

5.2 Variabilité de l'Atlantique tropical

Section rédigée par Jacques Servain (IRD/FUNCEME).

L'état moyen de l'Atlantique tropical a été décrit par le même auteur dans la section 4.7.3 p.164.

5.2.1 Introduction

On a vu dans le chapitre 2.7.2 que l'océan Atlantique est le siège d'un transport d'énergie intégralement exporté de l'hémisphère sud (à partir de 60°S) vers l'hémisphère nord (Malanotte-Rizzoli et al., 2000 [534]). En moyenne annuelle ce transport océanique est de l'ordre de 1 petawatt (= 1.10^{15} Watts) vers 15°N. La raison principale de cette particularité s'explique par le fait que l'océan Arctique, très déficitaire en énergie et ne possédant qu'une seule grande ouverture vers l'Atlantique⁵, ne peut donc importer de chaleur que de cet océan. Cet effet est renforcé par la singularité géographique de l'océan Atlantique, qui par sa relative étroitesse zonale (trois fois moins large que le Pacifique aux latitudes tropicales), et son ouverture méridienne d'un pôle à l'autre, se présente comme un tube méridien sud-nord. Outre son intérêt régional, l'Atlantique tropical est donc d'une grande importance pour le climat des latitudes subtropicales (Xie et Carton, 2004 [937]) et tempérées de l'Atlantique nord car ces régions sont directement tributaires de l'excédent d'énergie des régions océaniques situées plus au sud. Cet apport de chaleur se fait grâce au vaste gyre anticyclonique incluant les courants chauds de surface de bord ouest du bassin (dont le Gulf Stream), et la dérive Nord Atlantique contribuant au réchauffant de la bordure ouest de l'Europe. En contrepartie massive, les régions océaniques proches de l'océan Arctique (Mer du Labrador notamment) fournissent des eaux froides (et moins salées) qui plongent jusqu'à 2000 m de profondeur, alimentant ensuite les courants profonds qui s'écoulent vers le sud et s'épanchant finalement (au terme de plusieurs dizaines d'années) dans l'océan mondial (voir schéma classique du "tapis roulant" ou "conveyor belt" en anglais; (Broecker, 1992 [107])). On verra aussi au cours de ce chapitre l'importante connexion entre la circulation océanique de l'Atlantique sud et la région tropicale de cet océan.

Contrairement au Pacifique tropical, où les signaux climatiques interannuels (notamment grâce à l'ENSO) sont pratiquement du même ordre de grandeur que le signal du cycle saisonnier (voir chapitre 5.1), ce cycle saisonnier est nettement prépondérant sur l'Atlantique tropical. Ainsi, par comparaison entre les deux bassins, alors qu'on peut facilement observer des anomalies de TSM de plusieurs degrés sur le Pacifique équatorial est (jusqu'à +10°C localement lors d'un El Niño), les anomalies de TSM observées sur l'Atlantique tropical ne dépassent que très rarement 2 à 3°C en moyenne mensuelle, y compris dans les régions à forte variabilité comme celles associées aux upwellings. En dehors donc des

⁵Le détroit de Béring est considéré comme une petite ouverture à l'échelle globale

cas exceptionnels (on en donnera quelques illustrations ci-après) on considère que le signal climatique interannuel est trois fois moins énergétique que le signal saisonnier. De plus, le signal climatique interannuel est souvent fortement dépendant du cycle saisonnier auquel il se superpose (augmentation/diminution/déphasage de l'amplitude du signal annuel). Compte-tenu de ces divers éléments, et aussi des difficultés d'obtention des observations *in-situ* (on reviendra aussi sur ce point), et donc de la rareté et la fragilité dans la disponibilité de l'information, on se trouve souvent en face de situations où le signal interannuel ne se distingue que difficilement du bruit inhérent aux mesures de base. Il s'ensuit une difficulté supplémentaire pour observer, analyser, comprendre et anticiper les événements climatiques anormaux, et ceci est aussi à l'origine du relatif manque de connaissance de la variabilité climatique de l'Atlantique tropical qui a prévalu jusqu'à ces deux dernières décennies. Malgré cela on a pourtant réussi à démontrer que, sans en avoir la même intensité, des événements climatiques anormaux dans ce bassin se produisent aux mêmes fréquences que ceux observés de manière courante sur le Pacifique, et qu'ils peuvent avoir des répercussions significatives avec de forts impacts socio-économiques sur les régions continentales environnantes (ex. Sahel et Nordeste au Brésil).

Ce chapitre est composé de trois sections : variabilité saisonnière, variabilité interannuelle, et finalement en guise de conclusion, quelques éléments relatifs à la nécessité de maintenir un système d'observations météo-océanique complet et permanent sur l'ensemble du bassin tropical de l'océan Atlantique, avec une focalisation sur le Programme PIRATA.

5.2.2 Variabilité saisonnière de l'Atlantique tropical

La ZCIT migre saisonnièrement selon la latitude en parfaite coïncidence avec la migration de l'eau de surface la plus chaude dans l'océan Atlantique occidental. Sa position la plus septentrionale est atteinte en août-septembre dans l'océan Atlantique oriental (14°N), c'est-à-dire juste au sud de Dakar (voir figure 4.18 p.96). Au même moment dans le bassin occidental cette position la plus nord est moins éloignée de l'équateur (8°N à 30°W). La position la plus australe de la ZCIT, généralement atteinte en avril, se situe au niveau de l'équateur dans le bassin occidental (Hastenrath and Lamb, 1977 [333]), rarement plus au sud. Ce cycle n'est pas exactement synchronisé avec les changements de mousson au-dessus des régions continentales avoisinantes, qui répondent plus rapidement à l'apparente course saisonnière du soleil. Une partie de cette différence dans le "timing" est aussi attribuée au maintien de la langue d'eau froide le long de l'équateur jusqu'en septembre.

