

Un tast de canvi global
(Cèlia Marrasé i Josep Enric Llebot, ed.)

Treballs de la SCB. Vol. 54 (2003) 39-50

L'ALÈ DEL MAR: INTERCANVIS OCEÀ-ATMOSFERA I CANVI GLOBAL

RAFEL SIMÓ

Institut de Ciències del Mar (CMIMA-CSIC).

Adreça per a la correspondència: Rafel Simó. Institut de Ciències del Mar (CMIMA-CSIC). Passeig Marítim de la Barceloneta, 37-49. 08003 Barcelona.

RESUM

La biosfera contribueix fortament a regular la composició de l'atmosfera de la Terra i, amb la composició, en regula també les propietats de reactivitat química, de reflexió de la radiació i d'acumulació de calor. És a dir, que la vida no solament s'adapta a l'entorn fisicoquímic (que està determinat per les condicions geològiques i climàtiques) sinó que a la vegada el modifica. Aquesta relació bidireccional de la vida amb l'entorn (també amb el clima) fa que el sistema Terra tingui un funcionament basat, en bona part, en mecanismes de retroacció. Per tal d'entendre la resposta del sistema Terra a l'increment ràpid de la concentració de diòxid de carboni i metà que els humans estem induint a l'atmosfera, ens cal estudiar aquestes retroaccions per mitjà d'aproximacions pluridisciplinàries. La biosfera dels oceans és la principal responsable del segrest de carboni atmosfèric a llarg termini, i de l'exhalació de molts gasos amb efectes climàtics. Alguns d'aquests gasos, com el dimetilsulfur, ja s'ha vist que formen part dels engranatges de retroacció entre biosfera i clima. Cal, doncs, que aprofundim en l'encaix que la biogeoquímica oceànica té en el funcionament del sistema Terra, per tal que les previsions de canvis en les condicions climàtiques globals per als propers decennis incloguin les respostes internes —estabilitzadores o acceleradores— del mateix sistema.

SUMMARY

The biosphere plays a crucial role in the regulation of the composition of the atmosphere. As a consequence, the biosphere contributes to the regulation of the capacity of the atmosphere as a reactor, radiation reflector and heat accumulator. As life does not only adapt to the environment but also modifies it, biogeochemical feedbacks are essential mechanisms in the functioning of the Earth System (which has the biosphere as a central component). Hence, in order to understand the response of the Earth System to the anthropogenic, rapid

increase of atmospheric carbon dioxide and methane, it is imperative that multidisciplinary studies on these feedbacks are carried out. Oceanic biosphere is the main agent for carbon sequestration in the long term, and for the exhalation of trace gases with a climatic role. Some of these gases, such as dimethylsulfide, are known components of feedback gears between biosphere and climate. It is necessary, therefore, that we advance in the knowledge of the role that oceanic biogeochemical processes play in Earth System functioning, so that predictions of changes in global climate include the internal responses of the System, either stabilizers or amplifiers.

VIDA, GASOS I REGULACIÓ CLIMÀTICA

L'atmosfera de la Terra ha estat modulada per generacions gairebé infinites d'organismes de tota mena, mida i funció. Vegem-ne exemples importants: el 21% de l'oxigen que hi ha a l'atmosfera actual és fruit de l'acció dels bacteris i l'eclosió de la fotosíntesi oxigènica ara fa tres mil milions d'anys. El nitrogen es manté al voltant del 78% per l'acció combinada dels microorganismes fixadors de nitrogen i els desnitrificants. Aquests darrers, i els seus complementaris metabòlics, els bacteris nitrificants, regulen la proporció d'òxid nítrós (N_2O), un compost minoritari però molt actiu tant com a gas d'*efecte hivernacle* com en el control de l'ozó estratosfèric. La concentració de metà (CH_4), un altre gas d'*efecte hivernacle* potent, també és regulada per grups de microorganismes complementaris, els metanògens i els metanòtrofs. El plàncton microscòpic de l'oceà produeix gasos de sofre i iode que retornen aquests dos elements a terra, i d'aquesta manera compensen el dèficit que en pateixen els continents per causa del rentatge continu de matèria que fan els rius.

Pel que fa al diòxid de carboni (CO_2), hi va haver un temps en què dominava la composició de l'atmosfera. La fotosíntesi oxigènica el va substituir per l'oxigen, de manera que el CO_2 va quedar reduït a nivells minoritaris que, d'aleshores ençà, s'han mantin-

gut gràcies a l'equilibri anual entre la fotosíntesi i la respiració de la biosfera. Tanmateix, atès que l'activitat volcànica és una font d'emissió continuada de CO_2 , com s'entén que la concentració d'aquest gas no hagi augmentat progressivament al llarg de milions d'anys? Resulta que els bacteris acceleren el procés de meteorització de les roques, procés pel qual el CO_2 i l'aigua de pluja reaccionen amb les calcàries per produir carbonats dissolts (HCO_3^-); aquests van a parar al mar, on són dipositats als fons oceànics per acció del plàncton i convertits una altra vegada en roca. És a dir, que els éssers vius ajuden a convertir CO_2 en roca calcària. Val a dir que aquest és un cicle que demana molt de temps però que, a escala geològica, ha contribuït a mantenir la concentració atmosfèrica de CO_2 dintre d'uns marges relativament estrets.

Els registres de l'aire del passat trobats en testimonis de glaç profunds ens mostren un acoblament molt marcat entre els gasos traça d'origen biològic i el clima global durant els últims 420.000 anys (Petit *et al.*, 1999). Això ens indica que la composició de l'atmosfera és un dels principals determinants del balanç de radiació del planeta i, per tant, de les condicions climàtiques (la retenció de calor per *efecte hivernacle* del mateix CO_2 n'és l'exemple més conegut). El fet que la vida hagi contribuït a regular la composició atmosfèrica durant milions d'anys ens porta, doncs, a la conclusió que la vida ha estat actuant de reguladora del clima.

