

SOCIETAT CATALANA

DE FÍSICA (2)

PODEM VEURE UN CANVI DEL CLIMA?,

A CÀRREC DE

JOSEP ENRIC LLEBOT,

DE LA UNIVERSITAT AUTÒNOMA

DE BARCELONA

I MEMBRE DE L'INSTITUT

D'ESTUDIS CATALANS

INTRODUCCIÓ

Durant la primavera de l'any 2004, la publicació parcial d'algunes conclusions provisionals d'un comitè d'experts d'un informe del Pentàgon americà sobre el fenomen del canvi climàtic i la projecció de la pel·lícula *The day after tomorrow* va ajudar a difondre entre l'opinió pública la idea que en el passat no tots els canvis del clima han estat canvis lents en una escala de temps que ha transcendit l'escala d'una generació. Efectivament, la millora de les tècniques experimentals ha permès saber que en la història climàtica recent de la Terra hi ha hagut canvis substancials de la temperatura mitjana que s'han donat en una o dues dècades. Malgrat que els mecanismes que van produir aquests canvis climàtics ràpids no es coneixen amb certesa, l'existència de canvis del clima ràpids planteja preguntes que fa uns anys no tenia gaire sentit formular. Hi ha una concentració atmosfèrica sostenible pels gasos amb efecte d'hivernacle? Quines fites ens hem de posar per aconseguir que l'afectació ambiental sigui la mínima possible tot intentant el menor impacte social i econòmic? Quines conseqüències socials, econòmiques i polítiques podria produir un canvi climàtic sobtat? Es produiran grans migracions? Hi haurà zones del planeta que esdevindran inhabitables?

LA HISTÒRIA CLIMÀTICA DE LA TERRA

La història climàtica de la Terra és molt complexa i la major part s'ha produït sense la presència humana, la qual representa un petit instant de tot el registre geològic del planeta. La mesura instrumental de la temperatura, la pressió, la humitat, la precipitació i altres variables climàtiques data de menys de dos-cents anys. A més dels registres dels instruments, la recer-

ca sobre el clima del passat utilitza mètodes històrics convencionals, com els documents dipositats en ajuntaments, en parròquies o en arxius que registren les collites, les riudes i altres fenòmens naturals, però que abasten també molt pocs anys. Per a la resta, la imaginació dels científics permet de poder conèixer algunes característiques del clima del passat a partir de l'anàlisi de cales de sediments terrestres, del fons de l'oceà i dels gels dels pols, dels arbres dels boscos, del pol·len que es troba en els sediments, etc. (Houghton, 2001), cosa que configura una interessant i curiosa exploració del passat. D'aquests registres se sap que durant els darrers quatre-cents mil anys la temperatura a la Terra ha oscil·lat entre uns períodes freds i uns períodes càlids i això ha donat lloc a la successió de períodes glacials i interglacials. No sols la temperatura oscil·la, sinó que segueixen la mateixa pauta la concentració d'alguns gasos a l'atmosfera com, per exemple, el diòxid de carboni.

L'aportació d'energia que fa el Sol és fonamental per al clima de la Terra. A mitjan segle XIX, el matemàtic francès Joseph A. Adhémard, motivat per l'estudi de les glaciacions i llurs causes, va formular la hipòtesi que aquestes podrien estar relacionades amb les variacions de la intensitat de les estacions provocades per factors astronòmics. L'astrònom Melutin Milankòvitx va refinar i formalitzar la hipòtesi entre els anys 1920 i 1930 (Milankòvitx, 1920). El mecanisme astronòmic que va proposar constava de tres components: la variació de la inclinació de l'eix de rotació de la Terra, el canvi de la forma de l'òrbita terrestre i la precessió de l'eix de rotació de la Terra.

Actualment l'eix de rotació de la Terra està desviat respecte de la perpendicular al pla de l'òrbita al voltant del Sol $23,5^\circ$. Durant un any, la orientació de l'eix roman pràcticament constant. Al llarg del temps, però, aquesta inclinació fluctua a poc a poc des de $21,5^\circ$ fins a $24,5^\circ$ amb un període