Le cycle saisonnier de la ZCIT est associé à une forte modification dans les champs du rotationnel et de l'intensité de la tension du vent (Mayer and Weisberg, 1993 [557]). Au nord de l'équateur, le rotationnel du vent change de signe suivant la saison avec le passage de la ZCIT, ce qui module ("up/down") le pompage d'Ekman, d'où il résulte un changement saisonnier dans la topographie méridienne de la thermocline (Katz, 1981,

1987a [412] [414]). Ces déplacements verticaux, qui se propagent vers l'ouest à la vitesse des ondes de Rossby, sont particulièrement importants dans le bassin occidental au nord de l'équateur (Carton and Katz, 1990 [126]). Les courants associés à cette modification de topographie dynamique suivent un grand cycle saisonnier dans l'océan Atlantique occidental [Richardson and Walsh, 1986 [699]]. C'est dans cette région en particulier que le CCNE (entre 5°N et 8°N), orienté vers l'est, atteint son intensité maximale en août-septembre, avant de fusionner plus à l'est avec le courant permanent de Guinée (CG) (Katz, 1993 [416]) (voir figure 4.59 p.167). Dans le golfe de Guinée, les courants sont peu épais (thermocline plus proche de la surface), et ont de grandes variations annuelles et semi-annuelles.

Près de l'équateur, le cycle saisonnier du vent est le plus fort dans le bassin ouest, là où la ZCIT s'approche de (ou même croise) l'équateur en janvier-avril. L'intensification vers l'ouest de la tension du vent commence en avril entre 0° et 10°W, et se déplace ensuite à l'ouest. Dans l'océan Atlantique occidental, on observe une longue période de vents de sud-est bien établis, qui sont les plus intenses en août-septembre, et une courte période de vents variables, en février-avril près de 30°W et en mai près de 45°W. La transition entre ces deux périodes peut être soudaine, en particulier, en mai où la ZCIT se déplace vers le nord (Weisberg et Tang, 1990 [906]). Dans l'océan Atlantique oriental, le cycle saisonnier des vents est surtout marqué sur sa composante méridienne. Les vents méridiens les plus forts sont associés au pic de la mousson ouest africaine au moment où la ZCIT est à sa position la plus nord. C'est également la période de l'année où la langue d'eau froide est la plus développée dans le golfe de Guinée (Philander and Pacanowski, 1981 [647] ; Houghton, 1989 [373]), et où le gain de chaleur de l'Atlantique équatorial par l'océan est le plus grand.

Les changements saisonniers du vent, en particulier dans le bassin ouest, induisent une réponse dynamique le long du guide d'onde équatorial⁶ (Cane, 1979 [122]), ce qui a comme conséquence des changements de pente de la thermocline et de la surface de mer. L'étendue en latitude du déplacement vertical des isothermes est environ 250 km ($\sim 2.2^\circ$) de part et d'autre de l'équateur (Houghton, 1983 [372] ; Verstraete, 1992 [865]), ce qui est conforme à un deuxième mode barocline d'une onde de Kelvin équatoriale. Il résulte du changement rapide du vent en avril-mai à l'ouest sur l'équateur, que la composante zonale du champ de pression océanique ne peut se mettre en équilibre qu'avec retard avec la composante zonale de la tension du vent. Ceci est donc propice à l'excitation de trains d'ondes de Kelvin se propageant vers l'est le long de l'équateur (Katz, 1987b [415] ; Weisberg and Tang, 1990 [906]), puis se réfléchissant vers l'ouest sous la forme d'ondes Rossby, une fois atteint le continent africain. Ces trains d'ondes de Kelvin et de Rossby expliquent l'évolution saisonnière de la thermocline le long de l'équateur. Ils sont en particulier responsables des fluctuations du niveau de la mer et de la thermocline dans l'océan Atlantique équatorial oriental.

⁶Définition en section 7.1.3 p.287

La langue d'eau froide équatoriale se développe habituellement en mai, ce qui coïncide avec l'intensification vers l'est de la tension zonale du vent. Cette intensification est aussi responsable du rapprochement vers la surface de la thermocline dans l'océan Atlantique oriental (phénomène d'"upwelling" équatorial) (Servain et al., 1982 [755]; Houghton, 1989 [373]). Il en résulte, dans les parties centrale et orientale du bassin équatorial, une augmentation de la divergence d'Ekman et des remontées d'eau froide à l'équateur (Philander and Pacanowski, 1981 [647]). L'évolution saisonnière et l'entretien de la langue d'eau froide dépendent également d'autres processus, tels que l'advection horizontale, le mélange vertical, et les flux associés aux ondes d'instabilité (Weingartner and Weisberg, 1990, 1991 [900] [901]; Grodsky et al., 2005 [319]). La frontière nord de la langue d'eau froide correspond souvent à un gradient méridien marqué de la température. Immédiatement au nord de ce front on trouve une région où les masses d'air, circulant vers le nord, se modifient très rapidement par le passage au-dessus de régions océaniques froides, puis chaudes. Cette région de transition est marquée par un accroissement rapide du vent. Pendant que la couche limite atmosphérique devient instable, de l'air sec descend vers la surface.

La structure dynamique complexe liée (voir figure 4.59 p.167), (i) au sous courant équatorial se dirigeant vers l'est en subsurface le long de l'équateur (localisation identique que dans Pacifique, voir figure 4.55), (ii) au courant sud équatorial (CSE) coulant vers l'ouest en surface au niveau du front thermique de part et d'autre de l'équateur, et (iii) au courant de Guinée (CG) coulant vers l'est en surface au nord de ce front (voir figure 4.59 p.167), est encline à de fortes instabilités par effet de cisaillements vertical et longitudinal, tout au moins durant la phase d'initiation de l'upwelling (Legeckis, 1983 [488]; Weisberg, 1984 [902]; Weisberg and Weingartner, 1988 [905]; Steger and Carton, 1991 [796]; Legeckis and Reverdin, 1987 [489]; Morlière et al., 1994 [600]). Visible sur des images satellite (figure 5.17), cette instabilité correspond au développement d'ondes se déplaçant vers l'ouest ($L \sim 1000$ km; $c \sim 0.5$ m/s) à l'intérieur du front thermique. Ces ondes sont souvent associées à des tourbillons mélangeant eaux chaudes et eaux froides. Ces instabilités ont comme conséquence une convergence méridienne de la chaleur qui est partiellement compensée par une perte par turbulence verticale, et contribuent ainsi au chauffage saisonnier de la langue d'eau froide (Weingartner and Weisberg, 1991 [901]; Grodsky et al., 2005 [319]). Par les mouvements verticaux associés elles favorisent une concentration locale de la production primaire océanique, propice aux activités de pêche (thons) dans cette région frontale (Lebourges-Dhaussy et al., 2000 [487]; Ménard et al., 1999, 2000 [575] [576]).

