

**SOMMAIRE**

**Editorial ..... page 1**  
**Les solutions de similarité et le problème de la thermocline..... page 3**  
**Interactions océan atmosphère aux latitudes moyennes ..... page 6**

**EDITORIAL**

Deux meetings scientifiques ont été tenus à Paris par la Section 7 (Sciences Physiques de l’Océan) du CNFGG ces deux dernières années et il faut bien reconnaître que la participation des océanographes physiciens y a été confidentielle malgré la haute qualité des présentations qui furent faites. De multiples raisons expliquent ce comportement (trop de réunions, se déplacer prend du temps et pollue la planète, quid de la lecture de mes mails etc...). Prenons ceci comme un fait.

Il y a un deuxième fait observable : la spécialisation des activités de recherche avec comme conséquence la difficulté de satisfaire une simple curiosité scientifique naturelle. Mais il y a des sujets qui se sont considérablement développés dont la nature même exige d’élargir le spectre. Par exemple :

- (i) La question des variations du climat aux échelles supérieures à l’année qui ne s’expliquent que par la présence de l’océan.
- (ii) La circulation grande échelle de l’océan qui ne s’explique que par le mélange diapycnal à petite échelle.
- (iii) Les interactions physique – géochimie - biologie : avec le rôle de la méso-échelle pour la production primaire ; avec la régulation de la concentration en CO<sub>2</sub> dans l’atmosphère à grande échelle par la pompe biologique océanique.
- (iv) Le challenge environnemental créé par la pression anthropique sur le littoral, l’utilisation future des énergies marines...

Dans tous ces exemples, des recherches spécialisées influent directement sur la compréhension du système à un niveau plus global. Engagé sur une action spécialisée, une vision au dessus du guidon est difficile à obtenir par le nombre et la nature même des publications internationales : 1) le nombre noie les résultats, 2) on s’adresse par définition dans une publication à un petit nombre de spécialistes ; le pourquoi de la recherche et son questionnement de base est peu présent car les spécialistes auxquels on s’adresse savent tous ça. De plus les résultats ne sont pas mis en perspective dans un cadre plus large - on se contente bien souvent de quelques phrases introductives, 3) les conditions de l’obtention des résultats sont souvent obscures voire absentes. En somme il est souvent impossible d’infirmer ou de confirmer un résultat

car les conditions expérimentales manquent. Si la reproductibilité est impossible, peut-on toujours parler d’activité scientifique ?

Les photos des scientifiques du début du XX<sup>ème</sup> montrent des gens très élégants en habit et cravate. L’approche vestimentaire plus ordinaire d’aujourd’hui pourrait laisser penser à des débats/discussions plus informels et plus riches qu’autrefois. Mon impression est qu’il n’en est rien en dépit du développement des moyens de communication. Si la confrontation directe des résultats se fait toujours entre spécialistes dans des sessions de colloques, le débat d’idées entre scientifiques ne semble pas avoir forcément augmenté. Des exemples récents montrent que les discussions à spectre large (comme sur le changement global) sont peu informatives scientifiquement lorsqu’elles sont portées à la télévision. Les grands perdants de cet état de fait sont les doctorants qui vont perpétuer à leur tour la formation trop spécialisée qu’ils ont reçue.

La tradition des publications est de présenter des résultats et a priori ces résultats sont des réponses à des questions. Même si ces dernières sont parfois difficiles à trouver, elles sont essentielles et bien plus importantes que les réponses parcellaires, incomplètes voire complètement à coté de la plaque qui fleurissent souvent. Les questions ont deux sources possibles, une interne et une externe. La source interne vient de la curiosité scientifique devant une observation nouvelle qui demande explication, le *comment ça marche ce truc ?* C’est le moteur de la recherche scientifique. La source externe vient par exemple du surfeur qui veut connaître les conditions des vagues le WE prochain sur son spot favori, du patron de chalutier qui veut savoir s’il y aura un coup de vent dans les six heures à venir, du climatologue qui saisit le politique sur le problème de l’augmentation des gaz à effets de serre. Ces questions pratiques relèvent toutes de la prévision le *quel temps fera t’il demain ?* Le nombre d’activités qui relèvent de ce domaine a augmenté considérablement en Océanographie. En dépit des modèles réalistes qui fleurissent partout, la prédiction océanique reste un exercice extrêmement difficile. Peut être l’histoire des marées a t’elle contribué à laisser penser que cette activité était facile mais la reconnaissance universelle de la turbulence océanique amène maintenant à citer plutôt Niels Bohr, *Prediction is very difficult, especially if it's about the future* ou Lao Tzu, *Those who have knowledge, don't predict. Those who predict, don't have knowledge.* Si le 421 reste un jeu de hasard avec ces 18 degrés de liberté, ces citations résonnent toujours quelque peu pour un système dynamique comme l’océan qui en possède une infinité.

Si les questions (de source interne ou externe) et les discussions vous semblent importantes, **nous vous proposons ici le premier numéro d’un journal** dont les objectifs sont de fournir les bases du quoi, pourquoi et du comment des recherches actuelles de ceux qui veulent bien participer à ce partage de culture scientifique. Il s’agira d’articles scientifiques informels permettant à des non-spécialistes de rentrer dans le sujet, d’en comprendre les objectifs et les implications et ce dans un temps minimum. Alors qu’une publication évite habituellement les difficultés rencontrées, ces difficultés sont justement le plus intéressant pour un doctorant qui veut se lancer. L’objectif de ces articles-discussions sera de susciter des débats ouverts entre auteurs et lecteurs. Ceux ci auront la possibilité de répondre dans le journal. Mais vous pourrez aussi envoyer un article pour commenter des recherches actuelles, discuter de





## Les solutions de similarité et le problème de la thermocline

Jérôme Sirven

(Laboratoire d'océanographie,  
Université Pierre et Marie Curie)

L'opportunité de lancer telle nouvelle recherche, lancer la réflexion sur une expérience en mer qui demande beaucoup de moyens, de la formation en Océanographie Physique etc... On publiera aussi des comptes rendus de campagnes en mer en évitant le style bureaucratique des rapports officiels que personne ne lit mais en se concentrant sur l'observation qui vous semble la plus intéressante. Nous essaierons de trouver des auteurs pour animer une rubrique historique qui fournira la perspective dans laquelle les travaux actuels s'inscrivent. Vous trouverez aussi les nouvelles du CNFGG (prix de thèse, séminaires, subventions de voyages etc...). **Vous pourrez écrire vos articles dans la langue, français ou anglais, qui vous simplifie la vie.**

Le style à trouver est quelque part celui d'un journal informel, décomplexé (facile à écrire - facile à lire) pour faire naître une curiosité chez les étudiants, pour rendre un savoir plus accessible aux débutants, moins rebutant pour tous. Evidemment la facilité de fabrication et de diffusion d'un tel media via un site internet n'est pas étrangère à cette proposition. La périodicité dépendra de l'intérêt que vous y trouverez.

A. Colin de Verdière



### Règle de soumission des articles

Les contenus des articles sont de la seule responsabilité des auteurs.

