

AO INSU 2016, Section « Océan-Atmosphère » *Dossier scientifique*

Référence du projet: AO2016 - 982389

Nom du porteur du projet : Olivier Arzel (MdC au LPO/UBO)

Participants: T. Huck (CR1 LPO), G. Lapeyre (CR1 LMD), A. Foussard (doctorant LMD), F. Codron (Prof. LOCEAN/UPMC), G. Gastineau (MdC LOCEAN/UPMC)

Collaborateurs: J. Mignot (CR1-IRD LOCEAN), F. Sévellec (Lecturer, NOCS)

Titre du projet : Méso-échelle Océanique et Variabilité Climatique (MesOVarClim)

Nouveau projet demandé pour 3 ans.

Intérêt scientifique et état de l'art

La circulation grande échelle des fluides planétaires (océan et atmosphère) est un système forcé-dissipé où l'énergie introduite à grande échelle par le vent, le soleil et les marées, cascade inexorablement vers les petites échelles à travers une myriades d'instabilités hydrodynamiques. Parmi elles, les instabilités barocline et barotrope donnent lieu à des structures cohérentes avec une échelle spatiale de l'ordre de 100 km dans l'océan et 1000 km dans l'atmosphère. Ces structures de méso-échelle synoptiques et très énergétiques interagissent alors de manière non-linéaire avec la circulation grande échelle pour établir le climat de notre planète. Grâce à l'augmentation constante de la puissance de calcul disponible, des progrès considérables ont été réalisés depuis une vingtaine d'années dans la compréhension de l'influence de la turbulence de méso-échelle océanique sur la circulation moyenne de l'océan, mais aussi celle de l'atmosphère à travers les échanges air-mer en surface. Dans ce projet, on se propose d'aller plus loin en mettant en commun des expertises complémentaires issues de différents laboratoires pour améliorer notre compréhension de l'influence de la turbulence de méso-échelle océanique et du couplage air-mer à méso-échelle et à plus grande échelle sur la variabilité basse-fréquence de l'océan et de l'atmosphère.

a) Impact de la turbulence de méso-échelle océanique sur l'atmosphère

La réponse de l'atmosphère aux anomalies de température de surface de l'océan (TSO) a été étudiée depuis longtemps. Les anomalies de TSO tropicales ont, en particulier, été reconnues comme ayant un impact significatif sur l'atmosphère à travers l'excitation d'une onde de Rossby planétaire affectant la variabilité synoptique et de basse-fréquence des latitudes moyennes (Hoskins et Karoly, 1981). Pour contraster ce résultat, l'impact des anomalies de TSO des latitudes moyennes sur l'atmosphère était considéré, jusqu'à il y a une quinzaine d'années, comme relativement limité. Les modèles numériques alors utilisés avaient une résolution horizontale plutôt basse, de l'ordre de 300 km.

Notre vision de l'impact de l'océan sur l'atmosphère a été sérieusement remise en question au début des années 2000 lorsque des analyses observationnelles et simulations numériques ont montré l'influence profonde des anomalies de TSO des latitudes moyennes sur l'atmosphère. Il est maintenant devenu assez clair que ce n'est pas tant l'amplitude des anomalies de TSO qui importe mais plutôt le gradient de TSO (e.g. Kushnir, 2002, Minobe et al., 2008) qui combine à la fois l'effet de l'amplitude des anomalies et de leur variabilité

spatiale. Les études récentes révèlent qu'au moins quatre effets distincts sont impliqués dans le mécanisme de réponse de l'atmosphère. Tout d'abord la différence de température air-mer peut dans certains cas déclencher un événement convectif humide où le chauffage latent de la colonne d'air crée un gradient horizontal de température du sol à la tropopause. Un second effet concerne la convergence/divergence des vents dans la couche limite atmosphérique induite par l'anomalie de TSO sous-jacente. Le pompage d'Ekman associé est directement proportionnel au laplacien de TSO (Feliks et al., 2004, Lambaerts et al. 2013), et est donc d'autant plus intense que les échelles spatiales du forçage en TSO sont fines. Un troisième effet pointe sur un nouveau mécanisme appelé "ajustement barocline océanique" (Nakamura et al. 2008). Typiquement, le contraste des flux turbulents air-mer à travers le front de TSO force un gradient horizontal de température dans l'atmosphère près de la surface qui modifie fortement l'instabilité barocline des perturbations atmosphériques en les énergisant et en favorisant leur interaction avec le jet-stream. Un dernier effet est relié aux processus diabatiques humides (Deremble et al. 2012). Le transport méridien de la vapeur d'eau par les perturbations atmosphériques depuis le Sud de la zone frontale océanique vers le Nord a pour conséquence un apport de chaleur au Nord du front par les processus de dégagement de chaleur latente, ce qui modifie le courant-jet. Parallèlement à ces études, plusieurs résultats provenant d'observations ont montré que les anomalies de température de surface de la mer (TSO) à méso-échelle (échelles océaniques de l'ordre de 100km, correspondant aux tourbillons) ont un impact sur la couche limite atmosphérique. Ceci a aussi été obtenu dans des simulations numériques (O'Neill et al. 2010, Lambaerts et al. 2013) et plusieurs mécanismes ont été proposés (Lindzen et Nigam 1987, Wallace et al. 1989).

Si l'effet de ces tourbillons est maintenant bien documenté pour la couche limite, un point d'interrogation existe sur leur effet potentiel pour la troposphère. En effet, les tourbillons ont un effet net sur les flux de chaleur air-mer et l'évaporation. Or ces processus sont connus pour être importants pour le développement des tempêtes (Giordani et Caniaux 2001, Booth et al 2012). Un des buts de ce projet est donc de répondre à la question de l'effet des tourbillons pour la dynamique du rail des dépressions et pour la variabilité du courant-jet atmosphérique et les régimes de temps associés. Dans ce cadre, il s'agit d'identifier les mécanismes principaux régissant cette interaction océan-atmosphère. Un potentiel candidat est le rôle de la vapeur d'eau qui dépend fortement de l'évaporation en surface (et donc de la TSO) et a une influence très forte sur le développement des dépressions ainsi que sur le transport méridien de chaleur dans l'atmosphère (par les processus de dégagement de chaleur latente qui se font au Nord des régions d'évaporation).

b) Impact de la turbulence de méso-échelle océanique sur l'océan

L'influence des tourbillons de méso-échelle sur la circulation océanique moyenne a été mise en évidence depuis longtemps (Holland, 1978). Parmi les progrès récents, on peut noter par exemple la découverte du phénomène de saturation par les tourbillons dans le Courant Antarctique Circumpolaire qui tend à atténuer la réponse du transport de masse à des changements dans le vent de surface (Hallberg, 2006) ou l'effet des tourbillons sur la convection profonde hivernale (Spall, 2010). Les progrès dans la compréhension de l'influence des tourbillons de méso-échelle sur la variabilité basse-fréquence (>10 ans) océanique ont cependant été beaucoup plus lents, sans doute parce que les longues et numériquement coûteuses simulations requises pour mener ces études n'ont été possibles que depuis une dizaine d'années environ. La variabilité basse-fréquence de la circulation océanique a donc historiquement été étudiée dans des modèles à basse résolution qui utilisent des paramétrisations de l'effet des tourbillons sur la dynamique (i.e. viscosité turbulente) et

thermodynamique (transports de chaleur et de sel issus de l'instabilité barocline, Gent et McWilliams 1990).

