

## **Évolution du climat et de l'océan**

M. Édouard BARD, membre de l'Institut  
(Académie des sciences), professeur

COURS : L'OCÉAN ET LE CHANGEMENT CLIMATIQUE.  
INTERACTIONS AVEC LA CHIMIE ET LA BIOLOGIE MARINES

Le cours a été consacré au devenir du CO<sub>2</sub> d'origine anthropique et à sa séquestration partielle dans l'océan. Ceci nous a conduits à aborder la complexité du cycle du carbone océanique avec ses interactions entre la chimie et la biologie marines.

### **Cycle du carbone océanique et pompage physique du gaz carbonique**

Comme le montrent les mesures à l'observatoire de Mauna Loa à Hawaii, la pression partielle de CO<sub>2</sub> atmosphérique a fortement augmenté depuis 315 ppm à la fin des années 50, pour atteindre aujourd'hui la teneur de 400 ppm (parties par million en volume). À part une petite variation saisonnière (< 10 ppm), l'évolution continue du CO<sub>2</sub> correspond à une augmentation annuelle d'environ 1 à 2 ppm. En tenant compte des mesures équivalentes pour d'autres stations, on peut directement convertir cette augmentation en milliards de tonnes (GtC) de carbone par an (ou pétagramme : 10<sup>15</sup> g PgC). Actuellement, l'évolution du stock atmosphérique est d'environ 4 à 5 GtC/an. Cette augmentation peut être comparée directement avec les différentes émissions d'origine anthropique, notamment la combustion des fuels fossiles et la déforestation. L'émission actuelle est estimée à environ 10 GtC/an. En considérant les bilans d'émissions depuis le début de l'ère industrielle, il est aussi possible d'estimer un total cumulé d'environ 350 GtC injecté sous forme de CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère (ou ≈ 530 GtC si l'on inclut la déforestation). La comparaison directe entre les émissions de CO<sub>2</sub> et l'évolution du stock atmosphérique montre qu'environ la moitié du CO<sub>2</sub> émis n'est plus dans l'atmosphère. Cette constatation au premier ordre est vraie à la fois pour l'augmentation actuelle (10 vs 5 GtC/an) et pour les évolutions cumulées depuis la teneur préindustrielle de 280 ppm mesurée dans les bulles des carottes de glace

de l'Antarctique. En fait, les molécules de gaz carbonique en excès ont diffusé vers d'autres réservoirs du cycle du carbone, notamment la biosphère terrestre et les sols ainsi que l'océan dont il est question dans ce cours.

L'océan est un énorme réservoir de carbone qui en contient environ 60 fois plus que l'atmosphère. Les flux bruts annuels entre l'atmosphère et l'océan sont un ordre de grandeur plus important que la perturbation anthropique. Néanmoins, ces flux bruts conduisaient à un équilibre qui maintenait des stocks de carbone à l'état stationnaire au cours des siècles et millénaires. Malgré la relative petitesse du flux de carbone anthropique, il est possible de suivre sa pénétration dans l'océan et de quantifier le stockage annuel pour vérifier le bilan établi en calculant la différence entre les émissions et le stock atmosphérique.

La première preuve de l'injection du CO<sub>2</sub> anthropique dans l'atmosphère vient de la mesure de la teneur en carbone 14 du CO<sub>2</sub>. Les combustibles fossiles ne contenant plus de <sup>14</sup>C, ces mesures permettent d'étudier le mélange du carbone anthropique avec le carbone naturel. Le <sup>14</sup>C nous procure, en quelque sorte, une photo en négatif de la contamination du CO<sub>2</sub>. C'est d'ailleurs comme cela que l'invasion du carbone fossile a été détectée la première fois dans les années 1950 par Hans Suess, qui mesurait la teneur en <sup>14</sup>C dans les cernes des arbres pour remonter au-delà du XIX<sup>e</sup> siècle. Cette mise en évidence par le <sup>14</sup>C a précédé celle de l'augmentation du CO<sub>2</sub> atmosphérique réalisée à l'observatoire de Mauna Loa par Dave Keeling. Les données montrent une diminution graduelle d'environ - 25 ‰ du rapport <sup>14</sup>C/<sup>12</sup>C de l'atmosphère jusqu'au milieu des années 50. À partir de cette date, l'atmosphère a été enrichie subitement par du <sup>14</sup>C créé par les essais aériens de bombes thermonucléaires. Un peu plus d'une tonne de <sup>14</sup>C artificiel a été injecté dans la stratosphère. Après son homogénéisation dans la troposphère, on a pu suivre la diminution du rapport <sup>14</sup>C/<sup>12</sup>C liée à la diffusion des molécules de CO<sub>2</sub> marquées par le <sup>14</sup>C thermonucléaire et par la dilution due à la combustion des carbones fossiles, dépourvus de <sup>14</sup>C.

Une première méthode pour calculer la quantité de CO<sub>2</sub> pénétrant chaque année dans l'océan est de mesurer le flux net de CO<sub>2</sub> à l'interface air-mer. Ce flux dépend du déséquilibre entre la pression partielle atmosphérique en CO<sub>2</sub> et sa fugacité à la surface de l'océan. Le flux dépend non seulement de ce gradient des pressions partielles, mais aussi de la solubilité du CO<sub>2</sub> et d'un coefficient de vitesse de transfert du gaz, lui-même fonction de l'état de surface de la mer lié à la vitesse du vent. Les analyses de pCO<sub>2</sub> sont réalisées au laboratoire (absorption IR, chromatographie en phase gazeuse) ou *in situ* avec des capteurs colorimétriques automatisés. Depuis 40 ans environ trois millions de mesures de la pCO<sub>2</sub> de l'océan de surface permettent de cartographier les flux locaux en fonction des saisons dans tout l'océan mondial. La carte des flux de CO<sub>2</sub> présente des gradients très marqués, avec des zones puits aux moyennes latitudes (i.e. flux nets positifs : de CO<sub>2</sub>, de l'atmosphère vers l'océan) et des zones sources aux basses et hautes latitudes (i.e. flux nets négatifs : donc de l'océan vers l'atmosphère). Ces différences de comportement sont dues à la dynamique océanique et à la répartition naturelle du carbone dans l'océan. Pour estimer un flux global, il est crucial de tenir compte de la saisonnalité des températures et des vents qui contrôlent la solubilité et le coefficient d'échange. Par cette méthode des flux d'échange locaux, il est possible d'estimer un flux annuel moyen d'environ  $2 \pm 1$  GtC/an pour l'année 2000, date à laquelle les émissions de carbones fossiles étaient de 7 GtC/an (et de 8 GtC/an en incluant la déforestation). L'océan pompe donc en moyenne 30 % des émissions de CO<sub>2</sub> issues des combustibles fossiles.

## Productivité marine et pompage biologique du carbone

En parallèle à l'étude de l'interface air-mer, il est logique d'essayer de suivre directement l'invasion de  $\text{CO}_2$  anthropique dans les profondeurs de l'océan. Le problème est que la teneur en  $\text{CO}_2$  dissous varie beaucoup de la surface à 5 km de profondeur ainsi qu'en fonction du bassin océanique considéré. La perturbation attendue est donc plus petite que les gradients naturels, notamment les contrastes entre la surface et le fond ainsi que les différences systématiques entre les bassins océaniques profonds, depuis de faibles teneur en Atlantique nord jusqu'aux maximales du Pacifique nord-est.

Afin de quantifier les anomalies récentes, il est important de bien comprendre la distribution naturelle du carbone inorganique dans l'océan. Le  $\text{CO}_2$  atmosphérique se dissout dans l'eau de mer et son hydratation conduit à la formation d'acide carbonique avec deux dissociations. La teneur totale en  $\text{CO}_2$  ( $\text{TCO}_2$ ) est donc constituée de  $\text{CO}_2$  aqueux et hydraté, ainsi que d'ions carbonates et bicarbonates, de loin les plus concentrés. En profondeur, le  $\text{TCO}_2$  augmente à cause de la reminéralisation des tissus mous et durs du plancton : oxydation biologique de la matière organique par les bactéries marines et dissolution physicochimique du carbonate de calcium solide. Ceci explique les covariations fines (rapports de Redfield) observées entre le  $\text{TCO}_2$  et les sels nutritifs dissous, notamment les ions phosphates et nitrates. Cette reminéralisation profonde couplée à la dynamique physique de l'océan permet d'expliquer la distribution des éléments nutritifs en surface, et, par conséquent, la productivité biologique primaire. Cette distribution est en accord avec les cartographies de la chlorophylle de surface réalisées par les satellites (*Coastal Zone Color Scanner CZCS* suivi de *Sea-viewing wide field-of-view Sensor SeaWiFS*). Les spectromètres embarqués mesurent la couleur de la mer, la concentration en chlorophylle étant corrélée au rapport des réflectances dans le bleu et le vert.

