

Compte rendu
Atelier “moment cinétique hydro-atmosphérique et climat”
26 novembre 2012
Salle Danjon
Observatoire de Paris, 77 av. Denfert-Rochereau

Tour de table (voir liste en annexe)

1. Introduction

Christian Bizouard et Claire Périgaud accueillent les participants et soulignent l'intérêt de cette réunion interdisciplinaire qui rassemble plusieurs communautés pour discuter des observations spatiales, de leur signification physique et des contraintes apportées par la rotation terrestre dont le suivi peut s'avérer instructif pour les autres disciplines.

2. Missions spatiales pour les océans et le climat

Juliette Lambin¹ rappelle en quelques planches les missions satellites pour les océans et le climat. 3 domaines sont aujourd'hui quasi-opérationnels : topographie, vents, température de surface. D'autres variables sont encore du domaine de la recherche : hauteur et spectre des vagues, couleur eau, géoïde, salinité.

La pente altimétrique du niveau moyen des mers est emblématique : elle montre la prouesse technologique en limite de résolution, grâce au filtrage de nombreuses corrections. La préoccupation « climat long terme » n'est pas inscrite dans les missions du CNES qui est tournée vers les développements et les innovations technologiques. Les corrections répondent à des besoins de filtrage comme le signal de marée. En gravimétrie spatiale, il n'y a pas de forte composante CNES. Dans le domaine « vent », le transfert a été fait vers la météo dans le cadre EUMETSAT (METOP). Les développements se poursuivent avec Oceansat2 avec l'Inde, HY 2A en Chine. CFOSAT qui est un projet entre la Chine et la France présentera l'intérêt d'observer à la fois les vents et les vagues *avec leur spectre directionnel*. Ces programmes sont complétés par le programme Sentinel de l'ESA dont les premiers satellites voleront à partir de 2013. On voit donc que bon nombre de variables Océan sont observées, mais en surface. L'altimétrie et la gravimétrie mesurent des contenus intégrés. Chaque mission donne lieu à un compromis entre revisite, couverture, évolution versus fauchée, aliasing des hautes fréquences (marée, surcotes) vers les basses fréquences climatiques².

Le climat présente un enjeu difficile : il demande une continuité et même recouvrement d'une mission à la suivante pour calibrage pendant plusieurs mois, un étalonnage spécifique (comment filtrer, quelle quantité, à quel coût, avec hypothèses sous-jacentes) pour atteindre des signaux en limite de détectabilité.

La diffusiométrie n'a pas bénéficié du même engagement que l'altimétrie, identifier la part des erreurs nécessite encore du travail pour savoir où porter l'effort (modifier traitement sol ou systèmes spatiaux ?).

Ont suivi des discussions sur le fait que la diffusiométrie se révèle plus qu'une mesure de surface telle que la rugosité ou le vent à l'interface air-mer. Les diffusiomètres sont bel et bien des instruments qui saisissent de façon instantanée les intensités et directions de vecteurs intégrant l'information verticale depuis le fond jusqu'à la surface, et ils en ont fait ce suivi intégré depuis 1991 comme l'altimétrie. C'est à cause du manque de calibrage des vecteurs diffusiométriques à l'échelle

¹ Voir : ftp://syrtel.obspm.fr/pub/bizouard/OAM/lambin_missions_spatiales.pptx

² Note de C. Périgaud : les satellites héliosynchrones biaisent les principales composantes de marées lunisolaire dans l'annuel et solaire en signaux permanents

planétaire que nous nous réunissons dans cet atelier sur les moments cinétiques à l'Observatoire de Paris.

Bentamy fait remarquer que les agences espèrent répondre à une large communauté et que la priorité en diffusiométrie a été de répondre aux besoins de la communauté atmosphère où de grandes avancées ont été faites avec l'assimilation *pour assurer en temps réel le suivi et les prises de décisions parfois nécessaires pour protéger la population contre des événements météorologiques survenant tel que cyclones et ouragans*. Comment répondre maintenant aux besoins des communautés océans et climat qui ont besoin des conditions de forçage des océans *pour se préparer aux événements et évolutions climatiques en temps différé, c'est à dire au delà de 10 jours?* Dans le signal de rétrodiffusion, il y a autre chose que le vent.

Zaharia rappelle l'importance de la diffusiométrie pour la météorologie : la diffusiométrie est dans les 10 premiers produits satellites pour améliorer l'analyse météo. *Cependant, les modèles d'atmosphère rejettent près de 80% des mesures diffusiométriques lors de l'analyse ; c'est surtout la physique des océans qui pourra bénéficier de la finesse spatiale bien résolue par les vecteurs diffusiométriques, une fois que ceux-ci auront été calibrés à l'échelle planétaire.*

Christian Bizouard explique comment l'apport de la Géodésie peut aider à travailler sur la cohérence entre produits et modèles, et détecter les pertes de masse dans certaines composantes. Les observations géodésiques offrent le moyen de vérifier à quel point le modèle viole les lois de conservation.

3. Vent : diffusiométrie et altimétrie

Bentamy³ rappelle qu'il existe 2 types de diffusiomètres : bande C (vagues capillaires) et bande Ku (vague de 1 cm). Les agences Européennes travaillent en bande C et ailleurs Ku.