Les travaux antérieurs ont montré que l'existence de variabilité dans les modèles idéalisés (géométrie et physique) purement océaniques sous flux de surface constants (chaleur et eau douce) est étroitement liée aux ondes longues baroclines de Rossby qui deviennent instables dans la région du courant de bord Ouest (Colin de Verdière et Huck, 1999). La comparaison entre ce type de variabilité et celles émergeant dans des modèles plus complexes (Delworth et al., 1993, Arzel et al., 2012, Sévellec et Fedorov, 2013, Ortega et al., 2015) montre des similitudes encourageantes (structure verticale des perturbations, propagation vers l'ouest des ondes de Rossby) qui incitent à poursuivre une approche basée sur l'utilisation de modèles purement océaniques ou couplés à une couche de mélange atmosphérique. Dans ce contexte, la voie des modèles purement océaniques résolvant la turbulence de méso-échelle est parfaitement justifiée puisque l'existence de variabilité à basse résolution (sous flux de surface constant) dépend crucialement du choix des coefficients de diffusion turbulente. Les valeurs critiques de ces coefficients sont dans l'intervalle des valeurs observées [$O(1000) \text{ m}^2\text{s}^{-1}$] posant donc ainsi la question de la pertinence de ce type de variabilité dans l'océan réel.

Une question fondamentale qui sera abordée dans ce projet est donc de déterminer si la turbulence de méso-échelle peut jouer un rôle essentiel dans la variabilité basse-fréquence de la circulation océanique Atlantique. L'étude récente de Huck et al. (2015), basée sur un modèle PE configuré dans un bassin très idéalisé de l'océan Atlantique Nord, montre que la variabilité multidécadale de la circulation océanique sous flux de surface constant (sans vent) obtenue à basse résolution est robuste en présence de turbulence de méso-échelle. Le mécanisme sous-jacent identifié à basse-résolution est donc insensible à la présence des tourbillons océaniques. La présence du vent pourrait cependant sérieusement altérer cette conclusion à cause de la possibilité d'émergence d'un mode de variabilité entièrement associé aux gyres océaniques (Berloff et al., 2007). Ce projet apportera des éléments de réponse quant au type de forçage (i.e. vent ou thermohalin) contrôlant la variabilité décennale océanique.

c) Impact du couplage air-mer

Diverses reconstructions climatiques (indirectes via des analyses multi-proxy ou directes via des mesures instrumentales) indiquent que le climat de l'Atlantique Nord a varié de manière persistante sur les derniers siècles avec une échelle de temps prédominante d'environ 50 ans (Mann et al., 1998) donnant lieu à ce que l'on appelle communément "Atlantic Multidecadal Oscillation" (AMO). De nombreuses hypothèses basées sur des modèles réalistes de climat ont été proposées pour expliquer l'origine de l'AMO. Celles-ci incluent 1/ un mode auto-soutenu purement océanique, 2/ une excitation d'un mode amorti océanique par la variabilité intrinsèque atmosphérique (Delworth et Greatbatch, 2000), 3/ un mode couplé océan-atmosphère (Timmermann et al., 1998, Vellinga et Wu, 2004), ou 4/ une réponse passive de l'océan aux variations du forçage atmosphérique (Eden et Jung, 2001).

La diversité des mécanismes proposés nous amène à questionner le rôle du couplage air-mer dans la variabilité observée. La détermination de l'origine de la variabilité décennale dans un modèle couplé demeure problématique à cause de la difficulté de séparer causes et conséquences entre les différentes composantes du système climatique. En particulier, l'absence de tests de sensibilité ne permet pas dans la plupart des cas d'avoir pleinement confiance dans le mécanisme invoqué, la question cruciale étant de déterminer la source d'énergie de la variabilité: océanique, atmosphérique ou les deux ? L'océan réel est-il capable de générer spontanément une variabilité basse-fréquence ? Et si oui, dans quelles conditions ? A grande échelle spatiale, certaines études basées sur des modèles couplés idéalisés (Huck et al., 1999, Arzel et al., 2007) et intermédiaires (Jamet et al., 2015) ont démontré le caractère

amortisseur de l'atmosphère sur la variabilité océanique (principalement à travers l'effet des échanges turbulents de chaleur à la surface). Cela demeure-t-il vrai lorsque les échanges air-mer opèrent à l'échelle des tourbillons océaniques, échanges qui ont le potentiel d'affecter la circulation moyenne (Hogg et al., 2009) et donc la stabilité de la circulation ? La structure et l'amplitude de la réponse atmosphérique aux latitudes moyennes à des changements de circulation océanique est déterminante pour l'existence d'un mode couplé (Timmermann et al., 1998). Comment s'organise le système couplé pour établir la réponse à une perturbation (transport de chaleur par l'AMOC par exemple) ? Quels sont les processus dominants et quelles sont les échelles de temps de réponse de l'océan et de l'atmosphère ? Ce projet utilisera une variété de méthodes pour apporter des éléments de réponses à ces questions centrales à la compréhension de la variabilité décennale du climat en Atlantique Nord.

Plan de recherche et calendrier de réalisation

a) Impact des tourbillons océaniques sur l'atmosphère (G. Lapeyre, A. Foussard)

Afin de déterminer le rôle des tourbillons océaniques sur la haute troposphère, nous comptons suivre une approche fondée sur la modélisation numérique à haute résolution spatiale à partir de configurations idéalisées du rail des dépressions. Pour cela, nous développerons une configuration à la Held et Suarez (1994), simulant un rail des dépressions baroclines, ici dans un bassin de 5000km par 10000km, avec une résolution numérique envisagée de 10km, ce qui permettrait de résoudre les tourbillons. Plusieurs expériences pourront être réalisées : avec et sans tourbillons océaniques (mais en présence d'un gradient méridien de TSO) ; avec différentes paramétrisations de la couche limite atmosphérique ; avec ou sans processus humides.