de quaranta-un mil anys. La inclinació de l'eix de rotació amb el pla de l'òrbita és la causa que hi hagi estacions. Com més gran és aquesta inclinació, més grans són els canvis estacionals, és a dir, els estius són més càlids i els hiverns, més rigorosos. El segon factor que també afecta les característiques de les estacions és la forma de l'òrbita terrestre. Amb un període de cent mil anys, l'òrbita terrestre al voltant del Sol canvia la seva el·lipticitat. Si l'excentricitat de l'òrbita creix, augmenta la diferència de distàncies entre els punts més pròxim i més allunyat entre la Terra i el Sol, amb la qual cosa s'intensifiquen les estacions en el cas de creixement de l'excentricitat i es moderen en l'altre. Actualment la Terra assoleix el punt més allunyat del Sol a l'hivern de l'hemisferi sud; per tant, els hiverns australs són una mica més freds i els estius, una mica més càlids que els corresponents a l'hemisferi nord. El tercer factor astronòmic introduït per Milankòvitx és la interacció dels efectes de la inclinació i l'excentricitat: la precessió orbital que correspon a la rotació al voltant de l'eix perpendicular al pla de l'òrbita amb un període de vint-i-tres mil anys. La precessió és el moviment que determina si l'estiu en un hemisferi correspon a un punt proper o allunyat de l'òrbita al voltant del Sol.

Els càlculs de Milankòvitx sobre l'acció combinada d'aquests tres factors el portaren a preveure que induïen variacions en la radiació solar que arriba a la Terra, suficients per a justificar l'avançament o retrocés de les grans masses de gels i, per tant, que configuren el que es coneix com a períodes glacials i períodes interglacials. En el moment de formular aquesta hipòtesi, mancava tenir constància d'un registre independent de les glaciacions que pogués confirmar-la, registre que avui existeix gràcies a mètodes de datació i caracterització dels períodes climàtics independents. Per tant, avui es creu que les variacions astronòmiques constitueixen un dels factors essencials per a entendre l'evolució dels climes del passat.

Hi ha un altre factor que afecta l'evolució del clima, si bé en una escala temporal diferent, molt més petita, que les variacions associades als canvis orbitals proposades per Milankòvitx. Aquest factor és la variació de la radiació emesa pel Sol com a conseqüència de l'activitat de l'estrella. Les primeres indicacions sobre una activitat solar canviant i cíclica daten de 1843, en què un farmacèutic alemany, observador astronòmic afeccionat, va anunciar que el nombre de taques fosques visibles al disc solar semblava seguir un cicle de deu anys. Richard Wolf, director de l'observatori de Zuric, va seguir l'evolució diària del nombre de taques solars i compilà la història recent del nombre de taques solars basada en els arxius històrics d'uns dos segles. Les variacions regulars del cicle de taques solars experimenten un comportament singular justament al començament, entre el 1645 i el 1715. Durant aquest període és notable l'absència de taques, la qual cosa s'associa a un mínim d'activitat solar i, en conseqüència, a una davallada en l'energia procedent del Sol. Aquest període històric, des del punt de vista climàtic, s'anomena el mínim de Maunder, en honor de l'astrònom britànic E. Walter Maunder, que en va fer notar l'existència. Aquest mínim va tenir lloc durant un període de temps caracteritzat per temperatures notablement baixes, l'anomenada «petita edat de gel», que va abastar algunes dècades compreses entre el segle XVI i l'inici del segle XVIII. Tot i que la relació causa-efecte entre ambdós fenòmens no és del tot clara, no deixa de ser una bonica hipòtesi que confirma la correlació entre variacions de la radiació solar i alguns episodis climàtics. A més, s'ha pogut constatar que aquest episodi d'activitat solar especialment baixa no ha estat únic: un altre episodi, el mínim de Spörer, va tenir lloc entre el 1450 i el 1550. Així mateix, es va produir un llarg període d'activitat solar entre el 1100 i el 1250 que va coincidir amb un clima càlid que probablement va possibilitar les emigracions dels vikings entre Groenlàndia i l'Amèrica del Nord.

Si aquestes variacions de l'activitat solar són regulars i contínues, probablement durant el segle XX s'hauria d'haver produït un altre període de calma en l'activitat solar i, per tant, un període de refredament del clima. Això, però, no s'ha donat.

CANVIA LA COMPOSICIÓ ATMOSFÈRICA?