Le diffusiomètre : c'est une observation ; alors que le modèle : c'est une estimation. Il y a de nombreuses sources de différences : le calibrage est fait en atmosphère neutre ; il y a des choix d'échelles... Le problème est de savoir si les différences sont aléatoires ou un signal. *Ce qui est frappant est la permanence des signaux qui pourraient provenir de la géophysique mesurée plutôt que de biais instrumentaux.*

La rétrodiffusion sur les vagues de surface dépend de la rugosité. Le diffusiomètre mesure σ_0 , qui dépend du rapport $P_{\text{reçue}}/P_{\text{émise}}$. On considère que la rugosité est dominée par le vent d'où la formulation paramétrique proposée entre σ_0 et le vent comme modèle le plus approprié. Mais il faut noter qu'il y a un bruit très important autour de la mesure : pour un vent de 8 m/s, le calibrage est correct mais à 3 m/s, c'est du bruit. Quant au vent de 12 m/s, c'est meilleur mais d'autres problèmes arrivent (houle).

Le diffusiomètre mesure direction et vitesse, mais avec des erreurs et corrélations différentes (ce ne sont pas des mesures indépendantes, les erreurs sont non gaussiennes).

Gonella s'est intéressé aux tendances des mesures d'intensité « air-mer » que l'on peut déduire des σ_0 suivis par les altimètres : Sur Jason1 : 4% d'augmentation en 8 ans (soit 12% d'énergie), sur Envisat : 3 fois moins. La tendance du module des vents d'ERAInterim est faible (0.7 cm/s par an), équivalente à la tendance Envisat⁴.

³ Voir : <ftp://syrtte.obspm.fr/pub/bizouard/OAM/bentamy-diffusiométrie.ppt>

⁴ Note de C. Périgaud : Envisat a une tendance 3 fois plus faible que Jason à cause de son orbite héliosynchrone qui fige la composante solaire des variations d'énergie des marées longues périodes. En effet, les σ_0 altimétriques ne sont pas seulement des mesures de surface, comme pour les diffusiomètres, ils intègrent l'énergie depuis le fond. Jason n'est pas héliosynchrone et a plus d'énergie à basse-fréquence que les vents

Pour les intensités de vecteurs diffusiométriques, la tendance est forte, équivalente à Jason, mais dans le sens inverse. Altimètre : c'est de la réflexion ; diffusiomètre : c'est de la réfraction : les signaux mesurés ne sont pas les mêmes, et on s'attend à ce que lorsque l'un augmente, l'autre diminue⁵.

Comparaison ASCAT/QuikSCAT : les deux ont été convertis en mesures de vents neutres ; les régressions avec les vents des bouées sont équivalentes. Cependant, il y a une différence systématique entre les modules des 2 produits satellites. QuikSCAT dépasse ASCAT de 1m/s dans l'ITCZ, ce qui suggère un impact de la pluie. Après correction, l'écart est réduit, mais la distribution spatiale des différences avant et après correction révèle un report des différences depuis les subtropiques Nord vers les subtropiques Sud (slide 11).

Comparaison QuikSCAT/ASCAT par rapport aux réanalyses ECMWF/ERAInterim : les différences sont importantes et localisées aux mêmes endroits pour les 2 satellites, dans les régions où il y a de la pluie et peut-être aussi les courants forts (slide 12). Présentées par composantes (slide 13 et 14), il est frappant que les différences les plus fortes sont pour la composante méridienne dans les tropiques (Pacifique Nord Est, Indien Sud et Atlantique) pour les 2 satellites (QuikSCAT étant le plus fort des 2 et atteignant 1m/s de différence avec ERAInterim). Il est également remarquable que les satellites présentent tous les 2 une faiblesse d'amplitude zonale dans le Pacifique tropical est et en Atlantique tropical⁶(avec des différences de 1m/s par rapport à ERAInterim).

Peut-on réduire ces différences avec des corrections d'ordre 2 dans la physique ? On peut caractériser ces effets par les observations sur bouée, mais comment les transférer à un produit ? Les différences ne se retrouvent pas avec ECMWF/ERAInterim bien que les données y soient assimilées car dans l'analyse ECMWF, il y a une perte de 90% du signal des diffusiomètres. Une caractéristique de la différence entre vents et diffusiomètres est une accélération systématique dans le sens méridien vers l'équateur (d'où l'anomalie de convergence : les vecteurs diffusiométriques convergent 5 fois plus qu'ERAInterim).

Vent altimétrique

Marie Héléne RIO⁷ présente les résultats obtenus par Ablain à partir de l'analyse du signal vent de l'altimètre. Les analyses montrent une tendance du module du vent de 2 cm/s par an de 1997 à

ERAInterim. L'énergie liée au cycle lunaire à 18,6 années affecte 3 fois plus les vecteurs orientés par les marées luni-solaire diurnes (K1) que ceux de la marée principale semi-diurne (M2).