Actuellement, nous avons mis en place une telle configuration avec une résolution de 20km en horizontal et 80 niveaux verticaux et possédons un an de simulation pour plusieurs cas.

a1) Rôle des tourbillons océaniques pour la cyclogénèse

Un premier volet du travail concernera l'étude de cycles de vie de tempêtes afin de déterminer comment les mécanismes décrits dans la littérature modifient la dynamique des tempêtes. Un des deux mécanismes est celui du « vertical momentum mixing » (Wallace et al. 1989) qui relie la tension de vent des basses couches de l'atmosphère à l'amplitude des anomalies de TSO. Un autre mécanisme est celui du « vertical pressure adjustment » (Lindzen et Nigam 1987) et relie le vent des basses couches aux gradients de TSO. Nous comptons examiner si ces effets sont importants pour le développement des dépressions, ou s'il faut plutôt s'intéresser aux flux de chaleur air-mer. Cela pourra se faire au travers d'études de sensibilité à différents paramètres et à une analyse statistique des simulations.

a2) Rail des dépressions

Le rail des dépressions réagit aux basses couches de l'atmosphère à travers divers processus : (i) flux de chaleur air-mer qui modifie le gradient de température atmosphérique en surface (et donc l'instabilité barocline) ; (ii) processus convectifs humides qui dépendent fortement de l'évaporation (qui sera contrainte par les anomalies de TSO qui exercent un effet non linéaire par la non linéarité de la loi de Clausius-Clapeyron reliant l'humidité saturante à la TSO) ; (iii) tension de surface et vitesses au-dessus de la couche limite atmosphérique qui peuvent décélérer les perturbations par un effet d'Ekman.

Par des analyses de type flux d'Eliassen-Palm, bilans énergétique et de vorticité potentielle, nous tenterons d'identifier l'action de ces différents processus.

Il sera aussi intéressant de comparer la variabilité et les extrêmes des différents jeux de simulations (avec ou sans vapeur d'eau, avec ou sans tourbillons océaniques).

La question à laquelle on tentera de répondre est : quelles échelles océaniques le rail de dépressions est-il capable de voir ?

b) Impact des tourbillons océaniques sur l'océan (O. Arzel, T. Huck)

b1) Influence du vent

Les modèles quasi-géostrophiques forcés par un pompage d'Ekman constant ou couplés à l'atmosphère montrent une variabilité basse-fréquence robuste et générique excitée par les tourbillons océaniques de méso-échelle (Hogg et al., 2005, Berloff 2007). Typiquement le pompage d'Ekman crée un gradient méridien de vorticité potentielle (PV) qui est systématiquement relaxé par l'instabilité barocline sur une échelle de temps interannuelle à décennale (dépendant du nombre de Reynolds) au niveau de l'intergyre. La compétition entre forçage et tourbillons génère une variabilité basse-fréquence de l'intensité des gyres à travers les flux turbulents (upgradient) de PV à l'intergyre. Deux types de modes de variabilité peuvent ainsi potentiellement coexister: celui associé à la circulation forcée par le vent ("l'oscillateur turbulent" de Berloff et al., 2007) et celui associé à la circulation profonde thermohaline (propagation d'ondes longues de Rossby barocliniquement instables, Colin de Verdière et Huck., 1999).

La question fondamentale est donc de déterminer quel mode de variabilité s'exprime lorsque les deux types de circulation sont présentes ? Comment chacun de ces deux modes distincts de variabilité participe ou contribue à la variabilité totale exprimée ? Quelle est la sensibilité des ces contributions aux paramètres du modèle (en particulier le mélange vertical) ? L'influence du forçage du vent en présence de tourbillons sur les caractéristiques de la variabilité basse-fréquence océanique fait l'objet de travaux en cours. Ces travaux utilisent les modèles ROMS (T. Huck) et MITgcm (O. Arzel) à une résolution O(20km) aux latitudes moyennes. Ces composantes purement océaniques sont forcées en surface par des flux constants et sont aujourd'hui achevées (grâce à une allocation d'environ 1 million d'heures sur la machine Ada à l'IDRIS en 2014).

b2) Influence du couplage air-mer à méso-échelle

La variabilité basse-fréquence de la circulation océanique est sensible aux conditions aux limites appliquées en surface, et en particulier à la contrainte (flux ou rappel) imposée sur la température (Arzel et al., 2007). A basse résolution, l'utilisation de conditions de rappel sur la TSO mène à un état d'équilibre (lorsque le rappel est suffisamment fort) alors qu'une condition de flux mène (lorsque la diffusion turbulente est assez petite) à une variabilité décennale (Huck et al., 1999). Ces résultats contrastent avec ceux obtenus en présence de turbulence de méso-échelle qui montrent l'existence d'une variabilité décennale contrôlée par la circulation forcée par le vent lorsqu'une condition de rappel sur la TSO est utilisée (Spall, 2008). Dans ce cas, la source d'énergie invoquée provient d'une instabilité barocline radiative du courant de bord Est aux latitudes subpolaires.

Nous proposons ici d'étendre ces analyses en considérant l'effet du couplage air-mer à méso-échelle sur la variabilité basse-fréquence de la circulation océanique. La question fondamentale est donc de déterminer si le mode de variabilité sous flux constant obtenus à ces résolutions (Huck et al., 2015) est robuste au couplage avec l'atmosphère ou si la solution tend

plutôt vers un mode de variabilité forcé par le vent (Berloff et al. 2007, Spall 2008) ou un autre type de mode (e.g. variabilité mixte, Arzel et al. 2007), voire un état d'équilibre statistique ?

Le modèle MITgcm en géométrie idéalisée sera couplé au modèle de couche limite de mélange atmosphérique CheapAML (Deremble et al., 2013). Ce modèle d'atmosphère est un package disponible au sein du MITgcm. Il calcule les évolutions des distributions de température et humidité dans la couche de mélange atmosphérique avec un vent fixe. L'effet d'une paramétrisation des changements de vent à méso-échelle pourra être envisagé (Hogg et al., 2009).

