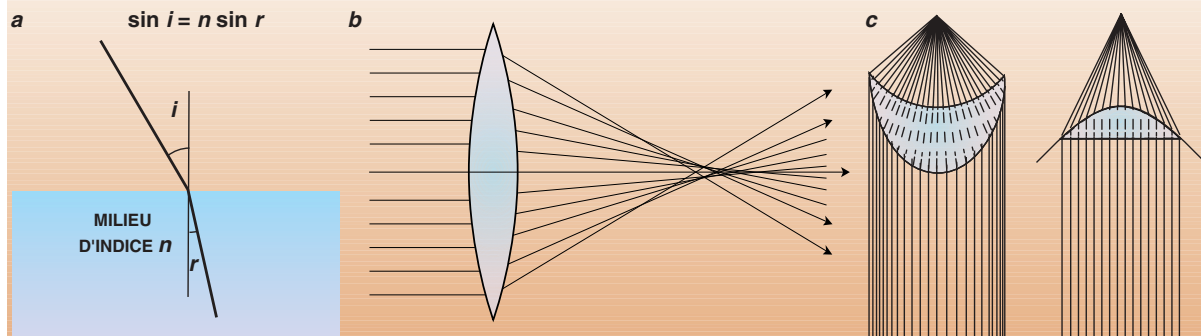




3. Au X^e siècle, Ibn Sahl formula la loi de la réfraction (la déviation d'un rayon lumineux qui passe d'un milieu transparent dans un autre) telle que nous la connaissons aujourd'hui (a). Avec cette loi, il détermina la forme des anacastiques, c'est-à-dire les surfaces des lentilles qui concen-

trèrent tous les rayons incidents en un point unique. En Europe, où ce savoir avait été perdu, Kepler remarqua que ce n'est pas le cas du cercle (b), mais échoua à découvrir les anacastiques. Descartes les publia finalement dans son *Discours de la méthode* en 1637 (c).

massives des principaux auteurs grecs (Euclide, Héron, Ptolémée, Théon... pour l'optique), qui commence sous la dynastie des Omeyyades, au VII^e siècle, les Arabes s'attachent à rectifier les erreurs contenues dans les œuvres grecques.

Sous le règne des Abbassides, à partir de 750, les califes s'enrichissent grâce au commerce à grande échelle : l'empire est alors au maximum de son expansion géographique, il contrôle les routes terrestres et maritimes vers l'Asie. Émerge alors une classe d'intellectuels qui vivent dans les grandes cités du monde arabe, où se constituent des bibliothèques, comme Damas, Bagdad (la nouvelle capitale) ou encore Le Caire. Les califes abbassides pratiquent une politique de mécénat scientifique systématique, permettant de grandes avancées. En optique, l'œuvre la plus monumentale est celle d'Ibn al-Haytham, mais si importante soit-elle, elle ne surgit pas du néant : ce savant est l'héritier d'une longue tradition de penseurs créatifs. Notamment, il eut trois principaux prédécesseurs dans le monde arabe. Lecteurs critiques de l'héritage grec, ils reprennent les textes qu'ils étaient systématiquement par des expériences.

Le premier, Al-Kindi est irakien et passe la majeure partie de sa vie à Bagdad, où il meurt en 866. Philosophe et savant, il est l'auteur de neuf traités d'optique. Dans l'une de ces expériences, il vérifie (à l'aide d'une planche percée d'un trou par lequel passent les rayons) l'égalité des angles d'incidence et de réflexion par rapport à la normale d'un miroir. Le second, Ibn Luka, est lui aussi irakien. Entre 860 et 895, il traduit des ouvrages scientifiques grecs à Bagdad. Puis, il est appelé en Arménie aux côtés du calife, où il publie plusieurs ouvrages sur la réflexion. Un siècle plus tard, à l'époque du troisième prédécesseur d'Ibn al-Haytham, nommé Ibn Sahl, la configuration politique de la communauté musulmane a changé : la dynastie des Abbassides a périéclipsé, laissant émerger des seigneurs locaux. Malgré ce morcellement, la politique de mécénat des princes demeure inchangée, assurant ainsi à Ibn Sahl les conditions matérielles nécessaires à la poursuite de ses travaux. Il passe de l'étude des miroirs à celle des lentilles.

L'ERREUR DE PTOLÉMÉE EST PERPÉTUÉE

Vient ensuite Ibn al-Haytham. Né en 965 en Irak, il quitte son pays pour aller s'installer au Caire, où il passera l'essentiel de sa vie, jusqu'à sa mort en 1040. On sait peu de choses sur lui, sinon que son œuvre scientifique est immense, touchant aussi bien aux mathématiques qu'à l'astronomie. L'optique en est la partie la plus marquante : il écrit plusieurs traités spécialisés (sur l'arc-en-ciel, les ombres, les miroirs sphériques...) qu'il synthétise dans le *Kitâb al-manâzîr*.

Ibn al-Haytham distingue l'optique physique géométrique de l'optique physiologique. Pour les auteurs grecs, le mécanisme de la vision était lié à un rayon qui sortait de l'œil et illuminait

l'objet observé. Ibn al-Haytham montre que la lumière possède une existence propre : elle n'appartient ni à l'objet ni à l'individu qui le voit. En optique géométrique, il consacre le septième chapitre du *Kitâb al-manâzîr* à la réfraction. Comme ses prédécesseurs, il adopte une démarche scientifique rigoureuse, fondée sur l'expérimentation et utilise deux lois qualitatives : (1) le rayon incident, le rayon réfracté et la normale au dioptré (la surface entre les deux milieux) sont coplanaires ; (2) le trajet du rayon qui traverse un dioptré dans un sens est le même que celui du rayon qui le traverse dans l'autre sens. Dans un autre traité, intitulé *La sphère ardente*, il étudie les lentilles sphériques en utilisant les tables numériques de l'*Optique* de Ptolémée (du II^e siècle). L'ouvrage grec aborde la réfraction à l'interface air/verre et air/eau, mais les résultats indiqués ne sont qu'approximatifs.