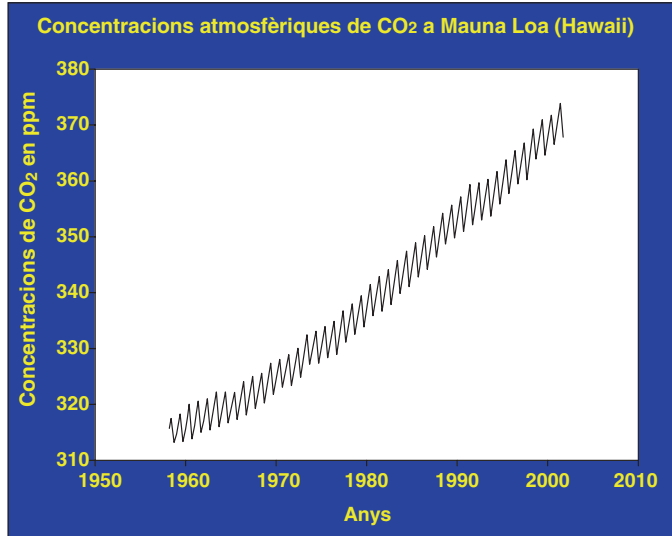
La composició de l'atmosfera no canvia a l'engròs però, en canvi, sí que canvia si ens fixem en alguns dels components que la formen i que tenen una concentració molt petita. El canvi climàtic d'origen antròpic es fonamenta, justament, pel lliurament continu a l'atmosfera de gasos amb efecte d'hivernacle com a conseqüència, sobretot, de l'ús de combustibles fòssils dels quals la societat desenvolupada moderna no pot prescindir. La característica genèrica i comuna dels gasos amb efecte d'hivernacle és la seva capacitat d'absorbir la radiació d'ona llarga emesa per la Terra. La quantitat de gasos a l'atmosfera que absorbeixen la radiació terrestre és gran, però, a la pràctica, els que s'estudien amb detall, atesa la seva importància quantitativa a l'hora d'absorbir radiació, són només sis.¹ A més del vapor d'aigua, el més important, aquests sis gasos amb efecte d'hivernacle que més directament influeixen en el balanç energètic de l'atmosfera són el diòxid de carboni, el metà, l'ozó, l'òxid nítrós, l'hexafluorur de sofre i els clorofluorcarburs (CFC). Altres ens presents a l'atmosfera que també s'han de tenir en compte, pel que fa al balanç energètic terrestre, són els aerosols, que són diminutes partícules materials en suspensió a l'atmosfera de grandària diversa, l'origen de les quals és natural o resultat de les combus-

1. Al protocol de Kyoto s'inclouen només sis gasos amb efecte hivernacle, els que es considera que, sent d'origen antròpic, actualment contribueixen amb major mesura a l'escalfament de l'atmosfera.

tions, i sobre els quals encara no està establert del tot clarament el paper en l'evolució del clima. En general, les emissions dels gasos i dels aerosols a l'atmosfera creixen lligades a l'evolució de l'economia. Una dinàmica econòmica gran es caracteritza per emissions altes i, en canvi, les crisis econòmiques es caracteritzen per emissions més petites.

El diòxid de carboni a l'atmosfera es mesura des de l'any 1958, en què es va instal·lar, a l'observatori de Mauna Loa, a Hawaii, un instrument que des d'aleshores ha enregistrat la concentració contínuament creixent d'aquest gas a l'atmosfera, tal com es mostra a la figura 1. Aquesta tendència és comuna a la major part de gasos causants de l'efecte d'hivernacle, els quals actualment tenen concentracions a l'atmosfera més grans que en períodes preindustrials.² Per tant, el fet que la concentració de gasos amb efecte d'hivernacle augmenta a causa de les activitats humanes està fora de dubte. Hi ha, però, encara incerteses sobre on va a parar tot el CO₂ emès a l'atmosfera, ja que el que es mesura que roman a l'atmosfera aproximadament és la meitat de tot el que hi ha entrat. Probablement en aquest balanç el paper que tenen els oceans encara està poc entès i bona part del CO₂ atmosfèric pot assumir-se que està al mar. Tampoc no està del tot clar quin és l'efecte global dels aerosols, sobretot els sulfats i el sutge. Es creu que la seva capacitat de reflectir la radiació solar els conforma un efecte esmoreïdor de l'efecte d'hivernacle, ja que actuen com un escut respecte a la radiació del sol. També s'observa que el grau de creixement de les emissions va disminuint, és a dir, no creix tant com es pensava. Això pot ser conseqüència de la transformació de molts sistemes de producció d'energia elèctrica, que canvien del carbó a altres combustibles fòssils amb

2. En el cas dels CFC, aquesta afirmació no té sentit, ja que la primera síntesi d'un gas d'aquests és de 1928 i la majoria han estat desenvolupats i utilitzats durant la segona meitat del segle XX.



182

FIGURA 1. Concentració de CO₂ a l'atmosfera a l'observatori de Mauna Loa (Hawaii). S'hi observa el creixement continu de la concentració de CO₂ modulada pels canvis estacionals lligats a l'activitat primària a la biosfera.

FONT: Adaptació pròpia, a partir de dades de la CMDL-NOAA.

menys emissions de carboni i de les transformacions de determinades pràctiques agrícoles, ramaderes i industrials.