Dans la mesure du possible, les résultats seront comparés aux observations de TSO (Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature, HadiSST1, Rayner et al., 2003) pour la variabilité de longue période et de SSH (données AVISO pour la variabilité interannuelle) dans l'océan Atlantique. La pertinence des modes de variabilité obtenus dans ces configurations idéalisées pour l'océan réel sera systématiquement évaluée en comparant les résultats avec des simulations réalistes purement océaniques (objectif c).

c) Structure des modes de variabilité basse-fréquence de l'océan Atlantique en configurations réalistes purement océaniques (*O. Arzel, T. Huck, G. Gastineau, F. Codron*)

Dans les modèles idéalisés (e.g. Colin de Verdière et Huck, 1999), la structure du mode de variabilité est dominée par un dipôle d'anomalies de température intensifiée en surface, avec un déphasage d'un quart de longueur d'onde vers l'est sur la verticale. Ce mode peut-il survivre dans un modèle purement océanique réaliste où des sources d'amortissement potentielles comme la topographie sont présentes ? C'est donc avec cet objectif de déterminer si une variabilité intrinsèque océanique est possible dans une configuration réaliste que Sévellec et Fedorov (2013) ont obtenu le mode linéaire le moins amorti en utilisant le modèle linéaire tangent de OPA ORCA2. La variabilité est amortie sur une échelle de temps de 24 ans mais sa structure spatiale est identique à celle identifiée par Danabasoglu (2008) dans un modèle couplé réaliste et dans les modèles idéalisés (e.g. Colin de Verdière et Huck, 1999).

c1) Forçage observé (*O. Arzel, T. Huck, collaboration avec F. Sévellec*)

Nous proposons de confronter la structure du mode obtenue par Sévellec et Fedorov (2013) via une méthode adjointe à la structure issue de simulations directes du modèle non-linéaire intégré sous flux constants de surface. Le modèle (MITgcm) sera initialisé à partir de la climatologie T/S observée et utilisera une reconstruction des flux de surface en moyenne annuelle sur la période 1949-2006 (Large et al., 2006). Ces simulations, qui utilisent une résolution horizontale de 1°, sont en cours de réalisation. L'objectif précis est d'étudier la structure spatiale du mode émergent, de le comparer à d'autres études réalistes et idéalisées, de comprendre le mécanisme de la variabilité décennale associée, d'étudier sa sensibilité aux paramètres critiques du modèle (coefficients de diffusion turbulente), et au cycle saisonnier. Les premiers résultats très encourageants nous incitent à poursuivre dans cette voie.

c2) Forçage synthétique (*G. Gastineau, F. Codron, collaboration avec J. Mignot*)

Ortega et al. (2015) ont montré que la version CM5A-LR (océan ORCA2 + atmosphère LMDZ 1.9°x3.75°) du modèle de l'IPSL présentent une variabilité forte de la plupart des variables océaniques en lien avec des modes de bassin. Cette variabilité forte semble également présente dans la version CM5-MR (océan ORCA2 + atmosphère LMDZ 1.2°x2.5°, Wen et al., en révision). Gastineau et al. (2013) ont montré que la réponse de

l'atmosphère à l'AMOC dans ces modèles agit comme une rétroaction négative sur la variabilité de l'AMOC.

Diverses méthodes, similaires à celles employées par Delworth et Greatbatch (2000) seront entreprises afin de déterminer si la variabilité présente dans ces deux versions du modèle couplé de l'IPSL provient d'un mode intrinsèque océanique auto-soutenu, d'une excitation d'un mode amorti océanique ou d'un mode couplé. Pour ce faire, des simulations purement océaniques du modèle NEMO à différentes résolutions (ORCA2, ORCA1, ORCA025) utilisant les forçages de surface (gardés constants ou variable dans le temps) issus des simulations couplées du modèle de l'IPSL seront réalisées. Outre la détermination de la structure du mode de variabilité émergeant (s'il y en a), ces simulations permettront (1) de déterminer si le couplage (au sens "two-way interaction") joue un rôle actif dans la variabilité décennale identifiée auparavant dans le modèle couplé, (2) de quantifier l'effet du couplage sur la signature en température de sub-surface de la variabilité décennale, et (3) d'évaluer l'influence de la résolution océanique sur la variabilité obtenue. Les résultats précédents (c1) seront naturellement confrontés à ceux obtenus ici (structure du mode).

d) Rôle du couplage à travers la contrainte énergétique (*G. Gastineau et F. Codron*)

A l'équilibre radiatif, un changement dans le transport de chaleur par l'océan (AMOC par exemple) doit nécessairement être compensé par un changement opposé du transport d'énergie dans l'atmosphère. Cela implique un changement de la circulation atmosphérique et des transports de vapeur d'eau associés. Cette contrainte énergétique gouverne la réponse atmosphérique à un grand nombre de perturbations: asymétrie nord-sud du climat moyen (Frierson et al., 2013, Marshall et al., 2014), fluctuations de l'AMOC (L'Heveder et al., 2015), paléoclimats...

La plupart de ces résultats récents ont été obtenus avec des océans inertes, dans lesquels le transport de chaleur par l'océan est facilement prescrit. Cependant, la circulation océanique - et le transport de chaleur associé - est elle-même contrainte par la circulation atmosphérique; ce couplage fait qu'il n'est pas facile de déterminer a priori la structure finale du transport d'énergie (Deser et al., 2014). Il peut en particulier exister de nombreuses rétroactions positives ou négatives suivant les régions sur des anomalies de transport par une des composantes (Farnetti et Vallis, 2013). Une question voisine est celle de l'échelle de temps à partir de laquelle cette compensation énergétique opère, et des mécanismes par lesquels elle se met en place. Nous proposons donc d'étudier la réponse du système couplé océan-atmosphère à des perturbations du bilan d'énergie représentatives des variations de l'AMOC (déséquilibre nord-sud), ou éventuellement équateur-pôle. Pour une meilleure compréhension, on utilisera une hiérarchie de modèles de complexité progressive, ce qui permettra de faire un lien avec les modèles couplés réalistes :

1) Physique de l'océan: Océan inerte modélisé par une couche mélangée ("slab"), dans laquelle on prescrit les transports de chaleurs à l'aide de correction de flux, ajout du transport réalisé par le courant d'Ekman seul (Codron, 2012), puis GCM complet.

2) Géométrie: Océan global de type aqua-planète (symétrie zonale, pas de gyres), gyre idéalisé, configuration réaliste.

Le modèle d'atmosphère LMDZ sera utilisé dans tous les cas. Le modèle d'océan "slab" existe déjà; une configuration simplifiée du modèle de circulation océanique NEMO doit être développée (avec l'aide d'ingénieurs du pôle de modélisation de l'IPSL) pour permettre notamment de varier facilement la géométrie des continents, et travailler avec une configuration aqua-planète similaire à celle employée par Ferreira et al. (2010). Cette configuration permettra des applications bien au delà de ce projet, pour des études mécanistiques mais aussi par exemple pour l'étude de paléo-climats lointains, qui pourront ainsi être réalisés avec des modèles développés par l'IPSL.