Longueur des articles : < O (20 000) caractères (sans espaces)

Format : Word

Figures placées à la fin de l'article

Langues : français ou anglais

Les articles et correspondances sont à envoyer aux deux adresses mails suivantes en mettant dans le sujet du message COURANTS :

[courants@univ-brest.fr](mailto:courants@univ-brest.fr)

[jerome.sirven@locean-ipsl.upmc.fr](mailto:jerome.sirven@locean-ipsl.upmc.fr)

Membres correspondants : Philippe Fraunie, Guillaume Lapeyre, Patrick Marchesiello, Jérôme Sirven, Achim Wirth  
Réalisation technique : Jacqueline Le Bars

### Rules for submitting an article

Only the authors are liable for the contents of their papers.

Format : Word

Length of articles : < O (20 000) symbols without spaces.

Figures are to be placed at the end of the manuscript.

Language: french or english

Manuscripts and correspondances are to be sent to the two email addresses (add the word COURANTS in the subject of the mail).

[courants@univ-brest.fr](mailto:courants@univ-brest.fr)

[jerome.sirven@locean-ipsl.upmc.fr](mailto:jerome.sirven@locean-ipsl.upmc.fr)

Corresponding members : Philippe Fraunie, Guillaume Lapeyre, , Patrick Marchesiello, Jérôme Sirven, Achim Wirth  
Technical presentation : Jacqueline Le Bars

L'équilibre géostrophique planétaire suppose qu'à chaque instant dans l'océan le gradient vertical de pression est compensé par la poussée d'Archimède (équilibre hydrostatique) tandis que le gradient horizontal est compensé par la force de Coriolis (équilibre géostrophique). Il postule de plus que les mouvements sont non divergents, une conséquence de la conservation de la masse et de la très faible compressibilité de l'eau. Les observations montrent que ces hypothèses sont assez bien vérifiées dans l'océan intérieur, là où les vitesses ne dépassent pas quelques cm/s. Elles sont fausses près de la surface, là où la tension de vent est forte ou près des bords ouest où les courants peuvent être très puissants.

Ces hypothèses de nature mécanique ne permettent pas à elles seules de caractériser l'état de l'océan, ni de déterminer son évolution, même lorsque des conditions initiales et des conditions aux limites sont ajoutées : il faut introduire de nouvelles hypothèses de nature thermodynamique. On peut par exemple supposer que seuls les processus irréversibles de diffusion altèrent le transport de masse volumique par les courants. Cette affirmation permet de prendre en compte, au moins en partie, le fait suivant : les différences de masse volumique influencent largement les mouvements de l'océan. Cependant, en considérant seulement la masse volumique, on simplifie beaucoup le problème : en effet, cette dernière dépend à la fois de la température et de la salinité au travers d'une équation d'état compliquée. Ce sont donc les transports de température et de salinité qui en réalité jouent un rôle premier.

Traditionnellement, à la surface de l'océan, dans les modèles, on rappelle la température vers une température de référence et on prescrit les flux de salinité via l'évaporation et les précipitations (conditions aux limites mixtes). Il est alors possible de montrer que de telles conditions peuvent donner naissance à des équilibres multiples (voir par exemple Marotzke et Willebrand, 1991). Comme deux états moyens différents sont compatibles avec les mêmes conditions extérieures, il faut connaître le passé de l'océan, son histoire, pour déterminer son présent. De plus, si de l'énergie est injectée dans l'océan, des oscillations reliant ces états d'équilibre pourront exister. En choisissant une formulation simplifiée, où seule la masse volumique intervient, on élimine donc a priori ce mécanisme, peut-être important pour comprendre l'évolution millénaire de l'océan.



Le principal avantage de cette simplification est qu'elle permet d'écrire un ensemble de cinq équations certes compliqué mais dont l'étude analytique semble possible. Des solutions particulières ont été découvertes autour des années 70, la plus célèbre étant peut-être celle de Needler (1967). Ces solutions permettaient d'expliquer simplement l'existence de la thermocline dans l'océan. Cependant, elles présentaient toutes l'inconvénient d'imposer une relation arbitraire entre la masse volumique en surface et le pompage d'Ekman. L'impossibilité de surmonter cette difficulté associée au développement des moyens de calculs et à des avancées théoriques majeures concernant les modèles isopycnaux non diffusifs (Luyten et al., 1983) rendirent peu à peu cette approche dépassée. Il fallut attendre le début des années 90 pour voir un renouveau qui prolongeait un travail théorique ancien et peu connu de Filippov (1968): Salmon et Hollerbach (1991), en utilisant une technique mathématique fondée sur la recherche de transformations laissant invariante un système différentiel donné, montrèrent qu'on pouvait simplifier les équations géostrophiques planétaires et découvrir de nouvelles solutions. La diffusion turbulente retrouvait un rôle pour expliquer l'origine de la thermocline ! Malgré ce progrès important, les études faites à partir de ces systèmes simplifiés ne parvenaient encore pas à rendre compte de la circulation anticyclonique vers l'équateur et cyclonique vers les pôles, caractéristique des latitudes moyennes.

En prenant en compte la diffusion horizontale, Sirven et al. (2010) ont montré que cette faiblesse des solutions de similarité pouvait être corrigée. L'étude faite se limitait à examiner le degré de réalisme du modèle dans un cas stationnaire et à comparer le rôle des diffusions horizontale et verticale. Dans cet article nous abordons un aspect laissé de côté : comment ce modèle répond à des perturbations évoluant dans le temps ? Nous nous concentrerons seulement sur l'évolution du gradient zonal de densité et des courants méridiens, première étape avant une étude plus complète.

### I) Le modèle

Le modèle utilisé est celui développé et étudié dans le cas stationnaire par Sirven et al. (2010). On peut, à l'aide d'un changement de coordonnées, ramener les équations géostrophiques planétaires sur la sphère aux cinq équations adimensionnelles suivantes :

$$\begin{aligned} -y v &= -\partial_x p \\ y u &= -\partial_y p \\ \partial_z p &= -\rho g \\ \partial_x u + \partial_y v + \partial_z w &= 0 \end{aligned}$$

$$\partial_t \rho + u \partial_x \rho + v \partial_y \rho + w \partial_z \rho = \partial_x (K/(1-y^2) \partial_x \rho) + \partial_y (K(1-y^2) \partial_y \rho) + \partial_z (k \partial_z \rho)$$

qui ont l'apparence d'équations en coordonnées cartésiennes dans le plan beta. On peut alors chercher

des solutions telles que la pression p soit de la forme  $p = x(W(y,t) - HC(y,t)) + 2xzC(y,t) + F(y,z,t)$  où  $W(y,t)$  représente le pompage d'Ekman et  $H$  la profondeur de l'océan. Les fonctions  $C$  et  $F$  sont proportionnelles respectivement au gradient zonal de densité et à la densité dans un plan de référence qu'on appellera le bord est du modèle. Ces deux fonctions doivent satisfaire deux équations aux dérivées partielles linéaires qui s'écrivent :

$$\partial_t C + (W \partial_y C + C \partial_y W)/y = \partial_y (K(1-y^2) \partial_y C)$$

$$\text{et} \quad \partial_{tz} F - (2C/y) \partial_y F + ((B+2zC)/y) \partial_{yz} F + ((Bz+Cz^2)/y^2) \partial_{zz} F = \partial_y (K(1-y^2) \partial_{yz} F) + k \partial_{zzz} F$$

lorsque  $k$  et  $K$  sont constants ( $B = W - HC$ ). Ce système est compatible avec des conditions aux limites physique : (vitesse verticale nulle au fond, égale au pompage d'Ekman en surface, masse volumique spécifiée aux bords nord et sud du domaine, flux barotrope de volume nuls aux bords nord, sud et est).