LES RETROACCIONS DEL SISTEMA TERRA

La vida, doncs, regula les condicions ambientals. Unes condicions que continuen, òbviament, tenint forçaments *externs* al sistema, com són les variacions en la radiació solar o en l'energia geotèrmica. I la vida no solament s'adapta passivament, darwinianament, a les condicions, sinó que les modifica contínuament. En temps d'especialització i, sovint, fragmentació de l'activitat científica, les ciències ambientals es mouen avui envers aproximacions holístiques. Potser cansats de no avançar prou en comprensió i capacitat de predicció a partir de l'estudi de parts petites del sistema, els científics ambientals fem camí envers la integració. Costosa i complexíssima, però necessària. Hi han contribuït de manera determinant l'*amença* del canvi global i l'observació del planeta des de l'espai, i aquesta concepció *moderna* (el que és modern és l'acceptació generalitzada) que la vida és part activa del sistema, amb una relació bidireccional amb l'entorn. En aquest punt em cal ressaltar el llegat deixat per James Lovelock. Aquest científic britànic, independent i heterodox, va trencar esquemes a principis dels anys setanta quan, juntament amb Lynn Margulis, va proposar la hipòtesi que la biosfera actua com un sistema de control adaptatiu prou potent per mantenir les condicions climàtiques de la Terra confortables per a la vida. La idea va sorgir de l'observació que l'atmosfera de la Terra era molt diferent de la dels planetes veïns, molt més inestable termodinàmicament, la qual cosa només es podia explicar per la presència de la vida. Posteriorment, la hipòtesi va rebre cobertura numèrica, va esdevenir la teoria de Gaia i va quedar reformulada amb la proposta que la vida i els components abiòtics de la Terra han evolucionat conjuntament d'acord amb mecanismes de retroacció, i d'aquesta coe-

volució ha sorgit un cert grau d'homeòstasi (Lovelock, 1995; Lovelock, 2000).

Sigui com sigui, i amb la influència decisiva però no sempre reconeguda de la teoria de Gaia, ha nascut la ciència del sistema Terra, aquella que pretén l'estudi del sistema en tots els seus components i a totes les escales necessàries per arribar a predir-ne el comportament i la resposta a perturbacions. Amb la nova ciència, s'ha fet palès que el sistema Terra funciona essencialment per mitjà de mecanismes de retroacció, positiva o negativa. Molts d'aquests mecanismes, normalment propietats emergents de qualsevol sistema complex, en el cas del sistema Terra responen a aquella relació bidireccional entre la biosfera (la vida) i l'entorn fisicoquímic de què parlàvem. I què és una retroacció? Quan components diferents del sistema Terra estan connectats de manera que la cadena de connexions retorna al component inicial, aleshores pot passar que: *a*) variacions de signe positiu del component inicial acabin provocant, després de propagar-se a través dels altres components, una nova variació positiva del component inicial —aleshores ens trobem davant d'una retroacció positiva, acceleradora, desestabilitzadora— i *b*) si la cadena de connexions acaba provocant una variació en el component inicial contrària a la que havia disparat la cadena, aleshores es tracta d'una retroacció negativa, alentidora, estabilitzadora.

Si les retroaccions són inherents al funcionament del sistema Terra, desvetllar-les és clau per entendre la resposta que el sistema pot tenir envers els forçaments antropogènics que constitueixen el canvi global. Dues seccions més avall comentaré algunes de les retroaccions més significatives de què els oceans formen part.

CANVI CLIMÀTIC, CANVI GLOBAL: SOM A L'ANTROPOCÈ?

Sovint parlem indistintament de *canvi climàtic* i *canvi global* per referir-nos als canvis que l'activitat humana produeix en la composició de l'atmosfera, i les perturbacions dels cicles naturals del clima que en deriven (particularment l'escalfament per increment d'*efecte hivernacle*). Però *canvi global* és un concepte que pretén abraçar més que un canvi climàtic: en els darrers segles, els humans intervenim en el sistema Terra amb tant d'abast quantitatiu i amb tanta intensitat que, s'observi o no un canvi en les condicions climàtiques, l'impacte sobre l'extensió i el funcionament dels sistemes naturals i la maquinària del sistema és evident. El forat d'ozó estratosfèric serveix d'exemple: l'impacte climàtic (de refredament) és molt petit, però els efectes fisiològics que pot arribar a causar sobre els organismes exposats a la radiació ultraviolada són molt significatius. També la desforestació tropical comporta, a banda d'efectes sobre els cicles del carboni i el vapor d'aigua, una pèrdua de diversitat biològica i, per tant, d'informació genètica. Els ecosistemes marins, per exemple, pateixen, a més de l'escalfament per increment de l'efecte hivernacle, descàrregues de nutrients i hidrocarburs vora la costa, sobreextracció dels recursos pesquers, modificacions de les línies de costa, pèrdua d'hàbitats, etc. (Simó *et al.*, 2002b).

En considerar l'impacte creixent que les activitats humanes tenen en el conjunt del planeta, incloent-hi els oceans i l'atmosfera, a totes les escales, i el fet que aquest impacte pot allargar-se milers d'anys amb independència de les polítiques ambientals que s'adoptin a partir d'ara, el químic de l'atmosfera i Premi Nobel Paul Crutzen s'ha atrevit a proposar que som de ple en una nova era geològica anomenada *antropocè*, que hauria començat a finals del segle XVIII amb la invenció de la màquina de vapor

(James Watt, 1784), l'inici de la industrialització amb combustibles fòssils i l'inici de l'increment de la concentració de CO₂ i de metà a l'atmosfera (Crutzen i Stoermer, 2000).

