

L'APPORT DU SPATIAL DANS L'ÉTUDE DE L'INFLUENCE DES OCÉANS SUR LE CLIMAT

ANN C. VANDAEIE

Institut d'Aéronomie Spatiale de Belgique

L'océan est le principal régulateur du climat global de la Terre. Son interaction avec l'atmosphère et les conséquences de celle-ci influencent directement le système climatique. La surveillance des océans depuis l'espace et la mise en place de réseaux à la fois in situ et spatiaux, sont primordiales pour la compréhension des processus climatiques et pour l'amélioration des modèles d'évolution future.

Les océans et le climat

C'est la grande inertie thermique de l'océan qui lui permet d'emmagasiner le rayonnement

solaire en été et de restituer cette énergie vers l'atmosphère en hiver. Ce phénomène explique la douceur des régions océaniques. Cependant, l'océan ne se contente pas de ce rôle statique, il intervient également dans la régulation globale de manière dynamique via une circulation complexe. Le bilan énergétique terrestre est excédentaire dans les régions tropicales (l'énergie reçue du Soleil est supérieure à celle réémise vers l'espace par la Terre), et l'inverse se produit aux hautes latitudes. La régulation de ce déséquilibre se fait tant au niveau de l'atmosphère elle-même qu'au niveau des océans. Mais, les mécanismes impliqués et les

temps de réaction sont bien différents. Globalement, l'océan évacue la chaleur des régions tropicales vers les pôles et ramène du froid des pôles vers l'équateur. Cependant, la géographie terrestre confère à chaque grand bassin océanique un fonctionnement spécifique. Ainsi, dans l'océan Pacifique, l'énergie est transportée de l'équateur vers les pôles par un mécanisme impliquant la circulation anticyclonique des eaux intermédiaires et de surface, les eaux profondes contribuant très peu. Mais, dans l'océan Indien, la barrière continentale fait que cet océan participe essentiellement au transfert de chaleur vers l'hémisphère Sud. L'océan Atlantique se

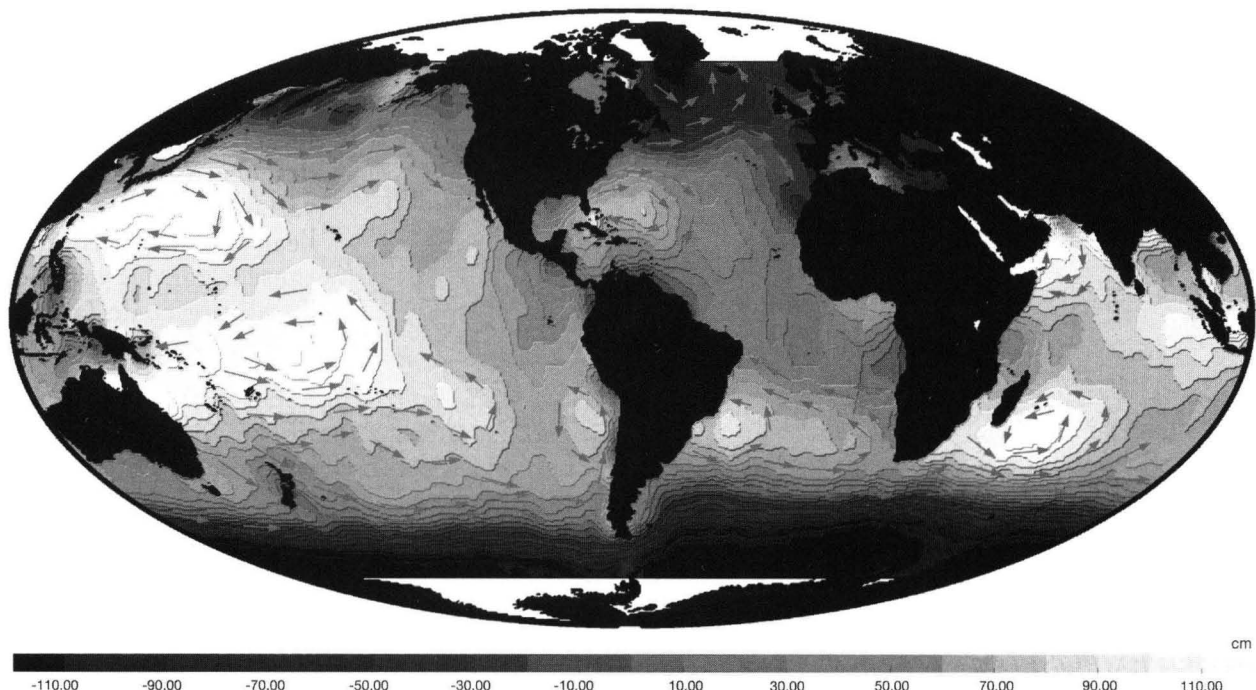


Figure 1: Les grands courants vus par l'altimétrie - La circulation océanique globale est vue sous forme de creux et de bosses autour desquels s'enroulent les courants. Les courants tournent autour des bosses dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère nord, dans le sens opposé autour des creux (l'inverse se produisant dans l'hémisphère sud). Ils forment des boucles de part et d'autre de l'équateur. Tous les océans ne sont pas au même niveau : des différences de salinité sont à l'origine de la plus grande hauteur observée dans le Pacifique par rapport à l'Atlantique. Crédits CLS

caractérise par un transport vers le nord dans lequel interviennent à la fois les eaux de surface et les eaux profondes. Ce mouvement des eaux froides et profondes vers le sud et celui des eaux de surface et chaudes vers le nord forme une boucle de circulation caractéristique de la circulation actuelle et explique en partie la douceur du climat européen.

Le niveau des mers

Les niveaux des mers peuvent être appréhendés au niveau local grâce aux marégraphes (voir encadré) ou au niveau global avec les satellites. Certains jeux de données marégraphiques s'étalent sur de longues périodes temporelles, jusqu'à deux siècles dans le cas de la station de Brest. Mais il n'existe qu'un nombre restreint de tels instruments : une vingtaine tout au plus, et essentiellement situés dans l'hémisphère Nord. Ces données ne représentent dès lors en aucun cas l'ensemble des océans. L'altimétrie (voir encadré) per-

met une approche globale avec une couverture de près de 95% des océans tous les 10 jours dans le cas de JASON. Cependant, les satellites ne permettent pas – encore – d'obtenir des séries temporelles suffisamment longues puisque les premiers instruments de ce type n'ont été mis en service que depuis le début des années 90. Il est donc nécessaire de combiner les deux types de mesures pour étudier l'évolution du niveau des mers.

Alors que les observations géologiques et archéologiques indiquent qu'au cours des derniers millénaires le niveau de la mer a peu varié (pas plus de 0,1 mm par an globalement), les enregistrements marégraphiques disponibles témoignent d'une hausse significative au cours des dernières décennies (de l'ordre de 1,8 mm par an). L'élévation du niveau de la mer du XXe siècle est attribuée au réchauffement climatique observé durant ces décennies.

Depuis le début des années 1990, les satellites altimétriques, tels que Topex/Poséidon, surveillent en permanence les variations du niveau de la mer, avec une précision remarquable et une couverture globale. La précision moyenne instantanée de l'estimation locale du niveau de l'océan est meilleure que 5 cm, et la précision moyenne sur un mois meilleure que 2 cm. Ces nouvelles observations montrent que le niveau moyen global de la mer s'est élevé de près de 3 mm par an, valeur significativement supérieure à celle mesurée par les marégraphes. Mais cette vitesse d'élévation n'est pas uniforme : dans certaines régions la mer a monté jusqu'à 3 cm par an, dans d'autres, elle a baissé. Grâce aux observations spatiales, on mesure en effet les variations du niveau de la mer sur tout le domaine océanographique et non plus seulement le long des côtes comme le font les marégraphes.