5.2.3 Variabilité interannuelle de l'Atlantique tropical

La variabilité interannuelle de la région atlantique tropicale a longtemps été considérée comme peu significative devant la puissante influence du cycle annuel (ex. Horel *et al.*, 1986 [369]; Servain and Legler, 1986 [757]). Pourtant les fluctuations d'année en année et celles

à plus long terme ne sont nullement négligeables (Servain and Séva, 1987 [758]). En particulier près de l'équateur (et dans les tropiques pour les vents), les contributions de la variabilité interannuelle participent de manière importante au signal climatique total. On a pris l'habitude de classer la variabilité climatique interannuelle de l'Atlantique tropical selon deux modes principaux, un mode "équatorial" et un mode "méridien" (appelé aussi "dipôle"). Ces deux modes, qui participent à part plus ou moins égales dans les 40 à 60 % du signal total interannuel sont décrits ci-après.

Le mode équatorial

L'un des deux modes (environ 20 à 30% de la variance interannuelle totale) de la variabilité interannuelle du climat dans l'océan Atlantique tropical est semblable à l'El Niño/Southern Oscillation (ENSO) dans le Pacifique, avec des manifestations qui se focalisent principalement au niveau océanique dans la partie orientale du bassin équatorial (Zebiak, 1993 [960] ; Chang et al., 1997 [139]). Des premières études avaient déjà indiqué l'importance des ondes équatoriales et du forçage du vent à distance dans l'océan Atlantique équatorial, démontrant ainsi une similitude dynamique générale avec le Pacifique (Servain et al., 1982 [755] ; Hirst and Hastenrath, 1983a,b [354] [355] ; McCreary et al., 1984 [563]).

Ce mode "équatorial" dans l'Atlantique, comme le mode inter-hémisphérique qui sera décrit plus loin, varie selon une échelle de temps allant de l'intra-saisonnier au multi-annuel, avec une fréquence privilégiée de 2 à 3 années (c'est-à-dire une fréquence plus rapide que pour l'ENSO). Pendant une phase chaude, les alizés dans le bassin équatorial occidental sont faibles et les TSM proches de l'équateur sont exceptionnellement élevées. Ceci est particulièrement vrai dans le bassin oriental où l'on observe aussi une élévation du niveau de la surface de la mer (figure 5.18). Pendant une phase froide, ces mêmes alizés sont forts et les TSM sont anormalement basses. Le début d'un événement, chaud ou froid, peut se produire en l'espace de quelques semaines seulement. Il est généralement associé à l'excitation forcée par le vent, puis à la propagation, d'ondes de Kelvin équatoriales vers l'est et d'ondes de Rossby réfléchies par la côte africaine. La modulation du signal interannuel par le cycle saisonnier étant relativement forte (contrairement au Pacifique), il s'ensuit que les anomalies significatives sont souvent confinées à l'été et l'automne boréal (Zebiak, 1993 [960]). On assiste donc la plupart du temps à une amplification (ou au contraire à un affaiblissement) des signaux annuel et semi-annuel, ce qui a contribué, bien entendu, à percevoir difficilement ce mode interannuel de variabilité.

En phase chaude, ce mode équatorial est fortement associé à des précipitations accrues dans le golfe de Guinée et sur le pourtour continental (Merle, 1980b [578] ; Shannon et al., 1986 [769] ; Rouault et al., 2003 [719]). Les impacts climatiques des événements chauds équatoriaux incluent aussi la rupture de l'écosystème marin dans diverses régions avec fortes activités pélagiques (thons, sardinelles, etc.) (Binet and Servain, 1993 [86] ; Wagner and da Silva, 1994 [875] ; Crawford et al., 1990 [172] ; Binet et al., 2001 [87]).

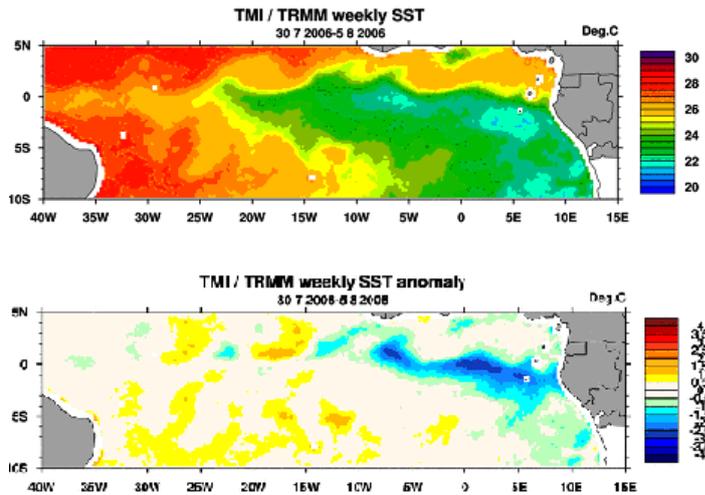


FIG. 5.17 – Observation par satellite de la TSM (panneau supérieur) et déduction de son anomalie (panneau inférieur) par rapport à la moyenne sur la période 30/07/2006 au 05/08/2006 sur l’Atlantique équatorial. On perçoit nettement la formation d’ondes d’instabilité formées au niveau du front thermique juste au nord de l’équateur et se propageant vers l’ouest. Ces trains d’ondes contribuent au mélange des masses d’eau dans ce secteur. À noter une forte activité de la langue d’eau froide le long de l’équateur à l’est de 10°W . Source : communication personnelle Mathieu Rouault, 2007 [720]. Reproduit avec la permission d’Elsevier.