LA VARIABILITAT CLIMÀTICA

El clima d'un indret determinat no és constant i les variables que el caracteritzen es distribueixen estadísticament al voltant d'uns valors mitjans. Això conforma el que es coneix amb el nom de variabilitat climàtica. Una de les qüestions fonamentals per comprendre millor el fenomen del canvi climàtic d'o-

rigen antròpic és saber quina és la variabilitat natural del clima i quina és la variabilitat induïda per l'activitat humana. Aquesta qüestió tan simple és, de fet, molt difícil de contestar tant des del punt de vista teòric com des del punt de vista de les observacions. De manera ràpida i sense matisos, podem dir que la variabilitat natural correspon a les variacions del clima respecte dels seus valors mitjans associats, fonamentalment, als canvis en les condicions externes, és a dir, en els paràmetres orbitals i en l'activitat solar, i en les fluctuacions internes naturals del sistema climàtic. Si volem detectar i predir les conseqüències de les perturbacions que les activitats humanes estan produint sobre els diferents components del clima, entre les quals la més remarcable és el canvi de la composició atmosfèrica pel que fa a alguns gasos causants de l'efecte d'hivernacle, és de la màxima importància conèixer amb tota l'exactitud que sigui possible quina és aquesta variabilitat.

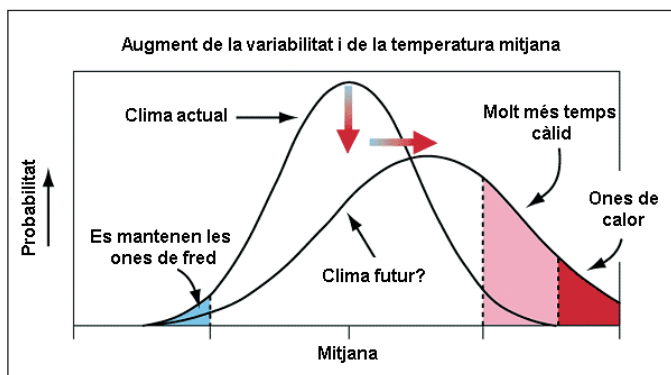


FIGURA 2. L'augment de la variabilitat climàtica es mostra en un augment de la temperatura mitjana (fletxa que assenyalava cap a la dreta), però també en un augment de la dispersió dels valors de la temperatura al voltant de la mitjana (fletxa que assenyalava cap a baix).

FONT: Adaptació pròpia, a partir de l'IPCC-2001.

El sistema climàtic és complex perquè està format de diversos components, l'atmosfera, la litosfera, la hidrosfera, la criosfera i la biosfera, que interaccionen, cadascun amb temps de resposta característics i diferents que comporten complexos balanços que tenen una dinàmica pròpia. Exemples d'aquests balanços són el cicle del carboni, el cicle de l'aigua o el cicle del nitrogen. Com ja s'ha dit, el sistema climàtic està influït per dinàmiques externes, com la del Sol, l'activitat del qual evoluciona amb escales de temps que van des de les desenes d'anys fins als milers d'anys, o amb l'evolució de les característiques de l'òrbita de la Terra al voltant del Sol. En qualsevol cas, des de fa uns quatre anys, els models poden separar, de manera bastant completa, la contribució antròpica de la contribució natural, en l'augment de la temperatura superficial de l'atmosfera durant els darrers cent anys.

Els canvis del clima afecten, naturalment, la variabilitat climàtica. Aquests canvis no incideixen de la mateixa manera arreu. El nostre país, caracteritzat, com tota la regió mediterrània, per un clima molt variable, sembla que pot evolucionar, en el futur, cap a un clima més càlid però, també, més variable, com es mostra a la figura 2.

ELS CANVIS CLIMÀTICS SOBTATS

Com s'ha dit a la introducció, fins fa pocs anys el punt de vista dominant sobre els possibles canvis del clima que s'han donat en el passat es plantejava considerant que el clima variava lentament, en escales de temps de l'ordre de centenars o milers d'anys. S'interpretaven els canvis associant-los amb les variacions lentes de l'energia del sol rebuda a la Terra ja esmentades. Aquests canvis són els que corresponen al que es veu a la figura 2. No obstant això, durant els anys noranta s'han fet nombrosos estudis paleoclimàtics que aporten evidèn-

cies geològiques sobre esdeveniments que mostren com en el passat ha canviat el clima de manera sobtada, és a dir, sobre com s'ha produït en el decurs d'una o dues dècades, la variació de la temperatura superficial de l'aire, de l'ordre aproximat d'una o dues desenes de graus o d'un factor dos en la precipitació, en una o dues dècades.