CANVI CLIMÀTIC, ECOSISTEMES MARINS, RETROACCIONS BIOGEOQUÍMIQUES

L'oceà cobreix el 70 % de la superfície del planeta. Només pel fet de ser una massa d'aigua tan enorme, té un paper extraordinari com a absorbidor de calor i transmissor d'energia. I, a més, dissol el diòxid de carboni atmosfèric. Però l'oceà no és tan sols una massa d'aigua salada, sinó que és ple de vida. La vida marina fixa CO₂ en la fotosíntesi i en retorna la majoria ràpidament a l'atmosfera per mitjà de la respiració en aigües superficials. Només una part petita sedimenta cap a aigües més fondes i s'hi queda entre cinc-cents i mil anys, i una part més petita arriba als sediments i hi queda retinguda durant temps encara més llargs. La proporció de CO₂ atmosfèric que al capdavant sedimenta i esdevé segrestat a llarg termini al fons de l'oceà depèn essencialment de l'organització de la comunitat d'organismes que viuen a la superfície, organització que varia en l'espai i en el temps en funció de les condicions climàtiques. Per tant, la capacitat de la vida oceànica per reduir o augmentar l'*efecte hivernacle*, és a dir per interactuar amb el clima, varia en funció del mateix clima. Dit d'una altra manera, el lligam entre els oceans i el clima és molt estret i funciona en tots dos sentits.

L'estudi de la implicació de l'oceà en el canvi climàtic no és fàcil, tant si es fa a partir de l'observació com a partir de la modelització. L'observació demana aproximacions pluridisciplinàries que abracin des de la determinació de les molècules que hi ha dissoltes en una gota d'aigua fins a la me-

sura dels grans corrents marins, des de la genètica dels microbis fins a l'observació de la Terra des de l'espai. La modelització demana un coneixement molt sòlid del funcionament fisicoquímic dels oceans (inclosa la interacció amb l'atmosfera), i una capacitat de representar matemàticament aquest coneixement amb la simplicitat suficient perquè el model sigui compatible amb els temps de càlcul computacional de què hom disposa avui. Evidentment, quan busquem simplicitat topem amb la biologia. El més difícil de modelitzar a escala global és, sens dubte, la dinàmica de la biota marina i els processos biogeoquímics que en deriven. En part, això és perquè la complexitat és una propietat inherent a la vida. Però també perquè, com hem dit en una secció anterior, l'ecosistema i, per extensió, el sistema Terra, s'organitza en retroaccions positives i negatives que fan difícil establir relacions de causa-efecte entre els fenòmens.

L'oceà no n'és excepció. La figura 1 mostra algunes de les relacions que hi ha establertes entre el *clima atmosfèric* (entès com la composició i dinàmica de la troposfera) i el *clima oceànic* (entès com la composició i dinàmica de l'oceà més superficial). L'escalfament de l'atmosfera està incrementant la temperatura de l'aigua del mar. Això farà canviar el règim de densitats, de barreja vertical i de corrents de circulació en moltes regions de l'oceà. L'augment de CO₂ apujarà l'acidesa de l'aigua de mar. I cal esperar que les grans tempestes siguin més freqüents. Tots aquests canvis afecten la composició, la distribució geogràfica i el funcionament de les comunitats de plàncton de l'oceà. A continuació comentaré algunes de les retroaccions biogeoquímiques que en deriven, tal com estan numerades a la figura:

1) Un augment de la calor transferida a l'oceà i un augment del desgel als pols tindria com a resultat un increment de l'estratificació a la superfície (les barreres de den-

sitat es farien més intenses i més soimes) i un afebliment de la circulació termohalina, que és la cinta transportadora d'aigua (i, amb aquesta, calor i carboni inorgànic dissolt) a l'oceà global. Ambdós fenòmens comportarien una pèrdua de capacitat de captació de CO₂ atmosfèric.

2) Un increment de l'estratificació comportaria també una expansió de les grans regions oligotròfiques centrals de l'oceà subtropical. Aquestes regions es caracteritzen per una falta de nutrients per al creixement del fitoplàncton durant bona part de l'any, atès que els nutrients provenen d'aigües fondes, separades de les aigües il·luminades per la barrera de densitat. Això determinaria la prevalència de xarxes tròfiques amb baixa exportació de carboni cap a l'interior de l'oceà.

L'estratificació, a més, augmentaria l'exposició dels microorganismes planctònics a la radiació ultraviolada nociva, amb efectes fotoinhibitoris encara poc coneguts.

3) La variació dels fluxos de calor a l'oceà comportaria canvis no solament en la regionalització sinó també en la durada de les estacions de creixement amb escassetat de nutrients per causa de la intensificació de l'estratificació. Això es podria combinar amb l'increment de la freqüència de polsos de barreja vertical pel pas d'episodis tempestuosos. En definitiva, podríem trobar estacions més llargues de baixa exportació constant de carboni amb polsos d'exportació més freqüents. També cal tenir en compte que les variacions en la nuvolositat i la precipitació comportarien canvis en la quantitat de llum i de nutrients disponibles per a la producció primària en la superfície de l'oceà, i en la quantitat de carboni exportat pels continents i respirat a l'oceà.

4) Un augment de l'aridesa en determinades zones, juntament amb un increment de la superfície de sòl exposat per causa de l'actuació humana, comportarien un aug-