⁵ *Note de C. Périgaud : Il y a de nombreuses erreurs d'interprétations qui viennent du fait qu'on compare les tendances des vecteurs diffusiométriques et intensités d'énergie altimétriques à des vents, après avoir retiré les biais permanents entre les σ_0 des différentes missions. Ces biais contiennent de la géophysique. L'énergie des marées saisie par QuikSCAT fait ressortir la direction méridienne des vecteurs plus que la zonale à cause de son heure de traversée de l'équateur (6am 6pm), et il faut tenir compte du fait que le module est une fonction non linéaire de chacune des 2 composantes de vecteurs d'énergie (vents+marées) saisie par les satellites. Gonella montre d'ailleurs que le spectre d'ERAInterim en module est dominé par le semi-annuel (vent zonal dominant dans les tropiques) alors que celui de QuikSCAT est dominé par l'annuel à cause de sa composante méridienne qui est 4 fois plus forte que la zonale en moyenne globale.*

⁶ *Note de C. Périgaud : Il est utile de comprendre ces cartes de différences de valeurs absolues (slide 14 de Bentamy) avec les cartes de différences où les signes des composantes sont gardés (slide 12 dans <ftp://syre.obs-pm.fr/pub/bizouard/OAM/perigaud-diffusiometrie.ppt>). Toutes ces cartes de différences entre vents et diffusiomètres révèlent un contenu géophysique à grande échelle qui ne dépend pas du satellite. Ces différences systématiques sont liées au contenu énergétique venant des marées océaniques en plus des vents dans les vecteurs diffusiométriques.*

⁷ Voir : ftp://syre.obs-pm.fr/pub/bizouard/OAM/ablain_vents.ppt

2012. L'intercalibrage entre TOPEX/JASON1/JASON2 est possible par 6 mois de vols en recouvrement, puis une analyse aux points de croisement (colocalisation).

Avec ERAInterim : tendance de 0.6 cm/s par an et 0.8 avec NCEP.

Les figures donnent lieu à de nombreuses discussions : sur les différences entre satellites (JASON et ENVISAT), sur les données issues de modèle (réanalyses), sur l'existence de séries retraitées...

La tendance du vent sur les dix dernières années est une question orpheline.

4. Moments angulaires (cinétiques) hydro-atmosphériques et effets sur la rotation terrestre

4.1 Principe (C. Bizouard et O. De Viron) ⁸.

Pour évaluer l'effet d'une redistribution de masse sur la rotation de la Terre, on utilise communément le théorème du moment cinétique, exprimé dans le **repère terrestre**. C'est un système d'axes orthonormés Oxyz, reflétant la croûte terrestre affranchie des déformations de marée et de charge, et par rapport auquel les mouvements tectoniques n'induisent aucune rotation globale. *C'est aussi le système d'axes duquel on détermine la rotation par rapport aux étoiles ou aux quasars avec les méthodes d'astro-géodésie spatiales (Very Long Baseline Interferometry, Global Navigation Satellite System, Satellite Laser Ranging)*. Comme le repère terrestre est solidaire de la croûte, on ne peut assurer la parfaite coïncidence de centre O avec le centre des masses de la Terre, qui lui, dépend des fluctuations hydro-atmosphériques, des transports dans le noyau, etc...D'après l'orbitographie des satellites SLR, leur distance fluctuent dans un intervalle de 1 cm.

L'intérêt de travailler dans le repère terrestre est que les variations des composantes du vecteur instantané de rotation comme du moment cinétique de la Terre, occasionnées par les redistributions de masse (fluide, sismique, marée...) y sont faibles par rapport à leur moyenne : dans cette mesure on utilise une approche « perturbative » où l'on sépare, dans le repère terrestre, les composantes **invariables** ou moyennes, fixées conventionnellement, des composantes **variables**, inconnues ou modélisables. Les équations sont alors linéarisées par rapport aux composantes variables. De la sorte les composantes du vecteur instantané de rotation (cosinus directeur de l'axe de rotation m_1 , m_2 ou « coordonnées » du pôle, m_3 variation relative de la vitesse axiale), sont régies par des équations différentielles du premier ordre, et les causes des variations de la rotation terrestres peuvent être traitées séparément (moment des forces de marées luni-solaires, redistributions de masse atmosphérique, etc...) pourvu qu'elle engendrent de petites variations de moment cinétique à l'aune du moment cinétique total de rotation.

Le premier membre de ces équations, fonction de m_1 , m_2 et m_3 et de leur dérivée temporelle, est appelé **excitation observée** ou **excitation géodésique**. Le second membre de ces équations, ou **excitation géophysique**, reflète le moment cinétique associé à la redistribution de masse, à la fois dans sa partie masse et mouvement.

Tout le problème est donc d'évaluer correctement l'excitation géophysique, et c'est pourquoi le calcul des AAM (Atmospheric Angular Momentum), OAM (Ocean Angular Momentum), HAM (Hydrological Angular Momentum) revêt tant d'importance pour l'étude de la rotation de la Terre et ses applications (orbitographie, géolocalisation par satellite en particulier).

⁸ Voir ftp://synte.obs-lyon.fr/pub/bizouard/OAM/bizouard_OAM_AAM_rotation_terre.pptx ; ftp://synte.obs-lyon.fr/pub/bizouard/OAM/deviron_aam.pdf et aussi <ftp://synte.obs-lyon.fr/pub/bizouard/habil.pdf>, chapitre 4

4.2 Cas spécifique d'une redistribution dans une enveloppe fluide de la terre (C. Bizouard et O. De Viron) .

Dans le cas d'une redistribution de masse se déroulant dans une couche fluide superficielle (atmosphère/océans/contenu hydrique continental), on utilise les expressions proposées par (Barnes, Hide, FRS White Wilson, 1983), donnant le moment d'inertie de la couche fluide et son moment cinétique relatif.