e) Références

- Arzel, O. and T. Huck and Colin de Verdière, A. (2006) The different nature of interdecadal variability of the thermohaline circulation under mixed and flux boundary conditions, *J. Phys. Oceanogr.*, 36, 1703-1718
- Arzel, O. and Colin de Verdière, A. and T. Huck (2007) On the origin of interdecadal oscillations in a coupled ocean-atmosphere model, *Tellus*, 59, 367-383
- Arzel, O. et al. (2012) Abrupt millennial variability and interdecadal-interstadial oscillations in a global coupled model: sensitivity to the background climate state, *Clim. Dyn.*, 39, 259-275
- Berloff, P. and A. Hogg and W. Dewar (2007) The turbulent oscillator: A mechanism of low-frequency variability of the wind-driven ocean gyres, *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 2363-2386
- Booth J. F. and L. A. Thompson, J. Patoux, and K. A. Kelly, (2012): Sensitivity of Midlatitude Storm Intensification to Perturbations in the Sea Surface Temperature near the Gulf Stream. *Mon. Wea. Rev.*, 140, 1241–1256.
- Buckley, M. W. et al. (2012) On the relationship between decadal buoyancy anomalies and variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation, *J. Clim.*, 25, 8009-8030
- Colin de Verdière, A. and T. Huck (1999) Baroclinic instability : An oceanic wavemaker for interdecadal variability, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 893-910
- Codron, F. (2012) Ekman heat transport for slab oceans. *Clim. Dyn.*, 38, 379-389
- Danabasoglu, G. (2008) On multidecadal variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation in the Community Climate System Model Version 3, *J. Clim.*, 21, 5524-5544
- Delworth, T. L. and S. Manabe and R. J. Stouffer (1993) Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere model, *J. Clim.*, 6, 1993-2011
- Delworth, T. L. and R. J. Greatbatch (2000) Multidecadal thermohaline circulation variability excited by atmospheric surface flux forcing, *J. Clim.*, 13, 1481-1495
- Deremble B. and G. Lapeyre and M. Ghil (2012) Atmospheric dynamics triggered by an oceanic SST front in a moist quasigeostrophic model. *J. Atmos. Sci.* 69, 1617-1632.
- Deremble, B. and N. Wienders and W. K. Dewar (2013) CheapAML: A Simple, Atmospheric Boundary Layer Model for Use in Ocean-Only Model Calculations, *Mon. Weath. Rev.*, 141, 809-821
- Deser, C., R. A. Tomas, and L. Sun (2014) The Role of Ocean–Atmosphere Coupling in the Zonal-Mean Atmospheric Response to Arctic Sea Ice Loss. *J. Climate*, 28, 2168–2186
- Eden, C. and T. Jung (2001) North Atlantic interdecadal variability: oceanic response to the North Atlantic Oscillation (1865-1997), *J. Clim.*, 14, 676-691
- Farneti, R., and G. K. Vallis, 2013: Meridional Energy Transport in the Coupled Atmosphere–Ocean System: Compensation and Partitioning. *J. Climate*, 26, 7151–7166
- Feliks, Y. and M. Ghil and E. Simonnet (2004) Low-Frequency Variability in the Midlatitude Atmosphere Induced by an Oceanic Thermal Front, *J. Atmos. Sci.*, 61, 961-981
- Ferjani, D. and T. Huck and Colin de Verdière, A. (2013) Influence of bottom topography on large-scale decadal basin modes, *J. Mar. Res.*, 71, 289-316
- Ferjani, D., T. Huck, and A. Colin de Verdière (2014) Influence of mean circulation on large-scale decadal basin modes, *J. Mar. Res.*, 72, 331-354
- Ferreira D., Marshall J., Campin J.-M. (2010) Localization of deep water formation: role of atmospheric moisture transport and geometrical constraints on ocean circulation. *J. Clim.*, 23, 1456–1476
- Frierson, D. M. and Coauthors (2013). Contribution of ocean overturning circulation to tropical rainfall peak in the Northern Hemisphere. *Nature Geoscience*, 6, 940-944.
- Gastineau, G., D'Andrea, F., & Frankignoul, C. (2013) Atmospheric response to the North Atlantic Ocean variability on seasonal to decadal time scales, *Clim. dyn.*, 40, 2311-2330.
- Gent, P. R. and J. C. McWilliams (1990) Isopycnal mixing in ocean circulation models, *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 150-155
- Giordani H. and G. Caniaux (2001) Sensitivity of cyclogenesis to sea surface temperature in the northwestern Atlantic. *Mon. Wea. Rev.* 129. 1273-1295.
- Hallberg, R. and A. Gnanadesikan (2001) An exploration of the role of transient eddies in determining the transport of a zonally reentrant current, *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 3312-3330

- Held I. M. and M. J. Suarez, (1994). A proposal for the intercomparison of the dynamical cores of atmospheric general circulation models. *Bull. Am. Met. Soc.* 75 1825-1830.
- Hogg, A. M. et al. (2005) Mechanisms of decadal variability of the wind-driven ocean circulation, *J. Phys. Oceanogr.*, 35, 512-531
- Hogg, A. M. et al. (2009) The effects of mesoscale ocean-atmosphere coupling on the large-scale ocean circulation, *J. Clim.*, 22, 4066-4082
- Holland, W. R. (1998) The role of mesoscale eddies in the general circulation of the Ocean - Numerical experiments using a wind-driven quasi-geostrophic model, *J. Phys. Oceanogr.*, 8, 363-392
- Hoskins, B. J. and D. J. Karoly (1981) The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing, *J. Atmos. Sc.*, 38, 1179-1196
- Huck, T. and Colin de Verdière, A. and A. J. Weaver (1999) Interdecadal variability of the thermohaline circulation in box-ocean models forced by fixed surface fluxes, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 865-892
- Huck, T. and O. Arzel and F. Sévellec (2015) Multidecadal variability of the overturning circulation in presence of eddy turbulence, *J. Phys. Oceanogr.*, 45, 157-173
- Jamet, Q., T. Huck, O. Arzel, A. Colin de Verdière, J.-M. Campin (2015): Oceanic control of multidecadal variability in an idealized coupled GCM, in press, *Climate Dynamics*
- Kushnir, Y. et al. (2002) Atmospheric GCM Response to extratropical SST anomalies: synthesis and evaluation, *J. Clim.*, 15, 2233-2256
- Lambaerts J. and G. Lapeyre and R. Plougonven and P. Klein (2013) Atmospheric response to sea surface temperature mesoscale structures. *J. Geophys. Res.* 118, 9611-9621.
- Large, W. G. and S. G. Yeager (2009) The global climatology of an interannually varying air-sea flux data set, *Clim., Dyn.*, 33, 341-364
- 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, 2418-2436.
- L'Hévéder B., F. Codron, and M. Ghil (2015) Impact of anomalous northward oceanic heat transport on global climate in a slab-ocean setting. *J. Clim.*, 28, 2650-2664
- Mann, M. E. and R. S. Bradley and M. K. Hughes (1998) Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries, *Nature*, 392, 779-787
- Marshall, J., et al. (2014) The ocean's role in setting the mean position of the Inter-Tropical Convergence Zone, *Clim Dyn*, 42, 1967-1979
- Minobe, S. et al. (2008) Influence of the Gulf Stream on the troposphere, *Nature*, 452, 206-209
- Nakamura, H. et al. (2008) On the importance of midlatitude oceanic frontal zones for the mean state and dominant variability in the tropospheric circulation, *Geophys. Res. Lett.*, 35, doi:10.1029/2008GL034010
- O'Neill L. W. et al. (2010) Dynamical analysis of the boundary layer and surface wind responses to mesoscale SST perturbations, *J. Clim.*, 23, 559-581.
- Ortega, P. et al. (2015) Reconciling two alternative mechanisms behind bi-decadal variability in the North Atlantic, *Progress Oceanogr.*, 137, 237-249
- Rayner, N. A. et al. (2003) Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, *J. Geophys. Res.*, 108, doi:10.1029/2000JC000542
- Sévellec, F. and A. Fedorov (2013) The leading, interdecadal eigenmode of the Atlantic meridional overturning circulation in a realistic ocean model, *J. Clim.*, 26, 2160-2183
- Spall, M. A. (2008) Low-frequency interaction between horizontal and overturning gyres in the ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 35, doi:10.1029/2008GL035206
- Timmermann, A. et al. (2008) Northern hemispheric interdecadal variability: a coupled air-sea mode, *J. Clim.*, 11, 1906-1931
- Vellinga, M. and P. Wu (2004) Low-Latitude Freshwater Influence on Centennial Variability of the Atlantic Thermohaline Circulation, *J. Clim.*, 17, 4498-4511