El sistema climàtic en el passat ha experimentat grans canvis, alguns de lents com l'alternança de glaciacions i de períodes interglacials, i d'altres de ràpids, com els esmentats en el paràgraf anterior. Els que es coneixen d'una manera una mica més precisa corresponen als que s'han donat durant els darrers cent mil anys durant un període glacial i la transició fins a les condicions interglacials actuals. De cara al futur, i pel que fa a l'anàlisi del que ens pot passar com a conseqüència de l'efecte de les activitats humanes sobre el clima, és interessant poder entendre el potencial de futurs canvis climàtics ràpids que es podrien donar. Per això, cal entendre els fenòmens que els han provocat en el passat, ja que hi ha un gran buit en la comprensió dels processos que els controlen. Fins ara, alguns mecanismes que s'han proposat per a explicar els canvis climàtics ràpids no són capaços de descriure de manera completa el comportament del clima que s'albira del registre paleoclimatològic.

Però, què s'entén per canvi climàtic ràpid? Malgrat la definició fenomenològica que d'alguna manera hem donat abans, podem definir un canvi climàtic sobtat quan el canvi en el clima és forçat per una causa que supera un cert llindar i que desencadena una transició fins a una nova situació d'equilibri del sistema climàtic que es produeix amb una rapidesa superior a la dinàmica d'evolució de la causa. Com a possible causa d'un canvi climàtic sobtat, s'ha proposat que la variació de la temperatura de l'atmosfera indueix, per exemple, la fusió de determinades capes de glaç que, quan arriben al mar, disminueixen la salinitat de l'aigua, la qual cosa pot

induir l'afebliment i, fins i tot, l'aturada de la circulació termohalina actual i el corresponent canvi del clima. També els processos impredecibles i caòtics que es donen en el sistema climàtic poden fer que no hi hagi una única causa inductora d'un canvi important en les propietats ambientals.

Per les fortes no-linealitats i per les contínues relacions entre els diferents subsistemes que conformen el sistema climàtic, s'estudia amb gran insistència l'acoblament dels dos subsistemes més importants pel que fa a la seva dinàmica, l'oceà i l'atmosfera. A partir de múltiples simulacions que abasten des de models simples fins a complicats models de circulació general, ara es pot dir que el sistema oceà-atmosfera sotmès als mateixos forçaments externs pot assolir diferents règims d'equilibri estables. La transició entre aquests estats estables es dona de manera molt ràpida quan determinats paràmetres climàtics assoleixen uns valors llindar. Aquest comportament, que necessàriament és no lineal, s'acostuma a descriure mitjançant la imatge d'un cicle d'histèresi, comportament anàleg al que es dona en altres disciplines de la física i que visualitza de manera molt clara l'existència de dos estats d'equilibri estables diferents. Tot i que la realitat és molt més complexa que la representació que n'assolim, i de fet pel corrent termohalí a l'Atlàntic nord s'han proposat tres estats diferents d'equilibri (Rahmstorf, 2002), la representació mitjançant un cicle d'histèresi que explica com poden donar-se canvis climàtics sobtats és molt clara i és la que a continuació explicarem per a especular sobre si és possible que veiem un canvi climàtic.

Els corrents a l'atmosfera i a l'oceà estan modulats per la distribució heterogènia d'energia del Sol i per la rotació de la Terra. A l'equador arriba una quantitat major d'energia que als pols i l'aire i l'aigua, amb el seu moviment, tendeixen a reequilibrar aquesta heterogeneïtat portant energia cap als pols. A l'atmosfera es formen les cel·les convectives que caracteritzen, per exemple, els vents alisis, i que, en tot cas, influeixen

els corrents superficials a l'oceà. Aquests corrents són regulars i són determinants per nombroses característiques del sistema climàtic. Una de les regularitats més importants és l'anomenat corrent del Golf, que es dona a la conca de l'Atlàntic nord i que transporta aigües càlides de l'equador vers els pols. Aquest transport és una de les causes del clima més temperat en algunes zones del nord d'Europa. També es dona un corrent semblant al Pacífic, que afecta el Japó. No obstant això, la importància del corrent atlàntic és que forma part d'un enorme corrent d'aigua marina que abasta tot el globus i que s'anomena corrent termohalí. A la figura 3 es pot veure una representació esquemàtica d'aquest corrent oceànic.