Les gradients naturels du  $\text{TCO}_2$  s'expliquent en tenant compte de la solubilité du  $\text{CO}_2$  et de la productivité phytoplanctonique en surface, suivie d'une reminéralisation en profondeur. L'oxydation de la matière organique consommant de l'oxygène dissous, on observe une anticorrélation entre les teneurs de  $\text{TCO}_2$  qui augmentent et l' $\text{O}_2$  dissous qui diminue durant le transport des masses d'eaux profondes. Ce transport du  $\text{CO}_2$  peut être étudié de façon indépendante en mesurant les rapports  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  du  $\text{TCO}_2$  des masses d'eau. La comparaison des mesures récentes avec celles précédant les essais thermonucléaires, permet d'inventorier la pénétration du  $^{14}\text{C}$  artificiel et de le différencier du  $^{14}\text{C}$  naturel utilisé pour dater les masses d'eaux.

Il n'est malheureusement pas possible de suivre la même approche pour inventorier le  $\text{CO}_2$  anthropique. En effet, l'anomalie de concentration est plus faible, en terme relatif, et plus ancienne que pour l'anomalie anthropique du  $^{14}\text{C}$  qui a débuté à la fin des années 50. Nous ne disposons pas de mesures du  $\text{TCO}_2$  avant la période industrielle. Il est cependant possible de reconstituer l'état pré-anthropique de l'océan qui prévalait lorsque la teneur en  $\text{CO}_2$  atmosphérique était d'environ 280 ppm. Cette méthode indirecte repose sur le calcul de la fraction reminéralisée en profondeur. Elle implique de tenir compte des mesures des autres espèces dissoutes (oxygène, phosphate, nitrates, alcalinité), de leur advection par la circulation ainsi que de relations empiriques du bilan de reminéralisation (équations de bilans chimiques fondées sur la « stœchiométrie » moyenne des organismes marins avec les rapports de Redfield).

Depuis 40 ans, des milliers de mesures de  $\text{TCO}_2$ , de  $^{14}\text{C}$  et d'autres espèces dissoutes ont permis de quantifier l'inventaire de  $\text{CO}_2$  anthropique dans l'océan et de calculer l'augmentation actuelle. Les estimations convergent vers un inventaire de 155 GtC avec environ 20 % d'erreur. L'océan a donc absorbé environ 45 % des émissions cumulées de carbones fossiles (ou 30 % si l'on tient compte de la déforestation). Cette technique conduit à une augmentation actuelle de  $2,5 \pm 0,5$  GtC/an à comparer aux émissions de carbone fossile (8,5 GtC/an) ou aux émissions totales incluant la déforestation (10 GtC/an). Cette estimation est compatible avec celle réalisée à partir de la cartographie des flux à l'interface air-mer. L'océan absorbe donc actuellement 30 % des émissions de carbone fossile ou 25 % en incluant la déforestation. Les pourcentages de séquestration sur les stocks cumulés sont supérieurs à ceux des flux récents (45 vs 30 %). Cette diminution récente est principalement liée à la progression des émissions : moins de 2 GtC/an jusqu'aux années 50 alors qu'elles sont actuellement de plus de 10 GtC/an.

### Pompage du carbone déterminé à partir de ses isotopes

Les grandes incertitudes associées au bilan du carbone océanique obligent les géochimistes à rechercher d'autres méthodes pour estimer la séquestration océanique. Le carbone naturel contient environ 1 % d'isotope 13. Le rapport  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C}$ ) présente des variations dans les différents réservoirs du cycle du carbone. Ces différences sont dues à des fractionnements d'équilibre thermodynamique ou à des fractionnements cinétiques liés à la vitesse des réactions biologiques. Par rapport à l'énorme réservoir de l'océan profond, le  $\text{CO}_2$  atmosphérique est déficitaire en  $\delta^{13}\text{C}$  de  $-7$  ‰, et les carbones issus de la photosynthèse présentent des  $\delta^{13}\text{C}$  allant de  $-20$  à  $-30$  ‰. Par effet de bilan de la photosynthèse du plancton, le  $\text{TCO}_2$  dissous en surface est excédentaire en  $^{13}\text{C}$  d'environ 1 à 2 ‰. La distribution océanique du rapport  $\delta^{13}\text{C}$  du  $\text{TCO}_2$  dissous suit logiquement les effets de la reminéralisation déduite du carbone total : corrélation positive entre le  $\delta^{13}\text{C}$  et la teneur en  $\text{O}_2$  et corrélations négatives avec les éléments nutritifs. Cette distribution stationnaire naturelle a été perturbée par l'injection de  $\text{CO}_2$  généré par la combustion des carbones fossiles et par la déforestation. Les deux sources sont issues de la photosynthèse, les charbons, lignites et hydrocarbures présentant des  $\delta^{13}\text{C}$  variés suivant leurs origines et âges géologiques.

À partir de mesures du  $\delta^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  atmosphérique, directement dans l'air ou dans les bulles d'air occluses dans les glaces polaires, ou à partir de la cellulose des anneaux d'arbres, il est possible de quantifier la diminution progressive du  $\delta^{13}\text{C}$  atmosphérique liée aux émissions anthropiques. Cette anomalie d'environ  $-1,5$  ‰ depuis le XIX<sup>e</sup> siècle se propage dans l'océan et il est donc possible de la suivre par des mesures directes sur le  $\text{TCO}_2$  de l'eau de mer depuis les années 70 (campagnes GEOSECS) ainsi que sur des coraux massifs ou des éponges calcaires présentant des cernes annuels comme les arbres. Le  $\delta^{13}\text{C}$  de l'océan de surface suit celui de l'atmosphère avec un délai de quelques années. Depuis les années 80, des mesures saisonnières de la  $\text{pCO}_2$  océanique, du  $\text{TCO}_2$  et du  $\delta^{13}\text{C}$  sont réalisées pour plusieurs stations, notamment aux Bermudes et à Hawaï. Les évolutions parallèles des différentes espèces chimiques confirment la diminution progressive du  $\delta^{13}\text{C}$  et son utilité pour distinguer la propagation du carbone anthropique des effets naturels saisonniers liés à la productivité biologique et au mélange des masses d'eau.

Environ 25 000 mesures du  $\delta^{13}\text{C}$  ont été réalisées en surface et en profondeur durant les campagnes océanographiques WOCE des années 90. Les profils de  $\delta^{13}\text{C}$  sont comparés à ceux mesurés dans les années 70 pour en déduire un inventaire océanique de la pénétration du  $^{13}\text{C}$  qui dépend de chaque zone géographique considérée. L'accord avec les inventaires du  $^{14}\text{C}$  thermonucléaire confirme la complémentarité des deux isotopes pour étudier la séquestration du carbone anthropique par l'océan. L'absorption pour la période allant des années 70 aux années 90 correspond à  $1,5 \pm 0,6$  GtC par an, à comparer aux émissions de carbones fossiles de l'ordre de 5 GtC sur la même période (6 GtC/an avec la déforestation). On retrouve donc que le pompage océanique représente environ 30 % des émissions de carbones fossiles en accord avec les méthodes fondées sur les mesures du carbone total.

### Diminutions de l'oxygène atmosphérique et océanique

La combustion des carbones fossiles s'accompagne d'une consommation de l'oxygène de l'air. De façon similaire au  $\text{CO}_2$  atmosphérique dans le cycle du carbone, la teneur en  $\text{O}_2$  avait atteint un équilibre stationnaire à long terme avant la perturbation anthropique. Pour établir ce bilan il faut comparer les flux couplés  $\text{O}_2\text{-CO}_2$  entre l'atmosphère, la biosphère continentale et l'océan. La première composante est due à la photosynthèse et à la respiration des végétaux continentaux, ainsi qu'à l'oxydation de la matière organique dans les sols. La seconde composante correspond aux échanges des gaz  $\text{O}_2$  et  $\text{CO}_2$  à l'interface air-mer. La biosphère océanique consomme et relargue les deux gaz dans les processus de synthèse du plancton et de reminéralisation par les bactéries. Les masses totales des biosphères étaient en équilibre avec des flux nets, nuls entre les réservoirs. Ceci conduisait à des concentrations stables en  $\text{CO}_2$  et en  $\text{O}_2$  dans l'atmosphère et l'océan. Néanmoins, les concentrations océaniques présentaient des gradients géographiques et bathymétriques importants mais stables.