June 95 minus 94 TOPEX Sea Level Anomalies

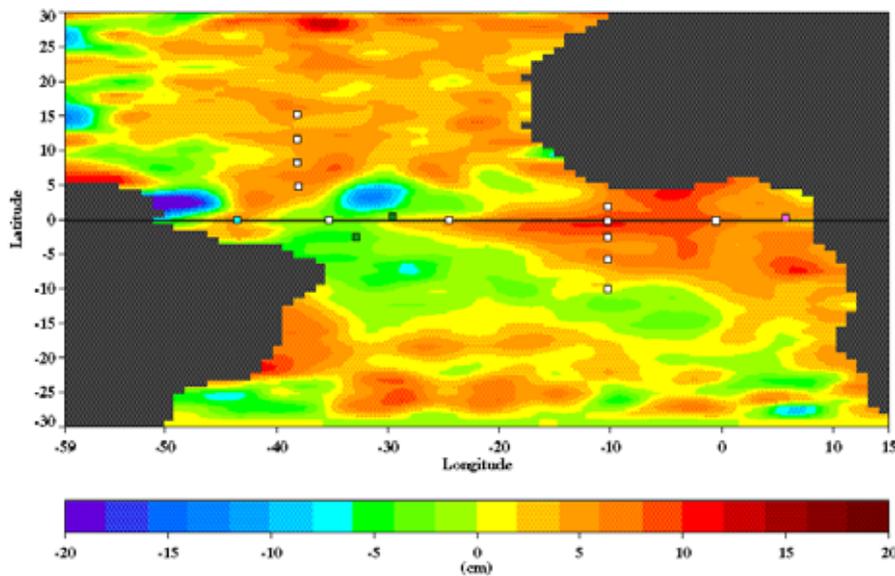


FIG. 5.18 – Illustration du mode équatorial dans l’Atlantique. Il s’agit ici de la différence (en cm) entre le niveau moyen de la surface de la mer "mesuré" en juin 1995 (événement chaud dans l’Atlantique équatorial) et celui "mesuré" en juin 1994 (année considérée comme "normale"). Les données utilisées ici pour "mesurer" la hauteur de surface de la mer proviennent d’observations altimétriques fournies par le satellite TOPEX/Poseidon. On distingue une surélévation d’une dizaine de cm en juin 1995 par rapport à la situation de juin 1994 le long de l’axe équatorial entre 20°W et le méridien d’origine. Cette élévation traduit, par expansion thermique, l’accroissement de la température sur la couche de mélange (de l’ordre de 3°C) entre les deux périodes. On remarque aussi une surélévation du niveau de la mer (1995 vs. 1994) dans le bassin tropical nord ; on sait, a posteriori, qu’il y a eu un nombre plus important de cyclones en 1995 (19) par rapport à 1994 (7). À noter le schéma du réseau original PIRATA mis en place en 1997-1999. Source : Commun. person. J. Servain, 2007.

Un cas d'école de cette variabilité interannuelle fut la période 1983-1984 durant laquelle un programme océanique (FOCAL/SEQUAL) a été conduit par la France et les USA pour étudier le cycle saisonnier. En fait, l'évolution du cycle saisonnier pendant ces deux années a été très différente. La première année (1983) a été considérée comme "normale" (c'est-à-dire proche d'une moyenne climatique). En revanche, la seconde année (1984) a montré des perturbations importantes dans la TSM, les vents, la convection profonde atmosphérique, et la circulation océanique, qui ont ressemblé de beaucoup à une occurrence de El Niño dans le Pacifique (Philander, 1986 [650] ; Lamb et al., 1986 [465] ; Weisberg and Colin, 1986 [903] ; Hisard et al., 1986 [357] ; Katz et al., 1986 [413] ; Horel et al., 1986 [369] ; Verstraete, 1992 [865]). D'autres événements du même type ont été répertoriés et analysés, notamment celui de 1963 (Katz et al., 1977 [411] ; Merle, 1980b [578]), celui de 1968 (Merle, 1980b [578] ; Servain, 1984 [756], celui de 1995 (Gammelsrød et al., 1998 [278] ; figure 5.18) et plus récemment celui de 2001 (Rouault et al., 2007 [720]).

Il persiste cependant plusieurs interrogations concernant ce mode équatorial. On constate en effet (notamment en phase chaude) que les épisodes anormaux détectés le long de l'équateur sont quelquefois associés à des occurrences d'anomalies thermiques de même signe dans la région Angola-Benguela, c'est-à-dire le long de la côte africaine, au sud de l'équateur, alors qu'il peut y avoir un certain déphasage de quelques semaines, voire plus, dans un sens ou dans un autre, entre ces deux types d'événements. Un déplacement du signal d'anomalie de l'équateur vers le sud (en longeant la côte africaine) peut s'expliquer par des propagations d'ondes de Kelvin côtières (Florenchie et al., 2003, 2004 [258] [259] ; ce qui fut sans doute le cas, par exemple, pour l'événement chaud de 2001 (Rouault et al., 2007 [720]). Mais que dire d'une situation inverse, quand par exemple, des anomalies chaudes de TSM sont observées au large de la Namibie au cours du premier trimestre de 1984, c'est-à-dire plusieurs semaines avant l'exceptionnel événement chaud observé à l'équateur en mai-juin de cette même année ? La réponse à ce type d'interrogation ne pourra vraiment venir qu'après la mise en place d'un système d'observation complet dans cette région (notamment par une extension vers le sud-est du réseau PIRATA, voir plus loin). Cet effort observationnel, associé aux progrès en modélisation numérique et observation satellitale, devrait permettre d'avancer dans la compréhension de ces phénomènes, d'un grand intérêt pour le suivi de la pêche régionale (Binet et al., 2001 [87] ; Gammelsrød et al., 1998 [278] et le climat de l'Afrique de l'ouest et du sud (Rouault et al., 2003 [719]).