Les phénomènes responsables des variations actuelles du niveau moyen global de la mer peuvent se ranger en deux catégories :

- Les changements du volume des océans qui résultent de variations de la densité de l'eau de mer. Celles-ci sont causées par des variations de la salinité et de la température de l'eau;
- Les changements du contenu en eau des océans qui résultent d'échanges d'eau avec les autres réservoirs que sont l'atmosphère, les réserves d'eau continentales, les glaciers de montagne et les calottes glaciaires. Les échanges avec l'atmosphère se produisent sous forme d'évaporation et de précipitations. Les échanges existant avec les continents résultent de variations des écoulements des eaux vers les océans. Ces derniè-

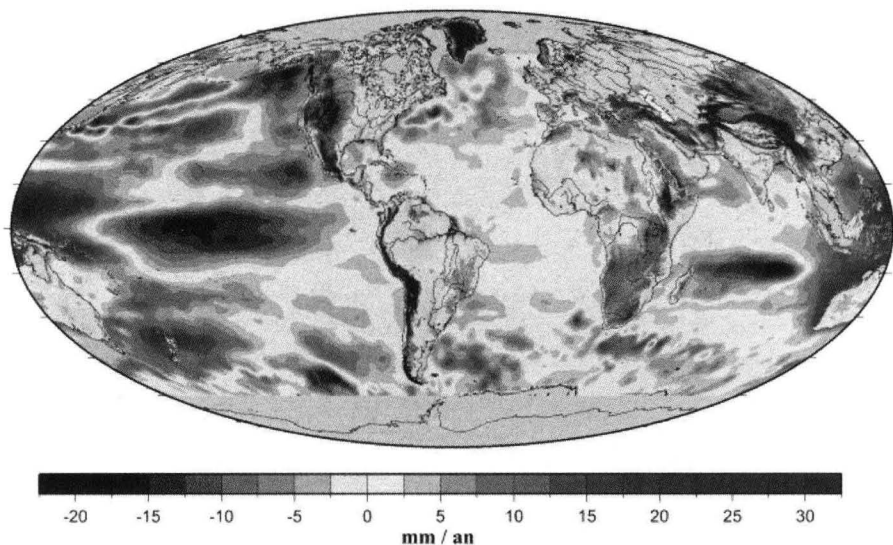


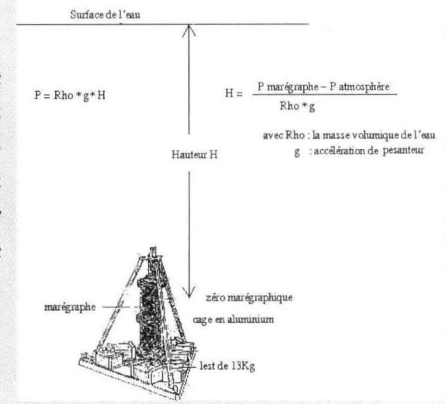
Figure 2: Carte des dérives du niveau de la mer entre 1993 et 2000, d'après TOPEX/POSEIDON. L'élévation du niveau des océans est loin d'être uniforme. En fait, si, dans certaines régions océaniques, la mer a effectivement monté (jusqu'à 20 millimètres par an par endroits), dans d'autres elle a baissé d'une quantité équivalente. Ces «dérives» régionales, observées par TOPEX/POSEIDON depuis 1993, reflètent principalement des fluctuations sur plusieurs années du niveau de la mer. Voir également version en couleurs en page deux de couverture. Crédits : CNRS/Legos

Le marégraphe

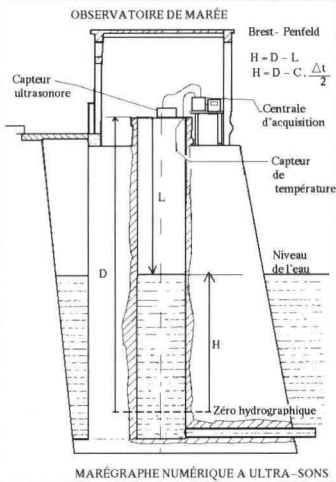
La mesure de la hauteur d'eau des océans est indispensable car elle permet, non seulement de prévoir la marée, mais aussi d'obtenir des résultats déterminants dans de nombreux domaines: navigation, hydrographie, aménagements portuaires, études climatiques, etc. Les appareils permettant la mesure et l'enregistrement de la hauteur d'eau à un point donné se nomment des marégraphes. Il en existe de différents types, analogiques ou numériques; à flotteur, à ultrasons, à capteur de pression...

Marégraphe à capteur de pression

Il s'agit d'un appareil immergé, placé au fond de l'eau dans une cage lestée. Le capteur de pression est constitué d'un quartz dont la fréquence propre, par effet piézo-électrique, varie en fonction de la pression qui s'exerce sur lui et de la température interne du marégraphe. La variation entre sa fréquence propre et la fréquence enregistrée correspond donc à une variation de pression et de température. La pression subie par le capteur est la somme des pressions atmosphérique et hydrostatique (due à la colonne d'eau au-dessus du capteur) qui varie en fonction de la marée observée, par exemple. La variation ainsi recueillie est convertie en unité de pression puis en hauteur d'eau. Les marégraphes à capteur de pression, associés aux techniques numériques actuelles, ont une large autonomie tant en capacité de mémoire qu'en autonomie électrique.



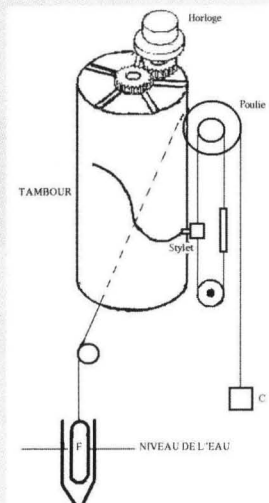
Marégraphe côtier numérique (MCN)



Le MCN est équipé d'un transducteur ultra-sonore. Ce transducteur, placé au-dessus de la surface de l'eau, émet un court train d'impulsions ultrasonores (40-50 kHz) et détecte le signal réfléchi. Le temps écoulé entre l'émission et la réception du signal est traduit en hauteur d'eau. La variation de cette hauteur d'eau est liée directement à la marée. Le transducteur est placé dans un puits de tranquillisation permettant de filtrer la houle et le clapot extérieurs. Le puits de tranquillisation sert par ailleurs de guide d'onde et empêche l'onde ultrasonore d'être perturbée par les flux d'air (vent). Globalement le transducteur perd 50% de sa portée hors puits ou conduit. Le MCN enregistre une mesure périodiquement. Cette mesure est une moyenne effectuée sur une série continue de mesures réalisées durant une période fixée, la période d'intégration. Afin de filtrer les phénomènes de houle (période moyenne 5 à 8 s) et le clapot (période 2 à 5s), les mesures enregistrées sont intégrées sur une période de temps en général de 2 minutes avec une cadence de mesure de 10 minutes.

Marégraphe à flotteur

La méthode d'enregistrement la plus répandue est le graphe de la hauteur en fonction du temps, appelé marégramme. Un flotteur placé dans un tube vertical ou dans un puits de tranquillisation en communication avec la mer, subit les variations du niveau de la mer dues à la marée. Les trous de communication avec l'extérieur sont assez étroits pour filtrer les effets de la houle et du clapot mais assez grands pour s'assurer que le niveau est le même à l'intérieur et à l'extérieur du puits ou du tube. Les variations de hauteur subies par le flotteur sont transmises via un système de câbles et de poulies, et transformées en déplacement vertical d'un stylet sur un marégramme enroulé sur un tambour tournant entraîné par un système d'horlogerie (un tour en un jour ou un tour en une semaine). Le marégramme est donc rapporté à un axe horizontal des abscisses gradué en heures et un axe vertical des ordonnées gradué en mètres. Cette technologie déjà ancienne est bien maîtrisée. Elle a été longtemps utilisée dans les missions comme le seul moyen qui permettait d'avoir une mesure de la marée qui puisse être lue directement en continu.