Les flux anthropiques ont entraîné un déséquilibre conduisant à des flux nets vers l'océan et la biosphère continentale qui déstabilisent les concentrations atmosphériques. Les pompes biosphériques et océaniques diffèrent par leurs influences sur les teneurs atmosphériques. Celle de l' $\text{O}_2$  diminue avec la combustion et augmente avec la fertilisation de la biosphère. La teneur en  $\text{CO}_2$  augmente avec les émissions de combustion et diminue avec la fertilisation de la biosphère continentale. Les équations de bilan pour l' $\text{O}_2$  et le  $\text{CO}_2$  sont reliées entre elles par des coefficients représentant la stœchiométrie moyenne des réactions de photosynthèse et de combustion des carbones fossiles. Le bilan du  $\text{CO}_2$  inclut un terme supplémentaire de diffusion vers l'océan lié à la différence des pressions partielles à l'interface air-mer créée par l'excès du  $\text{CO}_2$  anthropique dans l'atmosphère.

La perturbation anthropique d' $\text{O}_2$  est très faible par rapport à la pression partielle d' $\text{O}_2$  de l'air (21 %). C'est pour cette raison qu'il a fallu attendre les années 90 avant de pouvoir détecter la diminution anthropique de l'oxygène alors que les premières mesures fiables de  $\text{CO}_2$  atmosphérique remontent au XIX<sup>e</sup> siècle. Quelques décennies après les premiers essais de mesure du  $\text{CO}_2$  par Alexandre von Humboldt, c'est le français Jules Reiset qui publia en 1872 la première valeur correcte de l'atmosphère. Elle était déjà anthropisée à l'époque avec 294 ppm, c'est-à-dire une quinzaine de ppm au dessus de la teneur naturelle. Humboldt et Gay-Lussac

mesurèrent aussi la teneur en O<sub>2</sub> par voie chimique, mais ils ne purent mettre en évidence de variations significatives (« d'après toutes nos expériences, il n'y a pas de variations de plus d'un millième dans la quantité d'oxygène que contient l'air »).

Les premières mesures précises d'O<sub>2</sub> (avec une incertitude < 1 ppm) ont été obtenues au début des années 90 par réfractométrie (San Diego) et par spectrométrie de masse (Princeton et Hobart). La première technique repose sur le fait que l'indice de réfraction de l'air dépend (faiblement !) du rapport O<sub>2</sub>/N<sub>2</sub>. Actuellement la teneur en O<sub>2</sub> atmosphérique est mesurée pour une vingtaine de stations réparties à la surface de la planète. Toutes les stations montrent une même tendance à long terme de diminution d'O<sub>2</sub> et d'augmentation du CO<sub>2</sub>.

Par contre, les variations saisonnières diffèrent entre les deux gaz en fonction des latitudes. Les cycles saisonniers de CO<sub>2</sub> et d'O<sub>2</sub>, dépendent de l'importance relative des effets des biosphères continentales et océaniques, ainsi que des effets thermiques (par ex. la solubilité) et dynamique (couche mélangée océanique). Le pompage saisonnier de la biosphère continentale est prépondérant dans l'hémisphère nord. Dans l'hémisphère sud, la biosphère océanique joue un rôle important illustré par la saisonnalité de l'O<sub>2</sub>. Néanmoins, l'amplitude de variation du CO<sub>2</sub> est faible car elle est lissée, ce gaz s'équilibrant plus lentement avec le CO<sub>2</sub> total dissous, composé essentiellement d'ions bicarbonates.

Les tendances pluriannuelles en CO<sub>2</sub> et O<sub>2</sub> peuvent être introduites dans les deux équations de bilan décrites plus haut afin d'en tirer les deux inconnues du système, le flux net de la pompe océanique (pour le CO<sub>2</sub>) et le flux de la pompe biosphérique (pour O<sub>2</sub> et CO<sub>2</sub>). En fait, les données montrent que le système ne peut pas être bouclé. Il faut faire intervenir une troisième inconnue, équivalente à un petit flux d'O<sub>2</sub> de l'océan vers l'atmosphère. Des recherches complémentaires ont permis de montrer que ce flux d'O<sub>2</sub> est lié au dégazage de l'océan en réponse au réchauffement des eaux de surface (environ + 1 °C depuis un siècle). En plus de cet effet direct sur la solubilité d'O<sub>2</sub>, il faut intégrer d'autres perturbations récentes de l'oxygène océanique (stratification des eaux de surface, baisse de la ventilation, eutrophisation côtière). De nombreuses mesures de l'évolution récente des teneurs en O<sub>2</sub> permettent de quantifier la troisième inconnue du bilan géochimique. Au final, le puits de carbone océanique déduit par cette approche est de  $2,2 \pm 0,6$  GtC/an pour la décennie de 1993 à 2003, à comparer aux émissions de carbones fossiles d'environ 7 GtC/an (8 GtC/an avec la déforestation). On retrouve donc de façon indépendante que le puits océanique représente environ 30 % des émissions de carbones fossiles ce qui est compatible avec les trois techniques de cartographie des flux air-mer et des inventaires du CO<sub>2</sub> anthropique et de ses isotopes (<sup>13</sup>C, <sup>14</sup>C).

### **Acidification de l'océan et chimie des carbonates**

L'invasion du CO<sub>2</sub> anthropique induit une acidification des masses d'eaux de surface qui constitue une cinquième preuve quantitative de sa séquestration océanique. Le CO<sub>2</sub> atmosphérique se dissout dans l'océan pour former du CO<sub>2</sub> aqueux dont l'hydratation conduit à la formation d'acide carbonique. Ce diacide faible présente deux dissociations produisant des ions hydronium (H<sub>3</sub>O<sup>+</sup>), ainsi que des ions bicarbonates (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> ≈ 89 %) et des carbonates (CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> ≈ 11 %).

L'eau de mer est une solution tampon dont les variations de pH sont limitées : en surface sa valeur varie de 8 à 8,3 (voire 8,5 dans les cas de forte photosynthèse du

phytoplancton), alors qu'en profondeur le pH diminue jusqu'à 7,4 entre 1 000 et 2 000 m de profondeur où les bactéries reminéralisent la matière organique. En surface, les organismes du plancton modifient aussi le pH à cause de la synthèse de la matière organique qui consomme des ions  $H_3O^+$ , et de la précipitation du carbonate de calcium qui en produit en déplaçant les équilibres acido-basiques. Cette synthèse biologique induit donc un pompage du  $CO_2$  de l'atmosphère vers l'océan (la pompe organique) et un effet de relargage de  $CO_2$  de l'océan vers l'atmosphère (la « contre-pompe » du calcaire, c'est-à-dire de carbonate solide).

Des milliers de mesures de  $TCO_2$  et de l'alcalinité des eaux de surface ont permis de cartographier les gradients géographiques du pH, avec des minima dans la zone équatoriale, et des maxima aux hautes latitudes et dans les zones côtières très productives. Depuis les années 90, des mesures directes du pH, avec une résolution saisonnière, sont disponibles pour les stations d'Hawaïi, des Bermudes et des Canaries. Les trois séries temporelles montrent une diminution progressive similaire, équivalente à environ 0,02 unité pH par décennie. Grâce aux estimations de l'invasion du  $CO_2$  anthropique décrites précédemment, il est possible d'estimer que le pH moyen a diminué d'environ 0,1 unité depuis le début de l'ère industrielle, ce qui s'accorde avec l'extrapolation de la baisse actuelle du pH.

Des analyses directes du pH de l'eau de mer sont aussi réalisées dans les couches profondes de l'océan. La comparaison des mesures obtenues lors de campagnes océanographiques successives permet d'évaluer l'évolution transitoire du pH. Néanmoins, ces mesures doivent être corrigées des changements de l'advection des masses d'eau et de la reminéralisation organique afin de pouvoir en déduire l'anomalie liée à la propagation du  $CO_2$  d'origine anthropique. L'exemple du Pacifique nord montre une acidification sur 15 ans détectable jusqu'à 500 m de profondeur.

L'évolution du pH affecte les conditions de précipitation du calcaire dans l'océan réalisé principalement par des organismes biologiques libres (par ex. coccolithophoridés, foraminifères, ptéropodes...), ou fixés (comme les coraux et de nombreux mollusques). Par ailleurs, le carbonate de calcium est synthétisé essentiellement sous deux formes allotropiques, calcite et aragonite, dont les produits de solubilité sont différents. Le calcaire est plus soluble à basse température et à haute pression, l'aragonite étant plus soluble que la calcite pour les mêmes conditions. En surface, le degré de saturation est supérieur à l'unité, mais avec des gradients géographiques importants : forte sursaturation intertropicale et faibles valeurs aux hautes latitudes et dans les zones de remontée d'eaux profondes (*upwelling*). En profondeur, la sous-saturation est atteinte à cause de l'effet de pression, mais des gradients géographiques importants sont liés aux différences de pH générées par reminéralisation de la matière organique. La profondeur de saturation dans le Pacifique est donc beaucoup plus faible que dans l'Atlantique nord (< 1 km et > 4 km respectivement).