Des expériences numériques à l'aide de modèles couplées océan-atmosphère (CGCM) ont confirmé que le mode équatorial de l'Atlantique est dynamiquement apparenté à celui de l'ENSO, en dépit de quelques différences dans l'état moyen du système atmosphère-océan et dans les réflexions d'ondes de part et d'autre des deux bassins tropicaux (Zebiak, 1993 [960] ; Xie et al., 1999 [935] ; Latif and Grötzner, 2000 [473]). L'une de ces différences réside dans le positionnement zonal des anomalies couplées. Dans le cas de l'Atlantique, le

couplage dynamique (tension du vent) se produit essentiellement dans la partie occidentale du bassin, alors que pour le Pacifique ce couplage est situé près du centre du bassin. Les résultats numériques suggèrent que les oscillations interannuelles de l'océan Atlantique sont partiellement réglées selon un mécanisme d'oscillateur retardé impliquant une combinaison entre la dynamique ondulatoire de la couche supérieure océanique et la mise en place de l'upwelling équatorial. En analogie avec le Pacifique, ceci impliquerait donc un même degré de déterminisme et de prévisibilité. Cependant, le problème est plus compliqué qu'il n'y paraît. Les résultats actuels suggèrent que les interactions locales, uniquement engendrées sur l'océan Atlantique, ne sont pas suffisamment fortes pour générer le niveau observé de la variabilité, y compris à l'équateur même. Ceci signifie que des perturbations d'origine éloignée doivent également être prises en compte. La source la plus évidente pour de telles perturbations éloignées sur une même échelle de temps interannuel est l'ENSO. Diverses études diagnostiques, statistiques et numériques ont ainsi montré des relations fortes entre des perturbations thermiques de type El Niño sur le Pacifique équatorial, et des anomalies de vent et de TSM sur la région nord de l'Atlantique équatorial (Uvo et al., 1998 [859]; Enfield and Mayer, 1997 [230]; Huang et al., 2002 [381]; Wang, 2002 [886]; Mélice and Servain, 2003 [574]). C'est ainsi que de fortes valeurs négatives (resp. positives) du SOI⁷ en novembre-mars sont souvent suivies d'un renforcement (resp. affaiblissement) des vents dans l'Atlantique équatorial ouest pendant les mois suivants (Servain et coll., 1996 [760]). Partant du cas d'école évoqué plus haut (le "Niño Atlantique" de 1984), on a pu ainsi simuler partiellement cet événement en partant uniquement du forçage de l'ENSO de 1983 (Delecluse et al., 1994 [185]). Mais là encore, un forçage lointain, aussi fort qu'il soit, n'est pas suffisant pour générer un épisode de type El Niño sur l'Atlantique. C'est donc bien une combinaison, encore mal comprise, entre couplage local et téléconnexion équatoriale (via la courroie de transmission atmosphérique des Cellules de Walker) qui est sans doute à l'origine du mode équatorial de variabilité interannuelle sur l'Atlantique tropical. Cependant d'autres sources de perturbations, par exemple celle liée à la variabilité quasi-biennale (Servain, 1991 [759]), et aux variabilités extra-tropicales (ex. la NAO sur l'Atlantique nord) sont aussi des candidats à examiner (Déqué et Servain, 1989 [187]). On sait également que les précipitations sur le Nordeste (maximum entre février et mai) peuvent être modulées par des événements ENSO [Ropelewski et Halpert, 1987 [713]; Hastenrath, 1990 [340]), qui, par définition même du mot El Niño⁸, sont plus intenses durant l'hiver boréal, même si, on le verra ci-après, le second mode de variabilité interannuelle de l'Atlantique tropical est de loin le plus efficace pour le changement climatique sur cette région (Hastenrath and Heller, 1977 [333]).

⁷Une forte valeur négative (positive) du SOI est généralement associée à un(e) El Niño (La Niña)

⁸"El Niño" veut dire "l'Enfant Jésus" (voir chapitre 5.1), donc la période se situe entre fin et début d'années

Le mode méridien (« dipôle Atlantique »)

L'autre mode de variabilité climatique interannuelle de l'Atlantique tropical (qui représente lui aussi environ 20 à 30% de la variance interannuelle totale) n'a pas de contrepartie bien définie dans le Pacifique. Il est caractérisé par un gradient inter-hémisphérique des conditions météo-océaniques à l'interface air-mer. Ce mode est souvent appelé (quoique improprement en terme de pure dynamique ou pure statistique) le « dipôle atlantique » (Moura and Shukla, 1981 [602] ; Servain, 1991 [759]). Il implique des variations spatiales cohérentes d'anomalies de TSM (et de vent) dans chacun des deux hémisphères entre environ 25°N-5°N et 5°N-20°S, à des échelles de temps saisonnière, interannuelle et même décennale (figure 5.19) (Servain, 1991 [759]). Ces anomalies apparaissent habituellement avec le signe opposé dans chaque hémisphère, bien que leurs développements ne soient pas toujours simultanés, et il a longtemps existé une controverse entre chercheurs pour considérer si les pôles nord et sud de ce dipôle étaient ou non dynamiquement connexes (Houghton and Tourre, 1992 [374] ; Enfield et al., 1999 [231]). De fait, les études numériques du couplage océan-atmosphère dans cette région ne sont pas totalement concluantes. On sait cependant que les processus physiques responsables des variations climatiques dans l'Atlantique tropical font intervenir des actions-réactions (« feedback ») entre diverses variables (TSM, vents, échange de chaleur latente, ...) (Chang et al., 1997 [139]).

Les anomalies inter-hémisphériques de la TSM affectent de manière significative la position et l'intensité de la ZCIT, et exercent ainsi, indirectement, une influence considérable sur les précipitations au-dessus du Nordeste et du Sahel (Lamb 1978a,b [463] [464] ; Moura and Shukla, 1981 [602] ; Lough, 1986 [515] ; Folland et al., 1986 [260] ; Wolter 1989 [919] ; Servain, 1991 [759] ; Enfield and Mayer, 1995 [229]). En particulier, une situation dans laquelle les anomalies de TSM sont positives au nord et négatives au sud est toujours associée à un déplacement anormal vers le nord de la ZCIT, ceci menant, en général, à un épisode de sécheresse sur le Nordeste, et, inversement, à un accroissement dans les précipitations au Sahel. Réciproquement, des anomalies de TSM de signes opposés affaiblissent la ZCIT en la déplaçant vers le sud, favorisant ainsi des précipitations plus abondantes dans le Nordeste et générant une sécheresse au Sahel. Ce double scénario est bien sur d'autant plus efficace lorsque le dipôle atlantique est particulièrement marqué durant les périodes habituelles des saisons des pluies sur le Nordeste (février à mai) ou sur le Sahel (juin à septembre).