Il n'est pas possible d'imposer des conditions plus restrictives sur la vitesse puisque l'équilibre géostrophique n'est perturbé par aucune diffusion de quantité de mouvement. Bien que ces deux équations soient linéaires en leur fonction inconnue ( $C$  ou  $F$ ), l'ensemble est non linéaire. En effet les produits de  $C$  et des dérivées de  $F$  induisent une réponse non linéaire à tout changement de conditions aux bords du domaine.

Ce nouveau système d'équation simplifie considérablement le système initial puisqu'il supprime les dérivées suivant la longitude, qui joue le rôle d'un simple paramètre. Son champ d'application est cependant relativement large. En effet, au voisinage d'un plan méridien quelconque, l'anomalie de pression  $p$  peut toujours s'exprimer comme une fonction linéaire de la longitude  $x$  :  $p = a(y,z,t) + x b(y,z,t) + \dots$ . Ce type de développement a donc une signification locale évidente. Il aura une signification plus globale dès que l'ensemble de l'océan change peu avec la longitude, ce qui est bien réalisé sur une large part du Pacifique sud. La simplification, imposée par la méthode de similarité pour avoir des solutions simples et réellement contraignante, porte sur  $b(y,z,t)$  ; cette fonction doit être affine en  $z$ .

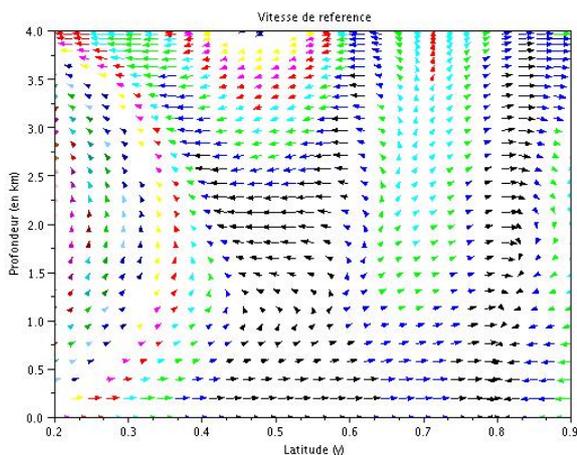
### II) Dynamique du gradient zonal de pression

L'équation caractérisant l'évolution du gradient zonal de densité est de la forme :

$$\partial_t C + (W \partial_y C + C \partial_y W)/y = \partial_y (K(1-y^2) \partial_y C).$$

Elle caractérise aussi le gradient zonal de pression via la relation  $p = W - 2zC/H$ , paramètre clef de la circulation méridionale moyenne. Sirven et al. (2010) l'étudiaient dans un cas stationnaire pour différentes valeurs de  $K$  et montrait que seule des valeurs « réalistes » de  $K$  conduisait à des solutions « réalistes » comme on le voit sur la figure ci-dessous qui montre la vitesse méridienne lorsque  $K$  est égal à  $1700 \text{ m}^2/\text{s}$ . On notera que ce champ ne correspond pas à une circulation méridienne moyenne puisque les

courants de bord ouest ne sont pas calculés. Il doit être comparé à une section méridienne au cœur de l’océan.

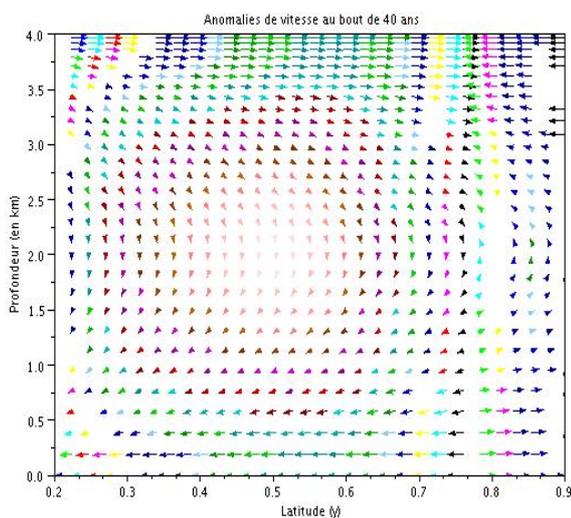


Lorsque des solutions non stationnaires sont cherchées, l’équation est parabolique dès que  $K$  est différent de 0. La donnée de  $C$  aux bords nord et sud du bassin à chaque instant et sur l’ensemble du bassin à l’instant initial détermine de façon unique l’évolution ultérieure de  $C$ .

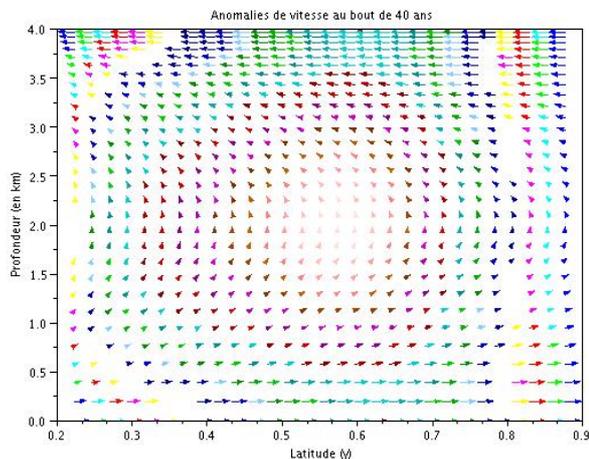
En l’absence de diffusion horizontale, l’équation change de nature : elle devient hyperbolique. Elle traduit alors simplement l’action du pompage d’Ekman sur le gradient zonal de densité : lorsque le pompage est négatif, ce qui correspond à une vitesse verticale vers le bas, les gradients sont transportés vers l’est ; ils sont amortis ou amplifiés suivant le signe du gradient méridional de ce même pompage. Dans ce cas il n’est plus possible d’imposer des conditions aux limites. L’évolution se produit librement à partir de la seule donnée initiale. Cette évolution n’a de sens que si les limites du domaine ne sont pas approchées et que la durée d’évolution est courte devant celle associée aux processus de diffusion (la centaine d’années).

Nous étudions d’abord la réponse de la circulation méridienne à des anomalies de gradient zonal de densité apparaissant au bord nord, ce qui peut modéliser des variations climatiques dans les mers nordiques. Le problème étant linéaire, il suffit de considérer le cas d’anomalies sinusoïdales, le cas général d’une anomalie quelconque limitée dans le temps se déduisant du précédent par simple transformée de Fourier. Pour une anomalie de haute fréquence, la réponse est confinée dans la zone subpolaire. Pour des périodes plus longues, au delà de 40 ans, les anomalies se propagent jusque dans la zone subtropicale. Cependant, malgré le caractère symétrique de l’anomalie, la réponse est toujours négative en gyre subtropicale conduisant à des anomalies de vitesse telles celles montrées ci-dessous (la section correspond à une anomalie de période 80 ans ; le graphique se situe au milieu de la période, quand l’anomalie est nulle) : Le transport d’eau vers le sud est donc affaibli au sud de 50 degrés ( $\gamma=0.7$ ) dans les couches supérieures.