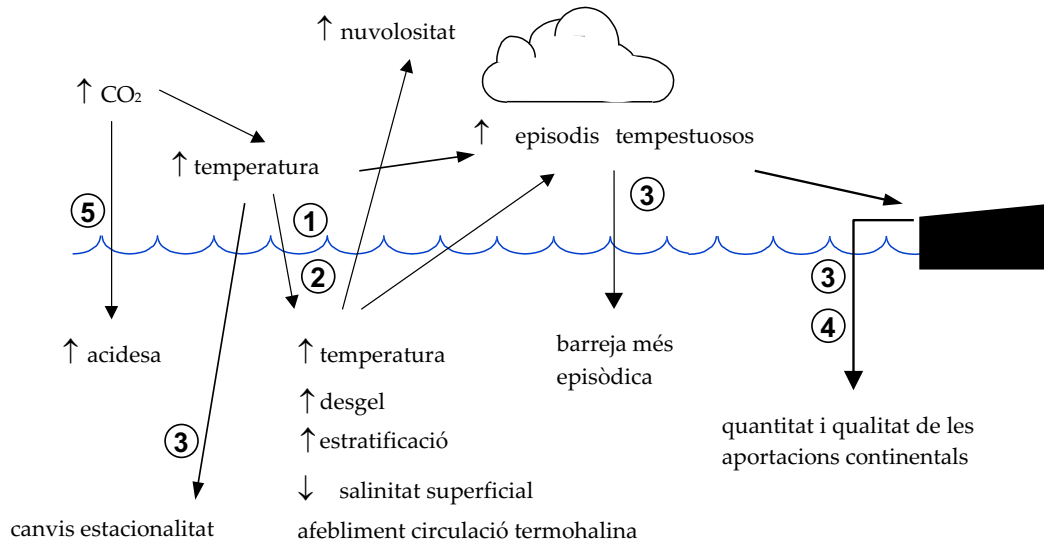


FIGURA 1. Algunes relacions entre els oceans i l'atmosfera en el context del canvi climàtic causat per l'increment de la concentració atmosfèrica de diòxid de carboni. Els nombres fan referència a les retroaccions biogeoquímiques que deriven d'aquestes relacions, i que trobareu explicades en el text seguint la mateixa numeració.

ment del Fe atmosfèric (majoritàriament associat a partícules de pols). Si aquest augment suposés un increment de l'aportació de Fe a la superfície de l'oceà, això alleugeriria la limitació a la producció primària en grans regions oceàniques, bé directament (el Fe és necessari per a la fotosíntesi), bé afavorint el creixement de microorganismes fixadors de nitrogen atmosfèric i, d'aquesta manera, bé proveint el sistema amb un plus de nitrogen. En tots dos casos s'afavoriria l'exportació de carboni a aigües fondes.

Ara bé, alguns models de canvi climàtic preveuen també un augment general de les precipitacions. En aquest cas, el rentatge de l'atmosfera sobre els continents fóra més eficient, i disminuiria el transport de pols amb Fe, amb un efecte oposat a l'exposat anteriorment.

5) L'increment de la concentració atmosfèrica de CO_2 provocaria un increment del carboni inorgànic dissolt a l'aigua de mar. Això, d'una banda, afavoriria el pro-

cés químic de calcificació en organismes calcificadors planctònics (com les algues coccolitoforals) i bentònics (com els coralls). Tanmateix, la consegüent baixada del pH de l'aigua de mar disminuiria l'estabilitat dels carbonats i fóra perjudicial per a aquests mateixos organismes. Els calcificadors converteixen carboni inorgànic dissolt en carbonats per a les seves estructures, i en aquest procés s'allibera CO_2 , que retorna a l'atmosfera. Al mateix temps, però, en sedimentar els calcificadors exporten un extra de carboni a aigües fondes. És el que s'anomena la *bomba de carbonat*. L'efecte net del canvi global sobre la bomba de carbonat és, doncs, incert.

L'ALÈ DEL MAR: GASOS EXHALATS

Sens dubte, l'intercanvi de matèria entre l'oceà i l'atmosfera que més influència té sobre el clima, a banda del de vapor d'aigua,

és la captació i exhalació de CO₂. Ja n'hem parlat a bastament en la secció anterior. Però l'alè del mar és molt més ric en substàncies. No em referiré als aerosols d'aigua i sals que es desprenen amb l'escumeig de les ones, sinó a l'intercanvi de gasos en la interfície mar-aire. Els microorganismes i les reaccions fotoquímiques de la superfície dels oceans provoquen l'exhalació de gasos de sofre, nitrogen, clor i altres elements. En alguns casos, l'alè del mar és la causa principal de la presència d'aquests gasos a l'atmosfera. En d'altres, el mar competeix amb els continents en l'emissió. I, encara en altres casos, l'oceà serveix d'embornal de gasos produïts essencialment en terra ferma. La taula 1 recull un inventari, exhaustiu però no complet, dels gasos (tret del CO₂) exhalats pels oceans i de la importància que té cadascun d'aquests gasos en la dinàmica química de l'atmosfera i en el funcionament del sistema Terra.

UN EXEMPLE: EL DMS

El sulfur de dimetil —(CH₃)₂S, conegut com a DMS— és, de llarg, el compost volàtil de sofre més abundant a les aigües superficials dels oceans. S'hi troba en concentracions supersaturades respecte als nivells a l'aire, per la qual cosa té tendència a passar de dissolt a l'aigua a gasós a l'atmosfera. Aquesta emissió contínua de DMS de l'oceà representa la font natural principal de sofre a la troposfera global, fins al punt que, en transportar-se amb l'aire cap als continents, ajuda a compensar la pèrdua constant de sofre que aquests pateixen per causa del rentatge a què la pluja sotmet els sòls.

A l'atmosfera, el DMS s'oxida a sulfat i sulfonat, de manera que el DMS com a gas té una durada entre mig i pocs dies. Per mitjà de noves reaccions, part del sulfat i el sulfonat dona lloc a petites partícules (aerosols) que actuen com a dispersores de la ra-

diació solar i com a nuclis de condensació de gotes en la formació de núvols. La mida i l'abundància de les gotes determinen tant la durada dels núvols com la seva densitat òptica, és a dir la capacitat dels núvols de reflectir la radiació solar (*l'albedo*). L'albedo dels núvols és un paràmetre climàtic molt important, atès que els núvols actuen de miralls de bona part de la radiació solar i impedeixen que arribi a la superfície i es converteixi en radiació d'ona llarga escalfadora. Dit ras i curt, el DMS emès pels oceans contribueix a refredar el planeta.

