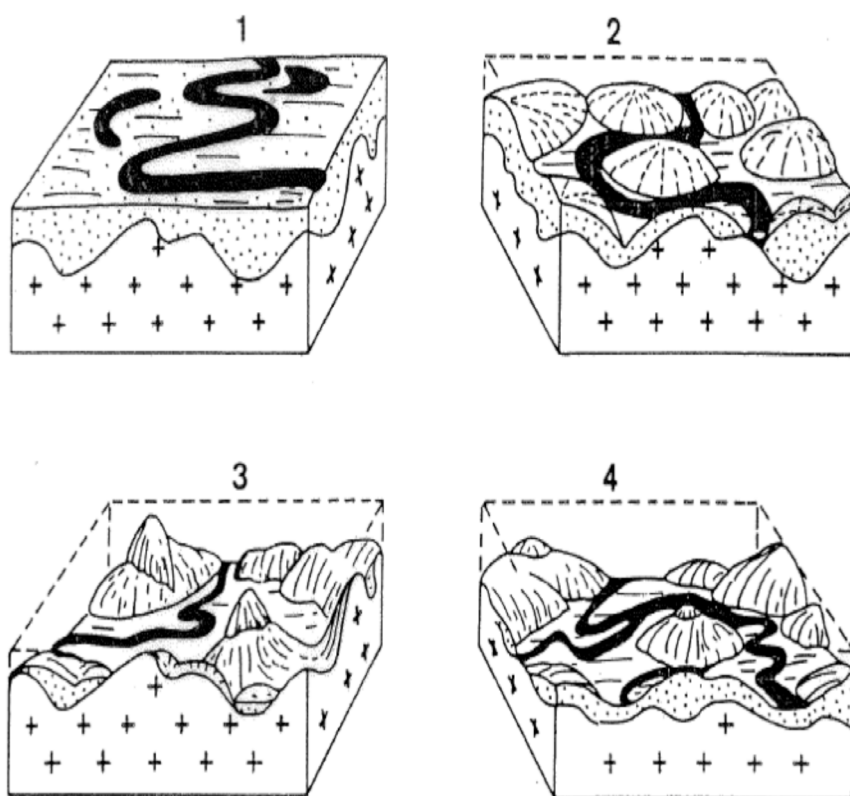


Es tracta d'afloraments rocosos de roques, en general de tipus cristal·lí (granits, gneis, basalts, etc), que resten com a relleus residuals d'una intensa activitat de meteorització química per hidròlisi i solució dels elements solubles sota ambients plujosos i càlids. El tor està constituït per un conjunt de grans blocs poc alterats, disposats de manera amuntegada, que mostren un estat caòtic i un fràgil equilibri, i es presenta enmig d'una àrea generalment aplanada per una meteorització més activa. Font: <http://www.fossilwalks.com/dartmoortors1/tors.htm>.

A les parets dels pans de sucre s'observen processos de desagregació de plaques i d'escamació que faciliten el retrocés de la paret pel despreniment de panells de roca. És el cas dels despreniments sobre els barris de faveles de Rio de Janeiro, amb desgraciats episodis de víctimes mortals.



Figura 57. Evolució dels pitons (pa de sucre) i tossals arrodonits (*meia laranja*) com a relleus residuals enmig de la plana laterítica



Relleu convex de la selva pluvial: el puntejat correspon al sòl i la regolita o saprolita. 1) Etapa de la plana de corrosió; 2) etapa de mitges taronges; 3) etapa de pans de sucre; 4) etapa de relleu policonvex. Font: Demangeot (1989).

Figura 58. Vista general de les muntanyes de Kata Tjuta (anteriorment muntanyes Olga) al centre d' Austràlia



Aquest tipus de muntanyes, també anomenades *meias laranjas*, són turons circulars d'algunes desenes de metres d'altura i diàmetre de més d'un quilòmetre. Els vessants són de perfils convexos i pendents forts a la base, entorn de 25°. En conjunt, formen superfícies multiconvexes amb una disposició confusa, separades per les línies de drenatge. Font: Pierre Thomas, <http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/Img411/411-inselbergs-Kata-Tjuta-01.jpg>.

Figura 59. a) Exemple de tor o roca cavallera: Kit-Mikay, Kisumu, Kènia; b) restes de tors situats a llocs que ara no estan en domini tropical: Hay Tor, Dartmoor, Devon, Regne Unit i c) Ishallam, Argèlia



Font: a) Valerius Tygart, <https://en.wikipedia.org/wiki/Kit-Mikayi#/media/File:Kit-Mikayi.JPG>; b) <http://www.geograph.org.uk/photo/1012895>; c) [http://www.redes-cepalcala.org/ciencias1/geologia/geomorfologia/geomorfologia\\_granitos/geomorfologia\\_granitos\\_formas\\_mayores.htm](http://www.redes-cepalcala.org/ciencias1/geologia/geomorfologia/geomorfologia_granitos/geomorfologia_granitos_formas_mayores.htm).

### 1.3.3. Domini de la sabana

Ocupa l'interior continental i les costes situades a l'abric dels alisis (vents), a les zones intertropicals entre els deserts i les selves. Temperatures quasi sempre elevades amb diferències estacionals d'insolació i pluviositat. La distribució de la pluja caracteritza la sabana i permet d'establir **una estació seca i una altra de plujosa**. Estació seca de 4 mesos i una pluviometria de 500 a 1.500 mm/any.

Durant l'estació seca, l'aire sec permet una gran oscil·lació tèrmica diària. Durant l'estació humida, les temperatures es mantenen moderades i constants, entorn de 26 °C.

La vegetació consisteix en un estrat herbaci de gramínies amb alguns arbres aïllats (baobabs, acàcies i formes xeròfiles) que estan adaptats a la sequera hivernal. Està poblada per grans herbívors, carnívors, rosegadors i insectes.

Aquest domini es pot trobar a Amèrica del Sud a la sabana de Los Llanos de Veneçuela (figura 60, esquerra) o a Àfrica, al Parc Nacional del Serengeti (figura 60, dreta), o a la sabana de Kènia.

Figura 60. Sabana de Los Llanos de Venezuela (esquerra). Sabana del Parc Nacional de Serengeti, Tanzània (dreta)



Font: <http://www.flickr.com/photos/inti/3102164531/in/photostream> (esquerra); <http://www.safaripark.es/wp-content/uploads/2012/01/Parque-Serengeti-Tanzania.jpg> (dreta).

## 1) Processos morfogenètics

Durant l'estació seca, predominen les accions mecàniques. Erosió per esquitx dels aiguats més intensos. La forta evaporació de l'estació seca eixuga els sòls i els hi provoca esquerdes de retracció. Variació tèrmica diària (termoclàstia) en l'estació seca.

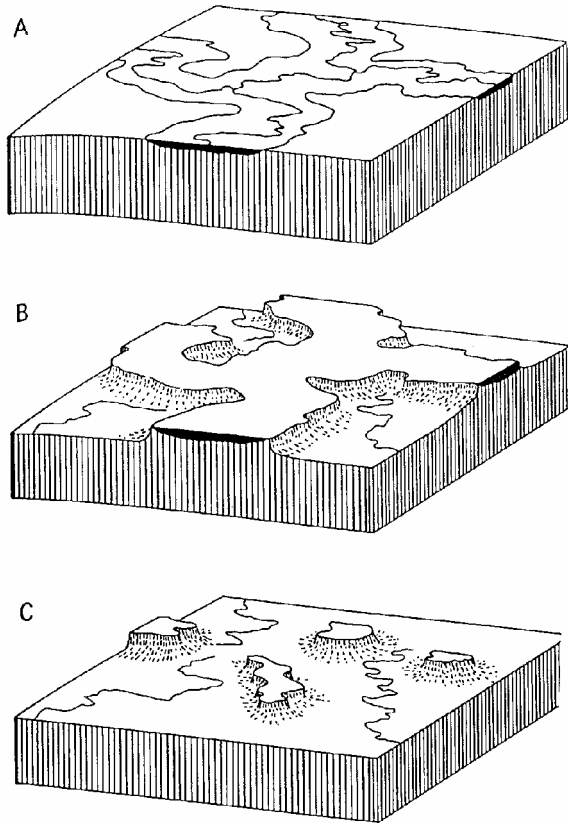
La manifestació més important de l'estació plujosa és l'alteració química. Com a conseqüència de l'alternança estacional, es formen en l'època seca les cuirasses bauxítiques, ferruginoses o silíciques (**duricrust, ferricrust o silcreta**) i els sòls ferralítics (migració de la sílice i dels cations base per lixiviació mentre resten els òxids d'alumini i de ferro que precipiten i s'endureixen en l'estació seca).

Generació d'argiles del tipus caolinita (pobres en cations per la lixiviació).

## 2) Formes característiques

Topografia d'escarpaments i esgraons a causa de les cuirasses (**silcreta, ferricreta o ferricretes**) (figura 61). Les cuirasses també són anomenades *bowal* a l'oest d'Àfrica. Són el resultat de la migració al final del cicle de lixiviació del ferro i l'alumini, i de la seva acumulació a les zones deprimides.