L'acidification par dissolution du  $CO_2$  anthropique entraîne une diminution des concentrations en ions carbonates ce qui abaisse le degré de saturation de la calcite et de l'aragonite (environ 4 % sur 10 ans à Hawaïi). La zone intertropicale étant naturellement très sursaturée, cette anomalie a encore peu d'impact géochimique. Néanmoins, certaines zones à plus hautes latitudes sont plus proches de la saturation et le  $CO_2$  anthropique a effectivement atteint la profondeur de saturation de l'aragonite dans le Pacifique nord et l'océan Austral, ainsi que pour la calcite dans le Pacifique Nord. Dans ces régions, l'excès de  $CO_2$  contribue donc à faire remonter

la limite de saturation vers la surface. Ce phénomène est aujourd'hui détectable en surface des zones d'*upwelling* au large des côtes nord-américaines de la Colombie-Britannique jusqu'à la péninsule de Californie.

Certaines régions côtières sont même devenues sous-saturées vis-à-vis de la précipitation d'aragonite. Ces changements récents, imputables à l'acidification par le CO<sub>2</sub> anthropique, commencent à avoir des répercussions sur les organismes marins calcificateurs. On peut citer le cas de l'impact sur la production de larves d'huîtres (naissain) dans les écloséries (couvoirs) ostréicoles de l'état de l'Oregon.

Des études expérimentales sont réalisées pour étudier l'influence de l'acidification sur des organismes marins comme les ptéropodes, les algues coccolithophoridés et les coraux (incubations, mésocosmes). Ces expériences d'acidification plus élevée que l'actuelle permettent d'étudier les réponses des différentes espèces et des écosystèmes miniatures (par ex. Biosphere-2 en Arizona).

L'acidification de l'Océan est directement liée à son rôle de puits de carbone qui « éponge » environ un tiers des émissions de carbone fossile. Cependant, le rôle futur de l'Océan n'est pas une simple extrapolation des tendances actuelles. En effet, plusieurs phénomènes physico-chimiques et biologiques affectent la capacité de l'océan à absorber l'excès de CO<sub>2</sub>. Il faut donc évaluer les changements actuels et futurs des trois principales pompes à CO<sub>2</sub> : la pompe physico-chimique qui subit le réchauffement et la stratification des masses d'eau, la pompe organique, avec des changements de la productivité primaire et de la reminéralisation bactérienne, et, enfin, la contre-pompe du calcaire affectée par les changements de productivité biologique. Les projections à plus long terme doivent aussi faire intervenir les réactions géochimiques avec les roches et sédiments.

### Enseignements hors de Paris

Cinq cours à l'École polytechnique fédérale de Zurich (ETHZ), à l'université de Heidelberg et à l'université Aix-Marseille ont été consacrés à l'étude de la dernière déglaciation, du réchauffement et de la montée du niveau marin associés. L'impact sur les fleuves a été abordé à partir de nos résultats récents obtenus sur des archives sédimentaires prélevées en mer Noire, dans le golfe de Gascogne et au sud de la Papouasie Nouvelle-Guinée.

#### SÉMINAIRE : ARCTIQUE : LES GRANDS ENJEUX SCIENTIFIQUES

Pour compléter les dix cours à Paris, Aix-en-Provence, Zurich et Heidelberg, quinze séances de séminaires ont été organisées dans le cadre d'un symposium intitulé « Arctique : Les grands enjeux scientifiques ». Cet événement a eu lieu du 3 au 5 juin 2013 au Collège de France et était organisé en partenariat avec le Chantier arctique du CNRS-INSU.

« Le climat arctique est en train de changer, et ce à un rythme qui a surpris [...] la communauté scientifique. Mais les faits sont là, incontournables. Si les changements en cours et à venir offrent pour certains de vastes opportunités économiques, ils sont aussi à l'origine de perturbations majeures de l'environnement ». Ces premiers mots prononcés par Alain Fuchs, président du CNRS, lors du discours d'inauguration, ne pouvaient mieux introduire la situation en Arctique dans le



contexte actuel de réchauffement global, ainsi que les conséquences qui en découlent à l'échelle locale et mondiale. Les objectifs du colloque étaient de faire le point sur les grands enjeux scientifiques et les avancées récentes dans le domaine de l'Arctique, de mobiliser la communauté scientifique, toutes disciplines confondues, autour de ces enjeux, et de mettre en évidence les avenues les plus prometteuses pour rapidement améliorer notre compréhension de ce système complexe.

*Intervenants :*

- Édouard Bard (Collège de France & CEREGE, Aix-en-Provence) : « Le climat arctique dans un contexte global et temporel ».
- Julienne Stroeve (NSIDC, université du Colorado à Boulder, États-Unis) : « Causes et implications de la réduction de la banquise arctique ».
- Michel Allard (Centre d'études nordiques, université Laval, Canada) : « Les impacts du dégel du pergélisol sur les écosystèmes et les communautés arctiques ».
- Dorte Dahl-Jensen (Centre for Ice and Climate, université de Copenhague, Danemark) : « Les carottes de glace parlent du changement climatique passé et actuel en Arctique – que se passe-t-il ? ».
- Philippe Archambault (Institut des sciences de la mer de Rimouski, Canada) : « La biodiversité marine et son influence sur le fonctionnement des écosystèmes ».
- Kathy Law (LATMOS-IPSL, CNRS – UPMC – UVSQ) : « Pollution de l'Arctique : sources, transport et impacts ».
- Minik Rosing (Museum d'Histoire naturelle du Danemark, université de Copenhague, Danemark) : « Groenland – les traces les plus anciennes de la vie sur Terre ».
- Anne-Victoire Charrin (INALCO, Centre de recherche Europes-Eurasie) : « Peuples de l'Arctique : orientations socioculturelles et enjeux ».
- Éric Dewailly (Faculté de Médecine de l'université Laval, Canada) : « Risques et bénéfices de l'alimentation traditionnelle inuit ».
- Aurélien Domergue (LGGE, CNRS et UJF Grenoble, Institut universitaire de France) : « Le changement climatique augmente-t-il les rejets toxiques en Arctique ? ».
- Dominique Berteaux (Chaire du Canada en biodiversité nordique, Canada) : « État et tendances de la biodiversité arctique ».
- Dominique Samson (INALCO, Centre de recherche Europes-Eurasie) : « L'Arctique russe contemporain : entre développement et éthique ».
- Bert Rudels (Institut météorologique Finlandais, Helsinki, Finlande) : « Le climat de l'océan arctique – un équilibre entre forçage radiatif local, transport de chaleur et eau douce ».
- Jörn Thiede (Académie des sciences et des lettres de Mayence, Centre Helmholtz de recherche sur l'Océan, GEOMAR, Allemagne) : « Défis dans l'exploration géologique de l'océan Arctique ».
- Gerhard Krinner (LGGE, CNRS et UJF Grenoble) : « Les pergélisols et leur rôle dans le climat global ».

La première journée de colloque était dédiée aux présentations de scientifiques invités, toutes disciplines confondues : climatologues, océanographes, glaciologues, biologistes, géologues, anthropologues, médecins... Au cours des deuxième et troisième journées, d'autres conférenciers invités ont présenté leurs travaux en lien

avec les sessions thématiques proposées, permettant ainsi de faire un point sur l'état des connaissances pluridisciplinaires en zone arctique.

Dans sa présentation introductive, Édouard Bard a rappelé le rôle fondamental de la zone arctique et de sa glace de mer pour la formation des eaux profondes de l'océan Atlantique nord. Ainsi, les variations climatiques en région arctique ont une importance à l'échelle planétaire de par leur implication à la source même de la circulation thermohaline globale. Le professeur Bard a également illustré la sensibilité de l'Arctique à travers divers exemples de fluctuations climatiques passées de cette région : au Crétacé, la « Méditerranée » arctique, déjà positionnée au niveau du pôle Nord, connaissait des températures moyennes annuelles de l'ordre de 15 °C ; puis à partir de l'Éocène, le climat général s'est progressivement refroidi, et l'Arctique a vu l'arrivée de glace de mer saisonnière ; l'ouverture du détroit de Fram au Miocène a permis les échanges d'eau profonde avec l'océan Atlantique ; puis au Pliocène et Pléistocène, l'entrée en conditions cycliques glaciaire/interglaciaire ont conduit à la mise en place de banquise pérenne pluriannuelle, même lors des périodes interglaciaires.