Or, récemment, un manuscrit d'Ibn Sahl qui contient la forme exacte de la loi de la réfraction a été retrouvé en partie dans la bibliothèque Milli, à Téhéran, et en partie dans celle de Damas, en Syrie. L'auteur de cette découverte, Roshdi Rashed, spécialiste en histoire des sciences arabes de l'Université Paris VII, avait déjà découvert de nombreux manuscrits importants dans les musées de différents pays du monde arabe. Le traité d'Ibn Sahl, intitulé *Sur les instruments ardents*, a été écrit entre 983 et 985. Ibn Sahl y étudie les miroirs ardents, puis les lentilles ardentes. Pour les lentilles, il a besoin de la loi de la réfraction et commence par faire référence à l'*Optique* de Ptolémée, mais rejette les valeurs numériques proposées par l'auteur. Il s'aperçoit que la notion de milieu a une importance capitale et caractérise chacun d'eux par un rapport constant (l'inverse de l'indice de réfraction du milieu, divisé par l'indice de l'air). Puis, il donne la loi moderne de la réfraction. Enfin, il calcule les surfaces anacastiques que Descartes croyait avoir découvertes. Ainsi, Ibn Sahl devrait être reconnu comme le premier à avoir établi la loi de la réfraction.

Outre le manuscrit original d'Ibn Sahl, R. Rashed a également édité et analysé le septième livre de l'*Optique* d'Ibn al-Haytham. Pourquoi ce dernier n'a-t-il pas repris la forme correcte de la loi de la réfraction d'Ibn Sahl, au lieu de continuer à utiliser les tables de Ptolémée, rejetant ainsi dans l'oubli une loi que les opticiens mettront plus de six siècles à retrouver ? Selon R. Rashed, Ibn al-Haytham, ayant introduit en optique et plus généralement en physique la notion même de preuve expérimentale, a voulu obtenir des valeurs numériques à partir de l'expérience.

Brahim GUIZAL et John DUDLEY sont physiciens au Laboratoire d'optique P.M. Duffieux à l'Université de Franche-Comté.

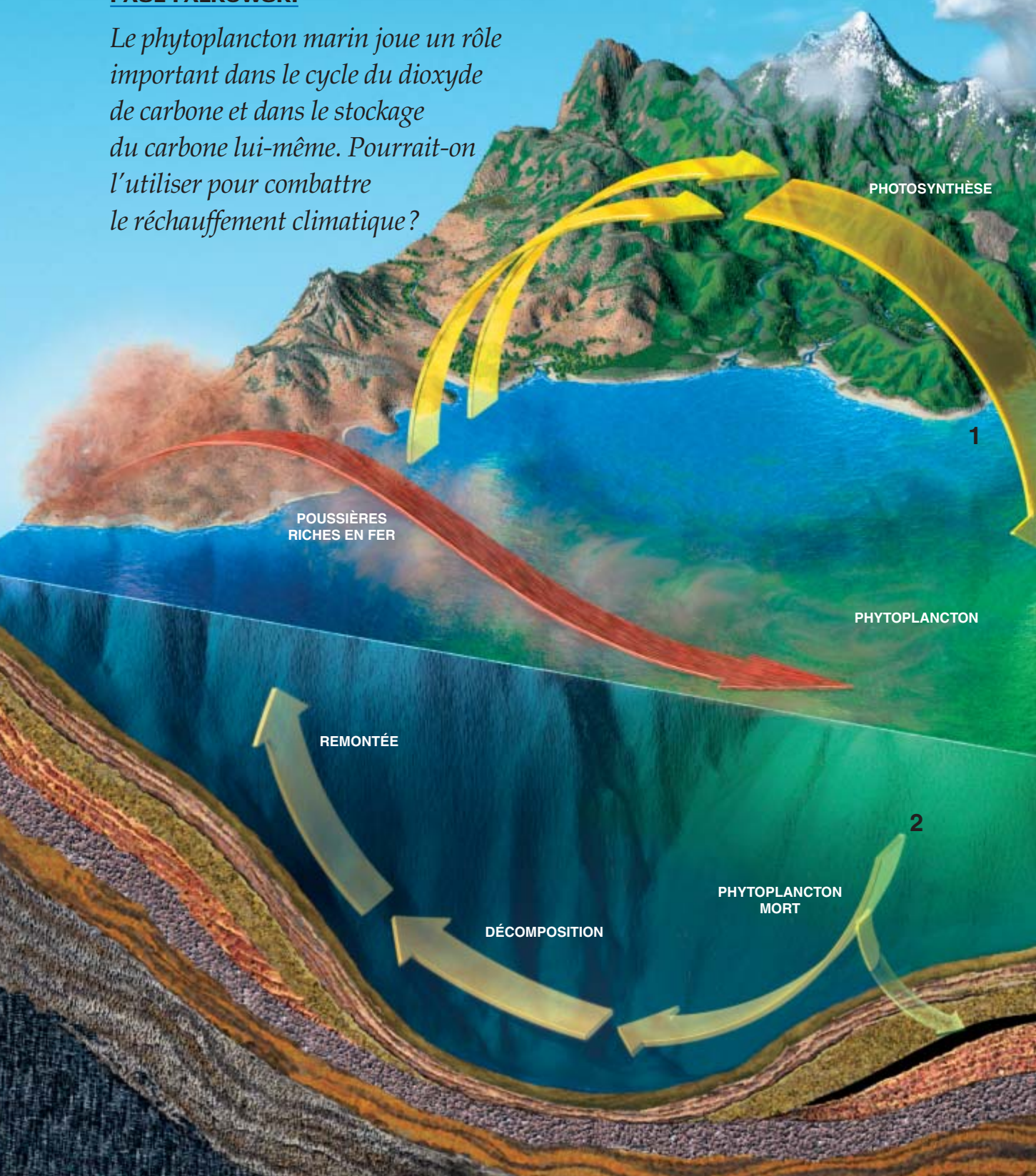
ROSHDI RASHED, *A pioneer in Anacastics : Ibn Sahl, on Burning Mirrors and Lenses*, Isis, 81 464-491, 1990.

ROSHDI RASHED, *Géométrie et dioptrique au X^e siècle*, Paris, Les belles lettres, 1993.

Une forêt sous la mer

PAUL FALKOWSKI

Le phytoplancton marin joue un rôle important dans le cycle du dioxyde de carbone et dans le stockage du carbone lui-même. Pourrait-on l'utiliser pour combattre le réchauffement climatique?