L’intensité des anomalies peut atteindre 5 à 10% de la valeur moyenne du courant.



Le cas précédent explicite la réponse du modèle à une anomalie de densité dans les régions nordiques. On peut aussi déterminer la cette réponse à une anomalie de pompage d’Ekman. Pour un signal sinusoïdal de période 80 ans, dont l’effet serait de déplacer la ligne de zéros du pompage d’Ekman, on observe encore une réponse dissymétrique, les anomalies de courant tournant cette fois dans un sens direct. Ces anomalies prennent en compte à la fois le changement de gradient zonal de densité, mais aussi l’effet direct du pompage d’Ekman, qui agit via le coefficient  $B$ . Ce résultat est illustré ci-dessous, où une section méridienne des anomalies de courant est montrée en milieu de période (au bout de 40 ans). L’ordre de grandeur est comparable à celui obtenu précédemment, pour l’amplitude de l’anomalie choisie : 0,2 fois le maximum du forçage moyen.



Les résultats obtenus sont intéressants pour des périodes longues, comprises entre environ 40 ans et quelques centaines d’années. En deçà, l’effet des ondes longues de Rossby ne pourrait être négligé et au delà il serait probablement préférable de différencier le rôle du sel de celui de la température. Cependant ces résultats montrent l’extrême difficulté de distinguer la réponse due au vent de celle due aux flux de chaleur dans un modèle complexe : ce modèle simple suggère de plus que les deux peuvent agir en sens contraire en zone subtropicale. Il semble aussi à ces échelles de temps difficile de négliger l’un devant l’autre.

COURANTS

L'étape suivante de cette étude consisterait à examiner comment la densité, donc la thermocline, évolue en réponse à ces variations dans le plan de référence choisi.

### III) Discussion

Les limites de l'approche adoptée sont claires : nos résultats ne s'appliquent que dans l'océan intérieur, sous la couche de mélange et pour des échelles de temps ne dépassant pas le millénaire. Par contre, le fait d'étudier les propriétés d'une solution particulière n'ajoute pas d'approximations physiques supplémentaires à celles définissant l'équilibre géostrophique planétaire: cette solution est exacte pour un forçage extérieur ayant des propriétés spécifiques (rappelons que le pompage d'Ekman est supposé indépendant de la longitude et le gradient zonal de densité prescrit aux bords nord et sud du bassin). Pour un problème mathématiquement bien posé, on sait que les solutions dépendent continuellement des conditions aux limites. Pour le modèle géostrophique planétaire complet, une solution correspondant à des conditions aux limites plus générales pourra donc être obtenue par déformation continue à partir de cette solution. Il est donc intéressant d'avoir des solutions exactes pour un problème idéal simplifié proche d'un problème réel, à côté de solutions à des problèmes plus complexes approchées par des schémas numériques aux propriétés parfois mal connues.

Il est intéressant d'examiner comment ce modèle se compare aux modèles isopycniaux « théoriques ». Ces derniers prescrivent la densité et l'épaisseur moyenne de chaque couche, et bien souvent la position des lignes d'affleurement de ces couches. De façon plus problématique, ils imposent une stratification au bord est, compatible avec les conditions de surface imposées. Ils supposent enfin une couche profonde au repos, qui modélise l'océan profond situé sous la thermocline. Ces hypothèses rendent le phénomène de ventilation facile à décrire, permettent de mettre en évidence l'approfondissement de la thermocline vers l'ouest, avec la structure « en bol » caractéristique, et enfin prédisent l'existence d'une zone d'ombre, occupée par des eaux isolées depuis longtemps de la surface. Cette zone semble confirmée par les observations qui montrent dans la partie sud-est des bassins océaniques subtropicaux des zones plus pauvres en oxygène. Dans le cas variable dans le temps, ils prédisent l'absence d'effet Doppler pour la propagation des ondes longues de Rossby de premier mode barocline, et une valeur de leur vitesse de propagation plus grande que celle estimée dans des théories linéaires (voir par exemple Sirven et Frankignoul, 2000).

Le modèle ici présenté, puisqu'il fait jouer un rôle important à la diffusion éclaire le problème de la thermocline autrement. Sirven et al. (2010) prédisait une thermocline assez réaliste (cf. par exemple leur figure 4) avec des gradients de densité dépendant à la fois de la diffusion horizontale et verticale. L'approfondissement vers l'ouest était reproduit, mais

d'une façon moins éclairante que dans les modèles isopycniaux puisqu'on ne peut pas suivre les trajectoires des particules le long de courbes caractéristiques. Ce modèle ne permettait pas de prévoir l'existence de la zone d'ombre, même s'il prévoyait un affleurement des isopycnes dans la couche de mélange. Enfin, il distinguait nettement la circulation de l'océan et la stratification simulées en zone subtropicale de celles simulées en région subpolaire. Notons que c'est en prescrivant a priori la densité de chaque couche que les modèles isopycniaux suppléent à l'absence de diffusion.

Le cas transitoire étudié de façon très préliminaire ici permet de voir la complexité des réponses possibles à une variabilité extérieure. Des anomalies de densité situées au nord ont tendance à augmenter les courants dans le sens horaire en zone subtropicale alors que l'inverse se produit pour des anomalies de pompage d'Ekman. Une anomalie de densité directement appliquée en surface ne produirait pas de changement de courant méridien dans ce modèle : elle altérerait seulement la composante zonale -- qui affecterait les courants de bord ouest. Cela semble en accord avec de Boer et al. (2010). Enfin, le modèle proposé ne considère pas la propagation des ondes longues de Rossby : comme les variations suivant les longitudes restent petites, ces ondes sont éliminées et seul leur effet moyen dans un plan méridien est conservé.

Les propriétés des courants de bord ouest ne sont pas calculées dans ce modèle. Cependant aucune hypothèse n'est faite à leur sujet. L'ajout d'une dissipation dans les équations de quantité de mouvement permettrait de les représenter et de supprimer la divergence des solutions lorsqu'on approche de l'équateur. Ainsi on pourrait estimer correctement la circulation méridienne moyenne et la comparer à celle calculée ici, qui ne fournit que la partie due à l'océan intérieur.

Pour conclure, souhaitons que cette étude incite à ne pas négliger les solutions de similarité (Salmon et Hollerbach, 1991, en listait plus de 16 dont la quasi totalité n'a jamais été étudiée). Elles peuvent assurément encore nous apprendre beaucoup sur l'océan et sur les modèles de circulation générale du fait de leur plus grande simplicité.

#### Références bibliographiques :

- De Boer A. M., A. Gnanadesikan, N. R. Edwards, A. J. Watson (2010): Meridional density gradients do not control the Atlantic overturning circulation. (*J. Phys. Oceanogr.*), **40**, 368-380.
- Filippov U. G. (1968) : Application of invariant group method to solution of the problem of non-homogeneous ocean current determination (*Meteor. Gidrol.*), **9**, 53-62.
- Marotzke J. et J. Willebrand (1991) : Multiple equilibria of the global thermohaline circulation (*J. Phys. Oceanogr.*), **21**, 1372-1385.
- Needler G. T. (1967) : A model for thermohaline circulation in an ocean of finite depth. (*J. Mar. Res.*), **25**, 329-342.