Dorthe Dahl-Jensen, professeur à l'université de Copenhague, a présenté l'intérêt de l'étude des carottes de glace de la calotte groenlandaise. Avec le projet NEEM, le plus récent forage de glace au Groenland, les variations du climat ont pu être reconstituées jusqu'à l'Éémien (l'avant-dernier interglaciaire), qui était plus chaud de 8 °C que notre interglaciaire actuel à la position de NEEM. Pendant l'Éémien, la calotte du Groenland a subi des épisodes de fonte, avec de brefs passages à des températures supérieures à zéro ou des précipitations sous forme de pluie. Le projet de forage a permis aux équipes sur le terrain d'observer en juillet 2012, un événement de fonte sans précédent pour notre interglaciaire. Cet événement, qui a touché l'ensemble du Groenland, est le témoin des conséquences du réchauffement climatique d'origine anthropique particulièrement important pour les régions arctiques, où la température s'élève 2,5 fois plus rapidement que dans le reste du monde. Ces dernières décennies, la calotte groenlandaise a ainsi perdu 50 % de sa masse par fonte notamment au niveau de ses marges et par décharge d'icebergs dans l'océan, contribuant ainsi significativement à l'élévation du niveau de la mer.

Julienne Stroeve, du NSIDC et de l'université du Colorado à Boulder (États-Unis), a montré que le réchauffement climatique en arctique affectait aussi considérablement la glace de mer. En moins de 30 ans, la surface couverte par la glace de mer estivale a diminué d'au moins 50 %, avec une accélération ces cinq dernières années, et ce, conjointement avec une réduction d'environ 40 % de l'épaisseur de cette mince couche de glace de mer. De si rapides variations sont imputées au phénomène d'amplification arctique basé sur une rétroaction positive du recul de la banquise : la glace de mer ayant un important albédo (réfléchissant le rayonnement solaire), la réduction de sa surface conduit à une absorption plus importante d'énergie par l'Océan, et donc à un réchauffement qui conduit à son tour à la fonte de la banquise. Comme l'a montré par Bert Rudels de l'Institut météorologique finlandais, c'est le transport de chaleur par l'océan et l'atmosphère des basses latitudes vers les hautes latitudes qui permet de compenser le bilan radiatif négatif de l'Arctique. Actuellement, il semblerait que le transport méridional de vapeur d'eau affecte l'équilibre thermique et radiatif en Arctique et serait responsable de l'amorce de l'amplification thermique, en plus de l'effet des aérosols (suies) et gaz à effet de serre d'origine anthropique. Ces dernières années, la réduction de la banquise semble aller plus vite que les projections les plus pessimistes ne le prévoyaient. Le scénario A1B (le plus réaliste) du GIEC prévoit à l'horizon 2100

une augmentation des températures de 7 °C en Arctique et une quasi-disparition de la banquise et des pergélisols. On comprend qu'il est important d'évaluer les conséquences déjà observables du réchauffement arctique pour pouvoir prendre des mesures nécessaires à la survie de l'environnement et des populations.

Michel Allard (université Laval, Canada) a présenté les effets du réchauffement arctique sur les pergélisols (ou permafrost), ces sols gelés de manière pérenne qui séquestrent une grande quantité de carbone (plus du double du carbone présent dans l'atmosphère). La thermo-érosion des coins de glace entourant les polygones du pergélisol conduit à sa fonte et à son incision, ainsi qu'aux problèmes de stabilité de terrain pour les infrastructures des populations Inuit. Gerhard Krinner (LGGE de Grenoble) a souligné avec précaution la rétroaction potentiellement importante sur le réchauffement que pourrait avoir la libération du carbone du permafrost dans l'atmosphère. Le réchauffement global supplémentaire simulé serait de 0 à 25 %, mais la dynamique est complexe et les processus (hydrologie ; activité microbienne ; quantité, qualité et localisation de la matière organique ; limitation d'azote) sont encore mal connus et souvent mal représentés dans les modèles de grande échelle. De plus, les observations passées ne permettent pas de trancher quant à la libération (à court ou long terme) de carbone dans l'atmosphère. Aussi, les études des permafrosts et des perturbations de leur cycle du carbone méritent-elles d'être approfondies.

Jörn Thiede du Centre de recherche de l'Océan Helmholtz GEOMAR en Allemagne, a présenté l'état des connaissances en terme de géodynamique de l'Arctique. Ce bassin, dont l'origine remonte au Crétacé, possède une dorsale océanique à très faible vitesse d'accrétion en son centre, ainsi qu'un permafrost sous-marin contenant des hydrates de gaz. De par sa difficulté d'accès, peu de données en termes de géodynamique et d'archives sédimentaires sont disponibles pour le bassin arctique. Jörn Thiede a ainsi souligné l'importance d'un effort de coopération internationale pour organiser des missions de terrain dans cette région reculée afin de mieux comprendre l'histoire des environnements arctiques, les caractéristiques géologiques et les ressources de ses fonds marins. En effet, comme l'ont abordé de nombreux orateurs, les changements en cours (réduction de la banquise) ouvrent de nouvelles perspectives économiques pour l'exploitation des minéraux rares, du pétrole et du gaz, dont les ressources sont évaluées par l'U.S. Geological Survey à plusieurs dizaines de milliards de barils. De plus, l'ouverture de la route maritime du Nord permettrait de réduire la distance entre l'Europe et l'Asie de 20 à 25 % et comporte ainsi d'importants enjeux commerciaux.

Certains pays anticipent déjà activement cette ouverture du bassin arctique, sans vraiment se préoccuper des conséquences polluantes à l'échelle locale de ces nouvelles activités anthropiques en sol arctique. Comme Katy Law (LATMOS-IPSL, Paris) l'a expliqué, l'Arctique subit déjà depuis des décennies une pollution anthropogénique allochtone par transport atmosphérique d'aérosols, d'ozone et de méthane des moyennes vers les hautes latitudes, contribuant ainsi au réchauffement autour du pôle Nord. Aurélien Dommergue (LGGE de Grenoble) a montré que les polluants toxiques persistants trouvés en Arctique, tels que le mercure et les POPs (polluants organiques persistants), sont essentiellement apportés par transport atmosphérique ou océanique, mais aussi par des animaux migrateurs (saumons, oiseaux) qui constituent des bio-vecteurs de polluants. Ces substances toxiques sont ainsi présentes en fortes teneurs dans la glace de mer, la neige, les sols et surtout concentrées au gré des échelons trophiques au sein de la chaîne alimentaire par stockage dans les graisses, la viande et le lait. Malgré l'arrêt d'émissions de

certaines sources primaires de pollution, des observations récentes montrent que le réchauffement climatique peut avoir pour conséquence une remobilisation des composants toxiques, par exemple par la fonte de la banquise. Or, la quantification précise de l'impact du changement climatique sur le cycle des polluants reste très difficile du fait de la complexité du comportement physico-chimique des substances dans chacune des interfaces concernées (atmosphère, glace, eau, neige, sol, écosystème, etc.) et du grand nombre de variables impliquées. Une meilleure compréhension de ces systèmes complexes constitue donc un des enjeux scientifiques majeurs.

Le Groenland renferme parmi les traces les plus anciennes de la vie sur Terre, datant de 3,8 milliards d'années, comme l'a exposé Minik Rosing de l'université de Copenhague. Pourtant, la biodiversité et le fonctionnement des écosystèmes actuels sont vulnérables aux changements climatiques. Qui n'a pas entendu parler du péril dans lequel se trouvent les ours polaires ? Ils sont au sommet de la chaîne alimentaire basée sur un écosystème arctique complexe dont les mécanismes sont encore sous-documentés. Philippe Archambault (Institut des sciences de la mer à Rimouski, Canada) a fait le bilan des connaissances sur la biodiversité marine arctique. La nécessité de poursuivre les efforts de regroupement des données à l'échelle pan-arctique a été soulignée. Dominique Berteaux, titulaire de la chaire du Canada en biodiversité nordique, a montré que bien que la biodiversité arctique soit moins développée qu'ailleurs dans le monde, elle est très spécialisée et assez homogène à travers la région arctique. Un à deux tiers des espèces marines sont encore pourtant à découvrir, ce qui complique la détection de grandes tendances de changement. Des exemples de modifications du fonctionnement des écosystèmes actuels, en réponse aux changements globaux (diminution du couvert de glace de mer et de permafrost, acidification et réchauffement de l'Océan) et aux pressions humaines (industrialisation, transport de contaminants, exploitation des espèces) ont été illustrés par les deux orateurs, soulignant ainsi les enjeux scientifiques (meilleure connaissance de la biodiversité et de ses sources de changement), socioculturels (importance culturelle, religieuse et psychologique de la biodiversité pour les Inuits), et économiques (exploitation et gestion de la pêche, industrialisation, exploitation des ressources du sous-sol, transport maritime) en Arctique.