Figura 61. Inversió del relleu creada per una cuirassa ferralítica

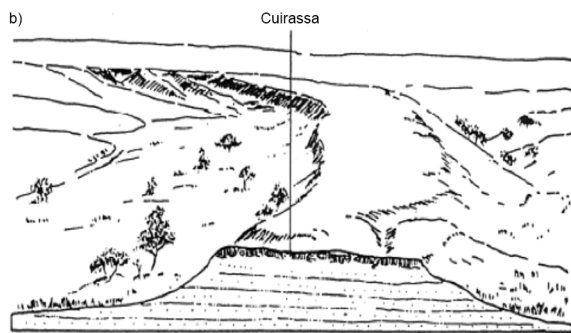


Representació esquemàtica de les diferents etapes del desenvolupament de la topografia invertida: a) desplaçament dels òxids de ferro i d'alumini rentats als vessants i acumulats a les zones deprimides del relleu: els rius anastomosats; b) creació de plataformes amb cuirasses cimentades amb òxids de ferro i alumini resistents a l'erosió i posterior inversió del relleu per l'erosió diferencial de les aigües dels rius; c) destrucció de les cuirasses per fragmentació i retrocés, quedant retalls aïllats de l'antiga plataforma sobre la plana de sòls ferralítics. Font: Michael A. Summerfield (1991).

Una crosta o cuirassa resistent pot donar un **relleu de topografia invertida per erosió diferencial**: la cuirassa formada inicialment als punts deprimits és més resistent que els materials que l'envolten i acaba generant plataformes enlairades (figura 62).

Figura 62. **a)** Plataformes derivades de cuirasses (costra). Els sòls de colors vermells són oxisòls (òxids de ferro). **b)** Inversió del relleu per la cuirassa ferralítica de Los Llanos de Venèçuela, on

un altiplà cobert per un sòl ferralític i una cuirassa ferruginosa pateix erosió hídrica als seus vessants



Font: a) Marco Schmidt, [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:De\\_Yalgo\\_a\\_Dori\\_Marco\\_Schmidt\\_0922.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:De_Yalgo_a_Dori_Marco_Schmidt_0922.jpg); b) Vila (1960).

Quan aquestes cuirasses es trenquen i es fragmenten, originen extenses superfícies cobertes per fragment de crosta ferruginosa (*gibber plains*, figura 63). El nom *gibber* vol dir 'pedra' en la llengua aborigen d' Austràlia. Les planes *gibber* (*gibber plains*) són grans planes pedregoses que s'han format a partir de la fracturació per termoclàstia i altres processos de les crostes ferruginoses o silícies creades prèviament en medis tropicals amb estació seca marcada. Són comparades a medis àrids als deserts rocosos o regs. No s'hauria de confondre amb un paviment desèrtic per deflació del vent.

Figura 63. Planes *gibber* de Coober Pedy, Breakaway (desert pedregós de Tirari-Sturt, al centre-sud d' Austràlia)



Font: <http://www.travelling-australia.info/InfsheetsG/Gibberplain.html>.

Els rius compten amb ràpids i cascades alternant amb zones de rabeig, i meandres que exerceixen socavació lateral. Les accions mecàniques de l'estació seca proporcionen material groller amb còdols, blocs i sorres. Presència d'**inselbergs** o monts-illa destacats enmig de la peneplana.

De petita escala, es poden destacar les formes causades per l'activitat biològica (bioclàstia) d'alguns grups d'insectes, com és el cas dels grans **termiters** (figura 64) en forma de pinacle de diversos metres d'alçada.

Figura 64. Formes bioconstruïdes de la sabana: termiters



Font: Fotografia de viatges.

## 1.4. Domini morfoclimàtic dels deserts càlids

### 1.4.1. Aspectes generals

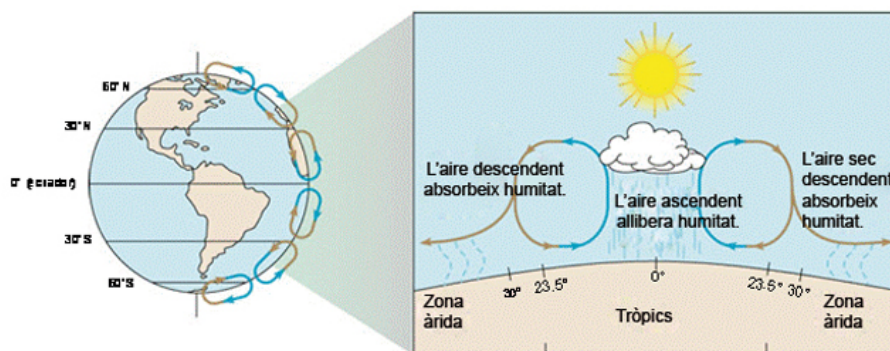
Els deserts càlids estan situats a la franja latitudinal que compren aproximadament entre els 10° i els 30° als hemisferis nord i sud (figura 65), on la circulació atmosfèrica està dominada pels vents alisis secs (figura 66).

Figura 65. Localització dels principals deserts més importants del planeta



Font: De lo posible se sabe demasiado.

Figura 66. Circulació global de l'aire i patrons de precipitació que expliquen la formació de les franges seques a la zona subtropical



Font: <http://cremc.ponce.inter.edu/2daedicion/articulo2.htm>.

Aquesta franja es caracteritza pel següent:

- Per les elevades temperatures mitjanes a la zona pròxima a l'equador, però en especial per la reduïda precipitació anual, que sempre queda per sota dels 200-250 mm, insuficient per mantenir una colonització vegetal estable. En els casos més extrems, la precipitació pot ser de només 10-25 mm l'any (Suez, Atacama, etc.).
- Variabilitat extrema de la precipitació d'un any a un altre (coeficient de variació >40 % de la precipitació mitjana).
- Amplitud tèrmica diària > 30 °C (pot arribar a ser de 50 °C).
- El concepte de desert en biogeografia implica l'absència de coberta vegetal i, gairebé, de vida animal.
- La quasi absència d'aigua implica una molt reduïda meteorització química i el predomini del vent com a agent modelador i de transport.

Els deserts de la Terra ocupen una superfície del 31 % de les terres emergides (figura 65):

- Amèrica del Nord: **Califòrnia Central Valley** (Sonora, Mojave, Arizona); **Chihuahua** (Mèxic).
- Amèrica del Sud: **Atacama** (Xile).
- Àfrica: **Sàhara** (el desert més gran del món); **Namíbia**; **Kalahari**.
- Àsia: **Iran**; **Aràbia**; **Llac d'Aral**.
- Austràlia: **gran desert del centre-oest d'Austràlia**.

A la taula següent trobareu els deserts més extensos del món.

Taula 1. Els deserts més extensos del món

	<b>Continent</b>	<b>Superfície</b>
Sàhara	Àfrica	9.065.000 km <sup>2</sup>
Gran desert australià	Oceania	3.800.000 km <sup>2</sup>
Desert d'Aràbia	Àsia	1.300.000 km <sup>2</sup>
Gobi	Àsia	1.040.000 km <sup>2</sup>
Kalahari	Àfrica	520.000 km <sup>2</sup>
Sonora	Amèrica del Nord	310.000 km <sup>2</sup>

Figura 67. Imatge de satèl·lit del gran desert del Sàhara, on es pot observar l'arreisme (caràcter de les regions que no posseeixen xarxa hidrològica organitzada a causa de la quasi inexistència de precipitacions i, per tant, d'escolament) i el Nil extrazonal



Font: NASA, [https://ca.wikipedia.org/wiki/S%C3%A0hara#/media/File:Sahara\\_satellite\\_hires.jpg](https://ca.wikipedia.org/wiki/S%C3%A0hara#/media/File:Sahara_satellite_hires.jpg).

### **Àrees desèrtiques a Espanya**

- Desert del Cabo de Gata.
- Desert de Tabernas de Valldigna (Almeria).



- Fuerteventura, Canàries (dunes de la platja de Jandía).
- Vall dels Monegros (Aragó, Conca de l'Ebre).
- Bárdenas Reales (Navarra, Conca de l'Ebre).

### Modalitats del transport eòlic en funció de la mida del gra

El moviment de les partícules pel vent es porta a terme mitjançant una combinació de la tensió de cisallament del vent i la turbulència atmosfèrica directa. Hi ha tres modes de transport de sediments pel vent: influència, reptació i saltació i suspensió (figura 68). La manera de transport depèn principalment de la relació entre la velocitat de sedimentació de les partícules i, per tant, de la mida de la partícula, i la tensió de cisallament, del vent i la intensitat de la turbulència.

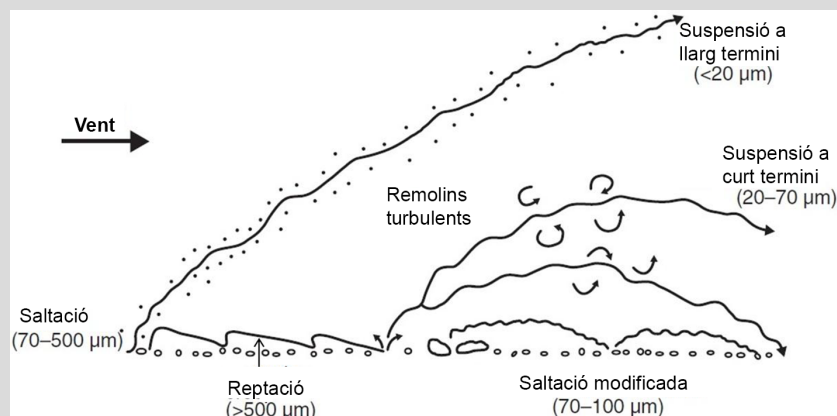
a) Les partícules molt petites (<20 micres) són transportades en suspensió (desenes de km o més) i es mantenen en alt per remolins turbulents en el vent. La verdadera suspensió es produeix quan la velocitat de sedimentació de les partícules és molt petita en comparació amb la intensitat de la turbulència del vent.

b) Les partícules més grans (20-70 micres) se sotmeten a la suspensió a curt termini per a les distàncies de desenes a centenars de metres; el material de mida de sorra (70-1000 micres) es transporta principalment en una sèrie de salts curts (saltació), en els quals la component vertical de la velocitat del vent (turbulència) té un efecte mínim sobre trajectòries de les partícules.

c) El material més gruixut de 500 micres de diàmetre (sorra gruixuda) és transportat a la superfície per reptació i rodament.