Pour le Sahel, les mécanismes impliquent non seulement des déplacements de la ZCIT océanique, mais également la stabilité des basses couches atmosphériques et les précipitations sur la région continentale située entre le nord du golfe de Guinée et la limite sud du Sahel (Fontaine et al., 1995 [264]). A l'échelle interannuelle, les précipitations sur cette dernière région sont généralement en opposition de phase avec celles observées sur la région sahélienne (Wagner et da Silva, 1994 [875]), comme si une mousson particulièrement forte sur le pourtour continental au nord du golfe de Guinée aurait comme conséquence

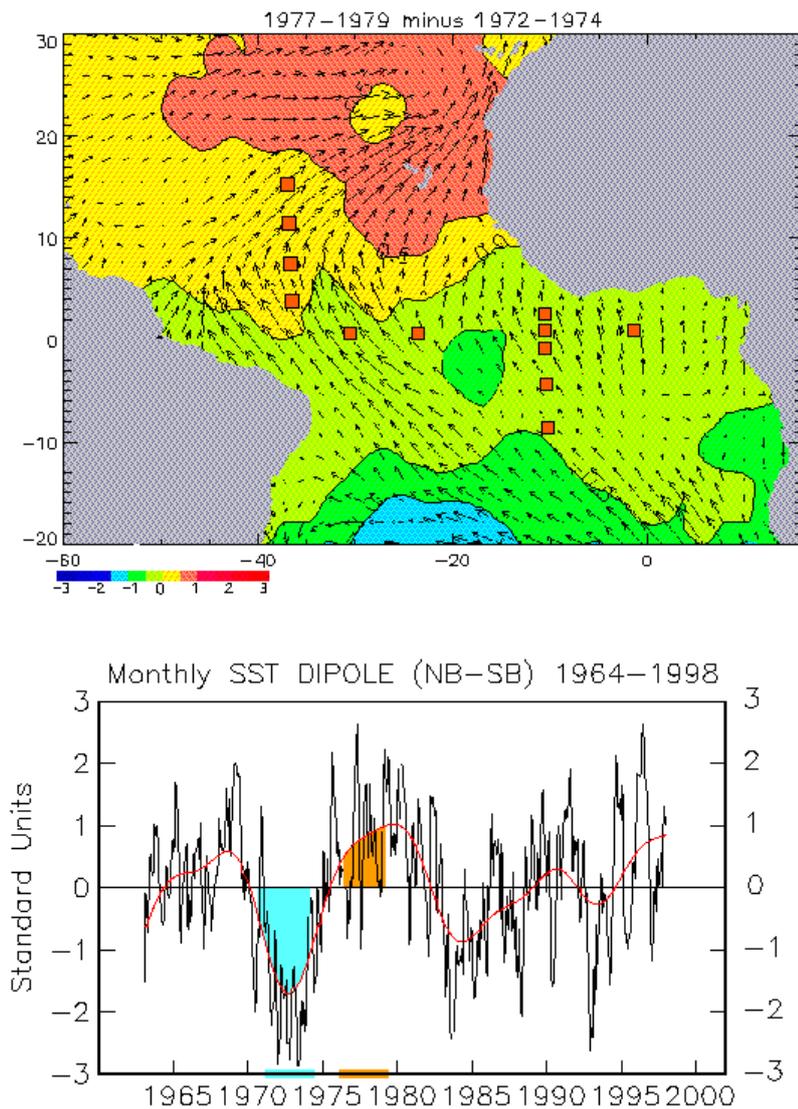


FIG. 5.19 – Illustration du mode méridien ("dipôle atlantique") dans l'Atlantique tropical. Le panneau du haut représente la différence, entre la période 1977-1979 et la période 1972-1974, de la TSM (en °C) et du vent de surface. Le panneau du bas représente la série temporelle d'un index (index mensuel, courbe noire; index lissé basse-fréquence, courbe rouge) du dipôle atlantique [Servain, 1991] mesuré à partir des anomalies de TSM observées entre 1964 et 1998 sur la région représentée par le panneau supérieur. L'on voit nettement que la période 1977-1979 correspond à une situation moyenne de dipôle positif (bassin tropical nord anormalement chaud associé à une relaxation du vent; bassin tropical sud anormalement froid associé à une accélération du vent), alors que la période 1972-1974 correspond à une situation inverse. On sait que les dernières années 1970's (situation de dipôle positif) ont été particulièrement sèches sur le Nordeste. A noter aussi la fréquence décennale particulièrement marquée sur la courbe de l'index du dipôle. Source : Commun. person. J. Servain, 2007.

d'inhiber partiellement les précipitations aux latitudes plus nord (Fontaine et Janicot, 1996 [265]). On doit noter un certain succès dans la simulation de la précipitation sur le Sahel en prescrivant la TSM sur l'océan Atlantique (Palmer, 1986 [635]). Les études statistiques semblables réalisées pour prévoir les anomalies de précipitations au-dessus du Nordeste ont eu le même succès (Hastenrath and Greishar, 1993 [341]; Graham, 1994 [304]).

Par ailleurs, on sait que la variabilité interannuelle de la TSM dans l'Atlantique tropical nord influence également potentiellement les précipitations au-dessus des Antilles et la région sud-est des USA, ne serait-ce qu'en modulant la fréquence et l'intensité des cyclones durant la période habituelle de cyclogenèse (juin à novembre) (Gray, 1990 [310]; Sheaffer, 1996 [773]).

Si de nombreuses incertitudes résident encore concernant l'existence même du dipôle atlantique à l'échelle de temps instantané, le gradient inter-hémisphérique (en terme d'anomalies de TSM et de vent) entre bassin nord et bassin sud reste pertinent aux échelles de temps interannuelle et décennale (Servain, 1991 [759]). Cependant, malgré certains résultats encourageants (Mehta and Delworth, 1995 [572]) on n'a cependant que très peu d'information sur la relation entre ce dipôle de surface et la variabilité d'autres variables océaniques, y compris la circulation océanique et la température des couches de subsurface. Il n'est donc pas encore possible de raccorder l'évolution basse-fréquence du dipôle de l'Atlantique tropical à la circulation thermohaline de tout l'Atlantique, bien qu'il a déjà été montré que le gyre de l'Atlantique nord oscillait selon les mêmes basses fréquences (avec un pic autour de 13 ans) (Levitus et al., 1994 [493]). Établie de façon plus claire comme étant l'un des moteurs du dipôle, est l'importance de la variation des flux de surface, notamment ceux liés à l'intensité du vent (moment cinétique, flux de chaleur latente) (Carton et al., 1996 [128]; Chang et al., 1997 [139]).