Le terme de masse, moyennant l'approximation de couche mince, est réduit à une intégrale de la pression en surface. En revanche le terme de mouvement nécessite l'intégration volumique des moments cinétiques relatifs élémentaires, faisant intervenir masse volumique et vitesse des vents ou des courants (u,v,w) dans le repère terrestre. Le calcul des composantes du moment cinétique bute sur le problème de la conservation de la masse des couches fluides.

4.3 Inter-comparaison des séries AAM et des séries OAM (C. Bizouard, O. de Viron):

C. Bizouard propose une inter-comparaison fondée sur une analyse par « variance d'Allan », permettant de caractériser la stabilité d'un signal à une échelle de temps donnée et par là même ses propriétés statistiques.

Séries AAM «courantes»

- elles proviennent de 5 centres (ECMWF, NCEP/NCAR, NCEP, UKMO, JMA) et sont disponibles sur le site l'IERS Global Geophysical Fluid Center. On distingue des séries opérationnelles (calcul du moment cinétique de la veille, avec prédiction sur 7 ou 10 jours) et des séries de réa-analyses.
- Pour l'analyse géophysique il est préférable d'utiliser les séries issues des ré-analyses de l'ECMWF et du NCEP/NCAR (continuité, échantillonnage de 6 h, s'étendant sur quelques décennies).
- A partir des séries AAM, moyennant l'hypothèse de l'indépendance de leurs erreurs (ce qui est loin d'être assurée, puisque ces séries sont parfois produites au moyen des mêmes AGCM), on peut extraire le signal qui leur commun, censé représenté la réalité, au moyen de la méthode du tricorne (O. de Viron)
- **AAM NCEP et ECMWF** : bon accord, sauf pour les termes de vents, composante y, vers 180 jours. Terme axial: très bon accord des termes de vents, mais les termes de masses divergent très fort au-delà de 1000 jours.

Séries OAM « courants et masses » : OMCT (forcé par ERA et pression atmosphérique) et ECCO (forcé par NCEP avec TOPEX/Jason assimilé et correction baromètre inverse, IB). Les résultats d'ECCO sont envoyés au SYRTE de façon opérationnelle depuis longtemps et ont déjà servi à détecter des erreurs dans les chaîne des traitement et d'assimilation de TOPEX/Jason, alors qu'OMCT est un modèle d'océan climat développé beaucoup plus récemment pour simuler climat, météo et marées pour servir un jour à GRACE.

- les variations diurnes ne sont pas fiables
- à part un certain accord saisonnier pour le terme de courant seulement, ces deux séries divergent aux basses fréquences (> 1000 jours) comme aux hautes (< 100 jours). Il est frappant qu'en courant, elles n'ont pas les mêmes valeurs moyennes non plus. Suivant l'axe, les sens de rotation ne sont mêmes pas identiques! Comme les moments axiaux (ECCO_z et OMCT_z) se situent autour de 10 et 0 respectivement, les moments équatoriaux (OMCT_x et OMCT_y) restent autour de 0 alors que ceux d'ECCO changent de signe : ECCO_y se situe autour de +1 et ECCO_x autour de -1 (slide 10 de C. Bizouard).

- *Même si les valeurs moyennes d'OAM ne sont pas souvent analysées, leurs signes devraient au moins refléter ce que l'on sait de la circulation et des distributions de masses d'eaux dans les océans autour de chacun des 2 axes équatoriaux et de l'axe de spin.*

4.4 Inter-comparaison des séries AAM+OAM et de PRT (Paramètres de Rotation de la Terre)

- AAM, OAM, HAM sont comparés à l'excitation observée déduite des PRT (composante équatoriale x, y et axiale z dans le repère terrestre): c'est non seulement intéressant pour comprendre la cause des PRT, mais c'est aussi un moyen de détecter les erreurs dans les chaînes de traitement, avec un point de vue tridimensionnel de la circulation océanique avec deux contributions : masse et circulation
- **Aux échelles de temps infra-décennales (< 10 ans)** : la composante équatoriale des variations de moments cinétiques de la couche hydro-atmosphérique est dominée par le terme de masse (80%). A contrario la composante axiale résulte essentiellement des vents (95%). Dans cette mesure, le mouvement du pôle (~100 milli-arc-secondes) est surtout influencé par la pression sur le sol ou sur le plancher océanique, et la pression équivalente de la charge en eaux douces, alors que les variations de la durée du jour sont conditionnées par les vents.
 - Excitation équatoriale: les combinaisons ECCO + NCEP ou OMCT + ECMWF expliquent jusqu'à 80% (de la composante x et 90% de la composante y
 - Signal saisonnier de la composante y plus fort que pour la composante x : y résulte des variations de la pression atmosphérique sur l'Eurasie, et x recoupe surtout les océans
 - *Modélisation de la réaction des océans à la variation de pression atmosphérique* : la considération d'un modèle plus raffiné que celui du baromètre inversé, ne change guère le bilan géophysique du mouvement du pôle. Ainsi on a utilisé MOG2D pour avoir une correction d'ordre 2 de baromètre inverse, sans grand résultat

Commentaires Claire : attention que ce résultat ne colle pas avec ce que les corrections de baromètre inverse font sur ECCO. D'ailleurs le slide 23 de Christian Bizouard confirme l'importance sur le saisonnier à partir des différences entre NCEP+ECCO (IB) et ECMWF+OMCT (forçage pression atmosphérique inclus). Pour le moment dans le sens rétrograde, le signal annuel est systématiquement en retard d'un mois pour OMCT p/r au baromètre inverse (ECCO) qui est lui même en retard d'un mois p/r aux observations. Dans le sens prograde, c'est l'amplitude annuelle qui est entre 2 et 3 fois trop faible pour ECCO, celle d'OMCT semble plus raisonnable (bien que 30% trop fort).