Els mitjans de transport són interdependents: les partícules de sorra que es desplacen per saltació lliuren partícules de mida de llim i argila al vent.

Figura 68. Esquema dels diferents modes de transport eòlic



Font: Nickling i McKenna Neuman (2009).

Podem distingir dos tipus de desert:

- Tipus REG: desert pedregós amb les restes del procés de deflació eòlica.
- Tipus ERG: extensió de camps de sorra transportada pel vent des d'àrees veïnes. És la imatge clàssica de desert amb dunes de sorra.

Figura 69. Desert tipus REG (Sàhara, esquerra) i tipus ERG (dreta).



Font: <https://www.superteachertools.net/speedmatch/speedmatchfromj.php?gamefile=1398626248#.V9l-oU2LSM8> (esquerra); <http://elpaisajecdl.blogspot.com.es/2012/05/los-vientos.html> <http://elpaisajecdl.blogspot.com.es/2012/05/los-vientos.html> (dreta).

### 1.4.2. Processos d'erosió eòlica

Entre els diferents processos d'erosió eòlica, podem citar els següents:

1) **Termoclàstia.** Fraccionament o esmicolament de les roques pels canvis sobtats de temperatura al llarg del cicle diari. Pot suposar, fàcilment, canvis diürns-nocturns de 40-45 °C, els quals de manera insistent acaben fracturant els materials. Un dels productes és la descamació concèntrica (pell de ceba, figura 70).

Figura 70. Descamació esferoïdal (Egipte, esquerra) i descamació en lloses (Marroc, dreta)



Font: [http://lorenscolapios.blogspot.com.es/2012\\_11\\_01\\_archive.html](http://lorenscolapios.blogspot.com.es/2012_11_01_archive.html) (esquerra); <http://sopasdepiedra.blogspot.com.es/2014/06/alteracao-das-rochas-3.html> (dreta).

2) **Deflació eòlica.** Remoció pel vent de les partícules més fines. És selectiu perquè deixa les partícules grolleres que no pot arrossegar. Estimacions de transport entre 130-180 Mt per a tots els continents. Al Sàhara entre 60-200 Mt.

Modelat de roques en forma de fongs o barrets per la diferent resistència dels materials al colpeig (deflació) de les partícules arrossegades pel vent, més activa a la base dels talussos (erosió diferencial; figura 71)

Figura 71. Roques fungiformes o en bolet, Western Desert (Egipte)



Font: [https://www.flickr.com/photos/banco\\_imagenes\\_geologicas/5012547429](https://www.flickr.com/photos/banco_imagenes_geologicas/5012547429).

3) **Abrasió eòlica o corrasió.** Desgast mecànic produït pel fregament o xoc de les partícules arrossegades pel vent contra els objectes situats al seu pas i prioritàriament a baixa alçada.

4) **Haloclàstia.** Fragmentació de les roques per l'acció de creixement de cristalls de sals que han precipitat per la concentració en les aigües intersticials, dels llacs i *chotts* (figura 72). Ataca preferentment a roques granudes (gresos, granits, etc.).

Figura 72. Haloclàstia (eflorescències salines), Chott el Djerid (Tunísia)



Font: Jaume Ollé, <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Djerid9.jpg>.

### 1.4.3. Formes erosives

#### 1) De petita escala

a) **Vernís del desert.** Làmines d'1-2  $\mu\text{m}$  d'òxids de manganès i ferro a la superfície de la roca amb una tonalitat fosca brillant, formades per activitat mil·lenària de bacteris o microbis (figura 73).

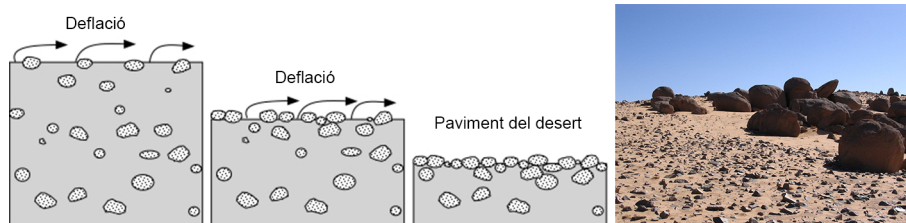
Figura 73. Vernís o pàtina del desert d'origen microbiològic, Jabarem, Argèlia



Font: <https://www.flickr.com/photos/54012326@N06/5419410465>.

b) **Paviments rocosos.** La deflació s'endú les partícules fines i la superfície del sòl queda enllosada o recoberta per clastes grans (creació del desert de tipus REG; figura 74).

Figura 74. El vent disminueix el terreny mitjançant l'eliminació de partícules de pols i sorra, fins que només queda una capa de pedres atapeïdes. Al seu torn, aquesta capa protegeix la sorra i la pols de sota (esquerra). Paviment desèrtic al Massís de Hoggar, al Sàhara central, al sud d'Algèria (dreta)



Font: <http://earthsci.org/education/teacher/basicgeol/windes/windes.html> (esquerra); Bertrand Devouard, [https://es.wikipedia.org/wiki/Pavimento\\_des%C3%A9rtico#/media/File:Hoggar13.jpg](https://es.wikipedia.org/wiki/Pavimento_des%C3%A9rtico#/media/File:Hoggar13.jpg) (dreta).

c) **Nius d'abella.** Són conjunts de vuits de mida centimètrica o decimètrica formats per l'abrasió eòlica sobre dels afloraments rocosos més exposats al vent (figura 75, esquerra).

d) **Taffonis.** Són formes d'erosió areolar com els nius d'abella, però de mida mètrica o submètrica, a les cares més afectades per l'abrasió eòlica (figura 75, dreta).

Figura 75. Nius d'abella (alveols centimètrics a decimètrics) (esquerra) i taffonis (dreta)



Font: Pacovera (esquerra); Bertrand Devouard, Geomorfología (dreta).

## 2) De mitjana escala

**a) Ouadis.** Corresponen als tàlvegs de cursos d'aigua de caràcter efímer i molt ocasional, molts cops romanents de moments anteriors més humits. Són l'equivalent de les rambles mediterrànies, amb una dinàmica hidrològica sobtada i torrencial (figura 76). El prefix dóna lloc a molts noms de rius de la península: Guadalquivir, Guadiana, Guadalete, Guadalhorce, etc.

Figura 76. Rambla Carbonera (Castelló)



**b) Yardangs.** Són els conjunts de solcs i crestes paral·lels de menys de 10 m d'altura i uns 100 m d'amplada, excavats i alineats en la direcció del vent dominant al llarg de distàncies, fins i tot, quilomètriques (figura 77).

Figura 77. Yardangs (desert de Lut, Iran)



Font: [http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/geomorphology/GEO\\_8/geo\\_images\\_E-19/FigE-19.2.jpeg](http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/geomorphology/GEO_8/geo_images_E-19/FigE-19.2.jpeg).

c) **Playa-Lake** (o *chott*). Concentracions temporals d'aigua salobre ocupant les àrees deprimides (figura 78).

Figura 78. Llac i platja de Deep Springs, Califòrnia (esquerra) i *chott* El Djerid (Tunísia), el més gran del món (dreta)



Font: <http://plate-tectonic.narod.ru/americanmix3photoalbum.html> (esquerra); [https://ca.wikipedia.org/wiki/Chott\\_El\\_Djerid#/media/File:Djerid8.jpg](https://ca.wikipedia.org/wiki/Chott_El_Djerid#/media/File:Djerid8.jpg) (dreta).

### 3) De gran escala

a) **Cubetes de deflació eòlica**. Són àrees deprimides excavades per deflació eòlica que poden acumular temporalment petits tolls d'aigua (oasis) a les zones de cota més baixa (figura 79). Exemples de l'Urgell (depressió de Bellpuig, Llacuna del Poal, etc.).

Figura 79. Cubeta de deflació eòlica envoltada de relleus residuals



Font: <http://elpaisajecdlit.blogspot.com.es/2012/05/los-vientos.html>.

b) **Hamades.** Modelat sobre els substrats rocosos en forma de plataformes rocoses o de planes pedregoses sense sorra. La hamada de Draa al nord-oest del Sàhara és la més gran del món (figura 80).

Figura 80. Hamades (muntanyes Acacus, Líbia)



Font: <http://www.alamy.com/stock-photo-painet-jn7362-hamada-desert-acacus-mountains-libya-acacus-adventure-14303498.html>.

c) **Inselberg.** Són afloraments rocosos aïllats que destaquen a les grans planúries desèrtiques, ja que estan formats per roques que han resistit millor l'alteració i l'erosió que les de l'entorn, per ser de natura més resistent (figura 81). També s'anomenen monts-illa.

Figura 81. Mitten Butte, Navajo Tribal Park, Utah (EUA)



Font: <http://fastwindtoaim.blogspot.com.es/2013/02/introduction-of-erosion-landform-01butte.html>.