De DMS n'hi ha a les aigües de qualsevol mar, generalment en concentracions de nanomols per litre. De fet, aquesta substància és una de les responsables de l'olor del mar, de l'agradable aroma del marisc. Fins i tot s'ha demostrat que alguns ocells marins poden detectar-ne l'olor tot volant, i la utilitzen com a pista per a localitzar proliferacions de plàncton i, per tant, d'aliment.

El 1987, R. Charlson, J. Lovelock, M. Andreae i S. Warren van publicar la hipòtesi que el plàncton marí contribuïa a regular el clima per mitjà de l'emissió de DMS, en el que havia de ser un dels mecanismes més emblemàtics i comprobables de la teoria de Gaia. De fet, aquests autors parlaven, més que de plàncton en general, de fitoplàncton. El seu argument es basava en la suposició que un increment de l'activitat fitoplanctònica (és a dir, bàsicament fotosintètica) comportaria un augment de l'emissió oceànica de DMS, i aquest provocaria un increment de l'albedo dels núvols i, per tant, una reducció de la radiació solar disponible per al fitoplàncton, la qual cosa en faria abaixar l'activitat, inclosa l'emissió de DMS. Fórem, doncs, davant d'un mecanisme de retroacció negativa (autoregulat i estabilitzador) entre biota oceànica i condicions climàtiques (Charlson *et al.*, 1987).

Han passat més de quinze anys i, tot i que hem après moltíssimes coses del cicle de producció i consum del DMS (més de

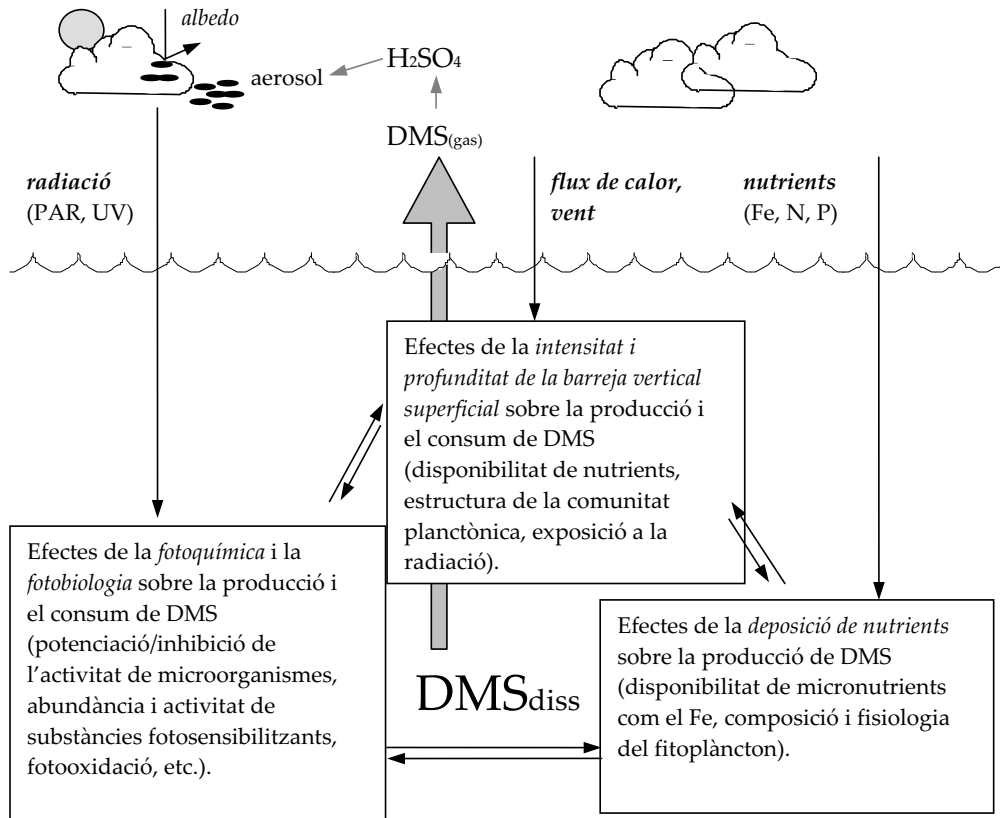


FIGURA 2. Relacions i processos implicats en el cicle oceànic del sofre de dimetil (DMS), l'emissió de sofre volàtil a l'atmosfera, i la formació d'aerosols i gotes de núvol. Noteu que la producció neta de DMS depèn de les condicions fisicoquímiques de la superfície de l'oceà (el que podríem anomenar el *clima oceànic*), les quals depenen de la interacció amb l'atmosfera; al seu torn l'emissió del DMS té el potencial d'afectar les propietats radiatives de l'atmosfera (que són part del *clima atmosfèric*). Tot plegat constitueix un exemple molt interessant de retroaccions entre oceà i atmosfera.

mil articles sobre aquest tema en els últims dotze anys), encara som al principi: el mecanisme que proposaven Charlson *et al.* encara no s'ha pogut confirmar ni rebutjar. Sabem que el DMS prové del trencament enzimàtic del propionat de dimetilsulfoni (DMSP), la forma més abundant de sofre reduït orgànic en moltes espècies d'algues unicel·lulars (fitoplàncton). L'alga sintetitza el DMSP a partir de la metionina, i l'acumula al citoplasma: les seves propietats com a solut compatible el fan un eficient

protector contra el fred i la salinitat del medi. A més, serveix d'antioxidant, de donador de metils en cadenes metabòliques, de vehicle d'expulsió d'excés de sofre i carboni reduïts quan falten nutrients essencials per al creixement i la divisió cel·lulars, i de precursor de senyals químics entre organismes (Kiene *et al.*, 1996; Stefels, 2000; Sunda *et al.*, 2002). I és el principal transportador de sofre entre nivells tròfics en xarxes microbianes (Simó *et al.*, 2002b). Durant aquest transport, el DMSP es transforma, i el DMS

resulta un dels productes de transformació (sovint el minoritari). És a dir, que per entendre què controla la producció i posterior exhalació de DMS a la superfície de l'oceà, ens cal entendre el funcionament de les xarxes tròfiques i l'encaix que hi té el DMSP.

