

Caractérisation de l'Atlantique tropical

Les océans tropicaux couvrent une surface représentant plus d'un tiers de l'océan mondial et jouent un rôle clé dans la redistribution méridienne vers les pôles de la chaleur accumulée à l'équateur. Conditionnés par la température de surface de la mer (SST), les transferts atmosphériques d'énergie cinétique entre la zone tropicale et la circulation aux latitudes supérieures, s'effectuent par l'intermédiaire du jet-stream subtropical dont la position paraît dépendre directement des anomalies de la circulation atmosphérique tropicale. Les ondulations planétaires de la circulation des vents d'Ouest qui déterminent les mouvements de subsidence et d'ascendance de l'air, tendent à s'atténuer lorsque l'intensité de cette circulation atmosphérique augmente. Ces mouvements, la fréquence des tempêtes hivernales, mais aussi la quantité des pluies en Europe, seraient en partie liés à la SST de l'Atlantique tropical (Shaeffer, 1995). L'étude de la SST tropicale et de ses variations annuelle et interannuelle est donc particulièrement importante pour la connaissance des phénomènes climatiques à grande échelle (Bjerknes, 1969).

L'importance de ces différentes problématiques est à l'origine de l'émergence de nombreux programmes internationaux dédiés à l'étude de la variabilité de l'océan Atlantique tropical comme le futur programme TACE¹ au sein de CLIVAR². Plus précisément, cette thèse s'inscrit complètement dans le programme AMMA³ et en particulier dans sa composante océanique EGEE⁴. Ce projet s'intéresse à la circulation océanique et à sa variabilité ainsi qu'aux échanges à l'interface océan-atmosphère dans le Golfe de Guinée. Il s'intègre principalement dans le cadre du programme international CLIVAR, et plus spécifiquement sur sa composante TAV⁵. Un de ses volets consiste précisément à l'étude des processus qui régissent la température de surface de l'océan et la couche de mélange dans cette région particulière. De ce fait,

¹ TACE : Tropical Atlantic Climate Experiment

² CLIVAR: CLImate VARIability and predictability

³ AMMA: Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine

⁴ EGEE : programme d'Etude de la circulation océanique et de sa variabilité dans le golfe de Guinée

⁵ TAV : Tropical Atlantic Variability

EGEE constitue le volet océanographique du programme AMMA, dont la motivation réside dans la compréhension de la Mousson en Afrique de l'Ouest via l'analyse d'observations et de simulations numériques sur un large éventail des échelles d'espace (du km à plusieurs milliers de kms) et de temps (de l'intra-saisonnier à l'inter-décennal).

Dans ce chapitre, les principales caractéristiques de l'Atlantique tropical en lien avec la variabilité de la couche de surface sont présentées. La circulation atmosphérique est d'abord présentée. Puis, la circulation océanique est examinée. Celle-ci influe sur la température, par advection, et en favorisant le mélange induit par les cisaillements de courants. Ensuite, la structure thermique et plus précisément les mécanismes de l'upwelling équatorial sont exposés. Nous donnons les principales caractéristiques des ondes tropicales d'instabilité, qui se développent de part et d'autre de l'équateur, un facteur important du bilan de chaleur de l'océan superficiel. Enfin, nous décrivons les flux à l'interface air-mer dont les effets dynamique ou thermodynamique, sont directs sur les couches superficielles de l'océan.

I.1- Circulation atmosphérique

Le rayonnement solaire est maximum dans les régions équatoriales ; il favorise l'existence d'une zone de basses pressions vers laquelle affluent les masses d'air des basses couches atmosphériques au niveau de l'équateur météorologique; ces masses d'air s'élèvent vers le sommet de la troposphère, et circulent méridionalement vers le Nord et vers le Sud, avant de redescendre au niveau des anticyclones des Açores dans l'hémisphère Nord et de Saint Hélène dans le Sud : ce sont les cellules de Hadley (Fig.1.1). L'air chaud et humide dans son mouvement ascendant au niveau de l'équateur météorologique libère de l'énergie et génère de fortes précipitations par suite de l'importante activité convective atmosphérique. Sur un plan horizontal (Fig.1.1), les vents de sud-est dans l'hémisphère Sud et de nord-est dans l'hémisphère Nord (les alizés) générés par les deux anticyclones des moyennes latitudes convergent dans une zone appelée Zone de Convergence Tropicale (ITCZ¹) ; les vents y sont faibles et les

¹ ITCZ : InterTropical Convergence Zone

grains violents : c'est le fameux « pot au noir » tant redouté des navigateurs. A la surface de la mer, la température y est maximale (Fig.1.1).