- **Au-delà de plusieurs années**, d'autres effets prennent le relais: transports de masse dans le noyau fluide, qui expliqueraient fluctuations multi-annuelles de la durée du jour (quelques ms) ; rebond-post-glaciaire combinée aux variations actuelles de la couche cryogénique pour la dérive du pôle (**J.M. Lemoine**). Ces variations cryogéniques, avec le prolongement des observations du champ de gravité par GRACE sont de mieux en mieux cernées.
- Le vecteur diffusiométrique contient plus que le vent. Il contient le travail de la marée, du vent, de l'océan (Claire Périquaud).
- Les OAM permettent de mettre en valeur les biais d'état moyen des OGCMs sur les 3 axes de rotation car ceux-ci ont une géophysique bien distincte. En particulier, l'axe de Greenwich met en valeur les circulations océaniques Nord/Sud qui sont bloquées au Nord du fait de la présence des continents dans le Nord de l'Océan Indien et de l'Amérique du Nord, alors que l'axe y passant par 90°E dans l'Indien repère surtout les circulations cross-équatoriales de l'Atlantique et du Pacifique central.

- Le calcul des 3 composantes du moment angulaire nous renseigne sur la manière dont l'océan répond au forçage, par sa masse et sa circulation. C'est un outil diagnostique important.

5. Marée

Florent Lyard ne pouvant étant présent, Claire Périgaud⁹ introduit les travaux sur la marée.

Suite à l'impulsion donnée par C. Le Provost, F. Lyard a développé le modèle de marée océanique, FES finite element system, FES 2004 puis FES 2012, pour répondre à la nécessité de filtrer le signal de marée pour TOPEX. Le modèle FES a évolué avec comme principale différence la prise en compte du frottement de fond sur le signal barocline.

En atmosphère : la marée est directement assimilée par les observations (marées radiatives) ; dans l'océan, la marée est amplifiée dans les bassins fermés, elle se propage très rapidement comme une onde barotrope, elle n'est donc pas incluse dans le modèle de circulation, mais on essaie d'en paramétrer les effets.

Les bases d'un Modèle de marée reposent sur des hypothèses : signal barotrope, la lune et le soleil tournent autour de la terre, une sphère dont le centre est le centre de masse, alors que c'est le centre de masse (Terre-Lune) qui orbite autour du Soleil et définit le plan écliptique par rapport auquel l'axe des pôles est oblique et remarquablement stable. Les forces qui génèrent la marée se traduisent alors par un potentiel décomposé en harmoniques semi-diurnes, diurnes et longues périodes. Toutes les composantes semi-diurnes et longues périodes correspondent ainsi à un forçage symétrique par rapport à l'équateur, alors que toutes les composantes de forçage diurne sont antisymétriques. Les orbites héliosynchrones des satellites transforment la diurne luni-solaire principale K1 en signal annuel (antisymétrique Nord/Sud, ce qui est une grande source de difficulté pour le distinguer des variations climatiques annuelles). Les résultats de Ray sur le travail de la marée montrent que M2 et K1 ont un fort signal dans les mers Indonésiennes, M2 transporte de l'énergie en permanence de l'Indien vers le Pacifique, *alors que le travail de K1 va du Pacifique vers l'Indien*. De plus, ces ondes varient à basse fréquence avec les configurations orbitales Lune-Terre-Soleil : K1 est amplifié de 12% pendant que M2 est diminué de 3%, et vice versa avec le cycle d'inclinaison lunaire à 18,6 ans.

Dans les corrections altimétriques, les marées longues périodes au delà de la mensuelle Mm à 27.322 jours, la semi-annuelle, annuelle, et polaire (430 jours) sont prises en compte par une réponse statique de l'océan appelée marée d'équilibre. Seules les harmoniques de marée allant de l'intramensuel Mm et les 14 jours Mf à la demi-journée sont calculées dans FES. Dans les calculs d'orbitographie pour GRACE et pour l'altimétrie, le potentiel de gravité terrestre tient compte des variations courtes périodes de FES2004 (4 semi-diurnes et 4 diurnes, plus 2 de leurs combinaisons non linéaires).

FES2012 est une amélioration de FES2004 qui vient principalement de la paramétrisation de l'énergie barotrope dissipée en barocline via les ondes internes. FES2012 réduit les erreurs de 5cm avec FES2004 à 2.5 cm pour M2. En plein océan, les erreurs de FES2012 sont de l'ordre de 1.3 cm seulement. Ainsi, les résultats du modèle FES2012 pur (sans assimilation de données altimétriques) sont presque aussi efficaces pour estimer les harmoniques de marées que les estimations à partir de TOPEX/Jason qui arrivent à 0.7 cm d'écart aux points de croisement. F. Lyard a également travaillé sur la prise en compte d'une gravité variable en espace (3000 mgals de moins à l'équateur qu'aux pôles) : cette modification complémentaire améliore les résultats de FES2012 : dans la Baie d'Hudson, les erreurs de 2cm sont encore réduites de 3 mm environ.