La pregunta de si un augment en la intensitat de la radiació solar suposa un increment de la producció i emissió de DMS (i viceversa), com demana la hipòtesi de Charlson *et al.* (1987), ha rebut fins ara respostes minses i contradictòries. Els experiments amb cultius sotmesos a condicions de llum i temperatura manipulades, que pretenien adreçar els aspectes més fisiològics de l'efecte de la radiació, no han donat resultats prou contundents per establir quin tipus de retroacció pot existir entre l'albedo i el fitoplàncton per mitjà del DMS. Tampoc les observacions de camp no han ofert una correlació positiva entre biomassa o activitat de fitoplàncton i producció/emissió de DMS. Al meu parer, el que ha faltat ha estat entendre que el DMS és un subproducte de les interaccions ecològiques entre tots els membres de la xarxa tròfica (no pas el fitoplàncton sol) i el context geofísic en què es mouen (vegeu la figura 2). Calia, doncs, adreçar el problema a l'escala de l'ecosistema (Simó, 2001).

L'any 1998, per mitjà d'un estudi oceano-gràfic en què vam fer el seguiment d'una mateixa massa d'aigua durant dies, vam observar que l'eficiència de la conversió de DMSP a DMS variava amb la profunditat de la capa de barreja superficial de l'oceà, aquella capa turbulenta que s'installa sobre la barrera de densitat (picnoclina) i que es manté per acció del flux de calor i la fricció del vent. En comparar els nostres resultats amb observacions fetes en altres regions de l'oceà, vàrem veure que la relació entre la profunditat de la capa de barreja i la concentració de DMS semblava que seguia un patró generalitzable: hi havia més DMS en les regions i èpoques de l'any en

què la capa superficial es feia més prima (Simó i Pedrós-Alió, 1999). Per primera vegada havíem relacionat quantitativament el DMS oceànic amb un factor «climàtic». I la relació trobada semblava donar suport a la hipòtesi de Charlson *et al.* de dotze anys enrere. En augmentar la radiació incident, la capa de barreja es fa més prima, més soma, i la resposta del sistema és produir, acumular i exhalar més DMS. Si aquest fa disminuir la radiació, la retroacció negativa està servida.

Tres anys més tard, havíem estat capaços de fer servir la relació entre capa de barreja i DMS per predir la concentració d'aquest en qualsevol punt de l'oceà. Gràcies a la base de dades internacional recollida per Kettle *et al.* (1999), vam trobar un algorisme quantitatiu que relacionava la concentració superficial de DMS amb la concentració de clorofilla *a* i la profunditat de la capa de barreja (Simó i Dachs, 2002). Aquest algorisme l'hem aplicat a climatologies de la capa de barreja de la NOAA (www.dss.ucar.edu/datasets), de clorofilla *a* del satèl·lit SeaWiFS de la NASA (seawifs.gsfc.nasa.gov), de velocitat del vent del satèl·lit SSM/I de la NOAA (www.orbit-net.nesdis.noaa.gov) i de temperatura del mar del satèl·lit ATSR-2 de la ESA (www.odisseo.esrin.esa.it/asst-cgi), i n'hem tret mapes mensuals de la concentració i l'emissió de DMS a l'oceà global (Simó i Dachs, 2002). Per primera vegada comptem amb una eina global, predictiva i quasisinòptica. Això és important perquè, diferentment dels gasos químicament estables en una atmosfera oxidant (com és el cas del CO₂), dels quals cal conèixer essencialment la magnitud de l'emissió global i anual, el DMS i els seus productes d'oxidació són reactius i no es distribueixen homogèniament a la troposfera global. Per avaluar-ne els efectes climàtics cal conèixer de manera sinòptica la regionalitat i l'estacionalitat de les emissions.

A més, l'efecte climàtic contemporani de l'emissió oceànica de DMS depèn fortament

TAULA 1. Substàncies volàtils produïdes per reaccions biològiques i fotoquímiques que l'oceà exhala i que afecten les propietats i la dinàmica química de l'atmosfera. En tots els casos s'ha observat un flux net anual d'emissió de mar a atmosfera, però això no vol dir que durant tot l'any l'oceà superficial estigui supersaturat d'aquestes substàncies; en alguns casos, com els del COS i el CH₃Br, en funció de les taxes d'acumulació a la troposfera i de producció a l'oceà, aquest passa de ser font a embornal segons la regió i l'estació de l'any. La llista pretén ser exhaustiva però no completa