- Luyten J. R., J. Pedlosky et H. Stommel (1983) : The ventilated thermocline. (*J. Phys. Oceanogr.*), **13**, 292-309.
- Salmon R. et R. Hollerbach (1991) : Similarity solutions of the thermocline. (*J. Mar. Res.*), **49**, 249-280.
- Sirven J., C. Frankignoul (2000) : Variability of the thermocline due to a sudden change in the Ekman pumping. (*J. Phys. Oceanogr.*), **30**, 1776-1789.
- Sirven J., S. Février et C. Herbaut (2010) : A two-gyre ocean model based on similarity solutions. (*J. Phys. Oceanogr.*), **40**, 596-607.

## Interactions océan-atmosphère aux latitudes moyennes

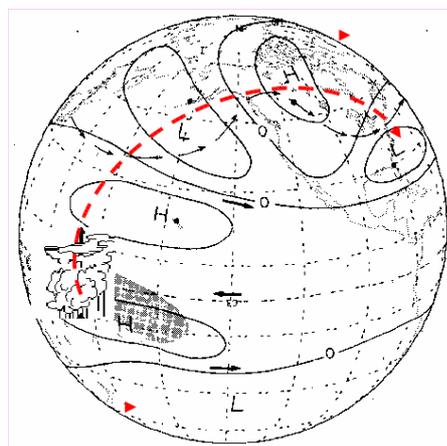
**Guillaume Lapeyre**  
(Laboratoire de Météorologie  
Dynamique/IPSL, ENS, Paris)

et  
**Patrice Klein**  
(Laboratoire de Physique des Océans, IFREMER,  
Brest)

Le système couplé océan-atmosphère aux latitudes moyennes a été étudié depuis plusieurs décennies (voir par exemple la revue de Frankignoul 1985). Jusqu'à approximativement le début des années 2000, les simulations numériques avec des modèles de circulation générale de l'atmosphère de basse résolution ne montraient qu'un effet très modéré des anomalies de température de surface de la mer (SST) des latitudes moyennes sur la dynamique atmosphérique. L'océan aux latitudes moyennes était donc supposé essentiellement passif à la circulation atmosphérique (voir par exemple Frankignoul et Hasselman 1977 qui montrent la forte influence qu'exercent les perturbations atmosphériques sur l'océan sous-jacent).

Les anomalies de SST tropicales ont de leur côté depuis longtemps été reconnues pour leur rôle (à travers les téléconnexions atmosphériques) sur la circulation atmosphérique de grande échelle. Le mécanisme sous-jacent, révélé par l'étude d'Hoskins et Karoly (1981), est que ces anomalies de SST, du fait des flux de chaleur de surface associés, excitent des ondes de Rossby atmosphériques quasi-stationnaires de grande échelle. Pour résumer notre compréhension actuelle – en suivant Lau (1997), Robinson (2000) et l'excellente revue de Kushnir et al. (2002) – les SST tropicales modifient localement l'atmosphère en déclenchant la convection humide (quand une anomalie de SST positive est présente). Ensuite, ce chauffage diabatique excite une onde de Rossby planétaire qui affecte la variabilité synoptique et de basse fréquence des latitudes moyennes (figure 1).

L'influence des anomalies de SST extratropicales sur l'atmosphère faisait toutefois, jusqu'au début des années 2000, toujours débat dans la communauté (Robertson et al. 2000 ; Kushnir et al. 2002). Certaines études (par ex. Rodwell et al. 1999) semblaient montrer que la variabilité multi-annuelle de l'atmosphère pourrait dépendre fortement de la variabilité de la SST. Mais la plupart des études (par ex. Deser et al. 2004, 2007, Cassou et al. 2004, Ferreira et Frankignoul 2008) montraient seulement une réponse faible des storm-tracks (ou rail des tempêtes) et des modes de variabilité atmosphérique (comme l'Oscillation Nord Atlantique – NAO – ou les régimes de temps). Il est cependant notable de remarquer que dans plusieurs de ces études (toujours fondées sur des modèles utilisant une faible résolution spatiale) des expériences de sensibilité indiquaient qu'une augmentation d'un facteur quatre de l'amplitude des anomalies de SST extratropicales conduisait à un impact beaucoup plus substantiel de celles-ci sur la dynamique atmosphérique de basse fréquence (Ferreira et Frankignoul 2008).



**Figure 1 :** Mécanisme de changement de la circulation atmosphérique dû à une anomalie chaude de température dans les tropiques. La SST provoque une convection humide avec dégagement de chaleur latente dans des cumulonimbus. Ceci génère une onde de Rossby planétaire avec alternance de hautes et de basse pression. Tiré de Horel et Wallace (1981).

D'un autre côté, toujours au début des années 2000, quelques travaux précurseurs, fondés sur l'analyse d'observations satellites de fine échelle (par exemple les vents de scattéromètres de type quikSCAT) et de résultats de campagne en mer, indiquaient un effet direct des SST extratropicales sur l'atmosphère à travers les flux à l'interface air-mer. Cependant cet effet semblait seulement confiné à la couche limite atmosphérique marine (jusqu'à 1000 à 2000m d'altitude) – appelée aussi MABL – (Chelton et al. 2004, Small et al. 2008). Ces études montraient que les basses couches atmosphériques répondaient à des structures de fines échelles de SST associées aux fronts de température (voir aussi Bourras et al. 2004 qui

C  
O  
U  
R  
A  
N  
S

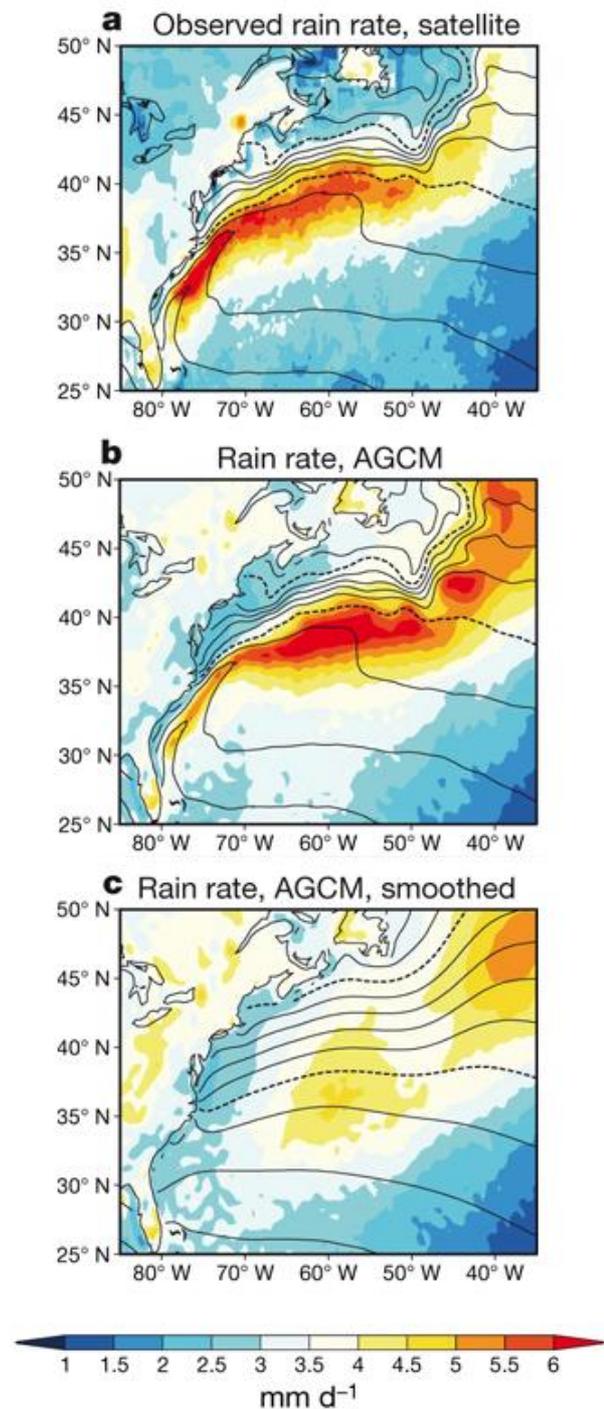
indique que la couche limite atmosphérique peut répondre à des anomalies de SST de mésoéchelle comme les tourbillons océaniques). Ces résultats confirmaient les résultats théoriques de Lindzen et Nigam (1987) qui montraient qu'il s'établit une sorte d'effet de brise de mer (qui est aussi forcée par un gradient de chauffage à la surface) au niveau du front de SST avec des basses pressions de surface du côté froid et des hautes pressions de surface du côté chaud.