La diferència de densitats de l'aigua és el mecanisme que controla la convecció que es dona a la major part de l'Atlàntic nord i que és el principal motor del corrent termo-

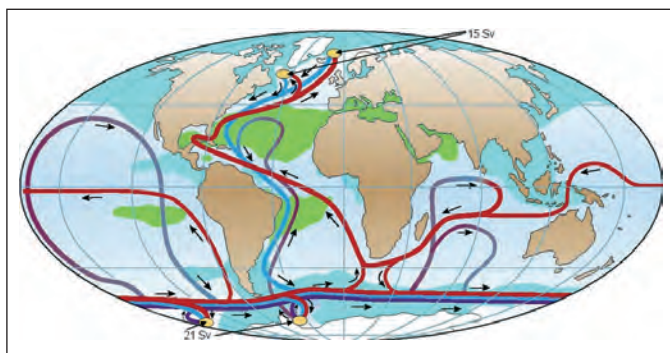


FIGURA 3. Representació esquemàtica del corrent termohalí. Les línies vermelles representen els corrents superficials, mentre que les línies blaves corresponen als corrents que es donen als fons marins. Hi ha només quatre zones a tot el planeta on es produeix l'enfonsament de l'aigua: dues a l'Atlàntic nord i dues al voltant de l'Antàrtida. En total el cabal d'aigua que s'enfonsa és d'uns 36 sverdrups ($36 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

FONT: Stefan RAHMSTORF (2002), *Nature*, 419, p. 208.

halí. Als mars del nord, actualment, l'aigua superficial procedent de les latituds baixes és prou densa per enfonsar-se, perquè té una salinitat gran i assoleix temperatures suficientment baixes. Pel fons de la conca oceànica l'aigua circula vers el sud, on acaba i torna a pujar, a poc a poc, a la superfície en zones tropicals. Aquest cicle és força lent i, mitjançant el moviment de les aigües superficials, transporta calor a les latituds altes i ventila les aigües profundes, amb la qual cosa fixa CO_2 de l'atmosfera a les aigües profundes de l'oceà. Però aquesta circulació pot quedar afectada pel flux d'aigua dolça que arriba a l'Atlàntic nord com a conseqüència de la fusió dels gels continentals i que afecta la densitat de les aigües superficials procedents de latituds baixes. Així, si l'escalfament global feia augmentar la quantitat d'aigua dolça a l'oceà Àr-

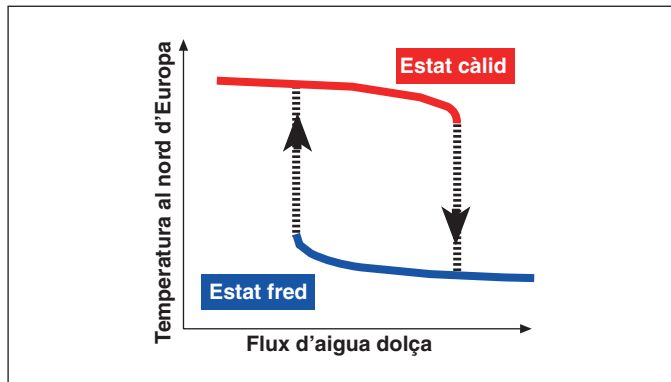


FIGURA 4. Representació esquemàtica dels dos estats possibles d'equilibri de la circulació de l'aigua a l'Atlàntic nord. A la figura es veu com el flux d'aigua dolça a les latituds àrtiques exerceix el paper de paràmetre de control que determina els dos estats dels corrents a l'Atlàntic nord els quals, a la vegada, caracteritzen una variable climàtica com la temperatura superficial d'alguns indrets continentals situats al nord de l'Europa occidental.

FONT: Adaptació pròpia.

tic, la densitat de l'aigua superficial no seria tan gran i l'enfonsament de l'aigua es podria interrompre.

Els components del sistema climàtic tenen diferents temps característics de resposta a les pertorbacions. L'atmosfera, que caracteritza els meteors que es donen a la superfície terrestre i que, en un termini de temps curt, determinen la meteorologia, té temps de resposta ràpids i constitueix el subsistema climàtic de resposta més ràpida (Peixoto i Oort, 1984). La hidrosfera o la criosfera tenen, en canvi, respostes molt més lentes. Els mecanismes fonamentals que caracteritzen els processos de canvi climàtic sobtat no són pas diferents dels que caracteritzen els canvis climàtics lents. Però han de tenir una característica addicional que superi la inèrcia i el comportament característic i «lent» d'un element fonamental per al sistema climàtic: els fluxos d'aigua als oceans. Per tant, un mecanisme que porti a canvis climàtics sobtats ha de reunir les condicions següents (Alley, 2002): 1) un procés o una pertorbació caòtica que porti a superar el valor lliandar d'una variable del sistema climàtic que desencadena l'esdeveniment; 2) un amplificador o un globalitzador que intensifiqui i estengui la influència dels canvis locals, i 3) una font de persistència que permet a l'estat del clima alterat mantenir-se per desenes, centenes o milers d'anys.