Chaque goutte d'eau des 100 premiers mètres de l'océan contient des milliers de représentants d'une flore microscopique qui flotte au gré des courants, le phytoplancton. Ces organismes unicellulaires peuplent la totalité de la surface couverte par les océans, soit les trois quarts de la surface de la Terre, mais ne comptent que pour moins d'un pour cent des 600 milliards de tonnes de carbone de toute la biomasse végétale. Malgré cette modeste contribution, la forêt planctonique, quasi invisible à l'œil nu, joue un rôle essentiel dans le cycle du carbone. Le phytoplancton a une influence notable sur le climat : il extrait le carbone nécessaire à son développement du dioxyde de carbone atmosphérique. Le phytoplancton mort sombre dans les profondeurs de l'océan, et le carbone y est entraîné. Après un cycle que nous examinerons, il finit par être rejeté dans l'atmosphère.

La quantité gigantesque de dioxyde de carbone ainsi stockée a stimulé l'imagination des climatologues et des biologistes : pourquoi n'utiliserait-on pas le phytoplancton pour piéger le dioxyde de carbone de l'atmosphère, un des principaux gaz à effet de serre ? Pourquoi ne stimulerait-on pas la croissance du phytoplancton grâce à des fertilisants, ce qui augmenterait la biomasse et, par conséquent, le volume de gaz carbonique stocké ? Une brève expérience, menée au début 2002 dans l'océan Austral, a confirmé que l'injection dans les eaux de surface de quantités minimes de fer stimule la croissance du phytoplancton. Cependant, la prudence est de mise tant que l'efficacité et l'innocuité de campagnes à grande échelle de fertilisation des océans ne seront pas avérées.

La Terre, planète verte

Depuis quelque trois milliards d'années, la photosynthèse produit de l'oxygène chez les cyanobactéries – le type de phytoplancton le plus abondant –, et les plantes jouent un rôle essentiel dans le cycle du dioxyde de carbone. Le phytoplancton et toutes les plantes terrestres – qui ont divergé du phytoplancton il y a environ 500 millions d'années – utilisent l'énergie du Soleil afin de produire de l'hydrogène et de l'oxygène à partir de molécules d'eau. L'oxygène, inutile pour la plante, est libéré dans l'atmosphère, et rend possible la vie sur Terre. L'hydrogène sert à la conversion du carbone inorganique du dioxyde de carbone en matière organique – les sucres, les acides aminés et les autres molécules biologiques qui constituent les cellules végétales.

Cette conversion du dioxyde de carbone en matière organique, aussi nommée production primaire, est difficile à

1. LE PHYTOPLANKTON MARIN joue un des principaux rôles dans le cycle du carbone. Les végétaux le constituant utilisent le carbone du dioxyde de carbone atmosphérique pour leur croissance (1). Ils incorporent ainsi chaque année environ 50 milliards de tonnes de carbone dans leurs cellules au cours de la photosynthèse, laquelle est stimulée par du fer contenu dans les poussières portées par le vent. Mort, le phytoplancton s'accumule au fond de l'océan. Certaines cellules se décomposent et libèrent leur carbone sous forme de dioxyde de carbone. Après plusieurs centaines d'années, transporté par les courants, ce dioxyde de carbone regagne la surface et recommence un cycle (2). L'autre fraction des cellules mortes se mélange aux sédiments et reste au fond des mers, se transformant lentement en pétrole ou en roches sédimentaires. Ce carbone intégré aux roches retourne en partie dans l'atmosphère des millions d'années plus tard, pendant les éruptions volcaniques (3), ou, beaucoup plus rapidement, lors de la combustion des combustibles fossiles (4).

évaluer. Il y a encore cinq ans environ, la plupart des biologistes sous-estimaient notablement la quantité de carbone fixée par le phytoplancton, faisant la part trop belle aux plantes terrestres. Au cours de la seconde moitié du XX^e siècle, les biologistes océanographes ont réalisé des milliers de mesures de la productivité du phytoplancton. Cependant ces mesures, faites à des périodes de l'année différentes, étaient si éparpillées à la surface des océans que l'on ne pouvait pas en déduire, même avec l'aide de modèles mathématiques, une estimation fiable de la productivité globale.

Le suivi satellitaire du phytoplancton

La situation a changé en 1997, quand la NASA lança le satellite SeaWiFS, le premier satellite capable de suivre, semaine après semaine, l'évolution du phytoplancton de tous les océans. On distingue ces micro-organismes, grâce au fait que la photosynthèse qui libère l'oxygène ne fonctionne qu'avec la chlorophylle *a*. Ce pigment et d'autres absorbent les longueurs d'onde bleue et verte de la lumière solaire, tandis que les molécules d'eau les diffusent : plus une région de l'océan observée de l'espace paraît sombre, plus elle

contient de phytoplancton. Une simple mesure du rapport entre la lumière bleu-vert émise par cette zone et la lumière totale permet de quantifier la chlorophylle et, par conséquent, le phytoplancton.

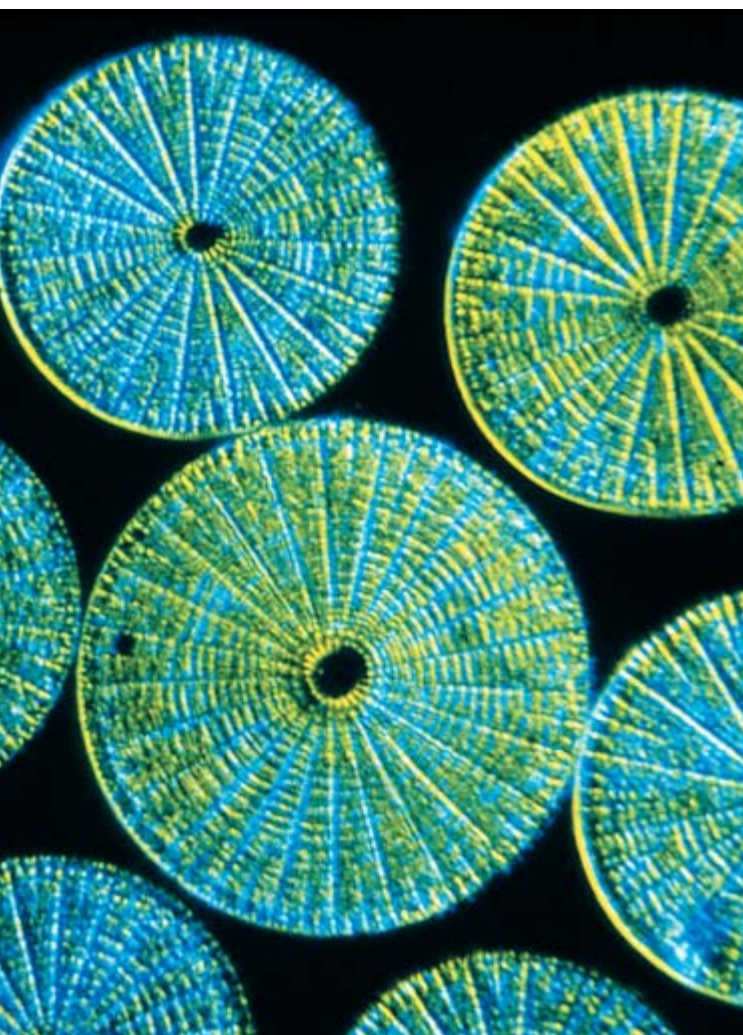
Les images obtenues par satellite de la chlorophylle ainsi que les milliers de mesures de la productivité du phytoplancton ont notablement amélioré les estimations de la productivité primaire totale des océans fournies par les modèles mathématiques. Bien que les diverses équipes aient utilisé des modèles différents, elles sont tous parvenues, en 1998, à la même conclusion étonnante : chaque année, le phytoplancton incorpore approximativement 45 à 50 milliards de tonnes de carbone inorganique – presque le double des estimations antérieures.