C'est à la suite des travaux précurseurs de Lindzen et Nigam (1987) et Chelton et al. (2004) que des avancées majeures (Nakamura et al. 2004, Feliks et al., 2004, 2007; Minobe et al., 2008) ont été obtenues à propos de l'impact des SST extratropicales sur la dynamique atmosphérique globale (cette fois de la surface à la tropopause (10000m d'altitude)) aux latitudes moyennes. *Contrairement aux hypothèses utilisées dans les études passées, ces avancées ont montré que ce n'est pas tant l'amplitude des anomalies de SST qui est déterminante pour le système couplé océan-atmosphère mais ce sont principalement les gradients de SST (fonctions à la fois de l'amplitude des anomalies de SST et aussi de leur variabilité spatiale) qui affectent le système couplé.* Ces avancées ont fortement modifié notre vision des interactions océan-atmosphère et des mécanismes physiques associés. Elles ont par ailleurs mis en lumière l'importance de la prise en compte d'une résolution spatiale élevée, que ce soit dans les observations ou dans l'utilisation des modèles numériques, pour appréhender ces mécanismes.

La première de ces avancées concerne l'étude de Feliks et al. (2004, 2007) qui, en utilisant la paramétrisation de de la couche limite dans des modèles idéalisés de l'atmosphère (modèles quasi-géostrophiques barotrope et barocline), montre qu'un front prescrit de SST a un effet déterminant sur la variabilité basse fréquence de toute l'atmosphère (dans les 10000 premiers mètres)! Cet effet est lié au mécanisme décrit par Lindzen et Nigam (1987) qui implique un pompage d'Ekman (convergence des vents de surface) dans les basses couches atmosphériques proportionnel au laplacien de la SST. Par contre, il se traduit par une extension des vitesses verticales jusqu'à la tropopause, et son amplitude est directement proportionnelle au gradient de SST.

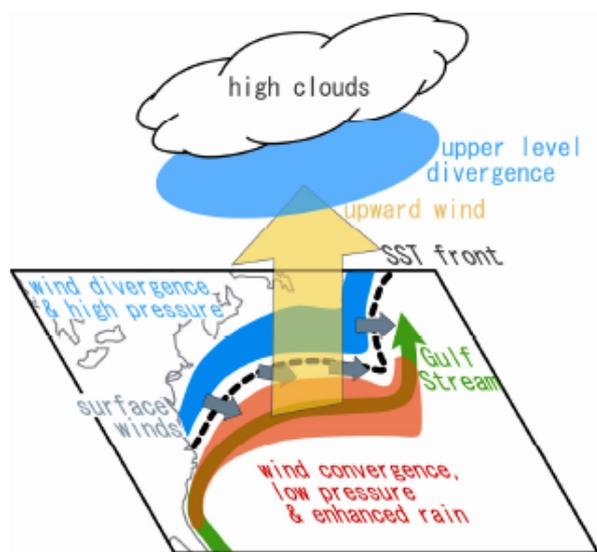
En parallèle, Nakamura et al. (2004) mettent en évidence une association entre le storm-track des latitudes moyennes et les zones frontales océaniques à partir d'observations. Minobe et al. (2008) en comparant des observations et des simulations faites sur l'Earth Simulator confirment l'effet direct des SST des latitudes moyennes sur le rail des dépressions (ou storm-track) dans la région du Gulf Stream. Ils démontrent que *de forts gradients de SST (comme ceux dans le Gulf Stream) sont directement responsables de la localisation spatiale du storm-track atmosphérique au dessus du front océanique.* En conséquence, en présence de gradients de SST réalistes, les simulations numériques indiquent une localisation des précipitations associées au storm-track sur le flanc

chaud du front ainsi que le révèlent les observations (cf. figure 2).



**Figure 2:** Comparaison d'une simulation à très haute résolution avec les analyses. (a) En couleurs, précipitation observée par satellite, en contours noirs SST. (b) En couleurs, précipitation d'une simulation forcée par la SST. (c) En couleurs, précipitation d'une simulation avec une SST lissée spatialement (contours noirs). Tiré de Minobe et al. (2008).

Ils montrent également que la localisation du storm-track n'est pas possible dans le cas d'une SST climatologique (comme la SST Reynolds qui en fait correspond aux configurations utilisées dans la plupart des études antérieures) ainsi que l'indique la figure 2c. Comme dans les études de Feliks et al. (2004, 2007), la réponse locale atmosphérique (champ de vitesses verticales entre autres) n'est pas confinée dans la MABL mais s'étend dans toute la troposphère jusqu'à la tropopause. Elle dépend entre autres de la différence entre températures de l'air et de la mer (figure 3). En fait, *c'est la faculté de la température de l'air à s'ajuster rapidement à celle de la mer (de l'ordre de la journée à quelques jours) qui explique la sensibilité de la réponse atmosphérique aux gradients de SST et pas seulement à l'amplitude des anomalies de SST* (cf. les 3 mécanismes détaillés ci-après). Nakamura et al. (2004, 2008) confirment à partir d'observations les résultats de Feliks et al. (2004, 2007) et Minobe et al. (2008) et expliquent que dans la plupart des régions de courants océaniques de grande échelle (comme le Gulf Stream, le Kuroshio ou le courant Antarctique Circumpolaire), le courant-jet atmosphérique se verrouille en phase avec les fronts de SST associés à ces courants. Par ailleurs, Brayshaw et al. (2008) montrent de plus que le storm-track est sensible à la position du front de SST et non au signe de l'anomalie de SST dans des simulations idéalisées de type aquaplanète.