Les peuples autochtones de l'Arctique subissent d'ores et déjà les effets du changement climatique ou de l'anthropisation. Pourtant, ces peuples se caractérisent par une diversité et une richesse culturelle exceptionnelles, comme l'a présenté Anne-Victoire Charrin, chercheuse à l'INALCO. La population Inuit du Nord canadien et du Groenland est constituée d'environ 170 000 individus présentant un socle linguistique commun malgré les grandes distances qui les séparent. La population arctique eurasiatique, elle, compte un million d'individus répartis en une quarantaine de peuples ayant chacun leur dialecte. Afin d'avoir un poids dans les décisions politiques, ces peuples se sont réunis et ont créé le RAIPON (*Russian Association of Indigenous Peoples Of the North*) dont le président élu tient le rôle de porte-parole des autochtones de l'Arctique auprès du pouvoir russe. Comme l'a mentionné Dominique Samson (INALCO), le 18 septembre 2008, la Fédération de Russie a signé un texte posant les bases de sa politique en Arctique, et ce, dans le but de montrer à la scène internationale sa souveraineté en Arctique, et d'anticiper et pallier la disparition des modes de vie des peuples qui y résident. La Russie a ainsi réaffirmé que l'Arctique était sa base stratégique de ressources nécessaires à son développement socio-économique dont elle utilisera la voie maritime par le nord. Il s'agit pour elle

d'une zone de paix et de collaboration dont il faut préserver les systèmes écologiques uniques. Malgré ces apparents efforts pour les communautés arctiques, la culture de ces peuples autochtones a progressivement évolué, notamment avec leur christianisation au moins partielle dès le XVIII<sup>e</sup> siècle, d'où l'évolution de leurs rites religieux, ainsi qu'avec la soviétisation dès les années 1920 par l'éducation des jeunes autochtones en internats, loin de leurs familles et de leur culture.

Sur le plan sanitaire, Éric Dewailly, de la faculté de médecine de l'université de Laval au Canada, a montré que le peuple Inuit, à l'origine bien adapté à son environnement et à son alimentation traditionnelle, est à présent sujet à de nombreux changements environnementaux (expositions aux contaminants : métaux lourds et POPs), climatiques, socio-économiques, alimentaires, conduisant à l'émergence de maladies qui ne touchaient pas ces populations auparavant. Leur santé se dégrade de manière préoccupante, et ils n'ont pas d'infrastructures de soins suffisantes pour l'instant. La survie des peuples de l'Arctique est donc menacée par bien des aspects, et il semble urgent d'agir.

Ces présentations ont apporté un tour d'horizon des connaissances actuelles sur les régions arctiques, permettant à tous d'entrevoir les défis majeurs de demain, tant scientifiques que sociétaux.

#### COLLOQUES ET CONFÉRENCES

##### **Colloque : Climat, Océan et végétation depuis le dernier glaciaire**

Dans le cadre des enseignements à l'université d'Aix-Marseille un colloque a été organisé en partenariat avec le LABEX OT-Med de l'université d'Aix-Marseille. L'événement intitulé « Climat, Océan et végétation depuis le dernier glaciaire » a eu lieu le 19 décembre 2012 sur le campus du Technopole de l'Arbois à Aix-en-Provence. Les intervenants ont été :

- Édouard Bard (Collège de France & CEREGE) « Le réchauffement postglaciaire et ses causes ».
- Peter deMenocal (LDEO, Columbia University, New-York, États-Unis), « Enregistrements sédimentaires des changements climatiques holocènes en Afrique du Nord ».
- Anne de Vernal (GEOTOP, université du Québec à Montréal, Canada) « La glace de mer dans le système paléo-climatique ».
- Pierre Deschamps (CEREGE & IRD) « La remontée du niveau marin au cours de la dernière déglaciation ».
- Claude Hillaire-Marcel (GEOTOP, université du Québec à Montréal, Canada) « Transferts de masse dans l'hydrosphère & l'oxygène 18 des foraminifères ».
- Florence Sylvestre (CEREGE & IRD) « Changements climatiques en Afrique sahélo-saharienne au cours de l'Holocène ».
- Joël Guiot (CEREGE & CNRS) « Changements climatiques et sociétés durant l'Holocène méditerranéen ».

## Le niveau marin depuis 20 000 ans

Édouard Bard (Collège de France & CEREGE) a présenté une conférence intitulée « Le niveau marin depuis 20 000 ans » au colloque « Changement climatique et niveau de la mer ; vulnérabilité côtière et enjeux sociétaux » de la chaire annuelle Développement durable, environnement, énergie et société (Pr Anny Cazenave), qui s'est tenu les 10 & 11 juin 2013 au Collège de France.

## Colloques internationaux

Baroni M., Bard E., Bourlès D., « Identification of the Laschamps geomagnetic dipole low around 41 kyr in the new Talos Dome record (Antarctica) » ; Barlyaeva T., Baroni M., Bard E., « Time lag evolution between  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{14}\text{C}$  and other solar proxies over the last century » ; Cauquoin A., Raisbeck G.M., Jouzel J., Bard E., ASTER Team, « Study of a highly resolved record of  $^{10}\text{Be}$  from EPICA Dome C during MIS 9 as a proxy of solar variations » ; Raisbeck G.M., Cauquoin A., Jouzel J., Bard E., ASTER Team, « Synchronization of the EPICA Dome C ice core with marine sediments from 355-800 ka using proxies of the paleomagnetic field intensity », Giens, 1-5 octobre 2012, *Open Science Conference*, International Partnerships in Ice Core Sciences.

Bard E. (invité), « The three lost millennia of the last deglaciation (Alfred Wegener Medal Lecture) » ; Bard E., « Tropical cooling of the ocean surface during the Last Glacial Maximum » ; Rostek F., Bard E., Nave S., « Terrestrial biomarker record off Morocco over the last five glacial cycles » ; Nave S., Bard E., Rostek F., Figueiredo O., Silva T., « Paleoproductivity variations off Morocco during Interglacial periods » ; Wegwerth A., Dellwig O., Kaiser J., Bard E., Ménot G., Nowaczyk N., Plessen B., Schnetger B., Shumilovskikh L., Arz H., « Palaeoceanography & Palaeoclimate during the penultimate Glacial-Interglacial transition in the Black Sea – Termination II » ; Cauquoin A., Raisbeck G., Jouzel J., Bard E., Aster Team « Extended record of  $^{10}\text{Be}$  at EPICA Dome C during the last 800 000 years and its synchronization with geomagnetic paleointensity variations from marine sediments », Vienne, 7-12 avril 2012 : *European Geosciences Union (EGU) Annual General Assembly*.

Sanchi L., Menot G., Bard E. « Branched Tetraethers Derived Temperature Reconstruction from Northwestern Black Sea: Proposition of Correction and Associated Sensitivity Test » ; Cartapanis O., Tachikawa K., Romero O.E., Bard E. « Evidences for a Persistent Link between Greenland Climate and Northeastern Pacific Oxygen Minimum Zone on Millennial Timescales Under Interglacial Conditions », Florence, 25-30 août 2013, *V.M. Goldschmidt Conference*, réunion annuelle de la Geochemical Society.

## RECHERCHES

L'équipe a dédié une grande partie de son effort à l'étude des sédiments de la mer Noire utilisés comme archives permettant d'étudier l'évolution climatique de l'Europe de l'Est depuis 40 000 ans et de reconstituer les différentes phases de la calotte glaciaire fennoscandienne, aujourd'hui disparue (Ménot & Bard, 2012 ; Soulet *et al.*, 2013 ; Rostek & Bard, 2013).

En collaboration avec des chercheurs de l'IFREMER de Brest, nous avons pu reconstituer l'activité des fleuves d'Europe centrale au cours des 25 derniers millénaires et déterminer l'origine géographique des sédiments qu'ils charriaient, témoignant de la dynamique instable de la calotte glaciaire nord-européenne et de

son impact profond sur l'hydrologie passée de la mer Noire. Ces travaux représentent un pas important pour la compréhension de la dynamique des calottes glaciaires passées et actuelles et de leurs interactions avec l'environnement et le climat (Soul *et al.*, 2013).

Au dernier maximum glaciaire, il y a environ 21 000 ans, la géographie de l'Europe était bien différente de celle d'aujourd'hui. Une véritable montagne de glace, la calotte fennoscandienne, recouvrait toute l'Europe du Nord depuis les îles britanniques jusqu'à la Sibérie. De grands glaciers s'écoulaient des vallées alpines. Le niveau des océans était alors plus bas de 120 mètres. Un fleuve géant, le fleuve Manche, coulait sur une plaine entre la France et l'Angleterre. En Europe centrale, la mer Noire n'était pas connectée à la mer Méditerranée et formait un grand lac dont le niveau était environ 100 mètres en dessous du niveau actuel, exondant 100 000 km<sup>2</sup> de terre. Les fleuves Danube et Dniepr avaient alors une embouchure commune en mer Noire. Tandis que le Danube drainait les eaux de fonte et les sédiments relâchés par les glaciers alpins, le Dniepr, lui, collectait ceux de la calotte fennoscandienne.