#### 1.4.4. Formes dels dipòsits de sorra

Els dipòsits de sorra representen una petita part en l'extensió conjunta de les àrees desèrtiques. Al Sàhara només ocupen un 10 % aproximadament de la superfície. Tipus de dipòsits sorrencs:

a) **Rugositats.** Formes de transport de grans de sorra en forma de trens de crestes perpendiculars a la direcció del vent dominant. Tenen alçada centimètrica, la cara incident és de pendent suau ( $10^\circ$ ) i la de sotavent, més inclinada ( $30-35^\circ$ ). Les crestes mostren connexions en Y.

b) **Nebkhas.** Acumulacions decimètriques a mètriques formades a sotavent d'un arbust o matoll.

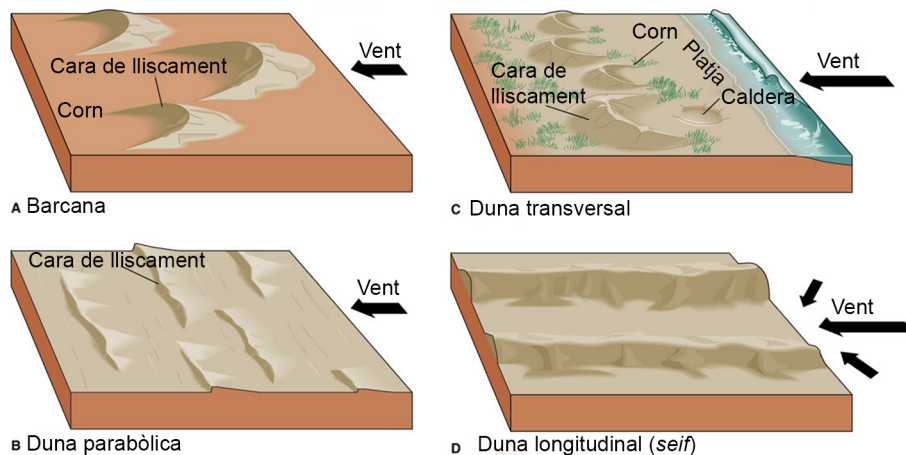
c) **Dunes.** Estructures de sorra de mida mètrica a decamètrica amb organització interna dels cossos sorrencs i una morfologia adaptada al camp de vents dominant.

Podem distingir dos tipus de dunes:

- Tipus de dunes en relació amb la **direcció del vent**.
- Dunes **piramidals o en estrella**. Són tipus de dunes amb direcció de vent canviant.



Figura 82. Tipus de dunes en relació amb la direcció del vent



Font: <https://www.uhaul.com/SuperGraphics/73/5/Venture-Across-America-and-Canada-Modern/Saskatchewan/Extraordinary-sand-sight-to-see>.

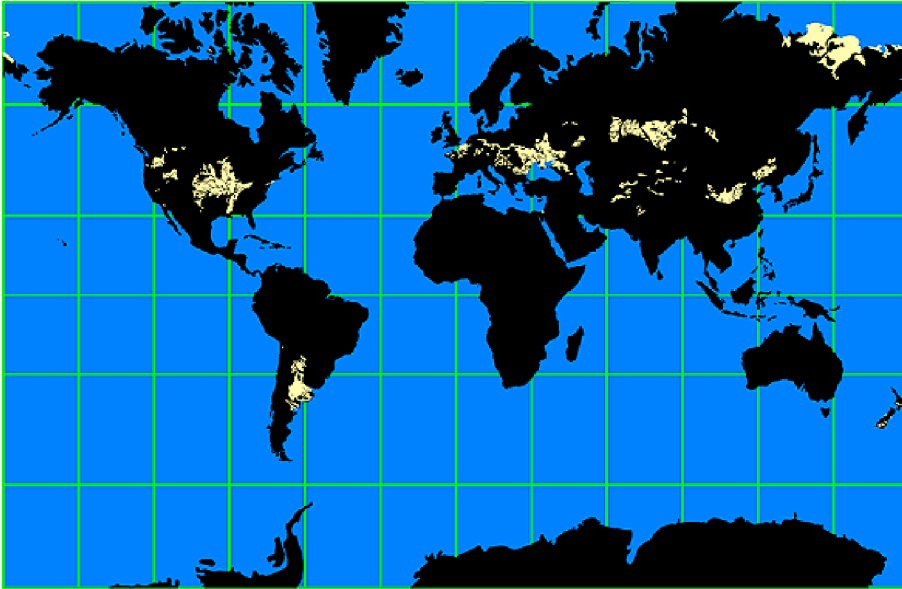
Figura 83. Tipus de dunes amb direcció de vent canviant



#### 1.4.5. Dipòsits de llims: els *loess*

Els *loess* són acumulacions mètriques de llims sense estructura interna i una molt baixa cohesió, que els converteix en uns materials molt fàcils d'erosionar per les aigües corrents. Actualment, els recobriments de llims eòlics (*loess*) s'interpreten com acumulacions distals transportades pel vent com a tempestes de pols des de zones glacial o periglacial (hipòtesi clàssica) i també de zones desèrtiques càlides o fredes.

A la Xina, es troben les àrees de *loess* més grans del món. Aquestes partícules procedirien de l'erosió dels sediments glacials de l'àrea de l'Himàlaia durant els darrers milions d'anys.

Figura 84. Distribució global dels *loess* clàssics

Font: Pye (1995).

Figura 85. Dipòsits de *loess* sobre una terrassa fluvial de l'Ebre (T2), carretera de Flix a Bobera

Font: J. Cirés.

## 2. Climes del quaternari

### 2.1. Els temps geològics

El temps geològic està dividit en una taula oficial que s'utilitza en geologia per descriure i relacionar esdeveniments de la història de la Terra. S'estima que la Terra té entorn de 4.600 milions d'anys. La taula dels temps geològics s'estructura en períodes, normalment anomenats a partir d'esdeveniments geològics o paleontològics rellevants (figura 86).

Avui dia, i en línies molt generals, el temps geològic es divideix primer en quatre grans parts anomenades eres: precambrià, paleozoic (provinent de la paraula grega que significa 'vida antiga'), mesozoic ('vida mitjana') i cenozoic ('vida recent'). Aquestes quatre grans eres es divideixen al seu torn entre dotze a vint subgrups, normalment anomenats períodes i, a vegades, sistemes. La majoria són també força ben coneguts: cretaci, juràssic, triàsic, silurià, etc. (figura 86).

Després vénen les èpoques de Lyell –el pleistocè, el miocè, etc.–, que només s'apliquen als 65 milions d'anys més recents (però molt actius en un sentit paleontològic); i finalment tenim una gran quantitat de subdivisions més matissades, anomenades fases o edats.

El quaternari és el període geològic més recent i s'estén des del final de l'època del pliocè (fa uns 2,6 milions d'anys) fins al present.

#### Nota

El material d'aquest apartat s'ha extret bàsicament de:

**A. Uriarte** (2003). *Historia del Clima de la Tierra* (1a. ed.). Bilbao: Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco.

**Ramanujan** (2014). La historia del clima de la tierra y el cuaternario. Blog de Ramanujan (6 de juny).

Figura 86. Escala de temps geològics amb els esdeveniments més importants

Eó	Era	Període	Època	Milions d'anys	Esdeveniments
Fanerozoic	Cenozoic	Quaternari	Holocè	- 0,01	Es produeixen quatre períodes glacials i apareix l' <i>Homo sapiens</i>
			Pleistocè	- 1,65	
		Neogen	Pliocè	- 5,2	Orogènia Andina
			Miocè	- 23	
		Paleogen	Oligocè		Orogènia Alpina
					Col·lisió Índia i Àsia (formació de l'Himalaya)
			Eocè		Formació dels Alps, Pirineus, Cárpat, Atlas, Balcans
				Paleocè	- 56
		Mesozoic	Cretaci		Gran extinció d'espècies K/T (extinció dels dinosaures)
				Piantes amb flors (angiospermes)	
				Primers ocells	
	Juràssic		- 146	Primers mamífers	
	Triàsic			Inici de la fragmentació del supercontinent Pangea	
				Primers dinosaures	
	Paleozoic		Permianà		Extinció massiva T/P
				Glaciació	
		Carbonífer		Primers rèptils	
				Orogènia Hercínic	
Devonià			Grans boscos d'arbres		
			Primers amfibis		
Silurià		- 417			
Ordovicià			Orogènia Caledònica (Apalatxes)		
		Vegetals terrestres			
Cambrià		Invertebrats diversificats			
		Explosió càmbria (organismes aquàtics amb closca)			
Proterozoic	Precambrià		Primers organismes pluricel·lulars		
			Glaciació		
Arqueà	Precambrià		Formació del supercontinent Rodínia		
			Atmosfera amb oxigen (cianobacteris fotosintètics)		
			Glaciació		
			Apareixen els primers éssers vius (microorganismes)		
			- 4000	Roques més antigues	
			- 4600	Formació de la Terra	

Font: Història de la Terra.

## 2.2. El quaternari

El **quaternari**, que va ser proposat per Jules Desnoyers el 1829, és el període geològic que va des del final de l'època del pliocè (terciari) fins al present, i que al mateix temps està subdividit en dues èpoques, el pleistocè i l'holocè.

Aquest cobreix, aproximadament, el temps que duraren les últimes glaciacions, fins al retrocés glacial de l'holocè. Un ús alternatiu situa l'inici del quaternari al principi de la glaciació del pol nord fa uns 3 milions d'anys, incloent-hi, doncs, porcions del pliocè superior. Algunes persones no reconeixen el quaternari, i el consideren un tema informal inclòs en el neogen.