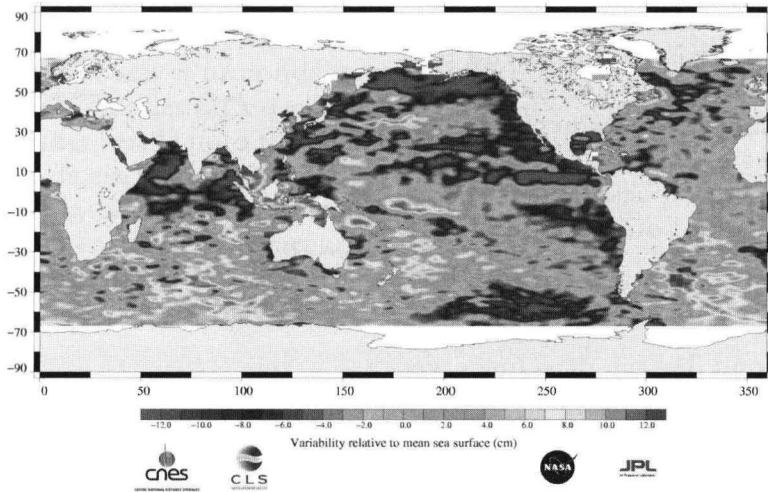


Figure 3: Première carte globale d'anomalies de hauteur de mer issue des mesures altimétriques de Jason-1 (entre le 25 janvier et le 4 février 2002). Cette carte montre les variations de la hauteur de mer par rapport à une moyenne calculée à partir de 7 ans de données Topex/Poseidon. Voir également en couleurs en page deux de couverture. Crédits : Cnes/Nasa/JPL/CLS

res sont provoquées par des changements de l'hydrologie continentale (variations de l'évapotranspiration, des précipitations au-dessus des continents, du contenu en eau dans les sols et dans la biosphère, dans les réservoirs souterrains, de la couverture neigeuse, du niveau des lacs et des mers intérieures). La troisième source d'échanges d'eau avec les océans provient des modifications des masses des glaciers de montagne et des calottes polaires, le Groenland et l'Antarcti-

que.

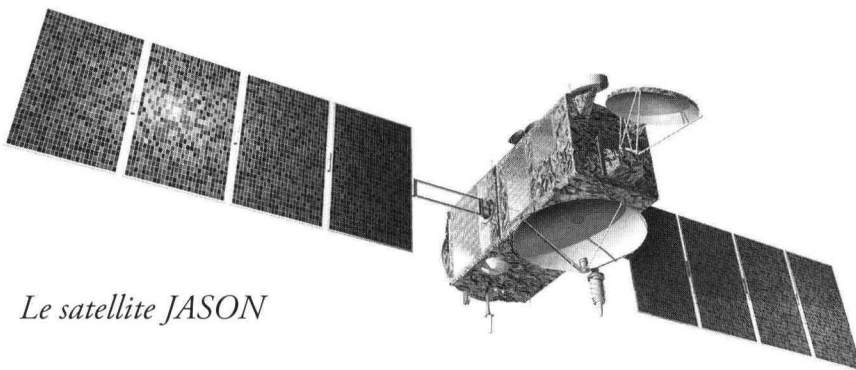
Pour la période 1950-2000, le réchauffement des océans explique 0,5 mm par an sur les 1,8 mm par an de hausse observée. La fonte des glaciers de montagne et des calottes polaires contribue pour près de 1 mm par an. Pour la période plus récente, on estime que la contribution de l'expansion thermique due au réchauffement de l'océan a triplé et devient actuellement le processus dominant dans la hausse du niveau de la mer. Elle atteint une valeur de

1,6 mm par an pour la période 1993-2002. La somme des contributions, environ 2,6 mm par an pour la dernière décennie, est donc très proche de la valeur observée par Topex/Poseidon.

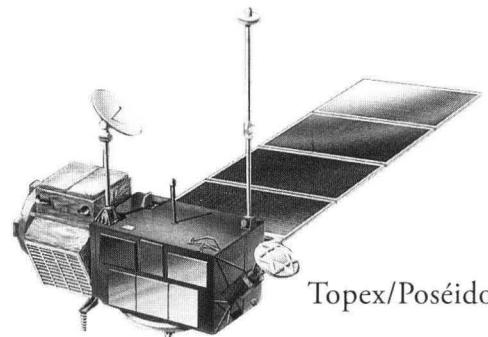
Les modèles d'évolution du climat prédisent que la hausse du niveau de la mer se poursuivra au cours des prochains siècles. Les prévisions indiquent en outre que l'élévation ne sera pas uniforme. Cependant, il subsiste encore d'importants désaccords entre les modèles, donc une grande incertitude quant aux régions menacées. La surveillance des océans et la réalisation de réseaux spatiaux de mesures climatiques est d'une importance cruciale pour la compréhension des processus relatifs au système climatique et pour l'amélioration des modèles existants.

L'océan, un réservoir naturel de carbone

Le dioxyde de carbone (CO_2) constitue l'un des principaux gaz à effet de serre injectés dans l'atmosphère. Les émissions de carbone se sont intensifiées au cours du XX^e siècle à cause de l'augmentation de la combustion des produits pétroliers et par l'intensification de la déforestation. Avec 30% d'augmentation en 150 ans, dont 5% pendant la dernière décennie, le CO_2 a un effet de réchauffement au niveau de la basse atmosphère. On attribue au CO_2 un apport énergétique de l'ordre



Le satellite JASON



Topex/Poseidon

de 1,5 W/m², ce qui correspond à une élévation de température de 0,5°C. La part du réchauffement imputable au CO₂ devrait s'accroître dans l'avenir. En effet, le dioxyde de carbone est stable dans l'atmosphère, il ne peut donc être régulé que par l'absorption des écosystèmes terrestres ou de l'océan. Actuellement, cette régulation permet d'absorber environ le tiers des 7 milliards de tonnes rejetées annuellement.

Les écosystèmes terrestres ont une capacité transitoire pour absorber le CO₂ en excès. Ce gaz est un fertilisant naturel de la végétation. Il existe donc une possibilité de stockage dans les arbres et les sols, mais elle est provisoire et pourrait se traduire dans le futur par un déstockage important de carbone en raison d'un réchauffement climatique, lui-même induit par les rejets excédentaires de CO₂. Il est dès lors essentiel d'assurer le suivi des écosystèmes terrestres, et ce sur plusieurs décennies, pour déterminer leur évolution et la masse de carbone stockée. Cela nécessite une couverture globale pour suivre rapidement les fluctuations liées au climat (missions Végétation ou Polder) mais aussi des zooms régionaux pour suivre la gestion des sols avec une résolution spatiale plus fine (missions Spot, projet Rhéa).