**Figure S1. Summary of the climatic responses to the Gulf Stream.** On the offshore flank of the SST front (black dashed curve) of the Gulf Stream (green long arrow), surface wind convergence associated with low- pressure (positive SLP Laplacian), and enhanced rain occur (red shade). On the onshore flank of the front, surface wind divergence associated with high pressure (negative SLP Laplacian) occurs (blue shade). The distribution of the wind convergence and divergence is closely associated with surface winds across the SST front (short gray arrows). Anchored by the wind convergence and enhanced precipitation, upward motion penetrates into the upper troposphere (yellow arrow). The upward wind velocity is associated with the upper-level horizontal divergence (blue oval) and frequent occurrence of high-level clouds.

**Figure 3 :** Schéma de la réponse de l'atmosphère au front de SST associé au Gulf Stream. Tiré de Minobe et al. (2008).

Trois mécanismes ont été mis en évidence dans ces différentes études récentes:

- le flux air-mer de chaleur sensible de part et d'autre du front de SST va contraindre la formation d'un front de température atmosphérique de surface (SAT) qui va tendre à se maintenir. Ce mécanisme, appelé "oceanic baroclinic adjustment" par Nakamura et al. (2008), produit une zone barocline dans la basse atmosphère (Nakamura et al., 2008, Nonaka et al., 2009, Taguchi et al., 2009) qui peut-être instable et interagir avec les jet-streams de la haute troposphère (Hoskins et al., 1985). Le temps de relaxation vers cet ajustement est rapide (de l'ordre d'un jour!).
- La différence de température air-mer (instable sur le flanc chaud du front de SST) déclenche de forts flux de chaleur latente en surface et l'apport de vapeur d'eau associé (et le dégagement de chaleur latente qui en résulte par convection humide) va réchauffer l'atmosphère et créer un gradient méridien de température atmosphérique sur toute la verticale (Minobe et al., 2008) qui affecte la dynamique du stormtrack.
- la dynamique de la couche limite (MABL) est responsable d'un pompage d'Ekman vertical proportionnel au laplacien de la SST qui va induire de la convergence et de la divergence de part et d'autre du front dans les basses couches qui induisent des vitesses verticales s'étendant jusqu'à la tropopause (Feliks et al. 2004, 2007, Minobe et al. 2008, Song et al. 2006).

Ces mécanismes mettent en jeu à la fois les flux de chaleur sensible et latente à la surface qui induisent un gradient de température atmosphérique près de la surface (par un chauffage ou refroidissement différentiel de part et d'autre du front) et des vitesses verticales qui affectent toute la colonne troposphérique. Ceci est le scénario décrit par Nakamura et al. (2004) et semble confirmé par Nakamura et Yamane (2009) qui examinent des réanalyses dans l'océan Atlantique. Les flux de chaleur préconditionnent l'environnement pour un développement récurrent des perturbations atmosphériques qui va ancrer le storm-track sur le front océanique.

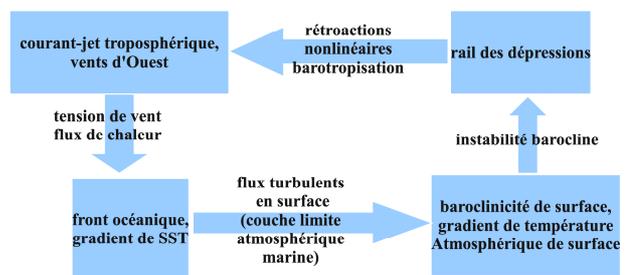
En effet, les flux air-mer peuvent avoir un impact sur la cyclogenèse atmosphérique. Comme indiqué par Hoskins et Valdes (1990), une baroclinicité (gradient méridien de température) plus forte en surface interagit avec la dynamique en altitude et va générer une instabilité barocline plus intense et donc des perturbations atmosphériques plus fortes. Giordani et Caniaux (2001) ont examiné comment la structure de SST affectait le développement d'une dépression lors de la campagne FASTEX et ont montré que la variabilité méso-échelle de la SST était susceptible de moduler la force de la tempête. Yamamoto et Hirose (2009) ont explicitement observé cette modulation pour un cyclone en mer du Japon en utilisant des SST avec des résolutions spatiales différentes (de méso et de

COURANTS

grande échelle). De manière similaire, Jacobs et al. (2008) ont trouvé que la trajectoire et le creusement d'une tempête hivernale près de la côte Est américaine étaient mieux prévus en remplaçant une SST avec une résolution de 2.5 degrés avec une SST sur une grille de 1/100e de degré! La plus haute résolution a permis une meilleure représentation des zones étroites de mouvements verticaux ascendants sur le côté chaud du Gulf Stream, ce qui a creusé la dépression à travers un vortex stretching plus intense.

Une conséquence très importante de cet effet des fronts de SST est que le transport méridien de chaleur dans l'atmosphère est augmenté avec des fronts de SST comme l'ont montré Woollings et al. (2009), Sampe et al. (2010) et Taguchi et al. (2010). En plus de modifier la dynamique de l'atmosphère, les fronts de SST affectent profondément les flux air-mer : Nonaka et al. (2009) observent une forte augmentation de la variance des flux de chaleur sensible et latente proportionnelle aux gradients de SST (cette variance est en fait maintenue par l'activité atmosphérique dépressionnaire). Cette variance provient essentiellement d'événements intermittents qui ont lieu du côté chaud des fronts de SST (là où la convergence des vents et la convection humide a le plus de chance d'atteindre toute la troposphère).

En conclusion, on peut considérer que l'océan des latitudes moyennes affecte la dynamique de grande échelle de l'atmosphère non pas à travers les anomalies de SST, mais à travers les fronts de SST (associés à de forts gradients). Les flux de surface créent un gradient de température dans les basses couches de l'atmosphère (figure 4). Ce gradient de température, par l'équilibre du vent thermique est relié à un cisaillement vertical du vent des basses couches. Ceci intensifie l'instabilité barocline du courant-jet atmosphérique (car le taux de croissance des perturbations dépend précisément du cisaillement vertical de vent). Il s'en suit une augmentation des perturbations atmosphériques. A travers les interactions onde-écoulement moyen, ces perturbations vont rendre leur énergie au courant-jet atmosphérique en accélérant celui-ci (figure 4). En continuant le processus, on peut penser que les modifications du courant-jet peuvent aussi altérer la circulation océanique à travers les flux de chaleur à la surface et la tension de vent. Ces mécanismes sont fortement localisés à cause du front océanique initial. Cet effet des SST extratropicales ne peut être observé que si la maille de la grille atmosphérique et océanique est inférieure à 50km (Feliks et al. 2004, 2007, Minobe et al. 2008). Ceci explique pourquoi les études des décennies précédentes, du fait de leur faible résolution spatiale, ont été incapables de détecter une forte sensibilité à l'océan à des anomalies de SST réalistes et qu'elles n'ont commencé à observer cette sensibilité uniquement en multipliant artificiellement l'amplitude des anomalies de SST par un facteur 4 (Ferreira et Frankignoul 2008) ce qui revient à prendre en compte un plus fort gradient de SST mais pas aux bonnes échelles !