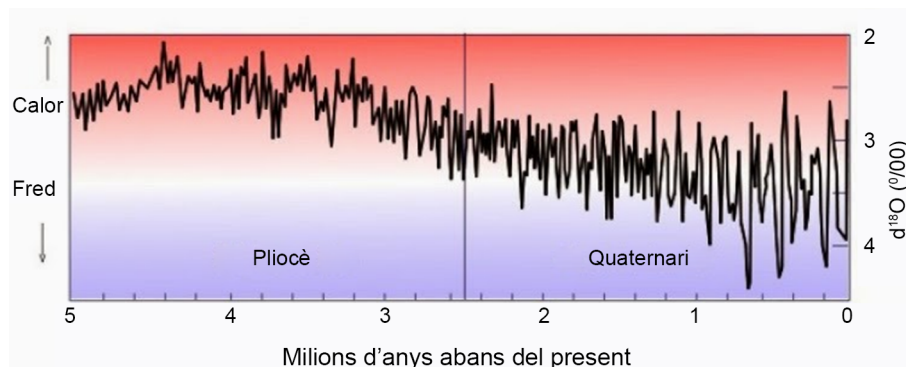
Els 1,8-1,6 milions d'anys del **quaternari** representen el temps en què han existit els humans. En un període de temps tan curt, la deriva continental no ha passat de 100 km, quelcom gairebé irrellevant per als paleontòlegs. Tanmateix, el registre geològic està més ben preservat que el de períodes més antics, i el mapa actual del món s'assembla molt al de principis d'aquest període. Els canvis geogràfics més importants d'aquesta època inclouen l'emergència del Bòsfor i l'Skagerrak durant els períodes glacials, que han convertit respectivament el mar Negre i el mar Bàltic en masses d'aigua dolça; i la seva posterior inundació pel nivell del mar novament ascendent. També hi inclou el descens periòdic del mar al Canal de la Mànega, formant un pont entre Gran Bretanya i Europa, i la congelació periòdica de l'estret de Bering, formant un pont entre Àsia i Amèrica del Nord. Els Grans Llacs, així com altres grans llacs del Canadà, i la badia de Hudson també són el resultat de l'últim cicle glacial, i són llacs temporals. Amb cada edat glacial del quaternari, apareixia un nou esquema de llacs i badies.

El clima era principalment un clima de glaciacions periòdiques, amb glaceres continentals que arribaven fins a 40° de latitud. Probablement, a causa de la durada relativament curta del període, no hi aparegueren gaires animals nous. Cap a finals del pleistocè, hi va haver una gran extinció de grans mamífers a les zones boreals.

### 2.3. Les glaciacions quaternàries

A l'inici del quaternari, les aigües oceàniques van entrar en una etapa de refredament general. En altituds altes, el fred va ser suficient per registrar abundants precipitacions de neu que s'acumularen al nord d'Amèrica i Europa. Des d'aquest moment, la terra va estar marcada per una successió contínua de glaciacions i períodes interglacials (figura 87).

Figura 87. L'evolució de la concentració de l'isòtop oxigen<sup>-18</sup> en les closques dels foraminífers bentònics (d'aigües profundes) durant els darrers  $5 \times 10^6$  anys (pliocè i quaternari)

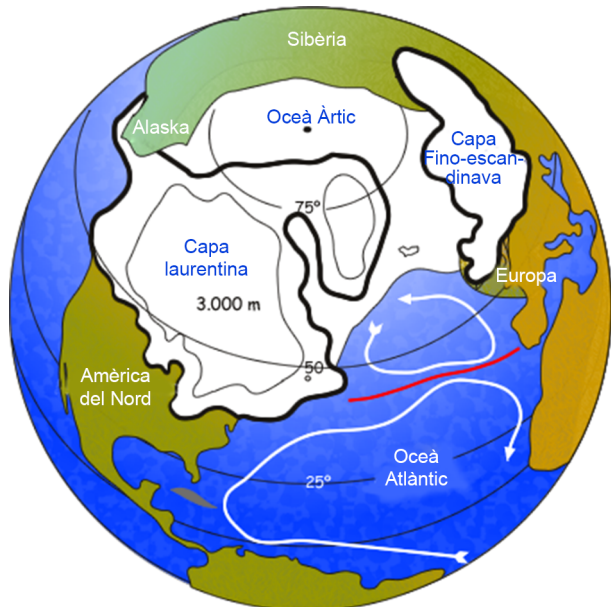


La tendència a un augment de la concentració d'oxigen<sup>-18</sup> (l'escala està invertida) indica una tendència general al fred i a una acumulació més gran de gel als continents. Cal observar també l'augment de l'oscil·lació tèrmica dels cicles glacials durant el quaternari, especialment en l'últim milió d'anys. Font: Antón Uriarte Cantolla (2003).

Durant el transcurs de les glaciacions del quaternari, es van formar dues masses de gel a les terres continentals d'Amèrica (Laurentide) i d'Europa (Fiescandinau), afegint-se a les ja existents de l'Antàrtida i Grenlàndia (figura 88). Aquestes masses de gel creixen i avancen cap al sud i, quan arribaven al seu màxim

de volum acumulat, inverteixen la tendència i retrocedien fins a desaparèixer durant un període curt (uns quants milers d'anys) anomenat *interglacial*. En aquest sentit, el quaternari es mostra com una època climatològicament inestable i amb canvis bruscos.

Figura 88. Extensió dels mantells de gel Laurentide i Fiescandinava



Font: Antón Uriarte Cantolla (2003).

El gel a l'Antàrtica es va estendre abans que el gel a l'hemisferi nord. La important distància entre el pol nord i la massa continental va dificultar l'acumulació de gel en grans quantitats.

### 2.3.1. Les causes de la glaciació (cicles de Milankovitch)

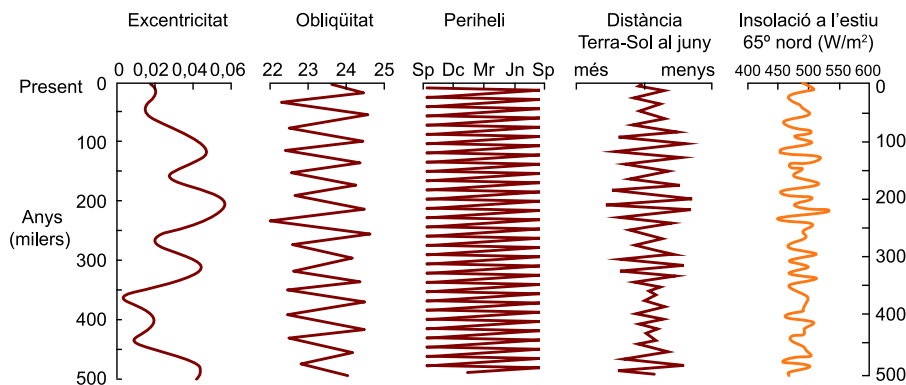
No s'ha determinat amb certesa com es desencadena una glaciació. Tot i així, la teoria més acceptada són els cicles de Milankovitch (figura 89). Aquesta teoria es basa en fenòmens astronòmics que van ocasionar variacions en la insolació a la Terra, produïts pels moviments de rotació i translació del planeta. A partir d'aquí, va proposar un mecanisme astronòmic per explicar els cicles glacials que constava de tres factors:

1) **La inclinació de l'eix de rotació terrestre:** aquesta fluctua entre els 21,5° i 24,5° en períodes de 41.000 anys. En augmentar la inclinació de l'eix, fa que les estacions als hemisferis siguin més extremes.

2) **La forma de l'òrbita terrestre:** aquest punt afecta les variacions estacionals amb menor intensitat. En períodes d'aproximadament 100.000 anys, l'òrbita s'allarga i s'escurça. L'excentricitat de l'òrbita terrestre varia des del 0,5 % que correspon a una òrbita gairebé circular, al 6 % en la seva màxima elongació. Quan l'el·lipse arriba a la seva excentricitat màxima, o sigui, la seva màxima elongació, s'intensifiquen les estacions a un hemisferi i es moderen a l'altre.

3) **La precessió**, que correspon a la de l'eix de rotació de la Terra, descriu una circumferència completa cada 25.790 anys. La precessió és la responsable que l'estiu d'un hemisferi es trobi a un punt de l'òrbita proper al sol. El que es produeix és un reforç de les estacions quan la màxima distància al sol coincideix amb la màxima inclinació de l'eix terrestre.

Figura 89. Cicles de Milankovitch. Variacions en els últims 500.000 anys



Font: Antón Uriarte Cantolla (2003).

A part d'aquestes causes, hi ha altres factors terrestres que se sap que també afecten les variacions climàtiques com l'activitat volcànica, la concentració de gasos en l'aire responsables de l'anomenat *efecte hivernacle*, les inversions magnètiques i l'expansió dels boscos.

Periodicitat de les glaciacions quaternàries:

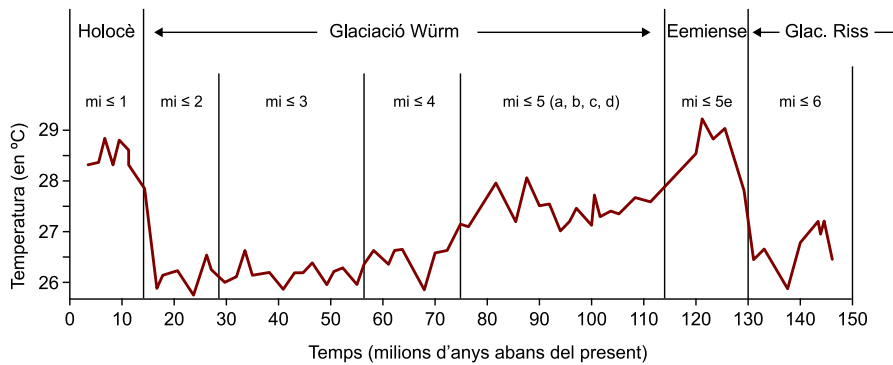
- Cada 40.000 anys, se succeïa un canvi de la inclinació de l'eix terrestre (a partir dels 2,5 Ma).
- L'amplitud del cicle va començar a augmentar a partir d'1,5 Ma, arribant a intervals de 80.000 o 120.000 anys a partir de 0,6 Ma.