6. Champ de gravité GRACE

⁹ Voir : ftp://syrtex.obs-lyon.fr/pub/bizouard/OAM/perigaud_marees.pptx/

Jean-Michel Lemoine¹⁰ présente les travaux sur GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) faits en collaboration avec Biancale et Gambis.

Principe de détermination du champ de gravité à partir des mesures GRACE : Deux satellites séparés de 200 km, et équipés d'accéléromètre dont l'écart est très précisément mesuré.

Dans la pratique : mesures intersatellites, accéléromètre, + Pa (ECMWF) + MOG2D (réponse océanique) => équation normale journalière => cumul sur 10 jours, champ de gravité. Les différents modèles qui permettent le calcul sont rappelés :

Orbite à 1° du pôle

Gravity : EIGEN GRGS RL02 => **EIGEN 6S2**

Ocean tide : FES 2004=> **FES 2012**

Atmosphere : ecmwf => **3 hrs**

Ocean mass model : mog2D (non IB) =>**TUGO**

Atmospheric tides, bode Biancale model based on ecmwf pressure grids

3rd body sun moon, 6 planets

Solid earth tides : IERS

Polar tides : IERS

Non gravitational : accelerometer data

On choisit de traiter tout ce qui est de période inférieure à 10 jours.

Ce qui manque : déplacement du à hydrologie, rebond post-glaciaire

On est en train de tester : **EIGEN 6S2 + FES 2012 + ecmwf => 3 hrs + TUGO**

La suite : GRACE + LAGEOS 1 et 2 permet de suivre l'évolution pour les grandes longueurs d'onde. On mesure le signal EWH (lame d'eau) avec 10 ans de données. On voit le signal annuel : évolution des zones de mousson et neige. Sur de plus longues périodes, tendance négative : Alaska, calotte Groenland, antarctique et tendance positive du bouclier canadien (les signaux sont dus au rebond glaciaire mais la géographie des résultats ne collent pas avec celle du modèle de rebond glaciaire de Peltier)

Les courbes d'évolution de C(1,0) et C(2,0) sont décrites.

C(2,0) observé par Lageos monte de 1985 à 1995, chute de 1996 à 2001, puis oscillation, alors que le modèle de gravi EIGEN-6 dérive lentement et les nouveau modèle proposé reproduit très bien les observations. Cependant, le signal se superpose au rebond post glaciaire et à la crise cryosphère actuelle. L'interprétation est délicate.

La question est posée de la prise en compte de la variation de l'accélération de la terre ?

Le nouveau modèle de marée va dans le bon sens. La fonte des glaces explique bien la chute actuelle.

C1 : il faut traiter de façon rigoureuse : éliminer degré 1 dans tout le calcul du champ de gravité.

La discussion se situe au niveau des standards IERS, en particulier pour C(2,0) et les mouvements du pôle : intéressant mais les séries temporelles sont encore trop limitées.

7. Niveau de mer et masses

Nicolas Ferry¹¹ explique que le vent est un forçage clé dans les tropiques. Il considère ORCA1 forcé par CORE2 (qui inclut les vecteurs diffusiométriques) et par ERAInterim. La topographie dynamique moyenne sur plusieurs années (Mean Dynamic Topo) peut maintenant être estimée par la différence entre la Mean Sea Surface altimétrique (MSS) et le géoïde GOCE TIMR3 (précision de 1 à 2 cm) à 150 km. Les cartes de différence de niveau de la mer montrent un fort signal le long de 5°N dans le Pacifique (15cm), et au sud de l'équateur dans Indien. Ces mêmes structures d'erreurs dans le Pacifique tropical Nord et Indien Sud ont été repérées avec d'autres modèles d'océan lorsque ceux-ci

¹⁰ Voir : ftp://synte.obs-lyon.fr/pub/bizouard/OAM/lemoine_GRACE.ppt

¹¹ Voir : ftp://synte.obs-lyon.fr/pub/bizouard/OAM/ferry_conservation_masse_NEMO.pptx ;
ftp://synte.obs-lyon.fr/pub/bizouard/OAM/ferry_myocan.pptx ;
ftp://synte.obs-lyon.fr/pub/bizouard/OAM/ferry_niveau_de_mer.pptx ;
ftp://synte.obs-lyon.fr/pub/bizouard/OAM/ferry_OAM.pptx

sont forcés par CORE2, alors qu'avec les forçages NCEP ou ERA, les différences sont beaucoup plus faibles (5cm dans les tropiques). Ces caractéristiques d'erreurs dépendent peu de la résolution du modèle d'océan.

Avec CORE2, les températures de subsurface (à 300m) sont trop froides de 3° à 4°C dans le Pacifique, et trop chaudes de 3°C dans l'Indien et l'Atlantique. Ces erreurs sont 2 fois plus grandes avec CORE2 qu'avec ERA-Interim. Avec CORE2, la bosse topographique du Pacifique le long de 5°N correspond à un excès de chaleur supérieure à 6°C à 100m alors que les erreurs à cette profondeur restent entre + et -2°C avec ERA.