Par ailleurs, il est fort possible, étant donné la similitude dans les échelles de temps et le chevauchement spatial, que le mode équatorial puisse être dynamiquement lié au mode inter-hémisphérique. Des études diagnostiques (Servain et al., 1999; 2000; 2003 [762] [763] [764]) et numériques (Servain et al., 2000 [763]; Ayina and Servain, 2003 [63]; Murtugudde et al., 2001 [606]) ont montré qu'une telle relation pouvait être vérifiée, du moins partiellement. Cependant, les processus physiques précis qui lieraient ces deux modes n'ont pu encore être totalement identifiés.

5.2.4 Des questions scientifiques qui demeurent et une nécessité pour un système d'observation opérationnel

Ainsi, il reste un certain nombre d'interrogations au sujet de la genèse et de l'évolution des interactions de l'océan-atmosphère dans l'océan Atlantique tropical qui exigent davantage de recherche. Par exemple : quel rôle le cycle saisonnier joue-t-il dans le développement

des anomalies interannuelles et à plus longue échelle de temps ? Quelle est l'importance relative de l'ENSO dans les interactions océan-atmosphère sur le bassin atlantique ? Quels sont les processus océaniques et atmosphériques qui provoquent les anomalies observées de TSM (et d'autres variables) selon les modes équatorial et méridien ? Quelles sont les échelles de temps nécessaires pour leurs développements ? Quel est le lien dynamique (s'il existe vraiment) entre la partie nord et la partie sud du dipôle ? Quelles sont les actions-rétroactions qui couplent l'océan à l'atmosphère sur ces échelles de temps ?

Selon un consensus général on peut dire que loin de l'équateur les processus d'échange de chaleur à l'interface air-mer sont prépondérants, alors qu'à proximité de l'équateur ce sont les processus dynamiques qui sont les plus significatifs. Concernant l'atmosphère, on peut aussi supposer que la modulation des champs d'anomalies de TSM affecte la convergence cinétique de surface, la convection profonde atmosphérique et la circulation troposphérique (Lindzen and Nigam, 1987 [509] ; Zebiak and Cane, 1987 [959]) ; et qu'à leur tour, ces changements dans la circulation atmosphérique induisent des modifications dans la circulation océanique et dans les transferts de flux de chaleur, perturbant ainsi l'équilibre thermique de l'océan supérieur. Cependant, il n'y a eu que peu d'évaluation quantitative de ces processus dans l'océan Atlantique tropical, en particulier en raison du manque d'observations appropriées au sein de ce bassin. Les modèles numériques océaniques et atmosphériques peuvent naturellement fournir des indications valables (ex. Zebiak, 1993 [960] ; Carton and Huang, 1994 [127]). Cependant, de manière générale, et ceci est particulièrement vrai pour l'océan tropical, ces modèles sont encore très sensibles aux inexactitudes dans les forçages océan-atmosphère et les diverses paramétrisations physiques utilisées (Blanke and Delecluse, 1993 [92] ; Bryan et al., 1995 [112] ; Mehta and Delworth, 1995 [572]). Par conséquent, des observations de haute qualité, et si possible disponibles en temps réel, sont nécessaires pour améliorer les spécificités des forçages de surface et pour améliorer la représentativité des algorithmes utilisés dans les simulations numériques. En d'autres termes, l'utilisation des modèles comme outil diagnostique renforce, plutôt que substitue, le besoin de données *in-situ* de qualité.

5.2.5 Le programme PIRATA : un maillon essentiel dans le système d'observation cohérent sur l'Atlantique tropical

Nous avons vu au cours des paragraphes précédents en quoi le bassin de l'Atlantique tropical, quoique moins "à la mode" que le Pacifique (et "son" El Niño), était cependant d'une importance capitale pour comprendre le changement climatique de la planète. Nous avons vu aussi comment la complexité des phénomènes physiques à l'origine de la variabilité climatique de l'Atlantique tropical nécessitait d'intensifier les recherches sur ce bassin. L'une des clés⁹ dans ce challenge réside dans la mise en place, la pérennisation et l'utilisation d'un réseau complet d'observations *in-situ* fournissant un faisceau cohérent

⁹Les deux autres clés sont (i) la modélisation numérique et (ii) l'observation satellitale

d'informations en temps réel (ou quasi-réel). Grâce à un effort mondial reposant sur divers programmes internationaux de surveillance du climat, ce système est progressivement mis en place depuis quelques années et on n'évoquera brièvement ici¹⁰ que de l'une de ses composantes, le programme PIRATA (Pilot Research moored Array in the Tropical Atlantic) dont les premières mesures datent de septembre 1997. Nous avons choisi ici de focaliser notre propos sur ce réseau d'observation (tout au moins dans sa version originale) car celui-ci a justement été conçu pour alimenter des informations permettant de monitorer et mieux comprendre les deux principaux modes de variabilité climatique relatés plus haut, à savoir le mode équatorial et le mode méridien.

Le réseau PIRATA (Servain et al., 1998 [761]; Bourlés et al., 2007 [100] (figure 5.20) est constitué d'un ensemble de bouées (système ATLAS, développé par la NOAA (Milburn et al., 1996 [585])) ancrées au fond (10 bouées pour le réseau PIRATA dans sa version originale ; 18 bouées depuis juin 2007, en incluant les 3 extensions PIRATA-SW, PIRATA-SE et PIRATA-NE). Les sites des bouées ont été choisis dans des régions océaniques stratégiques, reconnues pour leurs importances dans la variabilité du climat régional et global. Il s'agit en fait de stations météo-océaniques autonomes permettant de combler notre manque d'information climatique en temps réel sur ces régions océaniques tropicales, sièges de la "marmite" du système climatique mondial. Sur ces bouées sont installés des capteurs et un système de transmission par satellite (Service Argos) permettant d'informer en temps quasi-réel les principales variables climatiques du transfert énergétique à l'interface air-mer (vent, température et humidité de l'air, radiation solaire, précipitation). Les contenus thermique et halin de la couche de subsurface océanique (0-500 m), d'une grande importance dans les fluctuations lentes de l'évolution du climat, sont eux aussi mesurés et transmis à cadence journalière. En outre, sur certains sites sélectionnés sont aussi mesurés la circulation océanique près de la surface, et/ou d'autres paramètres complémentaires dans l'échange énergétique air-mer (ex. CO²). Chaque bouée ayant une autonomie énergétique de 12 mois, la maintenance électronique et mécanique du réseau PIRATA nécessite un investissement temps-bateau qui représente au total près de six mois par an pour l'ensemble du réseau (schéma original et extensions), utilisant des navires océanographique de recherche brésiliens, français et américains.