Wallace J. M. and T. P. Mitchell and C. Deser (1989) The influence of sea surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: Seasonal and interannual variability. J. Clim. 2. 1492-1499.

f) Calendrier de réalisation

Toutes les actions dépendent de LEFE/IMAGO

	2016	2017	2018
ATMOSPHERE	a1	a2	a2
OCEAN	b1, c1, c2	b1, b2, c2, d	b2, d

Résultats attendus

Les axes de ce projet de recherche s'insèrent naturellement dans les "verrous scientifiques" (2, 9, et 15) identifiés dans la synthèse de la prospective LEFE/IMAGO (<http://www.insu.cnrs.fr/files/imagen-synthese-25juillet.pdf>)

- Le volet (a) permettra d'apporter des éléments pour l'amélioration des modèles climatiques, à savoir quelle résolution océanique est nécessaire pour obtenir un rail des dépressions atmosphériques aux caractéristiques correctes en reproduisant les processus-clés océan-atmosphère.
- Le volet (b) permettra de juger de l'impact des tourbillons océaniques sur les mécanismes de variabilité décennale à multidéennale de la circulation Atlantique.
- Le volet (c) permettra de juger de la capacité de la circulation océanique réelle à générer, de manière intrinsèque, une variabilité basse-fréquence (>10 ans)
- Le volet (d) permettra d'apporter des éléments pour améliorer la compréhension de l'impact des variations du transport de chaleur vers le Nord associé à l'AMOC sur le climat global.

Ressources nécessaires à la réalisation du projet

- Equipements disponibles ou nécessaires à la réalisation du projet

Stations de travail, calculateurs multiprocesseurs (caparmor/IFREMER, ada/IDRIS)

- Fonctionnement

LPO: 2 publications (volets b1 et b2)= 2*1500€ = 3000€

LOCEAN: 2 publications (volets c2 et d)= 2*1500€ = 3000 €

LMD: 0 €

Les frais associés aux publications supplémentaires (volets a1, a2 et c1) sont pris en charge par les laboratoires.

Budget demandé par an =2000 €/an

Budget total demandé sur la durée du projet = 6000€

- Missions

Réunions de travail au LPO à Brest: missions demandées pour G. Lapeyre (LMD), A. Foussard (LMD), G. Gastineau (LOCEAN), F. Codron (LOCEAN)

LMD: 2 missions / an = 2*250€ = 500€/an

LOCEAN : 2 missions / an = 2*250€ = 500 €/an.

LPO : Les réunions ont lieu à Brest, budget demandé = 0€

Budget demandé par an =1000 €/an

Budget total demandé sur la durée du projet = 3000€

Colloque à l'étranger (de type EGU, AGU ou Ocean Sciences)

LMD: 1 mission par an pour 1 chercheur = 1500€/an

LOCEAN: 2 missions par chercheur sur la durée du projet = $2*2*1500€ = 6000€$, sur la durée du projet, soit 2000€/an (dont 1 meeting AMOC aux USA en 2017)

LPO: 2 missions par chercheur sur la durée du projet = $2*2*1500€ = 6000€$ sur la durée du projet, soit 2000€/an.

Budget demandé par an: 5500€/an

Budget total demandé sur la durée du projet = 16500€

- Petit équipement (Inférieur à 15k)

LPO (O. Arzel et T. Huck) Compte tenu des simulations numériques produisant un grand volume de données, l'acquisition d'une machine de stockage serait souhaitable. Les travaux antérieurs réalisés avec le MITgcm (dans la même configuration idéalisée que dans le présent projet) indiquent qu'une simulation au 1/4 degré intégrée sur 500 ans produit un output d'environ 100 Go lorsqu'une sauvegarde annuelle est effectuée. Des sauvegardes à plus haute fréquence (Huck et al., 2015) mais sur une période plus courte (250 ans) seront envisagées pour extraire le signal associé aux tourbillons de méso-échelle. L'output d'une seule simulation comme celle-ci est 600 Go (d'après les simulations effectuées sur Ada/IDRIS). La multiplication des expériences numériques envisagées dans ce projet nécessite une capacité de stockage accrue (>30To) dont nous ne disposons pas actuellement au LPO. Un devis réalisé par T. Le Toullec (administrateur système, LPO/UBO) révèle un coût de **4301€ HT** pour une machine de stockage de 32To.

LOCEAN (G. Gastineau et F. Codron) : le budget demandé est **1500€ HT** pour un ordinateur de bureau.

Budget total demandé sur la durée du projet = 5801€

- Demandes de label pour ressources complémentaires

Temps calcul à l'IDRIS:

LPO: 500 000 heures au commencement de la phase (b2)

LOCEAN: 500 000 heures au total (phases (c) et (d)): cette demande sera intégrée au projet 01239 « Modélisation couplée du climat et de ses variations » (2016-2017, PI Laurent Li)

LMD: 700 000 heures au commencement de la phase (a)

Co-financements acquis ou soumis (hors INSU)

Financement d'un doctorant (Alexis Foussard) par une bourse de l'école des Ponts et Chaussées.