Le calcul des OAM a été mis au point avec Voltaire et Chevallier du CNRM.

OAM masse = OAM de pression : sensible au changement de masse (flux evap)

OAM courant traduit l'évolution de la circulation océanique

Outil offline basé sur CDFTOOLS à partir des sorties NEMO

Tableau d'expériences : 2 GLORYS au ¼, 2 ORCA au ¼, 3 ORCA au 1

Le bilan E-P-R est très variable d'une simulation à l'autre et a un impact direct sur le bilan net. Une contrainte sur le bilan de masse est nécessaire.

Sur OAM Courant : Glorys 1 a un comportement très différent des autres avec une forte croissance et un signal annuel beaucoup plus forts que toutes les autres expériences : c'est à cause de la topo moyenne (MDT) qu'il faut ajouter aux données altimétriques afin d'assimiler celles-ci dans le modèle. Le choix de la MDT ajoutée à l'altimétrie est déterminant pour la qualité des produits avec assimilation d'altimétrie.

L'Outil OAM est disponible. Il donne des résultats réalistes pour les courants par rapport à d'autres groupes, mais pas pour les OAMs de masse car nous n'avons pas appliqué la correction de masse façon Greatbatch (1994) comme dans les résultats d'ECCO envoyés au SYRTE. Nos résultats montrent d'ailleurs le fort impact du flux net de masse en surface.

Commentaires de Claire Périgaud :

- 1) *le problème du rajout de la MDT aux variations altimétriques existe pour toutes les équipes d'assimilation d'altimétrie dans les modèles d'océans/climat. Les MDT ne coïncident pas bien entre observations et état moyen du modèle, et les hypothèses de projection d'information sur la verticale dans les tropiques sont fondamentales pour les résultats d'assimilation. Les équipes de JPL changent de MDT à chaque modèle ECCO, après l'avoir optimisée par inversion dans une série de premières expériences pour minimiser les écarts en variabilité du niveau de la mer à grande échelle en fonction du forçage, du mélange et de la grille du modèle. Le problème vient surtout du fait que les modèles simulent très mal les états moyens à cause de la méconnaissance des mélanges entre fond et surface qui donnent la structure moyenne en température et salinité. Les directions de forçage en contraintes par la surface et le fond sont clé et doivent être fournis par ERA et la diffusiométrie, alors que les flux de chaleur sensible, latente, et les flux d'évaporation qui ne sont pas des champs de forçage des océans devraient être échangés net entre l'atmosphère et les océans.*
- 2) *Les biais des états moyens océaniques simulés par les modèles de climat initialisés avec les contraintes de vents de surface sont décisifs pour la qualité des prévisions El Nino. Les modèles couplés ont tendance à générer du signal symétrique nord sud dans les tropiques pour recharger El Niño (paradigme de Jin, 1997), alors que les modèles forcés simulent bien les observations en niveau de la mer et rotationnels de vent qui sont systématiquement anti-corrélés dans les régions subtropicales Nord et Sud du Pacifique, anti-corrélés également entre le Nord et Sud de l'Indien. Nous savons depuis les années 1990 que ce manque d'antisymétrie Nord/Sud dans les modèles couplés vient des difficultés qu'ont tous les modèles à simuler la composante méridienne des vents et de la circulation océanique près de l'équateur.*
- 3) *Les directions de vecteurs diffusiométriques, avec leur contenu de travail marées sur le fond devraient permettre de réduire ce problème qui nous résiste de façon persistante depuis toujours.*

- 4) *Plusieurs groupes ont pensé à corriger les contraintes de vents de surface en tenant compte du fait que le stress dépend de la différence de vitesse entre l'air et l'eau. Mais si cette correction semble expliquer quelques différences observées sur la composante zonale entre QuikSCAT et les vents, elle n'explique pas du tout que les diffusiomètres convergent 5 fois trop fort par rapport à ce que la divergence des courants océaniques peut expliquer... Pire... cette correction contribue en fait, dans les modèles couplés, à tuer les ondes tropicales d'instabilité qui génèrent des courants cross-équatoriaux, et donc renforce la tendance à simuler des états moyens déjà trop symétriques, tel que le problème bien connu de la « double ITCZ » rencontré dans les modèles couplés.*
- 5) *Utiliser les vecteurs diffusiométriques pour forcer la surface des modèles fait faire de graves erreurs. Ainsi, les OAMs simulés par le modèle d'océan NEMO forcé par les vecteurs diffusiométriques (QuikSCAT ou CORE2) ont des valeurs moyennes sur l'axe de spin et l'axe de Greenwich très différentes de ceux simulés par les vents ERA ou NCEP car ces vecteurs sont plus convergents que les alizés dans le Pacifique et dans les mers Indonésiennes : ils bloquent la circulation zonale du Pacifique (OAM_z 30% trop faible), le Throughflow Indonésien, et la circulation méridienne dans l'Indien (OAM_x 70% trop faible).*

Discussion générale

Les échanges ont permis de mettre en avant des résultats intéressants :

- Les paramètres de rotation de la Terre, maintenant bien observés, peuvent servir à évaluer la qualité des séries AAM/OAM ou à identifier certains problèmes liés aux modèles de circulation sous-jacents (défaut de conservation de la masse des océans par exemple - cf Olivier de Viron). Ceci doit se faire en liaison avec la mesure des variations du champ de gravité pour ce qui est des fluctuations du contenu en eaux douces de la croûte terrestre (J.M. Lemoine).