La phase expérimentale (1997-2006) de PIRATA étant maintenant terminée, la vocation de PIRATA est d'être pour l'Atlantique ce que le réseau TAO (Tropical Atmosphere-Ocean array) (Hayes et al., 1991 [345]) est déjà pour le Pacifique depuis la fin du programme climatique international TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere). TAO et PIRATA (ainsi que l'équivalent sur l'océan Indien) font partie d'un même système global d'ob-

¹⁰Pour plus de détails sur le système complet d'observations sur l'Atlantique tropical le lecteur pourra se référer à différents liens sur le Web (ex. <http://www.clivar.org/>, <http://www.mercator-ocean.fr/>, <http://www.clivar.org/organization/atlantic/TACE/tace.php>, <http://ioc3.unesco.org/oopc/>, <http://www.wmo.ch/pages/prog/gcos/index.php>, <http://www.ioc-goos.org/>, etc.)

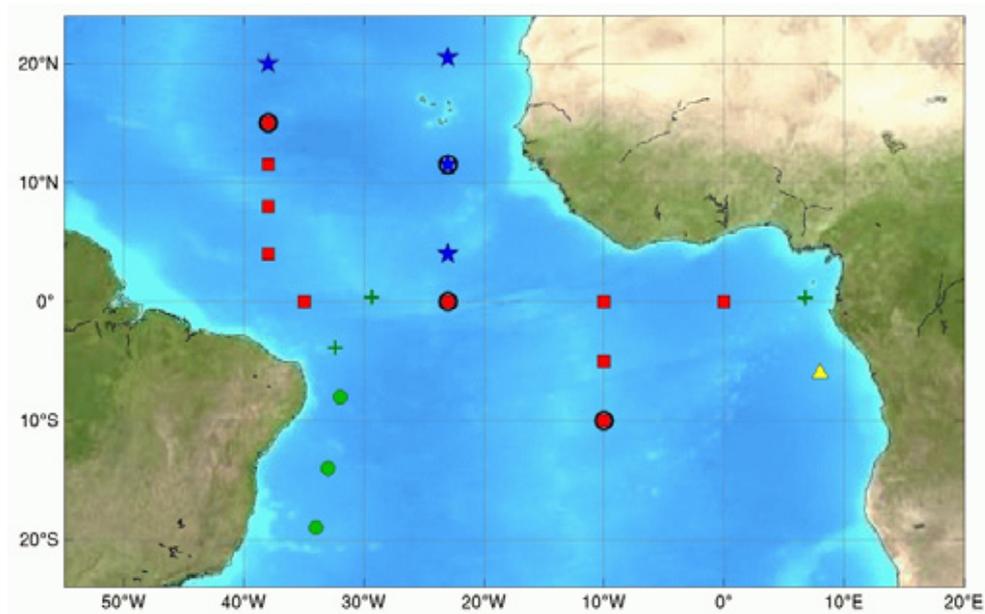


FIG. 5.20 – Schéma du réseau PIRATA (en date d'août 2007). Le réseau original (carrés rouges), en place depuis 1997-1999 a été défini pour répondre aux deux modes principaux de la variabilité climatique sur l'Atlantique tropical. Trois projets d'extension (PIRATA-SW, ronds verts ; PIRATA-SE, triangle jaune ; PIRATA-NE, étoiles bleues) sont entrés en activité entre 2005 et 2007. Les sites avec un cercle noir enregistrent un nombre accru de paramètres météo-océaniques. Les croix vertes (îles brésiliennes de Fernando de Noronha et Rocher St. Pierre & St. Paul à l'ouest, île de São Tomé à l'est) correspondent à des sites complémentaires avec mesures météo et/ou enregistrements marégraphiques. Source : extrait de Boulés et al., 2007 [100].

servations météo-océaniques (Système Mondial des Télécommunications, SMT) acquises et transmises en temps quasi-réel. Ce système opérationnel se complète par une pré-validation quotidienne des données effectuée au PMEL/NOAA (Seattle, WA, USA) qui délivre ("free access") divers produits élaborés sur son site Web (<http://www.pmel.noaa.gov/pirata/>). Ces données sont aussi disponibles sur divers autres sites Web (site Web de PIRATA-France : http://www.brest.ird.fr/pirata/index_fr.php). En dehors d'une utilisation scientifique liée à la variabilité des conditions climatiques sur les régions observées, les observations TAO et PIRATA sont actuellement utilisées (par des processus d'assimilation des données (Etienne and Benkiran, 2007 [234]) dans l'amélioration des modèles atmosphériques et océaniques nationaux (<http://www.mercator-ocean.fr/>), européens et américains. Ces informations contribuent à établir des conditions initiales météo-océaniques de qualité, préalable indispensable à l'usage de modèles couplés océan-atmosphère lors de prévisions climatiques globales à l'échelle saisonnière.

PIRATA est réalisé sous la responsabilité commune de trois pays : le Brésil, la France et les USA. Pour la France c'est l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) qui est maître d'œuvre du projet. Météo-France, le Centre National de Recherche Scientifique (CNRS), ainsi que l'Ifremer et des équipes universitaires (Paris, Toulouse, Brest) participent au montage financier et technologique. Au niveau français le Programme PIRATA est reconnu comme étant l'un des 34 Observatoires de Recherche en Environnement (ORE) soutenu officiellement par le Ministère de la Recherche (<http://www.ore.fr/>).

Servain Jacques (2010)

5.2. Variabilité de l'Atlantique tropical

In : Beucher F. Météorologie tropicale : des alizés au cyclone :
tome 1

Paris : Météo France, (19), 213-227 (Cours et Manuels -
Météo France ; 19)

ISBN 978-2-11-099391-5