#### 2.4. Període interglacial Eemiense o Riss-Würm

L'interglacial Eemiense va ser el penúltim període càlid que la Terra ha conegut durant el quaternari (l'últim és l'actual: l'holocè).

Segons la datació més utilitzada, fa 127.000 anys va acabar la penúltima glaciació i va començar un període de clima interglacial que va durar diversos mil·lennis: l'Eemiense (figura 90). L'interglacial dura fins al 115.000 abans del present, amb una prolongació a Europa fins al 106.000 abans del present (per present s'entén l'any 1950, posteriorment s'inicien els indicis de l'actual canvi climàtic).

Figura 90. Detall de l'últim cicle glacial segons la temperatura de l'aigua superficial al Pacífic equatorial occidental, estimat a partir de l'anàlisi Mg/Ca dels foraminífers planctònics



Font: Antón Uriarte Cantolla (2003).

El clima que hi havia en aquell moment era molt similar al que tenim avui dia en l'última interglaciació, anomenada holocè o interglacial flandriense, però amb algunes variants:

Les **temperatures** a escala global es creu que eren entre 1 °C i 2 °C superiors a les actuals:

- Tot indica que a zones de l'Àsia les temperatures de juliol eren fins a 4 °C superiors a les actuals.
- A Anglaterra, són abundants els fòssils d'hipopòtams i d'altres animals que avui només es troben a regions tropicals i subtropicals.
- A Grenlàndia, els sondejos al gel indiquen unes temperatures, fa 123.000 anys, uns 5 °C superiors a les actuals.
- A l'Àrtic disminuïa l'extensió del gel hivernal.
- També les temperatures de les aigües superficials dels oceans eren més càlides que avui (2 i 3 °C superiors).

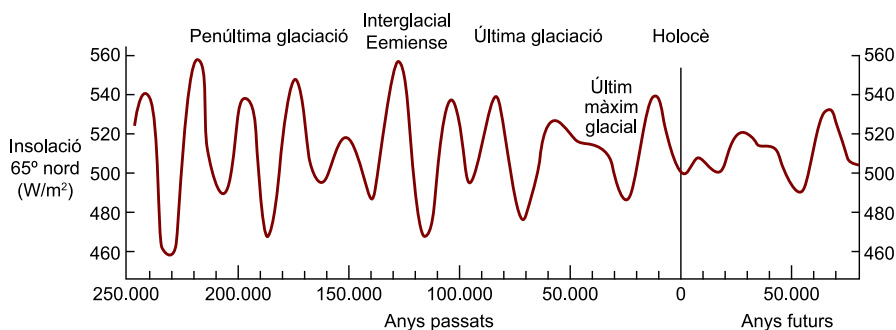
Segons les estimacions fetes avui dia, el **nivell del mar** queda en aquell moment entre 4 i 6 metres per sobre de la cota actual. Podia ser pel fet que una gran part de la massa de gel que avui cobreix la part occidental de l'Antàrtida no existia en aquell moment. L'alt nivell del mar durant la major part de l'Eemiense implicava certs canvis a les línies de costa. És possible que Escandinàvia quedés convertida en una gran illa en quedar submergida part de Finlàndia, de manera que s'unien el Bàltic i l'Àrtic.

A l'hemisferi nord, durant els mesos de l'estiu, la **insolació** era molt més gran que actualment i en els mesos de l'hivern molt menor, de manera que els **contrastos estacionals eren més aguts** que en l'actualitat. En definitiva, **a l'hemisferi nord probablement els estius eren més calents i els hiverns, més freds.**



Existeixen moltes i diverses hipòtesis de com va començar la fi d'una era molt similar a la que vivim avui dia, és a dir, la fi de l'interglacial Eemiense. La hipòtesi fins ara més acceptada conclou que una petita baixada de les temperatures estiuenques va ser suficient perquè la neu sobre el terra persistís tot l'any sense fondre's. Cap al 115.000 abans del present es donaven unes condicions d'insolació idònies perquè tal cosa ocorregués. A causa dels cicles de Milankovitch –especialment, el referit a l'excentricitat de l'òrbita terrestre–, durant el transcurs de l'interglacial es va produir a aquestes latituds altes de l'hemisferi nord una transició ràpida des d'una insolació estiuenca forta a una altra molt més feble. En poc més de deu mil·lennis, entre el 125.000 i el 115.000 abans del present, hi va haver una disminució de més de  $100 \text{ W/m}^2$  a la intensitat de radiació solar rebuda en  $65^\circ$  nord (de  $550 \text{ W/m}^2$  a uns  $440 \text{ W/m}^2$ ; figura 91).

Figura 91. Variacions de la insolació al juny a  $65^\circ$  nord en els últims 250.000 anys i en els 50.000 anys futurs



Font: Antón Uriarte Cantolla (2003).

Una vegada que la neu resistia la fusió de l'estiu, les primeres neus de la següent tardor, a diferència del que passa avui, trobaven un terreny favorable sobre el qual poder quallar i acumular-se. El color blanc de la neu produïa una superfície molt reflectant, augmentava l'albedo, disminuïa la insolació absorbida i, per un mecanisme de retroalimentació positiva, facilitava la progressiva acumulació de més neu. Per a alguns paleoclimatòlegs, el paper jugat per aquest canvi del color dels paisatges a les altes latituds va ser decisiu en el començament de la glaciació. Un possible mecanisme d'agudització de la glaciació i de transmissió del fred a l'hemisferi austral va ser la disminució a escala global dels gasos hivernacle: diòxid de carboni, metà i vapor d'aigua. Aquest coneixement és especialment necessari pel que fa a l'últim cicle glacial, des de fa 130.000 anys fins a l'actualitat. L'anàlisi dels canvis en la concentració d'aquests gasos aporta molt del que sabem sobre l'evolució del clima global en aquest període.

## 2.5. L'última glaciació

### 2.5.1. Fases glacials

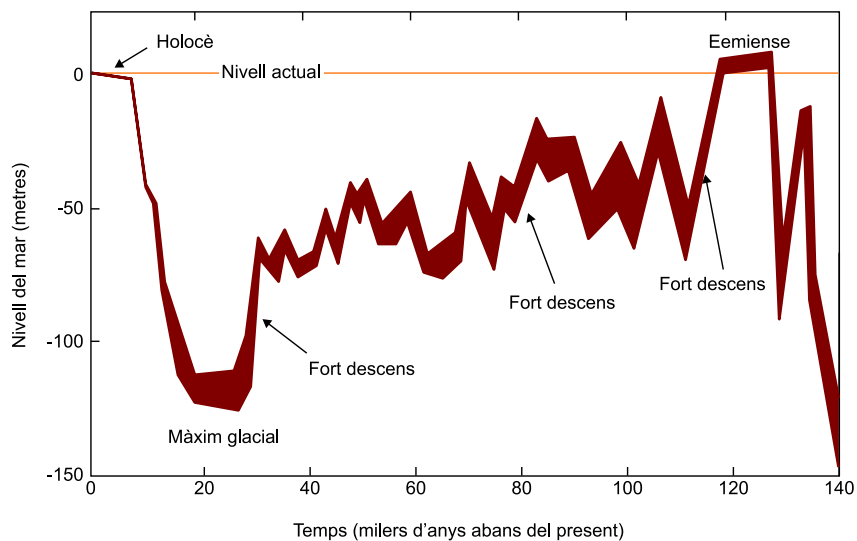
1) **Primera fase**, 115.000-80.000 anys abans del present. Va començar fa 115.000 anys, amb una primera transició al fred que a moltes parts apareix ràpidament. Aquesta disminució va ser per causa de: (i) una minva del volum d'aigua als oceans, per una acumulació ràpida de gel continental, que va suposar una baixada del nivell del mar en uns 50 metres en uns pocs mil·lennis; i (ii) un descens de les temperatures de les aigües abissals superior d'1,5 °C.

2) **Segona fase**, 80.000-30.000 abans del present. Hi va haver una segona gran acumulació de gel als continents cap al 80.000 abans del present, amb una baixada del nivell del mar d'uns altres 20 metres. A molts llocs, els arbres van ser substituïts per una vegetació de tundra, amb herbes i arbustos exclusivament. Hi ha dades que indiquen un refredament mitjà superior als 10 °C. Aquesta segona fase, amb els seus períodes de més i menys agudeses del fred, va durar fins al 30.000 abans del present. Al final de la mateixa, el mar se situava uns 70 metres per sota del nivell actual. Durant el començament de la segona part de la glaciació, cap al 73.500 abans del present, es va produir l'erupció volcànica de més magnitud ocorreguda en els últims cent mil·lennis, la del supervolcà Toba, al nord de Sumatra, que va incrementar substancialment el fred de l'època.

3) **Tercera fase**, 30.000-19.000 abans del present. Cap al 30.000 va començar en un àmbit global –però probablement no a tot arreu– la fase més freda de la glaciació, amb la seva etapa més aguda en l'anomenat *últim màxim glacial*, entre el 23.000 i el 19.000 abans del present.