Cette situation particulière a fait des sédiments déposés au fond de la mer Noire une archive de choix pour reconstituer et comprendre les profondes réorganisations environnementales qui ont accompagné la fin de la dernière époque glaciaire en Europe centrale. Quelques mètres sous le fond de la mer Noire se trouve une série de quatre couches de sédiments rouges contrastant fortement avec le gris bleuté caractérisant communément la colonne sédimentaire. Depuis une dizaine d'années, ces couches rouges étaient soupçonnées de représenter l'empreinte sédimentaire, en mer Noire, de la fonte des glaces d'Europe. Encore fallait-il le prouver, déterminer la calotte à l'origine de leur dépôt et comprendre la dynamique de leur genèse.

Différents indicateurs géochimiques mesurés dans les sédiments d'une carotte, collectée dans le cadre du projet Assemblage (5<sup>e</sup> programme cadre de l'Europe) par le navire français de recherche océanographique de l'IPEV *Marion Dufresne* en 2004 ont permis de reconstituer l'activité des fleuves alimentant la mer Noire et de révéler la provenance des sédiments qu'ils charriaient au cours des derniers 25 000 ans.

Des indicateurs géochimiques organiques sensibles à l'érosion des sols par les rivières ont ainsi montré que chacune des couches rouges fut déposée en réponse à une augmentation forte et brutale de l'activité fluviale. La comparaison de la signature isotopique du néodyme des sédiments formant les couches rouges à celle de nombreux terrains actuels d'Europe centrale, a montré que seuls correspondaient les sols actuellement présents aux sources du fleuve Dniepr (actuelle Biélorussie). L'ensemble de ces résultats prouve que la formation des couches rouges en mer Noire, entre 17 000 et 15 500 ans, est due à des apports majeurs d'eau de fonte issue de la désintégration de la calotte fennoscandienne.

En se fondant sur l'analyse des morphologies glaciaires présentes aux sources du Dniepr et sur l'organisation temporelle des couches rouges, un mécanisme a ensuite été proposé pour expliquer leur genèse. Il y a 20 000 ans, par fonte pure, le réchauffement postglaciaire fait reculer la calotte fennoscandienne et un lac proglaciaire de grande taille, le lac Disna, se forme à son pied. La propagation de l'eau vers l'intérieur de la calotte provoque sa déstabilisation par lubrification de sa base. Lorsque le volume du lac Disna atteint un seuil critique, il déclenche un effondrement régional de la calotte. La calotte se déverse alors rapidement dans la dépression proglaciaire en expulsant l'eau du lac Disna dans le bassin versant du Dniepr. Pendant

deux cents ans, une énorme quantité d'eau de fonte arrive alors en mer Noire. Une fois vidangé, le lac Disna se reforme par fonte de la glace « morte » déposée dans la dépression pro-glaciaire. La taille du lac Disna augmente à nouveau jusqu'à atteindre le volume critique déclenchant un autre effondrement de la calotte. Entre 17 000 et 15 500 ans, cette succession s'est produite quatre fois, formant des cycles de 400 ans.

Ces résultats ont plusieurs implications importantes. D'une part, ils expliquent l'élévation brutale du niveau de la mer Noire de 100 mètres en l'espace de 1500 ans. Ces pulses d'eau de fonte ont en effet contribué à l'inondation de 100 000 km<sup>2</sup> de terres provoquant un recul du trait de côte d'environ 100 m par an. La mer Noire se déversait alors dans la mer de Marmara et la mer Égée modifiant substantiellement leur hydrologie. D'autre part, ils indiquent que la disparition d'une calotte de glace n'est pas un phénomène linéaire et n'est pas uniquement due à de la fonte superficielle. Ponctuellement, elle peut s'effondrer en déversant d'énormes quantités de glace ce qui accélère drastiquement sa disparition. Ces résultats représentent donc une avancée dans la compréhension de la dynamique de retrait des calottes passées et actuelles.

## PUBLICATIONS

### 2013

Bard E., Ménot G., Rostek F., Licari L., Böning P., Edwards R.L., Cheng H., Wang Y.J., Heaton T.J., « Radiocarbon calibration/comparison records based on marine sediments from the Pakistan and Iberian Margins », *Radiocarbon*, 55 (4), 1999-2019 (2013).

Bard E. Out of the African Humid Period. *Science*, 342, 808-809 (2013) [doi: 10.1126/science.1246519].

Brisset E., Miramont C., Guiter F., Anthony E.J., Tachikawa K., Poulenard J., Arnaud F., Delhon C., Meunier J.-D., Bard E., Suméra F. Non-reversible geosystem destabilisation at 4200 cal. BP: Sedimentological, geochemical and botanical markers of soil erosion recorded in a Mediterranean alpine lake. *The Holocene* (2013) [doi:10.1177/0959683613508158].

Capron E., Landais A., Tzedakis P.C., Bard E., Blunier T., Dahl-Jensen D., Dokken T., Gersonde R., Parrenin F., Schulz M., Vinther B., Waelbroeck C., « Dating and synchronizing paleoclimatic records over the last interglacial », *PAGES News*, 21(1), 26-27 (2013).

Cartapanis O., Tachikawa K., Romero O.E., Bard E., « Persistent millennial-scale link between Greenland climate and northern Pacific Oxygen Minimum Zone under interglacial conditions », *Climate of the Past Discussions*, 9, 3919-3952 (2013) [doi : 10.5194/cpd-9-3919-2013].

Doyen E., Vannière B., Berger J.F., Arnaud F., Tachikawa K., Bard E., « Land-use changes and environmental dynamics in the upper Rhone valley since Neolithic times inferred from sediments in Lac Moras », *The Holocene*, 23, 961-973 (2013) [doi : 10.1177/0959683612475142].

Durand N., Deschamps P., Bard E., Hamelin B., Camoin G., Thomas A.L., Henderson G.M., Yokoyama Y., Matsuzaki H., « Comparison of <sup>14</sup>C and U-Th in corals from IODP #310 cores offshore Tahiti », *Radiocarbon*, 55 (4), 1947-1974 (2013) [doi : 10.2458/azu\_js\_rc.v55i2.16134].

Heaton T.J., Bard E., Hughen K., « Transferring chronologies between record via a Gaussian process », *Radiocarbon*, 55 (4), 1975-1997 (2013).

Jenny J.P., Arnaud F., Dorioz J.M., Giguët Covex C., Frossard V., Sabatier P., Millet L., Reyss J.L., Tachikawa K., Bard E., Pignol C., PSoufi F., Romeyer O., Perga M.E., « A spatiotemporal sediment investigation highlights the dynamics of hypolimnetic hypoxia



in a large hard-water lake over the last 150 years », *Limnology & Oceanography*, 58, 1395-1408 (2013) [doi : 10.4319/lo.2013.58.4.1395].

Michel M., Delanghe-Sabatier D., Bard E., Barroso-Ruiz C., « U/Th, ESR and <sup>14</sup>C studies of the fossil remains from the Mousterian levels of Zafarraya Cave (Spain) : a revised chronology of Neandertal presence », *Quaternary Geochronology*, 15, 20-33 (2013) [doi : 10.1016/j.quageo.2012.12.008].

Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafliðason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., Van der Plicht J., « IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years Cal BP », *Radiocarbon*, 55 (4) 1869-1887 (2013).

Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafliðason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., Van der Plicht J., « Selection and treatment of data for radiocarbon calibration: An update to the international calibration (IntCal) criteria », *Radiocarbon*, 55 (4) 1923-1945 (2013).

Rostek F., Bard E., « Hydrological changes in eastern Europe during the last 40 000 years inferred from biomarkers in Black Sea sediments », *Quaternary Research*, 80, 502-509 (2013) [doi : 10.1016/j.yqres.2013.07.003].

Sanchez-Goni M.F., Bard E., Landais A., Rossignol L., d'Errico F., « Air-sea temperature decoupling in western Europe during the last interglacial-glacial transition », *Nature Geoscience* (2013) [doi : 10.1038/NGEO1924].

Sanchi L., Ménot G., Bard E., « An automated purification method for archaeal and bacterial tetraethers in soils and sediments », *Organic Geochemistry*, 54, 83-90 (2013) [doi : 10.1016/j.orggeochem.2012.10.005].