El cicle d'histèresi que es mostra a la figura 4 conté aquestes tres propietats: el mecanisme que desencadena el procés és l'escalfament atmosfèric que indueix la fusió dels gels continentals i, per tant, el canvi de la salinitat de l'aigua superficial; l'amplificador o globalitzador és el fet que aquest fenomen es doni a la zona de l'Atlàntic nord, on es produeix l'enfonsament d'aigua i que caracteritza la circulació a tot el planeta i la font de persistència és, de fet, la mateixa naturalesa dels corrents oceànics, amb una gran inèrcia que es manifesta a la figura 4 per la magnitud dels dos estats d'equilibri, els quals són estables fins que s'assoleixen els valors llin-

dars que produeixen la transició entre un estat i l'altre. Assumint que ara estem a l'estat càlid, la pregunta important que, ara per ara no té resposta, és on és el llindar de la transició vers l'estat fred i si la concentració de gasos amb efecte d'hivernacle de l'atmosfera ens situa lluny o a prop d'aquest llindar.

EL MODEL DE STOMMEL

El model de dues caixes formulat per Henry Stommel (Stommel, 1961, i Marotzke, 2000) mostra, d'una manera molt intuïtiva, el cicle d'histèresi. El model de Stommel fou publicat l'any 1961, però pràcticament no fou reconegut per ningú fins passats vint-i-cinc anys. El model incorpora sense explicitar-ho com els diferents temps de resposta a la calor absorbida, de la superfície de l'oceà i de l'aigua dolça, donen lloc a diferents estats d'equilibri. Això porta a que els forçaments i les condicions de contorn, per elles mateixes, no defineixen l'estat d'equilibri del sistema. La no-linealitat del model de Stommel sorgeix perquè el camps de fluxos de l'aigua als oceans que transporten la calor i la salinitat són a la vegada funció de la temperatura i de la salinitat. Així, com ja hem dit, les no-linealitats i els equilibris múltiples són els conceptes fonamentals darrere la gènesi dels canvis climàtics sobtats. La circulació d'aigua marina, q , és proporcional a la diferència de la densitat de l'aigua entre les latituds altes i baixes. Així, si la densitat al voltant de les aigües àrtiques és més gran que la densitat a latituds baixes, el flux d'aigua és positiu ($q > 0$) i a l'inrevés. Les aigües tropicals guanyen calor i salinitat a causa de l'evaporació de l'aigua. Les aigües polars, en canvi, perden calor cap a l'atmosfera i guanyen aigua dolça del desglaç dels gels continentals. Per tant, tant la temperatura com la salinitat són més grans a les latituds baixes que a les latituds altes. Les dues variables, doncs, tenen efectes oposats sobre la densitat. Quan

$q > 0$, és la temperatura la que domina el comportament de la densitat, mentre que si $q < 0$, domina la salinitat. Els valors de q en el model són, per tant, petits i, en conseqüència, la transició entre $q > 0$ (circulació de sud a nord) i $q < 0$ (circulació de nord a sud) pot ser molt ràpida. Esquemàticament el model es pot descriure mitjançant la representació de la figura 5.

Segons aquest esquema, les equacions que descriuen l'evolució de la salinitat S es poden escriure de la manera següent:

$$\frac{dS_1}{dt} = |q| \cdot (S_2 - S_1) + P, \quad \frac{dS_2}{dt} = |q| \cdot (S_1 - S_2) - P$$

$$q = k(\rho_2 - \rho_1) = k\alpha(T_2 - T_1) + k\beta(S_2 - S_1)$$

$$\Delta S = \begin{cases} -\frac{\alpha\Delta T}{2\beta} \pm \sqrt{\left(\frac{\alpha\Delta T}{2\beta}\right)^2 - \frac{P}{k\beta}}, & q > 0 \\ -\frac{\alpha\Delta T}{2\beta} + \sqrt{\left(\frac{\alpha\Delta T}{2\beta}\right)^2 + \frac{P}{k\beta}}, & q < 0 \end{cases}$$

191

on T és la temperatura, q el flux d'aigua, k un coeficient de difusivitat, α un coeficient relacionat amb la dilatació tèrmica, i β un coeficient relacionat amb la dilatació salina. Fent uns canvis de variable, les equacions anteriors s'escriuen de la manera següent:

$$\delta = -\frac{\beta\Delta S}{\alpha\Delta T}, \quad E = \frac{\beta P}{k(\alpha\Delta T)^2}$$

$$\delta = \begin{cases} \frac{1}{2} \pm \sqrt{\frac{1}{4} - E}, & q > 0 \\ \frac{1}{2} + \sqrt{\frac{1}{4} + E}, & q < 0 \end{cases}$$