En 1998, avec mes collègues Christopher Field et James Randerson, de l'Institut Carnegie de Washington, et Michael Behrenfeld, de l'Université de Rutgers, nous avons comparé ce chiffre avec celui de la production primaire des plantes terrestres obtenue grâce aux images satellites. On admettait, selon d'anciennes estimations, que les plantes terrestres assimileraient jusqu'à 100 milliards de tonnes de carbone inorganique par an. À la surprise de nombreux écologistes, notre analyse a révélé qu'elles n'en assimilent qu'environ 52 milliards de tonnes. En d'autres termes, le phytoplancton absorbe presque autant de dioxyde de carbone de l'atmosphère et des océans, par photosynthèse, que ne le font les arbres, les herbes et toutes les autres plantes terrestres.

En découvrant que le phytoplancton est deux fois plus productif qu'ils ne le pensaient auparavant, les biologistes ont reconsidéré l'importance des restes de phytoplancton dans le cycle du carbone et du dioxyde de carbone. Comme le phytoplancton utilise toute l'énergie solaire qu'il reçoit pour se développer et se reproduire, son cycle de vie est court : la population marine se renouvelle entièrement chaque semaine. Au contraire, les plantes terrestres dépensent une part importante de l'énergie solaire dans la fabrication de bois, de feuilles et de racines, et vivent en moyenne 20 ans. Lorsque les cellules de phytoplancton se divisent – tous les six jours en moyenne – la moitié des cellules filles meurent ou sont ingérées par le zooplancton, des micro-organismes dont se nourrissent les crevettes, les poissons et les grands carnivores.

La capacité du phytoplancton à influencer sur le climat tient à la brièveté de son cycle de vie. À la fin des années 1980, après avoir pris conscience de ce phénomène, on a lancé un programme international de recherche, le JGOFS, dont l'objet est l'étude des flux océaniques globaux. Dès 1988, les scientifiques du JGOFS ont commencé à quantifier le cycle océanique du carbone. Ce cycle commence par le phytoplancton et les animaux qui le consomment : la matière organique des cellules de phytoplancton mort et des matières fécales animales coulent et sont absorbées par des micro-organismes qui la reconvertissent en nutriments inorganiques, notamment en dioxyde de carbone. Ce recyclage se déroule en grande partie dans la couche de l'océan où pénètre la lumière du Soleil et où ont lieu les échanges gazeux entre l'atmosphère et l'eau. Le dioxyde de carbone atmosphérique se dissout dans la couche d'eau superficielle : une partie est utilisée pour la photosynthèse et une partie repasse dans l'atmosphère (il faut environ six ans pour que la totalité des gaz de l'atmosphère s'échange avec les gaz dissous dans la couche supérieure de l'océan).

C'est surtout la matière organique qui sombre au fond de l'océan avant de se désagréger qui influe sur le climat.



2. LES DIATOMÉES sont les géants du monde phytoplanctonique. Ici, l'espèce *Actinocyclus sp.* mesure jusqu'à un millimètre de diamètre.

Quand il est libéré au-dessous de 200 mètres de profondeur, le dioxyde de carbone stagne longtemps, car la température froide et la densité élevée de l'eau l'empêchent de se mélanger avec les eaux supérieures, plus chaudes. Par ce mécanisme de «pompe biologique», le phytoplancton extrait le dioxyde de carbone des eaux de surface et le stocke dans l'océan profond. En 2001, avec Edward Laws, de l'Université d'Hawaï, et trois membres du JGOFS, nous avons évalué à près de huit milliards de tonnes la quantité de carbone ainsi transférée dans les eaux profondes, soit 15 pour cent du carbone que le phytoplancton assimile chaque année.

En quelques centaines d'années, la quasi-totalité des nutriments relâchés en mer profonde remontent en surface en raison des courants ascendants, notamment le long des côtes, et ils y stimulent à nouveau la croissance du phytoplancton. Ce cycle assure l'équilibre de la pompe biologique : la concentration atmosphérique en dioxyde de carbone est environ 200 parties par million inférieure à ce qu'elle serait en l'absence de ce mécanisme. Cette réduction est notable étant donné que la concentration actuelle en dioxyde de carbone est d'environ 365 parties par million.

La pompe biologique

Toutefois, à l'échelle de millions d'années, la pompe biologique «fuit». Environ un demi à un pour cent des cellules mortes du phytoplancton et de la matière fécale se déposent sur les fonds marins avant d'être recyclés dans l'océan supérieur. Une partie de ce carbone est incorporé dans des roches sédimentaires, tels les schistes noirs, le plus grand réservoir de matière organique de la planète. Une toute petite partie est incorporée dans les dépôts de pétrole et de gaz naturel ; le carburant des voitures n'est rien d'autre que des restes fossilisés de phytoplancton.

Comment le carbone des schistes et des autres roches retourne-t-il dans l'atmosphère sous forme de dioxyde de carbone ? Les roches qui le contiennent s'enfoncent d'abord dans les profondeurs de la Terre, dans les zones de subduction. Là, la chaleur et la pression extrêmes font fondre les roches ; les gaz piégés sont libérés et expulsés dans l'atmosphère lors des éruptions volcaniques.

En brûlant les combustibles fossiles, on remet en circulation le carbone piégé environ un million de fois plus vite que ne le font les volcans. Comme les forêts et le phytoplancton ne peuvent absorber le dioxyde de carbone assez vite pour compenser les émissions anthropiques, les concentrations atmosphériques de ce gaz à effet de serre ont augmenté depuis le début de l'ère industrielle. La tendance au réchauffement global observée depuis une cinquantaine d'années est vraisemblablement liée à cette augmentation.