Schouten S., Hopmans E.C., Rosell-Melé A., Pearson A., Adam P., Bauersachs T., Bard E., Bernasconi S.M., Bianchi T.S., Brocks J.J., Truxal Carlson L., Castañeda I.S., Derenne S., Doğrul Selver A., Dutta K., Eglinton T., Fosse C., Galy V., Grice K., Hinrichs K.U., Huang Y., Huguet A., Huguet C., Hurley S., Ingalls A., Jia G., Keely B., Knappy C., Kondo M., Krishnan S., Lincoln S., Lipp J., Mangelsdorf K., Martínez-García A., Ménot G., Mets A., Mollenhauer G., Ohkouchi N., Ossebaar J., Pagani M., Pancost R.D., Pearson E.J., Peterse F., Reichart G.-J., Schaeffer P., Schmitt G., Schwark L., Shah S.R., Smith R.W., Smittenberg R.H., Summons R.E., Takano Y., Talbot H.M., Taylor K.W.R., Tarozo R., Uchida M., van Dongen B.E., Van Mooy B.A.S., Wang J., Warren C., Weijers J.W.H., Werne J.P., Woltering M., Xie S., Yamamoto M., Yang H., Zhang C.L., Zhang Y., Zhao M., Sinninghe Damsté J.S. An interlaboratory study of TEX86 and BIT analysis of sediments, extracts and standard mixtures. *Geochemistry Geophysics Geosystems* (G-cubed) (2013) [doi: 10.1002/2013GC004904].

Simonneau A., Chapron E., Courp T., Tachikawa K., Le Roux G., Baron S., Galop D., Garcia M., Di Giovanni C., Motellica-Heino M., Mazier F., Foucher A., Houet T., Desmet M., Bard E. Recent climatic and anthropogenic imprints on lacustrine systems in the Pyrenean Mountains inferred from minerogenic and organic clastic supply (Vicdessos valley, Pyrenees, France). *The Holocene* (2013) [doi: 10.1177/0959683613505340].

Simonneau A., Doyen E., Chapron E., Millet L., Vannièrre B., Di Giovanni C., Bossard N., Tachikawa K., Bard E., Albéric P., Desmet M., Roux G., Lajeunesse P., Berger J.-F., Arnaud F., « Holocene land-use evolution and associated soil erosion in the French Prealps inferred from Lake Paladru sediments and archaeological evidences », *Journal of Archaeological Science*, 40, 1636-1645 (2013) [doi : 10.1016/j.jas.2012.12.002].

Soulet G., Ménot G., Bayon G., Rostek F., Ponzevera, Toucanne S., Lericolais G., Bard E., « Abrupt drainage cycles of the Fennoscandian Ice sheet », *Proceedings of the National Academy of Science*, 110 (17), 6682-6687, + 4 p. suppl. & 4 Tables (2013) [doi : 10.1073/pnas.1214676110].

Wilhelm B., Arnaud F., Sabatier P., Magand O., Chapron E., Courp T., Tachikawa K., Fanget B., Malet E., Pignol C., Bard E., Delannoy J.-J., « Paleoflood activity and climate change over the last 1400 years recorded by lake sediments in the North-West European Alps », *Journal of Quaternary Science*, 28, 189-199 (2013) [doi : 10.1002/jqs.2609].

## 2012

Camoin G.F., Seard C., Deschamps P., Webster J.M., Abbey E., Braga J.C., Iryu Y., Durand N., Bard E., Hamelin B., Yokoyama Y., Thomas A.L., Henderson G.M., Dussouillez P., « Reef response to sea-level and environmental changes during the last deglaciation: Integrated Ocean Drilling Program Expedition 310, Tahiti Sea Level », *Geology*, 40, 643-646 (2012) [doi :10.1130/G32057.1].

Cartapanis O., Tachikawa K., Bard E., « Latitudinal variations in intermediate depth ventilation and biological production over northeastern Pacific Oxygen Minimum Zones during the last glacial period », *Quaternary Science Reviews*, 53, 24-38 (2012) [doi : 10.1016/j.quascirev.2012.08.009].

Deschamps P., Durand N., Bard E., Hamelin B., Camoin G., Thomas A.L., Henderson G.M., Okuno J., Yokoyama Y., « Ice sheet collapse and sea-level rise at the Bølling warming 14,600 yr ago », *Nature*, 483, 559-564, + 35 p. suppl. (2012) [doi : 10.1038/nature10902].

Felis T., Merkel U., Asami R., Deschamps P., Hathorne E.C., Kölling M., Bard E., Cabioch G., Durand N., Prangue M., Schulz M., Cahyarini S.Y., Pfeiffer M., « Pronounced interannual variability in tropical South Pacific temperatures during Heinrich stadial 1 », *Nature Communications*, 3, 965, 1-7, + 17 p. suppl. (2012) [doi : 10.1038/ncomms1973].

Ménot G., Bard E., « A precise search for drastic temperature shifts of the past 40 000 years in southeastern Europe », *Paleoceanography*, 27, PA2210, 1-13, (2012) [doi :10.1029/2012PA002291].

Sanchi L., Ménot G., Bard E., « An automated purification method for archaeal and bacterial tetraethers in soils and sediments », *Organic Geochemistry* (2012).

Schmidt G.A., Jungclaus J.H., Ammann C.M., Bard E., Braconnot P., Crowley T.J., Delaygue G., Joos F., Krivova N.A., Muscheler R., Otto-Bliesner B.L., Pongratz J., Shindell D.T., Solanki S.K., Steinhilber F., Vieira L.E.A., « Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the Last Millennium (v1.1) », *Geoscientific Model Development*, 5, 185-191(2012) [doi : 10.5194/gmd-5-185-2012].

Shakun J.D., Clark P.U., He F., Liu Z., Otto-Bliesner B., Marcott S.A., Mix A.C., Schmittner A., Bard E., « Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation », *Nature*, 484, 49-54, + 52 p. suppl. (2012) [doi : 10.1038/nature10915].

Thomas A.L., Fujitab K., Iryu Y., Bard E., Cabioch G., Camoin G., Cole J.E., Deschamps P., Durand N., Hamelin B., Heindel K., Henderson G.M., Masona A.J., Matsuda H., Ménabréaz L., Omori A., Quinn T., Sakai S., Sato T., Sugihara K., Takahashi Y., Thouveny N., Tudhope A.W., Webster J., Westphal H., Yokoyama Y., « Assessing uplift rates and paleo water depths for Tahiti reefs using U-Th chronology of altered corals », *Marine Geology*, 295-298, 86-94 (2012) [doi : 10.1016/j.margeo.2011.12.006].

Wilhelm B., Arnaud F., Sabatier P., Magand O., Chapron E., Courp T., Tachikawa K., Fanget B., Malet E., Pignol C., Bard E., Delannoy J.-J., « New evidences of enhanced mountain-river flood activity during warmer periods of the last millennium in NW European Alps », *Journal of Quaternary Science* (2012).

Wilhelm B., Arnaud F., Sabatier P., Crouzet C., Brisset E., Chaumillon E., Disnar J.R., Guiter F., Malet E., Reyss J.L., Tachikawa K., Bard E., Delannoy J.-J., « 1400yr of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms », *Quaternary Research*, 78, 1-12 (2012) [doi : 10.1016/j.yqres.2012.03.003].

### **Textes divers (vulgarisation, livres & chapitres, préface)**

Bard E. « Le dernier réchauffement climatique », *La Recherche*, 474, 54-56 (2013).

Bard E. Évolution du niveau de la mer. Fiches Scientifiques de l'Institut Océanographique de Monaco, 1-7, <http://institut-ocean.org/> (2013).

Bard E., Préface de *Sahara : Les grands changements climatiques naturels* de N. Petit-Maire, Éditions Errance, 9-10 (2012).

### **RESPONSABILITÉS DIVERSES**

Directeur-adjoint du Centre européen de recherche et d'enseignement en géosciences de l'environnement (UMR CEREGE Aix-Marseille université, CNRS, IRD, Collège de France).

Coordinateur de l'EQUIPEX ASTER-CEREGE.

Membre du comité de pilotage du LABEX OT-Med.

Membre du conseil scientifique de l'OPECST (Sénat & Assemblée nationale).

Membre du conseil scientifique d'AirPACA.

Membre du groupe de travail IntCal sur la calibration du radiocarbone.

### **DISTINCTIONS**

2012, *Jaeger-Hales Lecturer* de l'Australian National University (Canberra).

2013, Médaille Alfred Wegener de l'*European Geosciences Union* (EGU) et *Honorary Fellow* de l'EGU.

2013, Prix Werner Petersen du Centre Helmholtz de Recherche sur l'Océan, GEOMAR de Kiel (Allemagne).