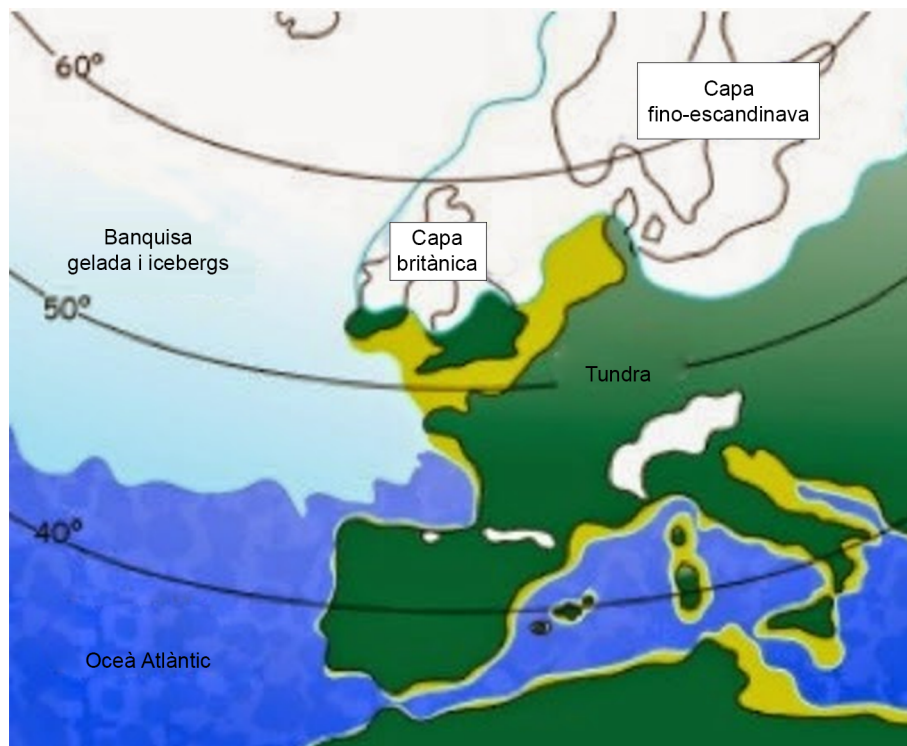
El nivell del mar va baixar fins a una cota situada uns 120 metres per sota de l'actual, i van emergir moltes regions que estaven abans cobertes per aigües marines (figures 92 i 93). Finalment, cap al 19.000 abans del present, el nivell del mar comença a ascendir i s'inicia una desglaciació que acaba l'11.500 abans del present, amb l'entrada en l'actual període interglacial: l'holocè.

Figura 92. Nivell del mar durant els últims 140 ka (milers d'anys) segons les terrasses de corall d'Huon (Nova Guinea)



S'assenyalen tres fases de descens fort cap al 115 ka, 85 ka i 30 ka aproximadament. L'amplada de la línia de variació indica la incertesa en l'anàlisi. El descens del nivell del mar va provocar l'emersió de vastes extensions de plataformes marines. Font: Antón Uriarte Cantolla (2003).

Figura 93. Europa al darrer màxim glacial



El nord queda cobert pels mantells de gel Fiescandinau i Britànic. Les terres emergides al mar del Nord i al canal de la Mànega unien França amb Anglaterra (en groc).

### 2.5.2. Variabilitat tèrmica

Al llarg de la glaciació, el refredament no es va produir de manera uniforme, sinó que van existir episodis mil·lenaris d'agudització del fred, denominats *estadials*. Al final dels estadials es produïen de vegades a l'Atlàntic nord grans

ensorraments cap al mar de flotilles d'icebergs procedents dels mantells continentals, anomenats *successos Heinrich* (al final de l'última glaciació, hi va haver sis successos d'aquest tipus):

- El fred dels estadials era interromput per períodes de brusc escalfament, anomenats tradicionalment *interestadials*, o bé, en terminologia més moderna, períodes d'escalfament.
- Dansgaard-Oeschger: en aquests interestadials les temperatures continentals i marines eren molt superiors a les dels estadials i de vegades, en períodes curts seculars, gairebé arribaven les dels interglacials. Pel que sembla se succeïen, amb intermitències, en cicles d'uns 1.500 anys.

## 2.6. La desglaciació

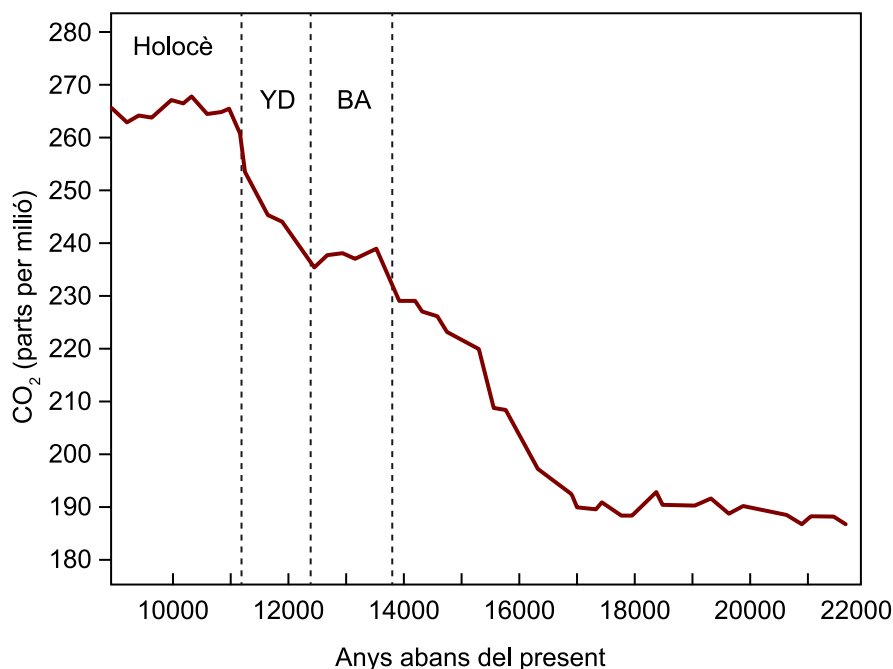
La fusió de la major part dels casquets de gel a l'hemisferi nord es va iniciar entre fa 20 ka i 18 ka i va finalitzar completament fa 8 ka, quan es va assolir un volum i extensió bastant semblants als actuals. És probable, però, que part del gel de l'Antàrtida occidental hagi seguit fusionant fins a molt recentment. Potser el retrocés de les plataformes de gel costaner que es manifesta a alguns llocs d'aquest continent seria una continuació de la desglaciació començada fa vint mil anys. L'inici de l'última desglaciació encara guarda moltes incògnites. Els sondejos en els gels dels dos extrems de la Terra indiquen que el que passava a Grenlàndia de vegades no estava en fase amb el que passava a l'Antàrtida. De totes maneres, la teoria preferida és encara que la desglaciació va començar a l'hemisferi nord i que els canvis ocorreguts a l'Atlàntic nord van precedir en unes quantes dècades l'escalfament global.

Una successió de causes i efectes va propiciar la desglaciació:

- **Estius més càlids** (augment de la radiació solar) i hiverns més secs que van produir una pèrdua en augment de la massa de gel.
- **La disminució de l'albedo**, sobretot durant l'època de primavera i l'estiu, amb el que va augmentar la temperatura mitjana durant tot l'any.
- **La disminució de la banquisa marina** va suposar la pèrdua d'aïllament tèrmic que exercia entre el mar i l'aire, sense descomptar la disminució de l'albedo.
- **Canvis en la circulació**: la pèrdua d'alçada de l'enorme mantell laurentià va permetre la penetració i la circulació oest-est dels vents, generant uns hiverns menys crus gràcies a una més gran influència oceànica.
- **El diòxid de carboni va augmentar de concentració** (figura 94), accelerant la descongelació. En el transcurs de la desglaciació, va passar d'unes

180 ppm a més de 260 ppm (actualment, està al voltant de 400 parts per milió).

Figura 94. Evolució de la concentració de CO<sub>2</sub> a l'atmosfera entre 22 ka fins al present



Font: Clima de la era cuaternària.

### 2.6.1. Younger Dryas

Fa 12.900 anys, després de l'escalfament, el clima europeu va recaure en un període de nou molt fred, el Younger Dryas. La paraula Dryas es deriva de la *Dryas Octopelata*, planta de pàl·lides flors grogues, típica de la tundra, que va fer de nou la seva aparició a les terres meridionals d'Europa, on van desaparèixer els arbres i van ser substituïts una altra vegada per una vegetació molt pobre.

Aquest interval fred, l'origen sobtat del qual causa encara certa sorpresa, va acabar també sobtadament cap al 11.700 abans del present, quan es va produir la pujada tèrmica definitiva que va donar entrada a l'hemisferi nord a l'interglacial actual: l'holocè.

### 2.7. L'holocè

L'holocè és la quarta i última època del període neogen (segona època de la subera no oficial del quaternari). El nom ve de les paraules gregues *holos* ('complet') i *ceno* ('nou').

Tot i que els canvis geogràfics durant l'holocè van ser menors, les variacions climàtiques sí que van ser d'una gran importància. En aquest sentit, l'holocè és un període interglacial en què la temperatura es va fer més suau i la capa de gel es va fondre, el que va provocar un ascens al nivell del mar. Això va

fer que Indonèsia, el Japó i Taiwan se separessin d'Àsia; Gran Bretanya, de l'Europa continental i Nova Guinea i Tasmània, d' Austràlia. A més, va produir la formació de l'estret de Bering.