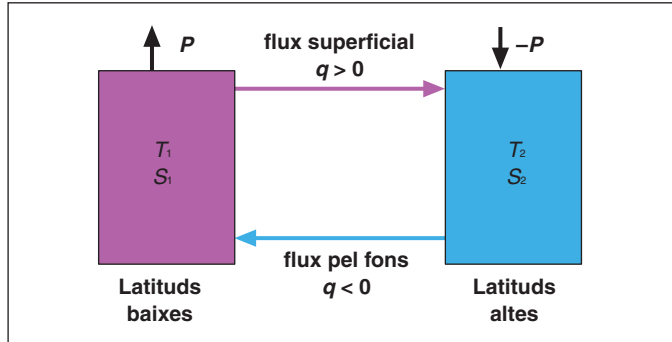


FIGURA 5. Model de caixes per a la circulació termohalina segons el model de Stommel. Les variables que caracteritzen el funcionament del sistema són la temperatura i la salinitat, les quals determinen la densitat de l'aigua.

FONT: Adaptació pròpia, a partir de Marotzke (2000).

De les solucions per δ , veiem que si $E < 0,25$, hi ha dues solucions amb $q > 0$ i una solució amb $q < 0$. Si, en canvi, $E > 0,25$, únicament hi ha una solució que correspon a la situació $q < 0$, que d'alguna manera mostra de forma indicativa la dependència en un paràmetre de control, E , de les solucions per la variable climàtica δ . Així, el cas $E > 0,25$ representa la inversió del corrent termohalí afavorida per la fusió dels gels i, en canvi, $E < 0,25$ correspondria a la situació actual.

CONSIDERACIONS FINALS

L'escala de temps dels canvis climàtics sobtats és tan petita que la societat i els ecosistemes naturals poden tenir problemes d'adaptació. Per tant, des d'una perspectiva actual, una de les qüestions fonamentals, ara per ara sense resposta, és saber si les activitats humanes poden desencadenar un canvi

climàtic sobtat i, en el cas de resposta afirmativa, saber a quina distància temporal estem del desencadenament del procés de canvi. La idea dominant fins ara sobre el canvi climàtic d'origen antròpic era que els canvis serien graduals i que, per tant, la possibilitat d'adaptar-s'hi era alta. Així fins ara s'ha pensat que la societat actual (les infraestructures, les persones, els habitatges, els usos del sòl, els processos industrials, etc.) té mecanismes d'adaptació gradual a situacions ambientals canviants. També els ecosistemes durant la història geològica de la Terra s'han adaptat majoritàriament a situacions de canvi ambiental gradual. Naturalment no tots; n'hi ha d'especialment vulnerables que no s'adapten i desapareixen, però la història de la biosfera, en escales de temps geològiques, contínuament ha experimentat aquests tipus de processos i la capacitat d'adaptació de la biosfera s'ha mostrat amb la seva supervivència. El problema sorgeix, però, si les condicions ambientals varien tan ràpidament que posen en perill majoritàriament aquesta capacitat d'adaptació.

La possibilitat dels canvis climàtics sobtats, ara per ara, és especulativa. La major part dels científics i els models més utilitzats per a la predicció climàtica, tot i que recullen un afebliment del corrent termohalí, no reproduïxen comportaments de canvis tan ràpids com els que han passat durant els darrers cent mil anys. Per tant, el que hem explicat aquí és especulació i recerca. Recerca que permet aprofundir en els mecanismes que determinen el clima i llurs variacions i que, especulant, ens permet dir que hi ha possibilitats que veiem un canvi del clima ràpid i que, si no volem ser-ne espectadors i afectats a la vegada, hem d'impulsar accions socials per a evitar-lo. La pregunta és si hi som a temps.

AGRAÏMENTS

L'autor agraeix molt sincerament a la Societat Catalana de Física i, per extensió, a l'Institut d'Estudis Catalans la seva invitació a impartir el seminari del qual aquest escrit és un resum. Aquest treball ha comptat amb el finançament parcial del projecte REN 2003-00185.

BIBLIOGRAFIA

- ALLEY, R. B. [et al.] (2002). *Abrupt climate change: Inevitable surprises*. Washington: National Academy Press.
- HOUGHTON, J. T. [ed.] (2001). *Climate change 2001: The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press.
- MAROTZKE, J. (2000). «Abrupt climate change and thermohaline circulation: Mechanisms and predictability». *PNAS*, 97, p. 1347-1350.
- MILANKOVITX, M. (1920). *Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire*. París: Gauthier-Villars.
- PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. (1984). «Physics of climate». *Reviews of Modern Physics*, 56, p. 365-429.
- RAHMSTORF, S. (2002). «Ocean circulation and climate during the past 120.000 years». *Nature*, 419, p. 207-214.
- STOMMEL, H. (1961). «Thermohaline convection with two stable regimes of flow». *Tellus*, 13, p. 224-230.