**TABLEAU RECAPITULATIF DU BUDGET, A REMPLIR OBLIGATOIREMENT POUR CHACUNE DES ACTIONS CONCERNEES,
EN COHERENCE AVEC LE TABLEAU DU FORMULAIRE EN LIGNE**

		coût total	Cofinancements (préciser la source pour chaque case concernée)						Total demande INSU (préciser l'action concernée en cas de projet multi-actions)		
			Acquis année 1	Acquis année 2	Acquis année 3	Demandés Année 1	Demandés année 2	Demandés année 3	demande INSU année 1	demande INSU année 2	demande INSU année 3
Moyens nationaux	Action 1 ----	0									
Personnel permanent		489177	163059	163059	163059	0	0	0	0	0	0
Personnel temporaire	Action 1 Action 2 ----	29311	0	0		9770	9770	9770	0	0	0
Consommables (publications)	Action 1 Action 2 -----	6000	0	0	0	2000	2000	2000	2000	2000	2000
Petit équipement (<15k€)	Action 1 Action 2 -----	5801	0	0	0	5801	0	0	5801	0	0
Missions (A détailler et justifier)	Action 1 Action 2 -----	19500	0	0	0	5500 4 Brest 3 EGU	7000 4 Brest 3 EGU 1 AMOC	7000 4 Brest 4 EGU	2500	8500	8500
Analyses	Action 1 Action 2 -----	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Equipement > 15 k€ (joindre devis)	Action 1 ----	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Récapitulatif (doivent correspondre aux cases du tableau du formulaire informatisé)

Total cofinancements acquis : 518488€

Total cofinancements demandés : 0

Total demande INSU : 31301€

Valorisation des travaux antérieurs

Références bibliographiques de l'équipe (2012-2015) (36 publications)

- Arakelian, A. and **F. Codron** (2012): Southern Hemisphere jet variability in the IPSL GCM at varying resolutions, *J. Atmos. Sci.*, 69, 3788-3799
- Arzel, O.** and M. H. England (2013): Wind-stress feedback amplification of abrupt millennial-scale climate changes, *Clim. Dyn.*, 40, 983-995
- Arzel, O.**, M. H. England, A. Colin de Verdière and **T. Huck** (2012): Abrupt millennial variability and interdecadal-interstadial oscillations in a global coupled model: sensitivity to the background climate state, *Clim. Dyn.*, 39, 259-275
- Belmadani, A., V. Echevin, **F. Codron**, K. Takahashi, and C. Junquas (2014) What dynamics drive future wind scenarios for coastal upwelling off Peru and Chile? *Clim. Dyn.*, 1–22, doi:10.1007/s00382-013-2015-2.
- Berti, S. and **G. Lapeyre** (2014) Lagrangian reconstructions of temperature and velocities at submesoscales, *Ocean Modelling*, 76, 59-71
- Brachet, S., **F. Codron**, Y. Feliks, M. Ghil, H. Le Treut and E. Simonnet (2012): Atmospheric circulations induced by a mid-latitude SST front: a GCM study. *J. Clim.*, 25, 1847-1853.
- Cattiaux, J., B. Quesada, A. Arakelian, **F. Codron**, R. Vautard and P. Yiou (2012): North-Atlantic dynamics and European temperature extremes in the IPSL model: sensitivity to atmospheric resolution. *Clim. Dyn.*, 40, 2293-2310
- Charnay, B., F. Forget, R. Wordsworth, J. Leconte, E. Millour, **F. Codron**, and A. Spiga (2013) Exploring the faint young Sun problem and the possible climates of the Archean Earth with a 3-D GCM, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, DOI: 10.1002/jgrd.50808
- Chavaillaz, Y., **F. Codron** and M. Kageyama (2012): Southern Westerlies in LGM and future (RCP4.5) climates. *Climate of the Past*, 9, 517-524.
- Codron, F.** (2012) Ekman heat transport for slab oceans. *Clim. Dyn.*, 38, 379-389
- Deremble, B., **G. Lapeyre**, M. Ghil (2012) Atmospheric dynamics triggered by an oceanic SST front in a moist quasi-geostrophic model, *J. Atmos. Sci.*, 69, 1617-1632
- Deroche, M.-S., M. Choux, **F. Codron**, and P. Yiou (2014) Three variables are better than one: detection of European winter windstorms causing important damages, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 14, 981-993
- Ferjani, D., **T. Huck**, A. Colin de Verdière (2013) Influence of bottom topography on large-scale decadal basin modes. *J. Mar. Res.*, 71, 289-316.
- Ferjani, D., **T. Huck**, A. Colin de Verdière (2014) Influence of mean circulation on large-scale decadal basin modes. *J. Mar. Res.*, 72, 331-354
- Gastineau, G.**, and Frankignoul, C. (2012) Cold-season atmospheric response to the natural variability of the Atlantic meridional overturning circulation. *Clim. Dyn.*, 39, 37-57
- Gastineau, G.**, D'Andrea, F., & Frankignoul, C. (2013) Atmospheric response to the North Atlantic Ocean variability on seasonal to decadal time scales. *Clim. Dyn.*, 40, 2311-2330
- Frankignoul, C., **G. Gastineau**, Y.-O. Kwon (2013) The Influence of the AMOC Variability on the Atmosphere in CCSM3. *J. Clim.*, 26, 9774–9790
- Gastineau, G.** and C. Frankignoul (2015) Influence of the North Atlantic SST variability on the atmospheric circulation during the twentieth-century, *J. Clim.*, in press, DOI:10.1175/JCLI-D-14-00424.1
- García-Serrano, J., Frankignoul, C., **Gastineau, G.**, & de la Cámara, Á. (2015) On the predictability of the winter Euro-Atlantic climate: lagged influence of autumn Arctic sea-ice. *J. Clim.*, (2015). DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00472.1.
- Frankignoul, C., **Gastineau, G.**, & Kwon, Y. O. (2015) Wintertime Atmospheric Response to North Atlantic Ocean Circulation Variability in a Climate Model. *J. of Clim.*, (2015). DOI:10.1175/JCLI-D-15-0007.1
- Herbette, S., A. Hochet, **T. Huck**, A. Colin de Verdière, J. Collin, F. Shillington (2014) The stability of dipolar gyres on a beta-plane. *Geophys. Astr. Fluid Dyn.*, 108, 479-502
- Hochet, A., **T. Huck**, A. Colin de Verdière (2015) Large scale baroclinic instability of the mean oceanic circulation: a local approach. *J. Phys. Oceanogr.*, in press.
- Hourdin, F., M.-A. Foujols, **F. Codron**, V. Guemas, J.-L. Dufresne, S. Bony, S. Denvil, L. Guez, F. Lott, J. Ghattas, P. Braconnot, O. Marti, Y. Meurdesoif and L. Bopp (2012): Impact of the LMDZ atmospheric grid configuration on the climate and sensitivity of the IPSL-CM5A coupled model. *Clim. Dyn.*, 40, 2167-2192