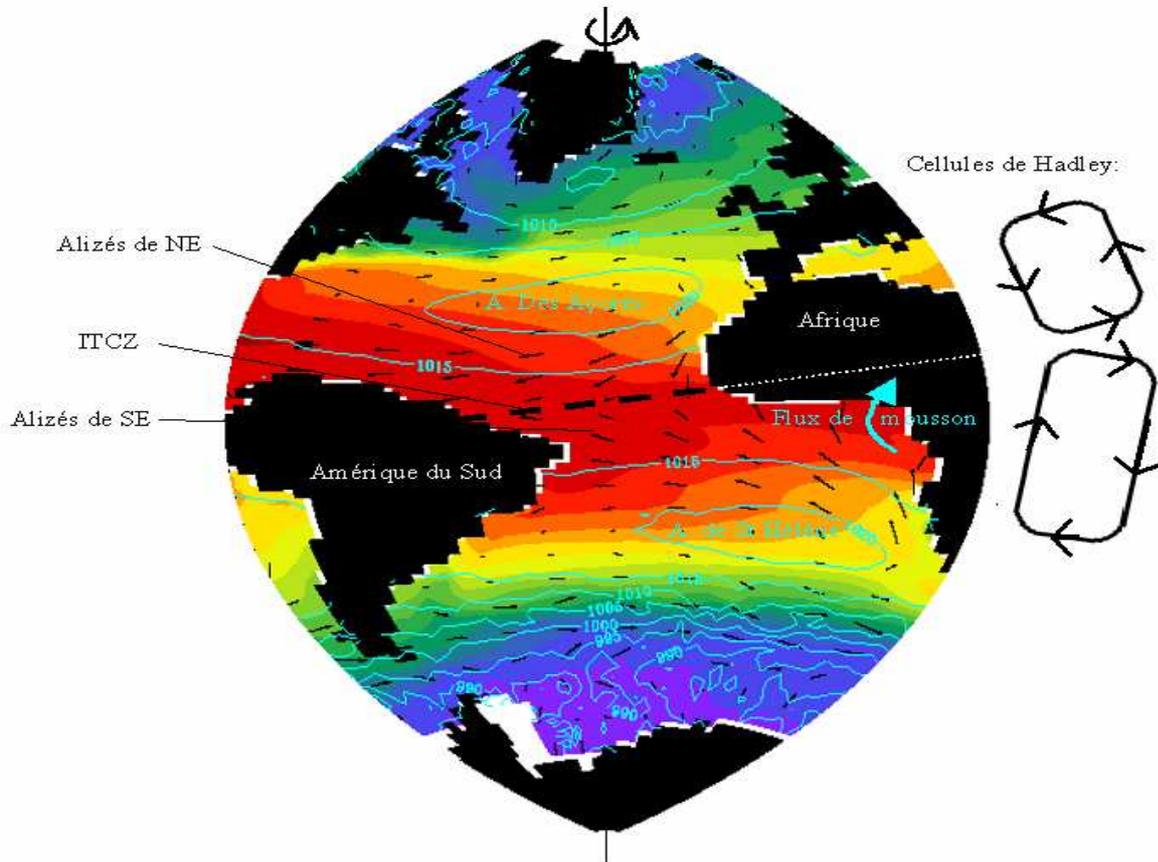


Fig.1.1 : carte moyenne de la température de surface de la mer, contours de pression de surface (turquoise), et tension de vent de surface (noir), données climatologiques COADS¹. La zone de convergence intertropicale est indiquée par le trait pointillé noir. La position des cellules atmosphériques de Hadley est schématisée en noir.

Cette circulation atmosphérique tropicale présente une forte modulation saisonnière. L'alternance des saisons s'y manifeste par l'excursion méridienne de l'ITCZ et donc par le déplacement des zones de précipitations (Fig.1.2). Ainsi, dans les parties centrale et occidentale du bassin équatorial, les alizés de sud-est sont les plus intenses en août-septembre quand l'ITCZ est à sa position la plus septentrionale (5°N à l'ouest du bassin, 15°N à l'est), conjointement au déplacement vers le Nord des anticyclones subtropicaux (Peterson and Stramma, 1991). Inversement, les alizés sont les plus faibles à l'équateur en mars-avril quand l'ITCZ est dans sa position la plus proche de l'équateur (0°N à l'ouest et 5°N à l'est).