Compost	Importància ^a	Emissió oceànica	Contribució de l'oceà a l'emissió total ^b	Altres fonts ^c	Referències exemple
CH ₄	Efecte hivernacle	11-18 Tg/a	2 %	Llacunes, ramaderia, arrossars	Owens <i>et al.</i> , 1991; Bange <i>et al.</i> , 1994
N ₂ O	Efecte hivernacle	7-11 TgN/a	> 30-50 % ?	Sòls, combustió	Bange <i>et al.</i> , 1996; Naqvi <i>et al.</i> , 1998
Volàtils de sofre: Sulfur de dimetil (DMS)	Balanç global de sofre. Precursor d'aerosols: acidosa atmosfèrica i nucleació en núvols	20-35 TgS/a	> 90 %	Sòls, plantes	Andreae i Crutzen, 1997; Simó i Dachs, 2002
COS	Precursor aerosol estratosfèric	0,15 TgS/a	21 %	Sòls, combustió	Andreae i Crutzen, 1997; Ullshofer <i>et al.</i> , 1995
CS ₂	Precursor de COS	0,15 TgS/a	?	Sòls, llacunes	Xie i Moore, 1999
Volàtils de Se (seleniurs metilats)	Balanç global de seleni	≤ 35 CgSe/a	50-75 %	Sòls, plantes, llacunes	Amoroux <i>et al.</i> , 2001
Volàtils halogenats: CH ₃ I, CH ₂ I ₂	Balanç global de iode, fotoreaccions troposfera, precursor d'aerosols i núvols de condensació	1 TgI/a	> 50 %	Combustió	Moore i Groszko, 1999 O'Dowd <i>et al.</i> , 2002
CH ₃ Br	Destrucció ozó estratosfèric	19 CgBr/a	10 %	Agricultura, combustió	Lobert <i>et al.</i> , 1995; Pilinis <i>et al.</i> , 1996
CH ₃ Cl	Fotoreaccions troposfera, acidosa i destrucció ozó estratosfèric	?	< 50 %	Combustió	Moore <i>et al.</i> , 1995
Altres halometans i haloetans	Destrucció ozó estratosfèric	?	?	Combustió	Moore <i>et al.</i> , 1995
NH ₃ i metilamines (mono-, di- i tri-) Metilnitrats	Acidosa-alcalinitat de l'aerosol	?	?	Sòls, llacunes, plantes?	Quinn <i>et al.</i> , 1988; Gibb <i>et al.</i> , 1999; Jickells <i>et al.</i> , 2003
Hidrocarburs volàtils (C ₂ -C ₄ , isoprè)	Fotoreaccions troposfera	?	?	Combustió, fotoreaccions	Chuck <i>et al.</i> , 2002 Moore i Blough, 2002
	Propietats fotoquímiques troposfera	2,1 Tg/a	menor	Plantes, combustió	Broadgate <i>et al.</i> , 1997

^a Impacte de l'emissió oceànica d'aquest compost en el sistema Terra, principalment en la química de l'atmosfera.

^b Contribució aproximada dels oceans a l'emissió anual d'aquest compost des de totes les fonts a l'atmosfera.

^c Altres fonts conegudes (a banda de l'oceà) d'emissió d'aquest compost a l'atmosfera.

de l'emissió simultània de sofre als continents per l'activitat humana. Dues terceres parts de les emissions de sofre són antropogèniques (70 TgS/any), per 20-30 TgS/any de DMS marí i 7 TgS/any de sofre volcànic. Tanmateix, bona part del sofre antropogènic es diposita de nou als continents. De fet, hom estima que, globalment, només el 37 % del sofre de columna atmosfèrica té origen humà, mentre que el 42 % és oceànic i el 18 % és volcànic (Simó, 2001). Aquests nombres varien molt entre hemisferis: als oceans del nord, el DMS pot arribar a proveir una fracció petita del sulfat climàticament actiu, i el sofre antropogènic satura la formació de nuclis de condensació i inhibeix l'efecte climàtic del DMS, mentre que al sud els oceans poden ser la font majoritària de nuclis de condensació (Vallina, Simó, del Rio, Jurado i Dachs, article en preparació).

En aquests moments combinem l'algorisme amb models ecològics i models de circulació general, amb l'objectiu de predir l'emissió de DMS en condicions d'escalfament global per causa de l'augment de CO₂ atmosfèric. Aviat, doncs, podrem estimar si en el futur els oceans emetran més o menys sofre biogènic d'efecte refredador i, per tant, si actuaran com a fre o accelerador de l'escalfament del planeta predit pels models de canvi climàtic.

Tot aquest treball és part del projecte AMIGOS (*Algoritmos, modelos e integracions globales para el estudio del océano superficial y su papel ante el cambio global*), finançat pel Ministeri de Ciència i Tecnologia.

SÍNTESI I CLOENDA

En aquest article hem fet un repàs (necessàriament ràpid i fragmentat) a les interaccions entre els oceans i l'atmosfera pel que fa a l'intercanvi de substàncies. Aquest intercanvi, en la majoria dels casos amb la biosfera oceànica com a motor, s'ha pro-

duït des dels inicis de la Terra i, sobretot, des dels inicis de la vida sobre la Terra. Les mateixes propietats dels éssers vius que els permeten no solament adaptar-se passivament a l'entorn, sinó també modificar-lo i coevolucionar-hi, han fet que el sistema Terra funcioni d'acord amb una xarxa de retroaccions amb la biosfera pel mig. D'aquí que, a l'hora de preguntar-nos quines són les conseqüències d'una pertorbació a gran escala del sistema, com la que provoquem els humans amb l'increment espectacular de la concentració de CO₂ de l'atmosfera, cal que entenguem al màxim aquesta xarxa. Els oceans són part fonamental del sistema Terra per moltes raons, també per l'exhalació de múltiples substàncies que regulen la composició i dinàmica de l'atmosfera i, de retruc, el clima. Els programes de cooperació internacional, la formació de grups pluridisciplinaris, el desenvolupament de models paral·lelament a l'obtenció de dades de camp i, sobretot, la millora en les eines d'observació (particularment l'ús de sensors remots en satèl·lits orbitals), han fet que l'estudi de l'encaix dels oceans en el sistema Terra hagi progressat enormement. Això no obstant, continua representant un repte científic formidable, a la vegada que altament estimulants per a l'investigador. I, per les òbvies implicacions sociopolítiques del canvi global, és també una responsabilitat indefugible per als que formem la comunitat científica ambientalista.