**Figure 4:** Mécanisme schématique de l'effet d'un front océanique sur l'atmosphère. D'après Nakamura et al. (2004).

## Références

- Bourras D., G. Reverdin, H. Giordani, G. Caniaux (2004) : Response of the atmospheric boundary layer to a mesoscale oceanic eddy in the northeast Atlantic (*J. Geophys. Res.*), **109**, D18114.
- Brayshaw D. J., B. Hoskins, M. Blackburn (2008) : The storm-track response to idealized SST perturbations in an aquaplanet GCM. (*J. Atmos. Sci.*) **65**, 2842-2860.
- Cassou C., L. Terray, J. W. Hurrell and C. Deser, (2004) North Atlantic Winter Climate Regimes: Spatial Asymmetry, Stationarity with Time, and Oceanic Forcing. (*J. Climate*), **17**, 1055-1068.
- Chelton D. B., M. G. Schlax, M. H. Freilich, R. F. Milliff, (2004) : Satellite measurements reveal persistent small-scale structures in ocean winds, (*Science*), **303**, 978.
- Deser C., G. Magnusdottir, R. Saravanan and A. Phillips, (2004) : The Effects of North Atlantic SST and Sea Ice Anomalies on the Winter Circulation in CCM3. Part II: Direct and Indirect Components of the Response. (*J. Climate*), **17**: 877-889.
- Deser C., R. A. Tomas (2007) : The Transient Atmospheric Circulation Response to North Atlantic SST and Sea Ice Anomalies. (*J. Climate*), **20**: 4751-4767.
- Feliks Y., M. Ghil and E. Simonnet, (2004) : Low-frequency variability in the midlatitude atmosphere induced by an oceanic thermal front. (*J. Atmos. Sci.*) **61**, 961.
- Feliks Y., M. Ghil and E. Simonnet, (2007) : Low-frequency variability in the mid-latitude baroclinic atmosphere induced by an oceanic thermal front, (*J. Atmos. Sci.*), **64**, 97.
- Ferreira D. and C. Frankignoul, (2008) : Transient atmospheric response to interactive SST anomalies. (*J. Climate*), **21**, 576.
- Frankignoul C. and K. Hasselmann (1977) : Stochastic climate models. Part II: Application to sea-surface temperature variability and thermocline variability. (*Tellus*), **29**, 289-305.
- Frankignoul C. (1985). Sea surface temperature anomalies, planetary waves, and air-sea feedback in the middle latitudes. (*Rev. Geophys.*) **23**, 357-390.
- Giordani H. and G. Caniaux, (2001), Sensitivity of cyclogenesis to sea surface temperature in the northwestern Atlantic. (*Mon. Weather Rev.*) **129**, 1273.

- Hoskins & Karoly (1981) The Steady Linear Response of a Spherical Atmosphere to Thermal and Orographic Forcing. (*J. Atmos. Sci.*), **38**, 1179-1196.
- Hoskins B.J., M.E. McIntyre and A.W. Robertson (1985). "On the use and significance of isentropic potential vorticity maps". (*Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*) **111**: 877-946.
- Hoskins B. and P.J. Valdes (1990), On the existence of storm tracks, (*J. Atmos. Sci.*), **47**, 1854-1864.
- Jacobs N. A., S. Raman, G. M. Lackmann and P. P. Childs Jr, (2008), The influence of the Gulf Stream induced SST gradients on the US East Coast winter storm of 24-25 January 2000. International (*J. of Remote Sensing*) **29**, 6145-6174.
- Kushnir Y., W. A. Robinson, I Bladé, N. M. J Hall, S Peng and R Sutton, (2002), Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies: Synthesis and evaluation. (*J. Climate*) **15**, 2233.
- Lau N. C., 1997. Interactions between global SST anomalies and the midlatitude atmospheric circulation. (*Bull. Am. Meteor. Soc.*) **79**, 21-33.
- Lindzen R.S. and S. Nigam, 1987. On the role of Sea Surface Temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the Tropics. (*J. Atmos. Sci.*) **44**, 2418.
- Minobe S., A. Kuwano-Yoshida, N. Komori, S.-P. Xie and R. J. Small. (2008). Influence of the Gulf Stream on the troposphere. (*Nature*) **452**, 06690.
- Nakamura H., T. Sampe, Y. Tanimoto, and A. Shimpo (2004) Observed associations among storm tracks, jet streams and midlatitude oceanic fronts, in Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction, (*Geophys. Monogr. Ser.*) vol., 147, edited by C. Wang, S.-P. Xie, and J. A. Carton, pp. 329-345, AGU, Washington, D. C.
- Nakamura H., T. Sampe, A. Goto, W. Ohfuchi and S.-P. Xie, (2008) On the importance of midlatitude oceanic frontal zones for the mean state and dominant variability in the tropospheric circulation. (*Geophys. Res. Letters*) **35**, L15709.
- Nakamura M. and S. Yamane, (2009) Dominant anomaly patterns in the near-surface baroclinicity and accompanying anomalies in the atmosphere and oceans. Part I: North Atlantic Basin. (*J. Clim.*) **22**, 880-904.
- Nonaka M., H. Nakamura, B. Taguchi, N. Komori, A. Kuwano-Yoshida, K. Takaya, (2009) Air-Sea Heat Exchanges Characteristic of a Prominent Midlatitude Oceanic Front in the South Indian Ocean as Simulated in a High-Resolution Coupled GCM. (*J. Climate*), **22**: 6515-6535.
- Robertson A. W., M. Ghil, and M. Latif, (2000: Interdecadal changes in atmospheric low-frequency variability with and without boundary forcing, (*J. Atmos. Sci.*) **57**, 1132-1140.
- Robinson W. A. (2000) Review of WETS The Workshop on Extra-Tropical SST anomalies. (*Bull. Amer. Meteor. Soc.*) **81**, 567.
- Rodwell M.J., D. P. Rowell and C. K. Folland (1999) Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. (*Nature*), **398**, 320.
- Sampe T., H. Nakamura, A. Goto and W. Ohfuchi (2010). Significance of a Midlatitude SST Frontal Zone in the Formation of a Storm Track and an Eddy-Driven Westerly Jet. (*J. Climate*) **23**, 1793-1814.
- Small R.J., S. P. deSzoeko, S. P. Xie, L. O'Neil, H. Seo, Q. Song, P. Cornillon, M. Spall, S. Minobe (2008) Air-sea interaction over ocean fronts and eddies. (*Dyn. Atmos. Oceans*) **45**, 274.
- Song Q.T. and P. Cornillon and T. Hara, (2006) Surface wind response to oceanic fronts. (*J. Geophys. Res.*) **111**: ARTN C1(2006).
- Taguchi B., H. Nakamura, M. Nonaka and S.-P. Xie, (2009) Influences of the Kuroshio/Oyashio Extensions on Air-Sea Heat Exchanges and Storm-Track Activity as Revealed in Regional Atmospheric Model Simulations for the (2003/04 Cold Season. (*J. Climate*) **22**, 6536-6560.
- Wang W., B. T. Anderson, R. K. Kaufmann and R. B. Myneni, (2004) The relation between the North Atlantic Oscillation and SSTs in the North Atlantic basin. (*J. Climate*) **17**: 4752-4759.
- Woollings T., B. Hoskins, M. Blackburn, D. Hassel and K. Hodges, (2010) Storm track sensitivity to sea surface temperature resolution in a regional atmosphere model. DOI 10.1007/s00382-009-0554-3.
- Yamamoto M. and N. Hirose (2009) Regional atmospheric simulation of monthly precipitation using high-resolution SST obtained from an ocean assimilation model: Application to the wintertime Japan Sea, (*Mon. Wea. Rev.*) **137**, 2164.