L'océan absorbe à lui seul 2 milliards de tonnes de carbone. Cette absorption se produit à la fois au niveau des eaux de surface, intermédiaires et profondes. Ce stockage s'inscrit sur des durées longues, sur plusieurs décennies, voire plusieurs siècles. Mais le réchauffement climatique pourrait remettre tout cela en cause. En effet, le réchauffement des eaux de surface, ainsi que les précipitations accrues aux moyennes et hautes latitudes, risquent d'alléger significativement les eaux superficielles. Ceci pourrait induire

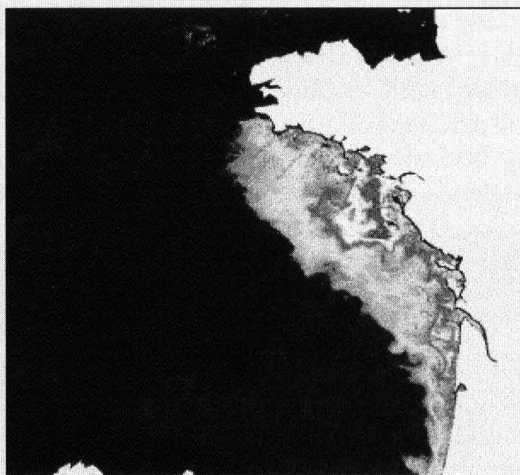
Détection du phytoplancton

Les méthodes optiques de détection sont basées sur l'analyse de la partie visible du signal solaire réfléchi à la surface de la mer après absorption et diffusion dans le milieu marin. La réflectance marine est largement déterminée par les propriétés optiques inhérentes de l'eau. Variant avec la longueur d'onde, la réflectance de l'eau est le résultat des absorptions et diffusions par l'eau pure, les pigments chlorophylliens et les particules associées, les particules en suspension et les substances organiques dissoutes. Ce n'est pas la réflectance qui est la valeur mesurée au niveau du capteur mais la radiance de l'ensemble mer-atmosphère. Il faut donc corriger les mesures pour les phénomènes se produisant dans l'atmosphère.

La chlorophylle étant fortement absorbante dans le bleu, les eaux riches en pigments chlorophylliens apparaissent relativement vertes. A partir de ces propriétés de réflectance de la chlorophylle, un premier algorithme visant à évaluer la concentration en pigments chlorophylliens a été appliqué avec succès aux données du capteur CZCS (Coastal Zone Color Scanner) qui a fonctionné de 1978 à 1986. La concentration en chlorophylle est inversement proportionnelle au rapport des réflectances Bleu sur Vert.

Depuis septembre 1997, les données de la radiance marine sont fournies par le capteur SeaWiFS (Sea Wide Field Sensor).

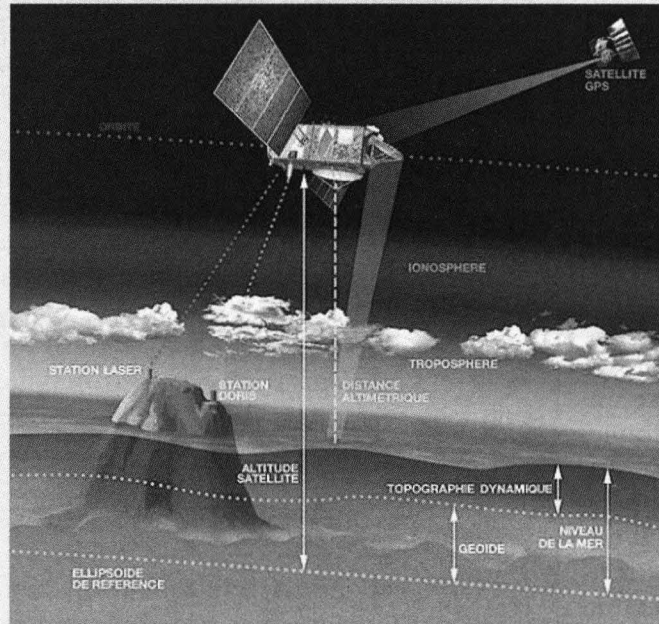
SeaWiFS est un satellite polaire qui effectue 14 fois le tour du globe par jour et procure des observations sur des pixels dont la largeur est de 1 km sous la trace du satellite. A nos latitudes, la couverture est totale quotidiennement. En pratique, la couverture nuageuse rythme la fréquence des observations qui est donc bien moindre. Le capteur SeaWiFS possède 8 canaux dont 2, dans le proche infrarouge, à 765 et 865 nm, dédiés aux corrections atmosphériques.



L'observation de la couleur de l'eau à partir de l'espace, à environ 700 km d'altitude, permet d'évaluer la quantité de plancton présente dans les eaux de surface de l'océan. Cette image présente un bloom spectaculaire, au large de la Loire et de la Vilaine, observé par le capteur spatial SeaWiFS le 29 Mai 2001. L'intensité du bloom est exprimée en concentration de chlorophylle-a. La chlorophylle-a est le principal pigment du phytoplancton.

L'altimétrie

Parmi les techniques d'observation des océans par satellite, l'altimétrie se révèle une aide précieuse. Les mesures de hauteur de mer fournies par l'altimétrie sont la signature de ce qui se passe depuis le fond jusqu'à la surface, circulation océanique, mais aussi hauteur des vagues et vitesse du vent. Les satellites altimétriques comme Jason fournissent un accès rapide à des données de qualité, et permettent la prévision météorologique, océanique et climatique. Les mesures s'effectuent depuis l'espace, mais aussi in situ, ce qui permet d'une part de sonder l'océan en profondeur, et d'autre part de valider et calibrer les satellites.



Crédits: CNES/AVISO

Installé sur un satellite à défilement en orbite basse, de façon à pouvoir repasser régulièrement au-dessus d'un même point, l'altimètre est un appareil radar : il émet un signal à très haute fréquence (typiquement 2 000 impulsions par seconde) à la verticale du satellite en direction du sol et reçoit en retour l'écho réfléchi par la surface de la mer. Le temps écoulé entre l'émission du signal et la réception de l'écho permet, par calcul, d'obtenir la distance entre l'obstacle (dans notre cas l'océan) et le satellite : elle est obtenue par simple multiplication du temps par la vitesse de la lumière, à laquelle se propagent les ondes électromagnétiques. L'observation des océans se heurte à un obstacle majeur : les ondes radio ne pénètrent pas en profondeur, les mesures se limitent donc à la surface. En moyennant sur une seconde les distances estimées, on obtient une mesure très précise de la distance satellite-océan. Toutefois les ondes électromagnétiques peuvent être ralenties pendant leur traversée dans l'atmosphère, cet effet étant lié au taux d'humidité et au taux d'ionisation. Une fois appliquées les corrections nécessaires pour prendre en compte ces phénomènes physiques, la distance finale est estimée avec une précision de 2 centimètres.

L'objectif final étant de mesurer le niveau de la mer par rapport à un référentiel terrestre, il est nécessaire de connaître de manière indépendante la trajectoire du satellite sur son orbite, soit sa position en latitude, longitude, et son altitude exacte. La localisation précise du satellite peut se faire à l'aide de plusieurs méthodes. Celle employée par le système Doris, système développé par le Cnes et embarqué sur les satellites altimétriques Topex/Poséidon, Jason-1 et Envisat, repose sur un réseau de balises au sol émettant en direction du satellite. Environ 50 balises sont actuellement en fonctionnement de par le monde. Un tel réseau permet de connaître très précisément, par effet Doppler, la vitesse du satellite sur son orbite. En s'appuyant ensuite sur des modèles dynamiques d'orbitographie, on déduit de cette vitesse la trajectoire exacte du satellite, soit sa position par rapport à la terre. Cette position est calculée par rapport à une surface de référence arbitraire, un ellipsoïde. Cet ellipsoïde de référence correspond à la forme élémentaire de la Terre, une « sphère » aplatie aux deux pôles. L'altitude du satellite au-dessus de l'ellipsoïde de référence est calculée avec une précision meilleure que 3 centimètres.

L'altimétrie (suite)

Le niveau des océans ou hauteur de la mer correspond à la mesure du niveau des océans à un instant donné par rapport à un ellipsoïde de référence. La profondeur réelle de l'eau n'étant pas connue partout avec précision, cette référence permet un repérage précis et homogène. Le niveau des océans s'obtient par simple différence entre l'orbite du satellite et la distance altimétrique.