¹ COADS : Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set

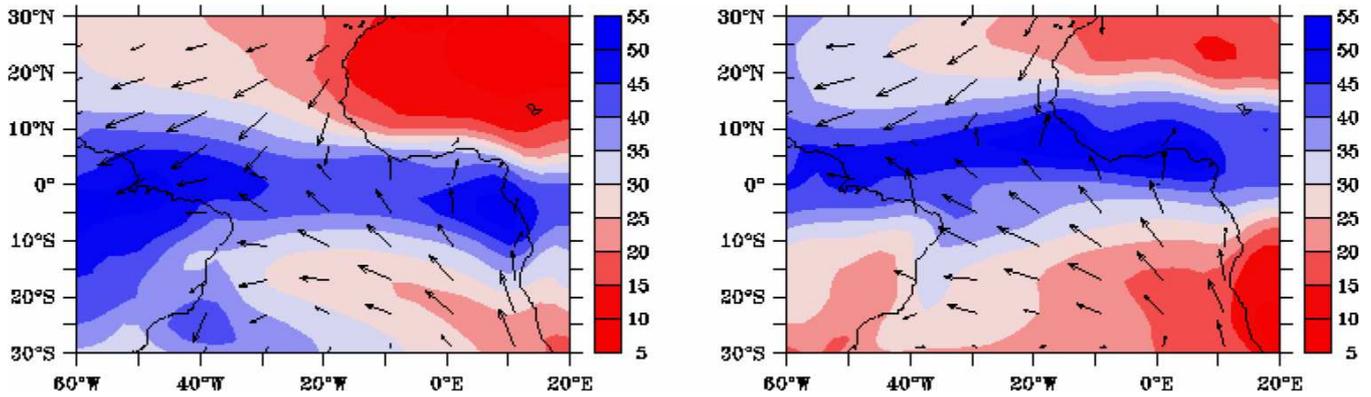


Fig.1.2 : carte des précipitations moyennes de janvier (à gauche) et de juillet (à droite) et tension de vent (données climatologiques COADS).

A basse altitude, en hiver boréal, la dépression thermique au Sud du Sahara est très marquée, ce qui conjointement aux anticyclones des Açores et de St Hélène engendrent un fort flux de Nord/Nord-Est sur le continent africain : le flux d'Harmattan. Au printemps boréal, la dépression saharienne amorce sa remontée vers le Nord. Les anticyclones se renforcent graduellement entre le printemps et l'été ce qui a pour conséquence la mise en place du régime de mousson par le développement de flux de Sud/Sud-Ouest sur le Golfe de Guinée (GG). Vers l'automne, la dépression saharienne redescend assez brutalement et la mousson africaine touche à sa fin. La circulation de la mousson est modulée à la fois par la convection humide de l'ITCZ et par la convection sèche sur la zone saharienne. Dans le fond du GG, les alizés changent donc saisonnièrement de direction en été boréal pendant la mousson (Fig.1.1 et 1.2). Cette modification du flux est principalement liée aux contrastes thermiques existant entre le continent africain et les océans Atlantique et Indien et aux basses pressions régnant sur le continent africain. Elle est aussi conditionnée par une humidité relative conséquente qui renforce le gradient de pression terre-mer par dégagement de chaleur latente. Nous allons voir dans la suite que ces régimes de vents conditionnent fortement la dynamique et la thermodynamique de la couche de surface de l'océan.

I.2- Circulation océanique et la structure thermique

I.2.1- La circulation océanique des couches de surface et subsurface

La circulation océanique de surface et de subsurface (jusqu'à 200m) est à l'origine de nombreux processus qui conditionnent l'évolution de la SST, comme les advections de température, ou encore la génération d'ondes par les cisaillements horizontaux et verticaux entre les différents courants. En région équatoriale, cette influence est particulièrement manifeste. En effet, l'annulation et le changement de signe de la force de Coriolis au passage de l'équateur induisent une circulation océanique fortement barocline, propre aux régions tropicales. De plus, le régime des alizés, principalement zonal, favorise une circulation essentiellement zonale et intense dans les couches superficielles (Fig.1.3), en lien avec le gradient zonal de pression créé par les alizés de sud-est. Ces courants ont des échelles verticale et méridienne faibles (Fig.1.4), caractéristiques souvent mal reproduites par les modèles numériques. Enfin, il existe aussi dans l'océan Atlantique équatorial une structure très particulière en profondeur (entre 800 et 2000m) marqué par l'alternance de jets zonaux puissants. Cependant, n'agissant pas directement sur la couche de surface, nous ne nous intéresserons pas ici à ces courants profonds.