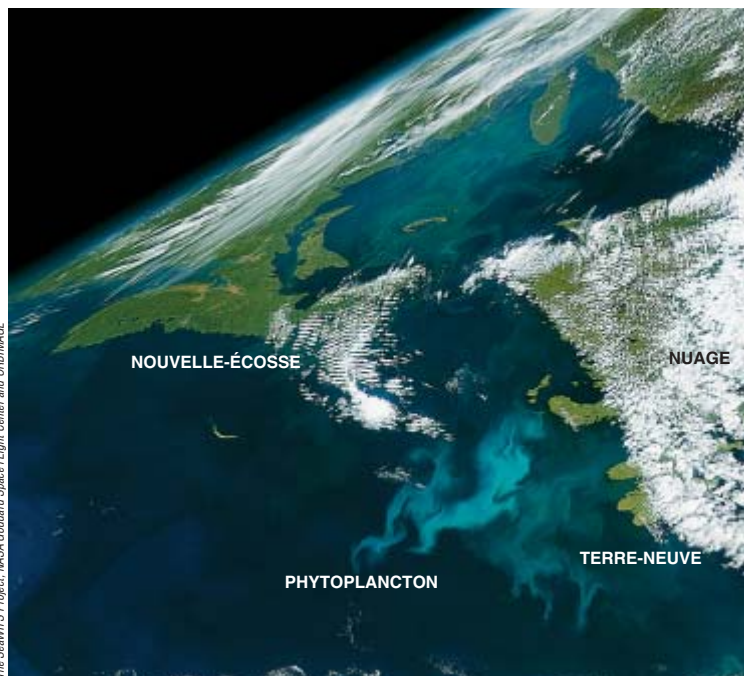
Lorsque les pouvoirs politiques ont commencé à chercher, au début des années 1990, comment limiter cette croissance, ils ont pensé aux océans, qui pourraient piéger tout le dioxyde de carbone émis par la combustion des combustibles fossiles. Plusieurs organismes de recherche publics et privés ont proposé d'accélérer artificiellement la pompe biologique afin d'accroître le stockage dans les roches : on favorise la croissance du phytoplancton, de façon à ce qu'il y ait davantage de cellules mortes qui emportent le carbone vers les profondeurs océaniques. On pourrait stimuler la croissance du phytoplancton en ajoutant des nutriments à la surface de l'océan ou favoriser l'absorption des nutriments qui ne sont pas consommés.

La fertilisation de l'océan

Jusqu'à ce que des mesures faites ces dix dernières années dévoilent la répartition des nutriments dans les océans, les biologistes ignoraient comment stimuler la croissance du phytoplancton. Parmi les deux nutriments primaires indispensables au phytoplancton – l'azote et le phosphore – on a longtemps pensé que le phosphore était le plus rare. Essentiel pour la synthèse des acides nucléiques, le phosphore se trouve exclusivement dans les minéraux phosphatés des roches continentales, et gagne l'océan uniquement par les fleuves. En revanche, le diazote est le gaz le plus abondant dans l'atmosphère terrestre et se dissout dans l'eau de mer.

Au début des années 1980, les biologistes ont réalisé qu'ils surestimaient la quantité d'azote disponible pour le phytoplancton. Le phytoplancton ne peut généralement pas utiliser le diazote pour fabriquer des protéines, tant qu'il n'est pas combiné à de l'hydrogène ou à de l'oxygène sous forme d'ions ammonium (NH_4^+), d'ions nitrite (NO_2^-) ou d'ions nitrate (NO_3^-). L'essentiel de l'azote est fixé par des bactéries et par des cyanobactéries qui le convertissent en ions ammonium, libérés dans l'eau lorsque les organismes meurent et se décomposent. Sans l'action de ces bactéries, l'azote, malgré son abondance dans les océans, est inutile pour le phytoplancton.

La croissance du phytoplancton est toujours limitée par l'azote disponible. Pour catalyser la transformation de l'azote en une forme assimilable par le phytoplancton, les bactéries utilisent une enzyme, la nitrogénase dont le fonctionnement dépend d'un autre élément, le fer. Dans les cyanobactéries, la fixation de l'azote repose sur la production d'adénosine triphosphate (ATP), un mécanisme qui



3. L'EFFLORESCENCE annuelle des phytoplanctons coccolithophores, observée par satellite, s'étend en tourbillons verdâtres sur plusieurs centaines de kilomètres carrés, dans l'océan Atlantique Nord, juste au Sud de Terre-Neuve. Ces efflorescences surviennent au printemps quand les courants font remonter les nutriments des profondeurs vers les eaux de surface, éclairées par le Soleil.

Le risque d'envahissement de l'efflorescence

Dès 1993, commencèrent les premières expériences, à petite échelle, de fertilisation en fer de l'océan. Les biologistes cherchaient à élucider la relation entre une injection de fer, l'accroissement de la photosynthèse, et l'augmentation possible de l'export de carbone vers l'océan profond (la pompe biologique devrait être plus efficace). À ce jour, la relation apport de fer–production accrue de phytoplancton est vérifiée, mais il n'existe pas d'évidence *in situ* que la pompe biologique soit plus efficace ni que la séquestration profonde du carbone soit améliorée.

Parallèlement à ces expériences *in situ*, nous avons examiné à l'aide d'un modèle mathématique simple l'impact sur l'écosystème d'une perturbation transitoire locale, sous la forme d'une injection de fer comme celle pratiquée lors des expériences de terrain. Ce modèle combine les effets du mélange par les tourbillons océaniques et la

croissance du phytoplancton. Il comporte trois éléments qui interagissent : le phytoplancton, le zooplancton et l'anomalie de la concentration en fer. Une première simulation montre que, après l'injection sur un domaine circulaire de 24 kilomètres de diamètre et sans la présence de tourbillons, l'efflorescence de phytoplancton se propage en anneaux circulaires. En présence de tourbillons, le système évolue différemment : des filaments d'efflorescence du phytoplancton se forment et remplissent peu à peu le domaine modélisé (500 kilomètres de côté). On conclut de cette étude qu'une efflorescence du phytoplancton plus étendue que prévue pourrait se produire, en mer, lors d'expériences de fertilisation par le fer.