Le choix de l'orbite d'un satellite altimétrique est un compromis : en effet, plus la période est courte, et donc la répétitivité importante, moins la zone couverte est large.

Satellites	Origine	Altitude	Répétitivité exacte	Ecart des traces au sol entre 2 passages
ERS-1 (1991), ERS-2 (1995), ENVISAT (2002)	Europe	800 km	35 jours	80 km
TOPEX/POSEIDON (1992), JASON-1 (2001)	France/Etats-Unis	1 330 km	10 jours	315 km
GFO (1998)	Etats-Unis	880 km	17 jours	

Quelques satellites altimétriques

une stratification quasi globale de l'océan, empêchant ainsi le stockage du CO₂ dans les couches plus profondes. Mais cela limitera également l'oxygénation des eaux profondes ainsi que la remontée des nutritifs indispensables à la vie marine. Il semblerait que ce phénomène soit déjà amorcé. A nouveau, la surveillance globale que seules peuvent fournir les missions spatiales, devrait être d'une aide inestimable dans la détermination des paramètres climatiques prépondérants. Ainsi, nous sommes capables de suivre l'évolution de la salinité (mission SMOS) ou la couleur de la mer (Seawifs, Polder, Modis, Méris, Parasol). Les capteurs de couleur de l'océan sont sensibles à la présence d'algues microscopiques – le phytoplancton – présentes dans l'océan. Ces algues, de dimension très différentes, contiennent de la chlorophylle dont la couleur verte modifie suffisamment celle de l'océan pour que le changement soit visible depuis l'espace. Les algorithmes actuels, qui observent l'océan dans plusieurs bandes spectrales allant du bleu au proche infrarouge, per-

mettent d'estimer la concentration en chlorophylle. Les récents capteurs tels Méris (ESA), Modis (NASA) ou Parasol (CNES) assurent la continuité des observations de la couleur de l'océan réalisées par leurs prédécesseurs (Polder ou Seawifs). Il est même devenu possible de distinguer différentes espèces de phytoplancton. Ces résultats constituent une avancée majeure pour la mise en évidence de l'impact du changement climatique sur la répartition des espèces. Ils permettront

qui intègrent plusieurs espèces de phytoplancton dont on sait qu'elles n'ont pas la même efficacité vis-à-vis de l'absorption de CO₂.

La cryosphère

Les surfaces recouvertes de neige ou de glace représentent entre 40 et 85 millions de km² en fonction de la saison, soit entre 7 et 17% de la surface terrestre. La cryosphère, l'ensemble des glaces de mer, glaciers de montagne, neige

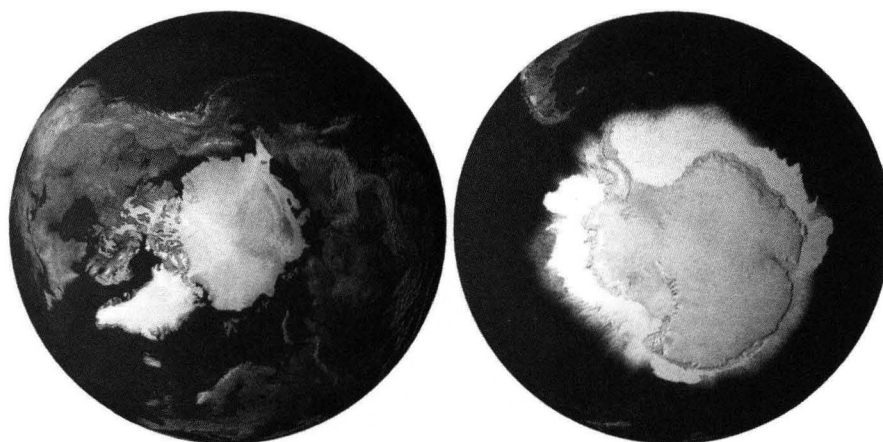


Figure 4: Couverture glacée des régions polaires en Arctique et Antarctique. Crédits: ESA/AOES Medialab

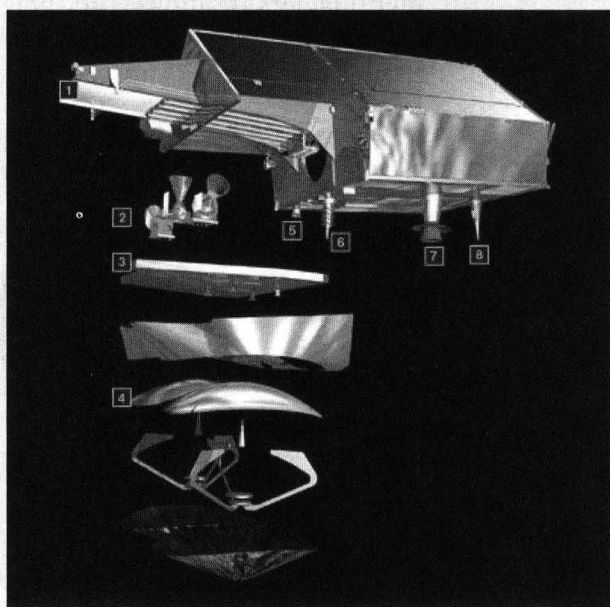
également de valider les modèles

Cryosat

Le lancement, le 8 octobre 2005, du satellite Cryosat a malheureusement échoué en raison d'une défaillance du lanceur Rockot, ayant entraîné la perte du satellite. Cependant, l'ESA a confirmé la mission de remplacement de Cryosat : Cryosat-2, dont le lancement est prévu pour mars 2009. Les objectifs de Cryosat-2 seront les mêmes que ceux de la première mission : le satellite surveillera l'épaisseur des glaces continentales et des glaces de mer, l'élévation du niveau des mers ainsi que le rôle de ce phénomène dans le changement climatique. Le satellite passera 3 ans à surveiller dans les moindres détails, les variations du niveau et de l'épaisseur des calottes polaires et des glaces de mer flottantes depuis une orbite particulièrement inclinée permettant des observations jusqu'à 88° de latitude nord et sud.

L'instrument principal de Cryosat-2, le SAR/altimètre interférométrique SIRAL, est l'héritier d'instruments existants, bien que plusieurs améliorations majeures aient été apportées pour pallier les difficultés intrinsèques que présentent les mesures de précision sur les surfaces de glace. L'une des deux antennes émettra des signaux radar, dont les échos renvoyés par la surface de la Terre seront détectés par les deux antennes. En établissant très précisément la position du satellite au moyen d'un instrument de télémétrie embarqué appelé récepteur de détermination d'orbite et de radiopositionnement intégrés par satellite (DORIS) complété par un réflecteur laser, il sera possible de déterminer l'altitude de la surface en fonction du temps de retour du signal. Il est indispensable que les antennes soient bien orientées, ce qui sera la tâche de trois suiveurs stellaires.

Jusqu'à présent, les altimètres radar pouvaient uniquement fournir des données sur la mer et de vastes surfaces de glace homogène, mais le nouvel instrument SIRAL permettra aussi d'obtenir des vues détaillées des bords irréguliers des glaces continentales ainsi que des glaces de mer non-homogènes.