- L'analyse/interprétation des données diffusiométriques (Abderrahim Bentamy, Juliette Lambin, M.H. Rio) mérite d'être approfondie pour: mieux caractériser le contenu du signal diffusiométrique à la fois pour la surface et le fond des océans ; pour utiliser les 2 composantes des vecteurs diffusiométriques dans les OGCM; pour restituer les tendances climatiques (dérive instrumentale, correction de second ordre, colocalisation...) ; estimer leur contribution au bilan d'énergie des fluides

- En France, on a les compétences pour aborder ces questions de manière intégrée : NEMO à MERCATOR, MOG2D et FES 2012 à l'OMP et CLS, avec une compétence en altimétrie océanique et en diffusiométrie qui remonte à plus de 20 ans, avec en amont les compétences météorologiques et géodynamiques.

Pistes de travail

Sur les modèles : deux échelles de temps sont à regarder. La première est celle de la prévision de l'ordre de quelques jours, pour laquelle il serait intéressant de tester les capacités de prévision de la rotation de la terre avec les OAM et AAM : cette prévision est-elle plus précise que la prévision stochastique utilisée pour le calcul d'orbite de GPS ?

L'autre échelle de temps à regarder est la fenêtre temporelle de 1993 au temps présent où on peut commencer à analyser les tendances climatiques, et comparer modèles et observations afin d'établir leur cohérence.

En ce qui concerne l'atmosphère :

- motiver les laboratoires nationaux (LMD, CNRM) pour inclure ce type d'analyse AAM diagnostique, apprendre à l'interpréter en collaboration avec les spécialistes de la rotation terrestre

En ce qui concerne les marées :

- calculer les OAM de FES2012 dans les domaines de fréquence couverts, distinguer haute fréquence (semi-diurne, diurne) et basse fréquence (> quelques jours).
- transmettre ces OAM à C. Bizouard
- réfléchir et développer le calcul des vecteurs de travail de la marée sur le fond de l'océan pour l'échantillonnage par les fauchées diffusiométriques des différents satellites.

En ce qui concerne le modèle de circulation tri-dimensionnelle NEMO

- Développer la correction de la variable pronostique E-P-R pour apporter la contrainte de masse nécessaire, on-line, dans le code de circulation océanique NEMO
- Produire les OAM de NEMO avec des conditions de masse contrôlée pour comprendre les rôles respectifs du sel, de la température, dans la variabilité de la série des OAM.
- transmettre ces OAM à C. Bizouard
- réfléchir et développer le calcul des vecteurs de travail de la circulation océanique avec les vents pour échantillonnage sous fauchées.

En ce qui concerne le modèle MOG2D

- développer le calcul du moment angulaire de masse à partir de ce modèle
- transmettre ces OAM à C. Bizouard
- réfléchir et développer le calcul des vecteurs de travail de la circulation océanique avec la pression atmosphérique pour échantillonnage sous fauchées.

Sur les observations :

De nouvelles études ont permis de produire de nouveaux champs diffusiométriques.

- analyser les différents champs colocalisés par rapport aux réanalyses ;
- interpréter les différences en tenant compte de l'énergie de la marée, des vagues, des courants de surface...

Cela demande de mobiliser une communauté intéressée ce qui est favorisé par le contexte SWIM CFOSAT dont le lancement est prévu pour 2014. De plus, la NASA vient de confirmer le lancement de RapidSCAT pour Janvier 2014. On peut essayer de construire en alliant capacités en physique de la mesure (diffusiométrie et radar), en modélisation (vagues, couches de surface). Un projet en ce sens pourrait être monté pour la discussion prospective d'Autrans, en janvier.

Annexe : Liste des participants

Pierre Bäuer	Argonautes	pierre.bauer3@orange.fr
Abderrahim Bentamy	CERSAT	abderrahim.bentamy@ifremer.fr
Christian Bizouard	OBSPM	christian.bizouard@obspm.fr
Bruno Blanke	LOP	blanke@univ-brest.fr
Nicole Capitaine	OBSPM	n.capitaine@obspm.fr
Pascale Delecluse	Meteo	Pascale.Delecluse@meteo.fr
Fabien Desbiolles	LOP	fabien.desbiolles@univ-brest.fr
Nicolas Ferry	CLS	nicolas.ferry@mercator-ocean.fr
Daniel Gambis	OBSPM	daniel.gambis@obspm.fr
Sébastien Lambert	OBSPM	sebastien.lambert@obspm.fr
Juliette Lambin,	CNES	juliette.lambin@cnes.fr
Jean-Michel Lemoine	grgs-61332	jean-michel.lemoine@cnes.fr
Florent Lyard	LEGOS	florent.lyard@legos.obs-mip.fr
Claire Perigaud	MoonClimate	perigaud@moonclimate.org
Marie-Hélène Rio	CLS	mrio@cls.fr
Olivier de Viron	IPGP	deviron@ipgp.fr
Raymond Zaharia	Argonautes	raymond.zaharia@wanadoo.fr