- Huck, T., O. Arzel** and F. Sévellec (2015): Multidecadal variability of the overturning circulation in the presence of eddy turbulence, *J. Phys. Oceanogr.*, 45, 157-173
- Jamet, Q., **T. Huck, O. Arzel**, A. Colin de Verdière, J.-M. Campin (2015): Oceanic control of multidecadal variability in an idealized coupled GCM, in press, *Climate Dynamics*
- Lambaerts, J., **G. Lapeyre**, R. Plougonven, P. Klein (2013) Atmospheric response to sea surface temperature mesoscale structures, *J. of Geophys. Res. Atmos.*, 118, 9611-9621
- Lambaerts, J., **G. Lapeyre**, V. Zeitlin (2012) Moist vs dry baroclinic instability in a simplified two-layer atmospheric model with condensation and latent heat release, *J. Atmos. Sci.*, 69, 1405-1426
- Landais A., V. Masson-Delmotte, B. Stenni, E. Selmo, D. M. Roche, J. Jouzel, F. Lambert, M. Guillevic, L. Bazin, **O. Arzel**, B. Vinther, V. Gkinis, T. Popp (2015): A review of the bipolar see-saw from synchronized and high resolution ice core water stable isotope records from Greenland and East Antarctica, *Quaternary Science Reviews*, 114, 18-32
- L'Hévéder, B., **F. Codron**, M. Ghil (2015). Impact of Anomalous Northward Oceanic Heat Transport on Global Climate in a Slab Ocean Setting. *J. Clim.* 28, 2650-2664.
- Mercier, H., P. Lherminier, A. Sarafanov, F. Gaillard, N. Daniault, D. Desbryères, A. Falina, B. Ferron, **T. Huck**, V. Thierry (2013) Variability of the meridional overturning circulation at the Greenland-Portugal OVIDE section from 1993 to 2010. *Progress in Oceanography*, 132, 250-261, Special Issue "North Atlantic Subpolar Gyre"
- Oerder, V., F. Colas, V. Echevin, **F. Codron**, J. Tam, and A. Belmadani (2015) Peru-Chile upwelling dynamics under climate change. *J. Geophys. Res. Oceans*, 1152-1172, doi:10.1002/2014JC010299.
- Oruba, L., **G. Lapeyre**, G. Rivière (2013) On the northward motion of midlatitude cyclones in a baroclinic meandering jet, *J. Atmos. Sci.*, 70, 2629-2649
- Oruba, L., **G. Lapeyre**, G. Rivière (2012) On the northward motion of midlatitude cyclones in a barotropic meandering jet, *J. of Atmos. Sci.*, 69, 1793-1810
- Rivière, G., P. Arbogast, **G. Lapeyre**, K. Maynard (2012) A potential vorticity perspective on the motion of a mid-latitude winter storm, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L12808, doi:10.1029/2012GL052440
- Sévellec, F., **T. Huck** (2015) Theoretical investigation of the Atlantic multidecadal oscillation. *J. Phys. Oceanogr.*, in press, doi: 10.1175/JPO-D-14-0094.1 .
- Sévellec, F, **T. Huck** (2015) Geostrophic closure of the zonally-averaged Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Journal of Physical Oceanography*, in press, doi: 10.1175/JPO-D-14-0148.1 .

Liste des contrats obtenus au cours des quatre dernières années :

ANR blanche ASIV 2010-2014 (PI G. Lapeyre, 206 k€): étude des interactions océan-atmosphère dans la couche limite atmosphérique et pour le courant-jet troposphérique.

- Atmospheric response to sea surface temperature mesoscale structures (Lambaerts, J., G. Lapeyre, R. Plougonven, P. Klein, *JGR Atmos.*, 118, 9611--9621, 2013)
- Atmospheric dynamics triggered by an oceanic SST front in a moist quasi-geostrophic model (Deremble, B., G. Lapeyre, M. Ghil., *J. Atmos. Sci.*, 69, 1617-1632, 2012)

ANR blanche REDHOTS 2009-2013 (PI : Bertrand Chapron, IFREMER, 90 k€): estimation des courants marins à partir de cartes de température de surface de l'océan.

- Diagnosis of vertical velocities in the upper ocean from high resolution sea surface height (P. Klein, J. Isern-Fontanet, G. Lapeyre, G. Rouillet, E. Danioux, B. Chapron, S. Le Gentil and H. Sasaki, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L12603, 2009)
- Lagrangian reconstructions of temperature and velocities at submesoscales (Berti, S. and G. Lapeyre, *Ocean Modelling*, 76, 59-71, 2014)

CNES-TOSCA SWOT-Oceans 2012-2014 (PI: Rosemary Morrow, 18 k€): étude de la relation entre courants marins et capteurs multisenseurs

ANR-SOCENV MORDICUS, 2014-2018, (PI: C. Cassou, 1.14 M€): étude de la variabilité de l'océan Pacifique et du rôle des forçages externes sur le climat.

FP7 NAACLIM, financé par la commission européenne, 2013-2016 (PI: D. Quadfasel): étude dans le WP1.2 (PI. C. Frankignoul) de la prévisibilité liée à la variabilité de l'océan Atlantique dans les modèles CMIP5 (voir <http://naclim.zmaw.de/Scientific-publications.2225.0.html> pour la liste des publications).

Projet Ti Ammo LEFE/EVE 2010-2013 (PI T. Huck, 27k€): étude des mécanismes de variabilité naturelle de la circulation océanique sur des échelles de temps décennales à millénaires (voir http://www.ifremer.fr/lpo/thuck/proposals/rapport_final_tiammo2013.pdf et liste des publications ci-dessus)

Projet IDRIS 100375 (2014) : étude de l'influence de la turbulence de méso-échelle océanique sur la variabilité océanique et climatique basse-fréquence en Atlantique Nord (PI O. Arzel). Une allocation de 1 040 000 heures sur la machine Ada de l'IDRIS a été obtenue.

Projet IDRIS (2015) : Oscillations et rétroactions climatiques aux échelles décennales: mécanismes, sensibilité et incertitudes (PI G. Gastineau). Une allocation de 2M d'heures sur la machine curie-NF a été obtenue.

Compléments

Les modèles numériques employés dans ce projet sont en majeure partie basés sur une géométrie idéalisée et/ou physique simplifiée. Les structures des modes de variabilité simulés par ces modèles peuvent en conséquence être parfois différentes de celles observées. Ce constat n'est pas un frein, bien au contraire, car les différences mises en avant pousseront à comprendre leur origine et stimuleront certainement de nouvelles discussions et questions. Le bon achèvement du point (d) dépend des ressources humaines disponibles (aide d'un ingénieur pour la mise en place de configurations idéalisées avec NEMO et obtention d'un doctorant pour participer à l'analyse des simulations).