### 2.7.1. Holocè inicial

Aquesta variació tèrmica, que actua al llarg d'aquest període, es va produir per la gradual disminució de la insolació estiuenca a l'hemisferi nord. A causa de la precessió dels equinoccis, la insolació a l'hemisferi nord va assolir un màxim a l'inici de l'holocè. La insolació estiuenca a l'hemisferi nord era llavors un 8 % superior a l'actual, mentre que la d'hivern era un 8 % inferior. Per tant, a l'inici de l'Holocè, fa uns 11.500 anys, la diferència d'insolació a l'hemisferi nord entre els estius i els hiverns era bastant més gran que la diferència que n'hi ha en l'actualitat: els estius eren més càlids i els hiverns, més freds. Els canvis d'aquest repartiment estacional de la radiació solar van repercutir en l'evolució d'algunes característiques importants de la circulació atmosfèrica i, sobretot, de la humitat continental.

Fa 11.500 anys, els gels del mantell Fiescandinau s'havien fos ja per complet, però els del mantell Laurentide, tot i que també havien perdut ja la major part del seu gruix, encara no ho havien fet del tot. No va ser fins fa 8.000 anys de la desaparició del mantell Laurentide, el qual deixà un paisatge erosionat de formes suaus i ple de llacs, característic avui del Canadà i del nord dels Estats Units.

Es creu que la temperatura mitjana de la superfície de la Terra durant l'holocè no s'ha allunyat dels 14 °C-15 °C de mitjana. En un àmbit global, les oscil·lacions han estat d'1 a 2 °C.

L'**hypsithermal** és com es denomina a l'**òptim climàtic de l'holocè** (10.000-5.000 abans del present). Fa uns 10.000 anys, la Terra va entrar en un període càlid (l'hypsithermal) i humit que va tenir el seu punt d'inflexió cap al 6.000 abans del present.

De l'estudi dels sediments biològics de l'Àrtic es dedueix que la banquisa d'estiu ocupava llavors una superfície que era només el 50 % de l'actual i la d'hivern el 75 %, probablement a causa de la insolació més gran, que s'accentuava durant el final de la primavera i l'estiu. Es creu que la temperatura superficial de les aigües dels mars subàrtics era a l'agost uns 5° C superior a l'actual.

Però a part de la suavitat de les temperatures de l'Àrtic, la característica més important de l'hypsithermal és sens dubte l'augment de la humitat a l'Àfrica sahariana i saheliana.

Segons la teoria tradicional més acceptada, la insolació estival més gran de la primera part de l'holocè feia que les baixes pressions tèrmiques que es formen als continents durant l'estiu fossin més profundes que en l'actualitat. Aquestes baixes pressions continentals atreien terra endins les masses humides d'aire oceànic i provocaven uns monsons estiuencs, tant a l'Àsia com a l'Àfrica, més penetrants i intensos que avui. A l'estació estiuenca les pluges s'endinsaven més al continent, i podien arribar fins al cor del Sàhara. Per la seva banda, la densitat més gran de la vegetació que cobria la regió del Sahel contribuïa a retenir i reciclar la humitat entrant.

Al començament de l'holocè, la selva equatorial africana es va estendre de tal forma cap al nord i cap al sud que va arribar a ocupar un terreny quinze vegades més ampli que el que tenia durant l'època glacial. La selva eixamplava els seus límits cap al nord i cap al sud en diversos centenars de quilòmetres, ocupant paisatges que avui són de sabana, la qual al seu torn guanyava terreny al desert del Sàhara. Les precipitacions i la humitat a la selva del Congo van arribar a un màxim fa uns 9.000 anys. I durant tota la primera part de l'holocè, fins al 6.000 abans del present, el clima de la selva va ser molt més humit que l'actual.

El Sàhara i la seva franja meridional, el Sahel, no eren les terres de sorra que avui coneixem, sinó zones que gaudien de períodes prolongats de força humitat, amb nombrosos llacs i zones humides que avui apareixen completament dessecades. Un bon exemple n'és el descobriment publicat a *The guardian* el 10 de novembre del 2015 (doneu-li un cop d'ull).

A partir dels 5,2 ka, el clima de l'holocè a l'Àfrica deixà de ser tan humit i càlid per passar en els 3,2 ka un clima més sec i fred a través d'una segona transició.

A l'Àsia, les modelitzacions climàtiques del 6 ka indiquen que les temperatures al centre d'Àsia durant l'estiu boreal van ser entre 2° i 3,5 °C superiors a les actuals. Les precipitacions també eren més importants.

### 2.7.2. Holocè mig

Cap al 5,5 ka aproximadament, el clima del Sàhara i de l'Orient Mig canvià, refredant-se i, sobretot, adquirint l'aridesa que va portar a la configuració del paisatge que avui coneixem. Per a alguns historiadors, aquest va ser l'estímul que va portar a la fundació de les grans civilitzacions que es van desenvolupar al costat de la riba del riu Nil, de l'Èufrates i del Tigris, i fins i tot, a l'emigració d'alguns pobles del nord d'Àfrica cap a la humida Europa (Arnaiz, 1998). A Amèrica, a partir del 6 ka, hi ha més freqüència de sequeres i un reforçament de l'activitat del Niño.

A altres zones tropicals, d'Amèrica i l'Àsia, l'evolució climàtica durant l'holocè va seguir probablement una evolució general semblant, però amb canvis no tan espectaculars com a Àfrica.

Els canvis a Europa en el transcurs de l'holocè són molt menys espectaculars que els de les regions tropicals. Segurament, el fenomen més espectacular va ser la brusca inundació del mar Negre, registrada el 5,5 ka.

Figura 95. Possiblement, fa uns 5,5 ka, per un procés de dessecació, el mar Negre es va convertir en un llac (blau fosc). Més tard, a causa de l'increment del nivell del mar Mediterrani, el mar Negre i el mar Mediterrani van tornar a estar connectats, i es va produir una brutal inundació



Font: Antón Uriarte Cantolla (2003).

En l'últim mil·lenni, especialment a Europa, han existit dos períodes amb diferències tèrmiques apreciables: un període càlid medieval i una petita edat de gel posterior, als quals ha seguit l'escalfament recent i actual.



## Bibliografia

- Arnaiz, A.; Alonso J.** (1998). *El origen de los vascos y otros pueblos mediterráneos*. Madrid: Universidad Complutense de Madrid.
- Beskow, G.** (1930). «Erdfließen und Strukturböden der Hochgebirge im Lichte der Frosthebung». *Geologiska Föreningens Stockholm Förhandlingar* (núm. 52, pàg. 622-38).
- Brown, R. J. E.** (1970). *Permafrost in Canada: its influence on Northern development*. Toronto: University of Toronto Press.
- Czudek, T.** (1964). «Periglacial slope development in the area of the Bohemian Massif in Northern Moravia». *Biul. Perygl.* (núm. 14, pàg. 169-193).
- Demangeot, J.** (1989). *Los medios naturales del globo*. París: Ed. Masson.
- Gutiérrez Elorza, M.** (2008). *Geomorfología*. Madrid: Pearson/Prentice Hall.
- Hall, K.; André, M. F.** (2010). «Some further observations regarding cryoplanation terraces on Alexander Island». *Antarctic Science* (núm. 22, vol. 2, pàg. 175-183).
- Lachenbruch, A. H.** (1962). «Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost». *Geological Society of America* (Special Paper, 70, pàg. 69).
- Mackay, J. R.** (1998). «Pingo Growth and Collapse, Tuktoyaktuk Peninsula Area, Western Arctic Coast, Canada: A Long-Term Field Study» *Géographie physique et Quaternaire* (núm. 52, vol. 3, pàg. 311). University of Montreal.
- Nickling, W. G.; Mckenna Neuman, C.** (2009). «Aeolian sediment transport». A: A. Parsons; A. D. Abrahams (eds.). *Desert Geomorphology* (2a. ed.). Berlín: Springer.
- Pye, K.** (1995). «The nature, origin and accumulation of loess». *Quaternary Science Reviews* (núm. 14, pàg. 653-667).
- Rączkowska, Z.** (2009). «Differentiation of present-day periglacial relief in the high mountains of Europe». *Rev. Roum. Géogr.* (núm. 53, vol. 1, pàg. 107-118).
- Schunke, E.; Zoltai, S. C.** (1988). «Earth hummocks (thufur)». A: M. J. Clark (coord.). *Advances in Periglacial Geomorphology* (pàg. 231-245). Chichester: John Wiley & Sons Ltd.
- Serrano, E.; Morales, C.; González-Trueba, J. J.; Martín, R.** (2009). «Cartografía del permafrost de montaña en los Pirineos españoles». *Finisterra* (vol. XLIV, núm. 87, pàg. 45-54).
- Summerfield, M. A.** (1991). *Global Geomorphology: An Introduction to the Study of Landforms*. Harlow, Essex: Longman.
- Tarbutck, E. J.; Lutgens, F. K.; Tasa, D.** (2005). *Ciencias de la Tierra* (8a. ed.). Madrid: Prentice Hall.
- Vila, P.** (1960). *Geografía de Venezuela*. Caracas: Ediciones del Ministerio de Educación; Dirección de Cultura y Bellas Artes.
- Washburna, L.** (1979). *Geocryology. A Survey of Periglacial Processes and Environments*. Londres: Edward Arnold.