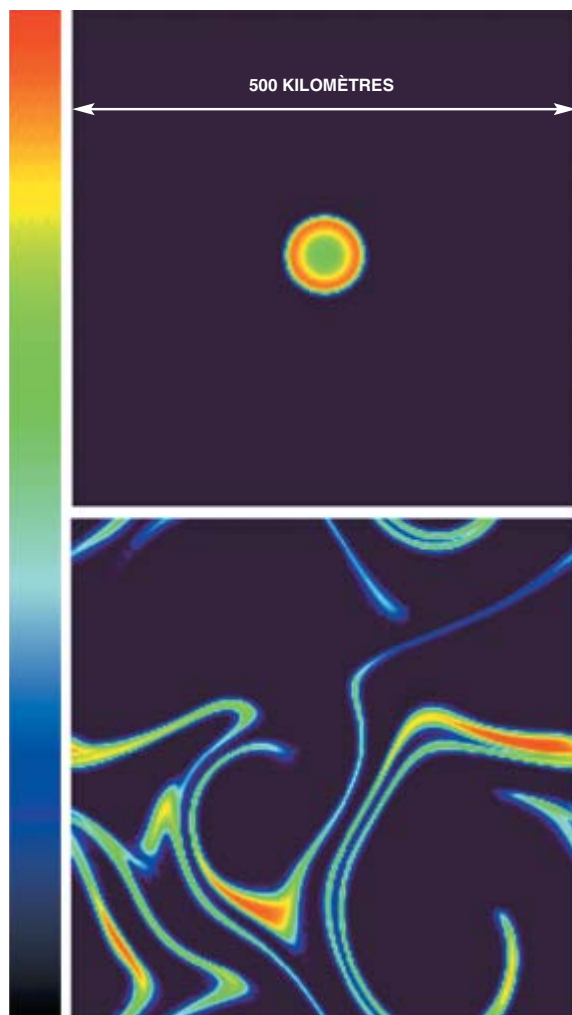
Il s'agit bien sûr d'un modèle simple qui comporte quelques hypothèses quant à la paramétrisation biogéochimique (les liens entre les concentrations de phytoplancton, de zooplancton et de fer), et quant au choix des valeurs numériques des coefficients biologiques, souvent méconnues. Nous avons conduit une analyse de sensibilité où nous avons fait varier l'ensemble des valeurs numériques des paramètres biologiques du modèle. Dans l'espace des paramètres, plusieurs domaines apparaissent : un domaine où l'efflorescence de phytoplancton ne se déclenche pas, un où les concentrations de phytoplancton deviennent oscillatoires (état d'équilibre instable), un où l'efflorescence se déclenche, mais ne se propage pas, et celui où l'efflorescence se propage par filaments.

Les valeurs numériques des paramètres dans ce dernier cas sont tout à fait raisonnables et il ne faut donc pas exclure sur le terrain des conséquences altérant notablement l'écosystème marin naturel. Notre description de l'élément fer est rudimentaire dans le modèle, puisque nous ne considérons pas les diverses formes possibles du fer en milieu océanique. L'écoulement physique considéré est lui aussi simplifié. Toutefois, il nous semble primordial de rappeler qu'une analyse détaillée de l'écosystème est un prérequis à toute « manipulation océanique » du fer (les interactions des processus biologiques, chimiques et physiques dans l'océan sont complexes et non linéaires). Ces connaissances ne semblent acquises que dans le cadre d'expériences menées à petite échelle.

L'utilisation de la fertilisation massive de l'océan par le fer pour réguler le climat semble attirer de nombreux industriels. En effet, dans le marché global du commerce des émissions de carbone et des « crédits de carbone », nombre d'entreprises se lancent dans des projets de fertilisation de grande ampleur et semblent plus concernées par le profit économique potentiel que par les conséquences à long terme sur l'équilibre du système océanique. Pourtant, comme le soulignait une océanographe américaine, Penny Chisholm, avant de décider du devenir du patrimoine commun, il faut savoir tirer les leçons de nos erreurs passées (accroissement inconsidéré de la production d'oxyde d'azote, combustion accélérée des énergies fossiles...). La fertilisation massive de l'océan aura sans nul doute des conséquences imprévisibles. La leçon est simple : la fertilisation de l'océan ne peut être maintenue sur le long terme. Alors pourquoi commencer ?

Un nouveau programme en océanographie intitulé OCEANS (analyse des écosystèmes et de la biogéochimie marins) se met en place ; son objectif est une meilleure compréhension de la sensibilité de l'océan au changement global, et une étude approfondie des cycles biogéochimiques, des réseaux trophiques marins et de leurs interactions. Dans ce programme, la connaissance de la dynamique du fer (ses sources, ses réserves, sa disponibilité et sa distribution spatiotemporelle) et de son évolution dans un climat changeant reste un enjeu majeur.

Joël SUDRE et Véronique GARÇON, Laboratoire d'études en géophysique et océanographie spatiale – CNRS, Toulouse



Modélisation de la concentration de phytoplancton dans une portion d'océan de 500 kilomètres de côté dans une zone sans tourbillons (en haut) et dans une zone tourbillonnaire (en bas). Sur l'échelle de couleurs, la concentration est nulle dans les zones sombres et maximale dans les zones orangées. Dans la zone calme, on constate, 150 jours après l'ajout du fer, une croissance homogène avec un maximum (en orange). Dans la zone avec tourbillons, « observée » 90 jours après l'addition du fer, d'immenses filaments d'efflorescence envahissent la portion d'océan modélisée.

nécessite beaucoup de fer. C'est pourquoi de nombreux océanographes pensent que le fer limite la quantité de diazote fixée par ces organismes.

Au milieu des années 1980, John Martin, aux Laboratoires *Moss Landing Marine*, en Californie, avait émis l'hypothèse que la faible quantité de fer disponible limite la production de phytoplancton dans de nombreuses zones océaniques. En évaluant précisément l'abondance de ce métal dans les mers, il découvrit que sa concentration dans l'océan Pacifique équatorial, l'océan Pacifique Nord-Est et l'océan Austral est si basse que le phosphore et le diazote dissous dans les eaux de surface ne sont jamais épuisés.