Cryosat:
1 Radiateur,
2 Suiveur stellaire,
3 Support
d'antennes,
4 Antenne SIRAL,
5 Rétroreflecteur
Laser,
6 Antenne Doris,
7 Antenne X,
8 Antenne S.
Crédits: ESA/AOES
Medialab

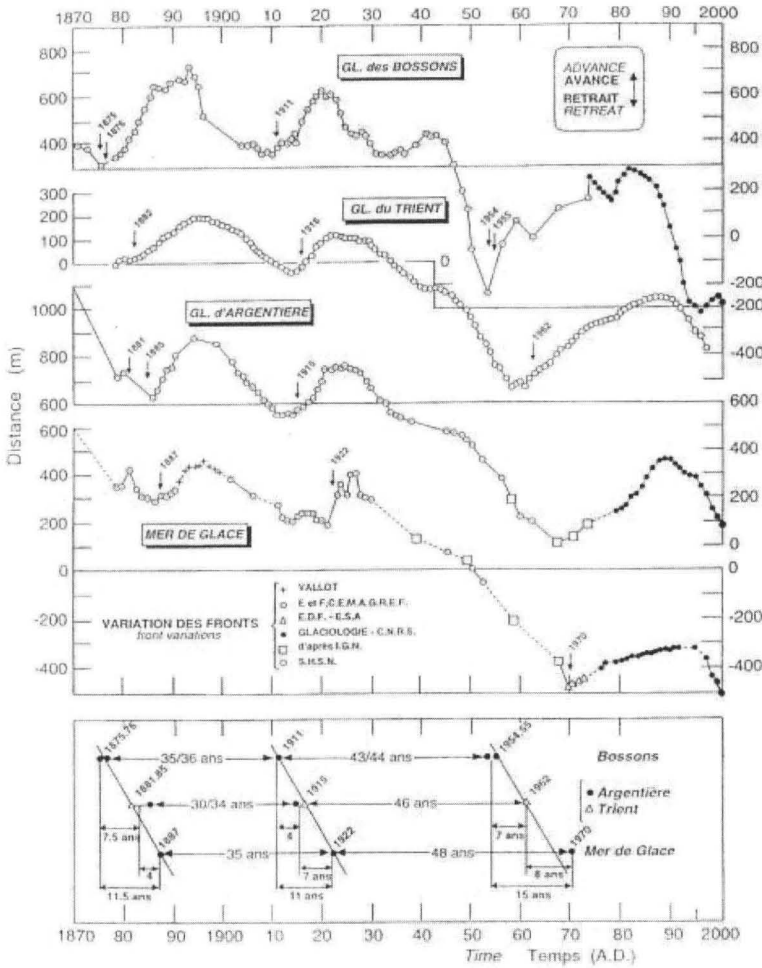
continentale et calottes polaires, influence le climat de deux façons : via leur albédo d'une part, et via la quantité d'eau retenue dans ces réservoirs d'autre part. En effet, cette dernière peut contribuer de manière non négligeable aux modifications du niveau de la mer. Tous ces éléments sont, de plus, des témoins très sensibles de l'évolution du climat, soit parce qu'ils sont à la limite de leur stabilité, comme certains glaciers de montagne, soit parce qu'ils sont situés dans des régions où le réchauffement climatique est plus important, comme en Arctique.

L'étendue du manteau neigeux hivernal ou des glaces de mer est donc un paramètre critique à surveiller. Ces surfaces sont très variables au cours des saisons, mais aussi d'une année à l'autre. Des mesures satellitaires de radiométrie effectuées depuis 1978 indiquent une diminution annuelle moyenne de 37 000 km² des glaces de l'Arctique. Ceci correspond à la disparition de quelques pourcent de leur surface par décennie. On observe également une diminution de la couverture neigeuse. A cause des effets de rétroaction, ces diminutions pourraient s'accélérer dans le futur.

Depuis le lancement de la mission ERS1, la topographie des calottes polaires est mesurée avec une très grande précision. Les mesures indiquent que le Groenland se déforme, son centre se gonflant alors que les bords s'amenuisent. L'Antarctique de l'Est semble stable, ce qui ne serait pas le cas de l'Antarctique de l'Ouest, qui perdrait de la masse, entraînant une élévation du niveau de la mer de 0,2 mm/an.

Chaque année, les océans Arctique et Antarctique voient leur couche de surface geler et ensuite fondre de manière saisonnière. Au Pôle Nord, une surface de glace de la

Variation de longueur de 4 glaciers de la face nord du Mont Blanc



Extrait de : *Relevé de fluctuations sur quelques glaciers des Alpes Françaises.*
Louis Reynaud, Christian Vincent, La Houille Blanche, N°5 - 2000.

Figure 5 : En France, les mesures de détail commencent vers 1870, avec les relevés annuels de la position du front de quelques glaciers, principalement dans le massif du Mont Blanc sur les glaciers d'Argentières, des Bossons et de la Mer de Glace, mais aussi sur quelques autres : le glacier de Gébroulaz dans la Vanoise, les glaciers Noir et Blanc dans les Ecrins. Dans le massif du Mont Blanc, 4 glaciers voisins montrent des variations de longueur assez semblables avec une crue vers 1890, une autre vers 1920, et une troisième vers 1960, le tout superposé sur une tendance généralement décroissante. La décrue de 1940, la plus forte de ce siècle, a profondément marqué les paysages glaciaires des Alpes. La décrue actuelle, commencée dans les années 1990, sera t-elle équivalente ?

taille de l'Europe fond chaque été pour se geler à nouveau l'hiver suivant. L'épaisseur de cette couche de glace joue un rôle central dans le climat polaire, la glace isolant les eaux chaudes de l'océan de l'atmosphère plus froide. Sans cette couche, de l'énergie serait transférée de la mer à l'air. Si la couche de glace recouvrant les

océans polaires dégelait, les eaux océaniques devraient absorber une plus grande quantité d'énergie solaire, résultant en la fonte accrue des glaces : on obtiendrait alors ce que l'on appelle une boucle de rétroaction positive. Les mesures satellitaires suggèrent une diminution de l'étendue de la couverture glacée, mais égale-

ment une réduction très nette de son épaisseur. Les changements saisonniers de la couche de glace polaire ont également un effet significatif sur la circulation des océans : lorsque les glaces fondent, l'apport en eau douce diminue la salinité de l'eau (voir section suivante) et dès lors sa densité. Les implications de ces effets seront développés plus en détails dans la section suivante.

Le réchauffement a aussi des effets sur les glaciers. Les crues glaciaires sont provoquées lors d'un climat froid et des chutes de neige importantes et les décrues ont lieu quand il y a un réchauffement et des précipitations moindres. La plupart des glaciers ont reculé depuis la fin du Petit Age Glaciaire (vers 1850) et ils auraient tendance à reculer de plus en plus vite depuis 1990. Au cours du 20e siècle

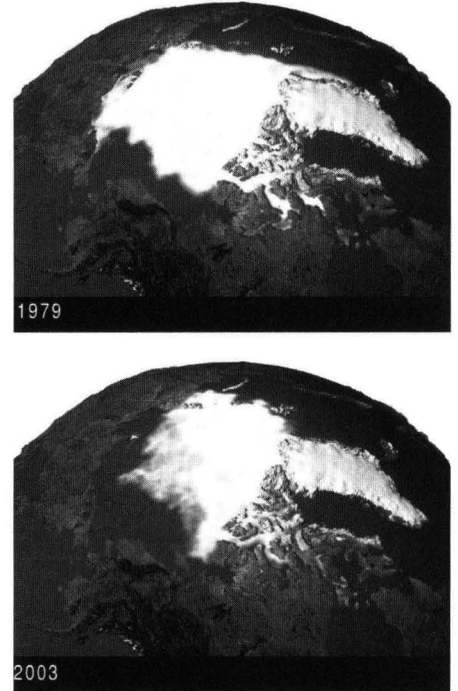


Figure 6: Evolution de la couverture glacée de l'océan Arctique entre 1979 et 2003 (photos ACIA, 'Impacts of a Warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment.' Cambridge University Press, 2004. Arctic Climate Impact Assessment, 2004) Crédits: NASA