REFERÈNCIES

- AMOROUX, D.; LISS, P. S. [et al.] (2001). «Role of oceans as biogenic sources of selenium». *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 189, pàg. 277-283.
- ANDREAE, M. O.; CRUTZEN, P. J. «Atmospheric aerosols: biogeochemical sources and role in atmospheric chemistry». *Science*, vol. 276, pàg. 1052-1058.
- BANGE, H. W.; BARTELL, U. H. [et al.] (1994). «Methane in the Baltic and North seas and a reassessment

- of the marine emissions of methane». *Global Biogeochem. Cycles*, vol. 8, pàg. 465-480.
- BANGE, H. W.; RAPSOMANIKIS, S.; ANDREAE, M. O. (1996). «Nitrous oxide in oastal waters». *Global Biogeochem. Cycles*, vol. 10, pàg. 197-207.
- BROADGATE, W. J.; LISS, P. S.; PENKETT, S. A. (1997). «Seasonal emissions of isoprene and other reactive hydrocarbons gases from the ocean». *Geophys. Res. Lett.*, vol. 24, pàg. 2675-2678.
- CHUCK, A. L.; TURNER, S. M.; LISS, P. S. (2002). «Direct evidence for a marine source of C₁ and C₂ alkyl nitrates». *Science*, vol. 297, pàg. 1151-1154.
- CRUTZEN, P. J.; STOERMER, E. F. (2000). *The Anthropocene*. <www.mpch-mainz.mpg.de/air/anthropocene/>.
- GIBB, S. W.; MANTOURA, F. C.; LISS, P. S.; BARLOW, R. G. (1999). «Ocean-atmosphere exchange and atmospheric speciation of ammonia and methylamines in the region of the NW Arabian Sea». *Global Biogeochem. Cycles*, vol. 13, pàg. 161-178.
- JICKELLS, T. D.; KELLY, S. D. [et al.] (2003). «Isotopic evidence for a marine ammonia source». *Geophys. Res. Lett.*, vol. 30, 1029.
- KIENE, R. P.; VISSCHER, P. T.; KELLER, M. D.; KIRST, G. O. (ed.) (1996). *Biological and environmental chemistry of dmSP and related sulfonium compounds*. Plenum Press.
- LOBERT, J. M.; BUTLER, J. H. [et al.] (1995). «A net sink for atmospheric CH₃Br in the East Pacific Ocean». *Science*, vol. 267, pàg. 1002-1005.
- LOVELOCK, J. E. (1995). *The ages of Gaia*, 2a ed. Oxford University Press.
- (2000). *Homage to Gaia*. Oxford University Press.
- MOORE, R. M.; BLOUGH, N. V. (2002). «A marine source of methyl nitrate». *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29, 10.1029/2002GL014989.
- MOORE, R. M.; GROSZKO, W. (1999). «Methyl iodide distribution in the ocean and fluxes to the atmosphere». *J. Geophys. Res.*, vol. 104, pàg. 11 163-11 171.
- MOORE, R. M.; TOKARCZYK, R. [et al.] (1995). «Marine phytoplankton as a source of volatile organohalogen». A: A. GRIMVALL; E. W. B. DE LEER [ed.], *Naturally-Produced Organohalogenes*. Països Baixos: Kluwer Academic Pub., pàg. 283-294.
- NAQVI, S. W.; YOSHINARI, T.; ALTABET, M. A.; JAYAKUMAL, D. A.; NARVEKAR, P. V.; CODISPOTI, L. A. (1998). «Variability of redox conditions in intermediate waters of the Arabian Sea: Effect on nitrous oxide cycling». *Nature*, vol. 394, pàg. 462-464.
- O'DOWD, C. D.; JIMÉNEZ, J. L. [et al.] (2002). «Marine aerosol formation from biogenic iodine emissions». *Nature*, vol. 417, pàg. 632-636.
- OWENS, N. J. P.; LAW, C. S. [et al.] (1991). «Methane flux to the atmosphere from the Arabian Sea». *Nature*, vol. 354, pàg. 293-296.
- PETIT, J. R.; JOUZEL, J. [et al.] (1999). «Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core». *Nature*, vol. 399, pàg. 429-436.
- PILINIS, C.; KING, D. B.; SALTZMAN, E. S. (1996). «The oceans: A source or a sink of methyl bromide?». *Geophys. Res. Lett.*, vol. 23, pàg. 817-820.
- QUINN, P. K.; CHARLSON, R. J.; BATES, T. S. (1988). «Simultaneous observations of ammonia in the atmosphere and ocean». *Nature*, vol. 335, pàg. 336-338.
- SIMÓ, R. (2001). «Production of atmospheric sulfur by oceanic plankton: biogeochemical, ecological and evolutionary links». *Trends Ecol. Evol.*, vol. 16, pàg. 287-294.
- SIMÓ, R.; ARCHER, S.; PEDRÓS-ALIÓ, C.; GILPIN, L.; STELFOX-WIDDICOMBE, C. (2002a). «Coupled dynamics of DMSP and DMS cycling and the microbial food-web in surface waters of the North Atlantic». *Limnol. Oceanogr.*, vol. 47, pàg. 53-61.
- SIMÓ, R.; DACHS, J. (2002). «Global ocean emission of dimethylsulfide predicted from biogeophysical data». *Global Biogeochem. Cycles*, vol. 16, 1078.
- SIMÓ, R.; GASOL, J. M.; GILI, J. M. (2002b). «L'oceà i el canvi global». *Mètode*, vol. 34, pàg. 23-38.
- SIMÓ, R.; PEDRÓS-ALIÓ, C. (1999). «Role of vertical mixing in controlling the oceanic production of dimethyl sulphide». *Nature*, vol. 402, pàg. 396-399.
- STEFELS, J. (2000). «Physiological aspects of the production and conversion of DMSP in marine algae and higher plants». *J. Sea Res.*, vol. 43, pàg. 183-197.
- SUNDA, W.; KIEBER, D. J.; KIENE, R. P.; HUNTSMAN, S. (2002). «An antioxidant function for DMSP and DMS in marine algae». *Nature*, vol. 418, pàg. 317-320.
- ÜLSHOFER, V. S.; UHER, G.; ANDREAE, M. O. (1995). «Evidence for a winter sink of atmospheric carbonyl sulfide in the northeast Atlantic Ocean». *Geophys. Res. Lett.*, vol. 22, pàg. 2601-2604.
- XIE, H.; MOORE, R. M. (1999). «Carbon disulfide in the North Atlantic and Pacific Ocean». *J. Geophys. Res.*, vol. 104, pàg. 5393-5402.