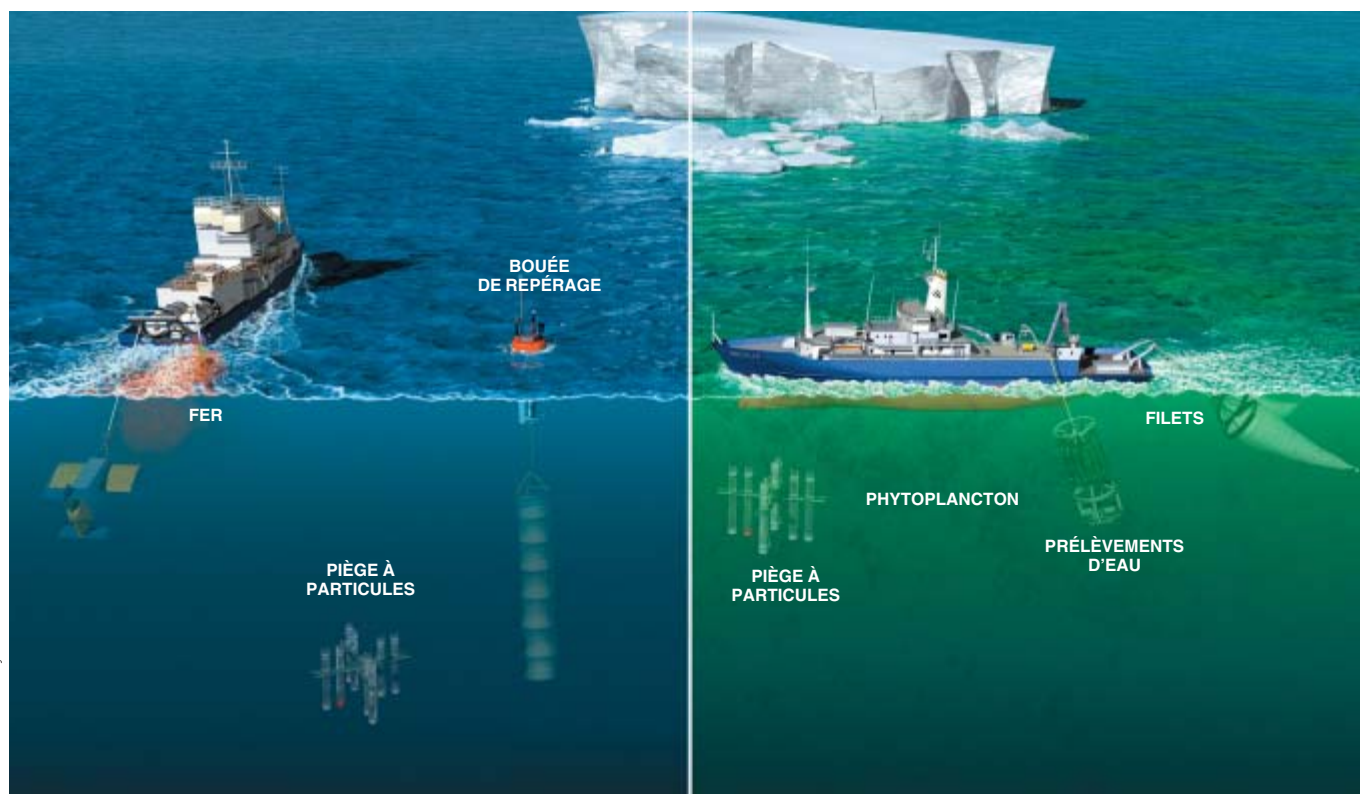
L'hypothèse de J. Martin fut d'abord controversée, en partie parce que des mesures antérieures avaient montré – à tort – que le fer était très abondant. J. Martin et ses collègues ont montré que le fer marin de surface provient quasi exclusivement de poussières apportées par le vent. Aujourd'hui on sait que dans de vastes zones de l'océan éloignées des terres la concentration en fer, élément indispensable, dépasse rarement 0,2 partie par milliard – entre un cinquantième et un centième des concentrations de phosphate ou d'azote inorganique fixé.

Des preuves enfouies au sein des couches profondes des glaces de l'Antarctique ont conforté l'hypothèse de J. Martin. Le prélèvement de glace à Vostok – un enregistrement des 420 000 dernières années de l'histoire de la Terre – indique que, comparées à celles des périodes chaudes, la quantité

de fer et la taille des particules de poussière étaient notablement supérieures pendant les périodes glaciaires. Au cours de ces périodes glaciaires, les continents étaient desséchés, et les vents forts, de sorte que beaucoup de fer et de poussières étaient arrachés aux continents et projetés dans l'atmosphère.

J. Martin et d'autres biologistes ont également remarqué que lorsque la quantité de poussières est élevée dans l'atmosphère, la concentration en dioxyde de carbone est basse et *vice versa*. Cette relation indique qu'un apport accru de fer dans les océans pendant les périodes glaciaires les plus froides a favorisé à la fois la fixation d'azote et l'utilisation des nutriments par le phytoplancton. La productivité du phytoplancton a augmenté, ce qui a stimulé l'effet de pompe biologique : la quantité de dioxyde de carbone extrait de l'atmosphère et solubilisé dans l'eau de mer a augmenté.

Pouvait-on reproduire sur des échelles de temps réduites les réactions du phytoplancton enregistrées au fil des changements de conditions climatiques qui se sont déroulés sur des milliers d'années? En 1993, J. Martin et ses collègues ont mené dans l'océan Pacifique équatorial la première expérience de croissance accélérée de phytoplancton en haute mer. Leur bateau de recherche transportait des réservoirs contenant quelques centaines de kilogrammes de fer dissous dans de l'acide sulfurique dilué. Ils ont déversé lentement la solution dans l'océan à mesure qu'ils parcouraient un carré de sept kilomètres de côté. Le résultat de cette



4. DU FER a été déversé dans la mer pour stimuler la production de phytoplancton. Une expérience menée au début de l'année 2002 a confirmé que d'infimes quantités de fer favorisent la croissance du phytoplancton. Un premier bateau (à gauche) a déversé environ une tonne de fer dissous sur quelque 300 kilomètres carrés au Sud de la Nouvelle-Zélande. Les biologistes ont repéré les zones fertilisées sur des cartes. Ils ont également placé sous l'eau des pièges à particules

pour intercepter le phytoplancton en train de sombrer vers les profondeurs. Un second bateau (à droite) prit la mer trois semaines plus tard pour observer la croissance du phytoplancton. Les biologistes ont relevé les pièges à particules et utilisé divers équipements pour évaluer les modifications du plancton et des nutriments. D'après les premiers résultats, le fer dissous dans de l'acide sulfurique dilué et dans de l'eau de mer a décuplé la vitesse de croissance du phytoplancton.

première expérience fut prometteur, mais non décisif, en partie parce qu'ils n'ont pu observer la réaction du plancton qu'une semaine durant. Le même groupe a répété l'expérience en 1995 et a pu poursuivre ses observations pendant quatre semaines : ils ont constaté sans ambiguïté que le fer ajouté accroît énormément la photosynthèse du phytoplancton, ce qui entraîne une «efflorescence» de ces micro-organismes, colorant les eaux en vert.