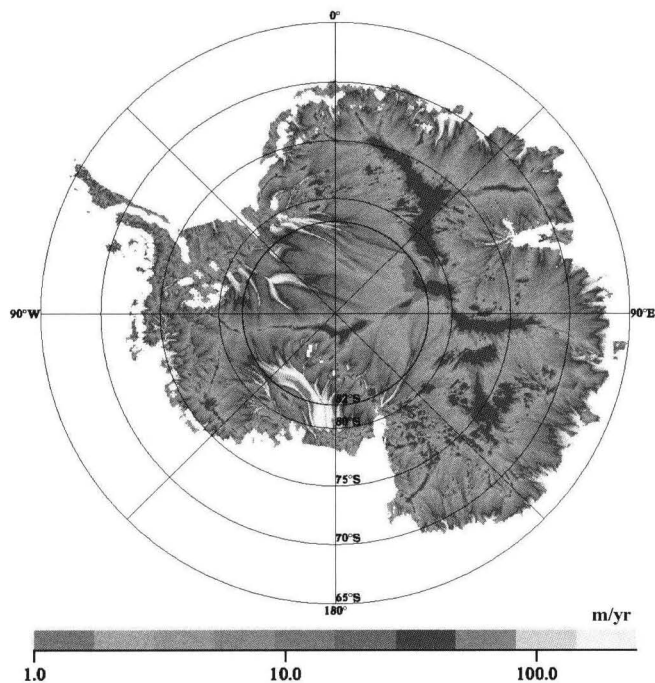


Figure 7: Vitesses d'écoulement des glaces en Antarctique, déduites des mesures de topographie d'ERS-1 (phase géodésique). L'altimétrie n'est pas une technique réservée à la seule surface des océans. Elle peut également mesurer la topographie des surfaces gelées de la planète, glaces de mer ou glaciers terrestres, en tenant compte, entre autres, du fait que la glace réfléchit le faisceau radar de l'altimètre différemment de l'eau de mer. ERS-1 et 2, en particulier, survolent les calottes polaires jusqu'à 82° nord et sud, ce qui permet de voir une grande partie de l'Antarctique. Du relief mesuré, on peut déduire la vitesse de déplacement des glaciers. Contrairement à ce que l'on pensait, on observe des «fleuves» de glace extrêmement rapides (jusqu'à 1 km/an, vitesse comparable à celle des glaciers alpins ou andins) qui remontent très en amont vers l'intérieur du continent. Ces observations sont en train de remettre en question ce que l'on sait de l'écoulement des calottes polaires. La surveillance en continu par les satellites altimétriques des glaciers de l'Antarctique et du Groenland fournit des données importantes pour l'estimation du réchauffement climatique, et de l'augmentation du niveau des océans. Voir également version en couleurs en page deux de couverture. Crédits: CNRS/LEGOS

cle, il y a eu une crue entre 1953 et 1981 et deux fortes décrues (1942-1953 et celle de 1981 qui se poursuit actuellement). Mais, pour diverses raisons - dimensions, topographie, orientation - tous les glaciers n'évoluent pas au même rythme. Des glaciers de taille très différente ont des temps de réaction très variables. Ainsi, bien que tous les glaciers d'un même massif subissent les mêmes variations climatiques, ils peuvent présenter des variations de longueur très dissemblables, en fonction principalement de

leur taille, mais aussi parfois de caractéristiques morphologiques particulières (dénivelée importante, couverture rocheuse, ...). Par exemple, le glacier d'Aletsch en Suisse, le plus grand des Alpes (2 fois la Mer de Glace en longueur : 22 km, et en épaisseur : 900 m), n'a connu depuis 1870 qu'un recul monotone, et a perdu quelque 3 km. Les variations du front produisent donc une information où se mêlent l'influence du climat et les caractéristiques morphologiques propres à chaque glacier. Pour étudier la rela-

tion entre climat et glacier, il est nettement préférable de connaître les variations de l'ensemble d'un glacier, ce qui s'obtient au moyen de mesures du bilan de masse glaciaire annuel.

Une étude des glaciers alpins indique que la perte de masse s'accélère fortement actuellement. On estime entre 0,5 et 1 mm/an l'élévation actuelle du niveau de la mer engendrée par le recul et la fonte de tous les glaciers de montagne.

D'autre part, il faut encore noter que la fonte de la glace des pôles nord et sud ainsi que des glaciers cause aussi une diminution de l'albédo. La Terre recevra donc plus d'énergie du Soleil, ce qui la réchauffera encore plus.

Il y a enfin une autre utilisation capitale des données satellitaires dans le cadre de l'étude du climat, et plus particulièrement des paléoclimats. Si de nombreuses informations sont extraites des carottages effectués dans les calottes polaires, il reste néanmoins à pouvoir dater ces observations avec rigueur. Et c'est là qu'intervient encore l'observation spatiale. En effet, toutes les informations apportées par la télédétection (topographie des surfaces, direction et intensité de l'écoulement, convergence ou divergence de l'écoulement, ...) permettent de mieux contraindre les modèles et ainsi visent à améliorer les datations. Des futures missions (comme la mission Mimosa) pourraient permettre de caler tous les carottages de l'Antarctique en cartographiant les couches internes liées aux éruptions volcaniques.

Humidité des sols et salinité des océans

Le contenu en eau des sols est une

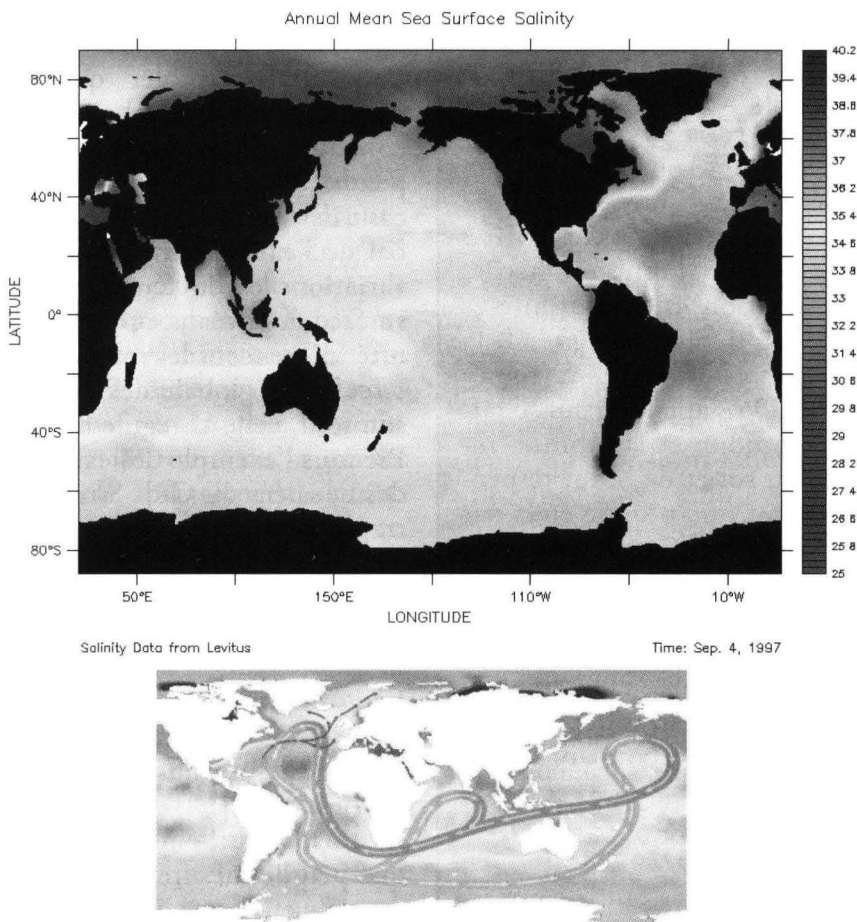


Figure 8 : Carte de la distribution moyenne de la salinité des eaux de surface. Les zones en rouge indiquent des régions de haute salinité et celles en vert des régions de faible salinité. On a également reproduit sur la carte un schéma simplifié de la circulation thermohaline. Les flèches bleues montrent les courants profonds et froids, et les flèches rouges indiquent les courants de surface plus chauds. Voir également version en couleurs en page deux de couverture. Crédits: ESA

variable très importante pour de nombreuses applications allant de l'hydrologie à la prévision du temps, ou le suivi du climat. La quantité d'humidité superficielle des sols conditionne en effet les échanges d'eau et d'énergie entre le sol et l'atmosphère, puisque l'humidité superficielle, l'humidité dans l'atmosphère et la température de surface sont liées. Plus un sol est humide, plus il fait frais et plus élevé est le degré hygrométrique de l'air. L'humidité dans la zone racinaire permet la croissance des végétaux et contribue au transfert vers l'atmosphère via la transpiration des végétaux et la fixation du carbone par photosynthèse.