La fertilisation de l'océan

Depuis, trois autres groupes (en Nouvelle-Zélande, en Allemagne et aux États-Unis) ont démontré sans équivoque que l'ajout de petites quantités de fer dans l'océan Austral stimule la productivité du phytoplancton. L'expérience de fertilisation réalisée à plus grande échelle date des mois de janvier et de février 2002. Au cours du projet SOFeX, mené par l'Institut de recherche aquatique de la baie de Monterey et par le Laboratoire Moss Landing Marine, on a montré qu'une tonne de solution de fer dispersée sur environ 300 kilomètres carrés a décuplé la productivité primaire, en huit semaines.

Ces résultats ont convaincu la plupart des biologistes que le fer accélère la croissance du phytoplancton aux hautes latitudes, mais on ignore encore si cette productivité accrue renforce la pompe biologique et augmente le stockage de dioxyde de carbone dans les profondeurs de l'océan. Toutefois, selon les modèles mathématiques les plus récents, même si le phytoplancton incorporait tout l'azote et tout le phosphore disponibles dans les eaux de surface de l'océan Austral pendant les 100 prochaines années, 15 pour cent seulement du dioxyde de carbone libéré par la combustion des combustibles fossiles serait recapturé.

Malgré toutes les incertitudes concernant la fertilisation des océans, quelques groupes de laboratoires privés et publics travaillent sur des projets à grande échelle. Une entreprise a proposé de faire déverser par les navires de commerce qui traversent régulièrement l'océan Pacifique Sud de petites quantités d'un mélange d'«engrais». D'autres groupes étudient la possibilité de déclencher la floraison de phytoplancton en déversant directement dans les eaux côtières, par des tuyaux, des nutriments, dont le fer et l'ammoniaque.

Il n'est pas encore parfaitement établi que ces stratégies de fertilisation des océans soient un jour applicables. Pour être efficace, la fertilisation devra être conduite chaque année pendant des décennies. Comme la circulation océanique finit par remonter en surface les eaux profondes, tout le dioxyde de carbone supplémentaire stocké par la pompe biologique regagnerait l'atmosphère, quelques centaines d'années après la dernière campagne de fertilisation. En outre, quelles seraient les conséquences de telles opérations ? Les fermiers ne parviennent pas à confiner les engrais dans un champ, alors que dire de fertilisants déversés dans des océans turbulents ? Pour cette raison, de nombreux experts craignent que cette fertilisation à grande échelle cause des dommages à long terme qui seraient difficiles, voire impossibles, à endiguer.

Ainsi, on risquerait de perturber la chaîne alimentaire marine. Les simulations informatiques et les études des efflorescences naturelles de phytoplancton montrent que l'augmentation de la productivité primaire entraînerait un déficit en oxygène. Les micro-organismes qui consomment les cellules de phytoplancton mortes lorsqu'elles sombrent dans les profondeurs consomment parfois l'oxygène plus vite que

la circulation océanique ne le remplace. Dans ces conditions, les animaux incapables de s'échapper vers des eaux plus riches en oxygène suffoqueraient.

Solution providentielle ou boîte de Pandore ?

De telles conditions favorisent également la croissance de microbes qui produisent du méthane et de l'oxyde d'azote, deux gaz à effet de serre dont la capacité à piéger la chaleur est supérieure à celle du dioxyde de carbone. D'après l'Office américain des océans et de l'atmosphère, un déficit en oxygène et d'autres difficultés dues à l'excès de nutriments ont déjà dégradé la qualité de l'eau sur plus de la moitié des côtes des États-Unis ; c'est notamment le cas de la «zone morte» dans la partie Nord du golfe du Mexique. Des difficultés similaires surgissent dans diverses régions du monde.

Même si les éventuelles conséquences néfastes de la fertilisation étaient jugées acceptables, encore faudrait-il s'assurer que de telles mesures compenseraient les réactions des plantes et des océans à un monde plus chaud. En comparant des images obtenues par satellites au début des années 1980 et dans les années 1990, on constate que l'océan a tendance à verdir, mais plusieurs biologistes ont souligné qu'une augmentation de la productivité primaire ne garantit pas un stockage plus important du carbone dans les profondeurs océaniques. Ce pourrait même être l'inverse qui se produit. Selon des simulations numériques, le réchauffement augmenterait la stratification de l'océan, l'eau douce venant de la fonte des glaciers et des icebergs restant au-dessus de l'eau de mer salée, plus dense. Une telle stratification ralentirait la capacité de la pompe biologique à transporter le carbone de la surface vers les profondeurs.

De nouveaux satellites observent quotidiennement le phytoplancton, et les futures expériences de fertilisation à petite échelle nous permettront de mieux comprendre le comportement du phytoplancton. L'idée de développer de grands projets de fertilisation des océans pour modifier le climat reste débattue au sein de la communauté scientifique et parmi les autorités politiques. Pour beaucoup, le bénéfice temporaire des projets de fertilisation ne justifie pas les dégâts, imprévisibles, mais inévitables, que subiront les écosystèmes marins. Aujourd'hui, la société voudrait en appeler au phytoplancton actuel pour l'aider à résoudre un problème lié en partie à la combustion du phytoplancton fossile !

Paul FALKOWSKI est professeur à l'Institut de sciences marines et côtières et au Département de géologie de l'Université Rutgers.

Paul FALKOWSKI et John RAVEN, *Aquatic Photosynthesis*, Blackwell Scientific, 1997.

Paul FALKOWSKI et al., *The Global Carbon Cycle : A Test of Our Knowledge of the Earth as a System*, in *Science*, vol. 290, pp. 291-294, 13 octobre 2000.

P. CHISHOLM, *Stirring times in the Southern Ocean*, in *Nature*, vol. 407, pp. 685-687, 2001.

Z. NEUFELD, P. HAYNES, V. GARÇON et J. SUDRE, *Ocean fertilization experiments may initiate a large scale phytoplankton bloom*, in *Geophysical Research Letters*, n°1129, 10.1029/2001GL013677, 2002.