Une connaissance de l'humidité superficielle est essentielle si l'on veut évaluer l'ensemble des composantes terrestres de cycle de l'eau, en particulier la répartition entre infiltration, évapotranspiration et ruissellement.

D'autre part, la connaissance du contenu en eau au niveau racinaire permet de mieux gérer l'irrigation et assure une meilleure gestion des ressources en eau.

Actuellement, il n'existe pas de technique fiable et globale pour déterminer ces quantités. Le projet SMOS devrait fournir des champs globaux d'humidité su-

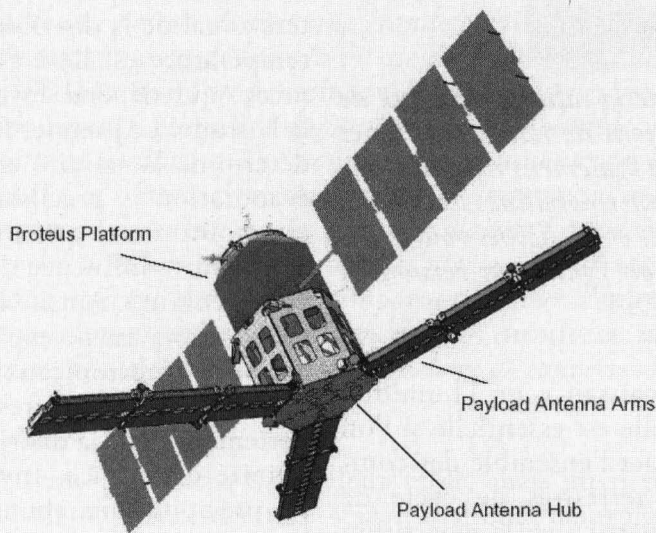
perficielle avec une résolution spatiale et une fréquence adaptées aux modèles de prévision météorologique. Son lancement est prévu en 2007.

La salinité, ou concentration des sels dissous dans l'eau, est également un paramètre important. Contrairement à ce que l'on pourrait croire, tous les océans de la Terre ne sont pas aussi salés les uns que les autres. En moyenne, la salinité des océans est de 35 psu, ce qui signifie simplement que 35 grammes de sels sont dissous dans 1 litre d'eau. Des variations de salinité des eaux de surface peuvent être produites par addition ou élimination d'eau douce, via la transpiration et les précipitations, mais aussi, et ce principalement dans les régions polaires, par congélation ou fonte de la glace. La répartition de la salinité en surface est moins zonale que celle de la température. Le caractère zonal de la distribution de la température est lié à l'ensoleillement, qui dépend fortement de la latitude. Le premier facteur qui détermine la salinité est le bilan évaporation - précipitation qui est moins zonal que l'ensoleillement (forte influence des climats continentaux). Ainsi, la très forte évaporation au niveau des anticyclones subtropicaux (comme l'anticyclone des Açores) apparaît nettement dans la distribution de salinité de surface. Inversement, les précipitations abondantes de la région équatoriale font que la salinité y est plus faible. D'autres phénomènes ont des effets visibles, comme l'apport des grands fleuves, en particulier dans l'océan Atlantique, qui reçoit les eaux des plus grands fleuves de la planète (Amazone, Niger, Congo).

Les variations annuelles de la salinité des océans sont faibles, sauf localement, dans des régions ayant un climat alternant de fortes précipitations et une période

SMOS

La mission SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity), dont le lancement est prévu en 2007, est une mission de l'ESA mise au point pour observer de l'espace l'humidité des sols et la salinité des océans pour une période d'au moins trois ans. La mission SMOS s'inscrit dans le programme de l'ESA intitulé 'Living Planet Programme'. Un aspect important de la mission sera de démontrer la qualité d'une nouvelle technique de mesure. SMOS va en effet utiliser un concept très novateur d'interférométrie. La technique utilisée repose sur l'observation que la salinité et l'humidité influencent grandement les propriétés électriques de la matière. Toute matière émet de l'énergie sous forme de rayonnement électromagnétique. La mission SMOS s'appuiera sur le fait que les deux paramètres à mesurer, l'humidité et la salinité, réduisent l'émissivité électromagnétique du sol et de l'eau, respectivement. SMOS mesurera le rayonnement micro-onde émis par la Terre vers 1,4 GHz, les observations réalisées à cette fréquence étant moins perturbées par la présence de végétation, le type de temps et l'atmosphère. L'humidité pourra être déduite avec une résolution spatiale de l'ordre de 43 km en moyenne. L'estimation de l'humidité sera faite avec une précision de 4%, tandis que la salinité sera déduite avec une précision de 0,1 psu (pour une valeur moyenne obtenue sur 10-30 jours et correspondant à une surface de 200 km x 200 km).



sèche (comme les moussons dans l'Océan Indien).

La salinité et la température déterminent la densité de l'eau de mer (plus l'eau est froide et salée, plus elle sera dense), et influencent donc directement les courants océaniques. Lorsque l'eau s'évapore de la surface des océans, la salinité augmente et la couche de surface devient plus dense. A

l'inverse, les précipitations résultent en une diminution de densité et une stratification de l'océan. Si la densité de la couche de surface augmente significativement, la colonne d'eau devient gravitationnellement instable et les eaux plus denses coulent. Les circulations verticales au sein des océans jouent un rôle primordial dans la circulation globale des océans et constituent ce que l'on appelle la

circulation thermohaline. Celle-ci est une composante importante dans la régulation du climat.

Il pourrait sembler que l'eau dans les sols et le sel des océans constituent deux éléments indépendants, mais c'est loin d'être le cas : ils sont liés par le cycle global de l'eau et par le climat. Les variations de la température de surface des océans et de leur salinité influencent les schémas de la circulation globale des océans. A son tour, celle-ci régule le climat. Prenons l'exemple des eaux chaudes et salées du Gulf Stream, qui transportent de la chaleur depuis les Caraïbes jusqu'à l'Arctique, permettant à l'Europe de profiter d'un climat plus doux.

Les variations d'humidité et de salinité sont donc dues aux échanges continus existant entre les océans, l'atmosphère et les sols. Actuellement, il n'existe que peu de mesures de la salinité des sols et des océans : seule une très faible portion de l'océan est observée de manière régulière. Les missions satellitaires prévues seront donc d'une aide précieuse pour mieux évaluer le rôle de ces paramètres.

Conclusions

L'utilisation des satellites permet déjà à l'heure actuelle et permettra certainement dans le futur de mieux appréhender toute une série de paramètres physico-chimiques caractéristiques de l'atmosphère terrestre, dont la connaissance au niveau global est nécessaire pour améliorer la compréhension que nous avons des phénomènes atmosphériques de régulation du climat.