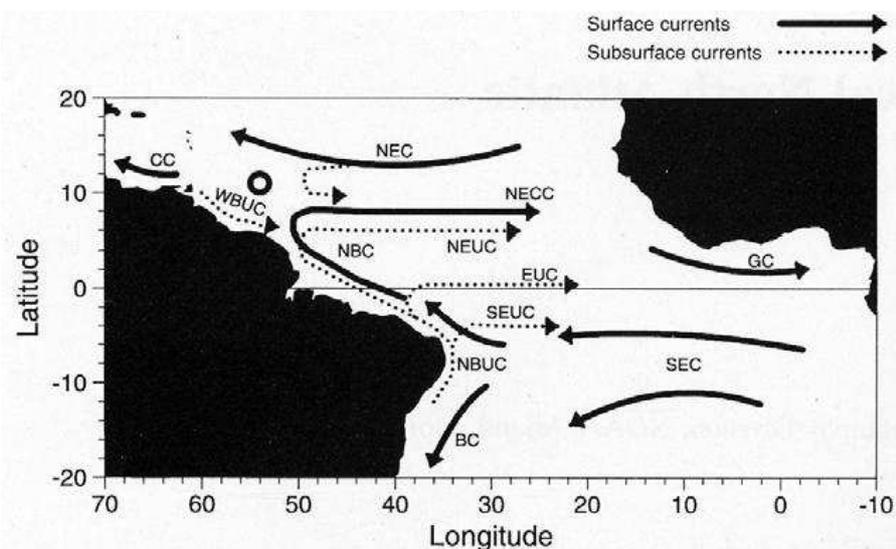


Fig.1.3 : représentation schématique des principaux courants de surface et subsurface (Bourles et al, 1999). En surface : CC (Caribbean Current), NEC (North Equatorial Current), NECC (North Equatorial CounterCurrent), GC (Guinea Current), SEC (South Equatorial Current), BC (Brazil Current); en subsurface: WBUC (West Brazil UnderCurrent), NBC (North Brazil Current), NEUC (North Equatorial UnderCurrent), EUC (Equatorial UnderCurrent), SEUC (South Equatorial UnderCurrent).

La circulation moyenne de surface (Fig.1.3) en Atlantique tropical se compose des branches basses latitudes des deux gyres subtropicaux anticycloniques délimités par un système de courants équatoriaux. Les principaux courants de surface sont :

- le Courant Nord Equatorial (NEC) au Nord de l'équateur qui constitue la branche sud de la gyre subtropicale nord ; il s'écoule vers l'Ouest dans une bande de latitude comprise entre 12°N et 18°N à une vitesse de 10-15 cm/s (Bourles et al, 1999).
- le Contre Courant Nord Equatorial (NECC) se dirige lui vers l'Est contre les vents dominants entre 5°N et 10°N ; sa position est liée à celle de l'ITCZ.
- le Courant Sud Equatorial (SEC) s'écoule vers l'Ouest et se compose de deux parties. La première se situe au sud de 10°S et constitue la partie nord de la gyre subtropicale sud, sa vitesse est de 10 cm/s. La seconde est localisée le long de l'équateur, et comporte deux maxima distincts, l'un vers 2°N et l'autre vers 4°S avec des vitesses de l'ordre de 30 cm/s (Bourles et al, 1999). Le minimum à l'équateur est probablement dû au cisaillement avec le sous courant équatorial (Y. Gouriou, communication personnelle). La région de bifurcation du SEC et sa variabilité, en particulier la position latitudinale de la zone de bifurcation, joueraient un rôle important pour le climat du Nordeste brésilien en modifiant le transfert d'eau chaude de l'Atlantique Sud vers l'équateur (Campos et al, 1999).
- le Courant du Brésil s'écoule vers le Sud le long des côtes de l'Amérique du Sud au Sud de 10°S et est alimenté par la branche sud du SEC.
- le Courant Nord Brésilien (NBC) est la prolongation vers le nord du SEC, pour devenir ensuite plus au nord le Courant de Guyane et enfin le Courant des Caraïbes (CC) (Peterson and Stramma, 1990).
- le Courant de Guinée (GC) est la prolongation vers l'Est du NECC lorsque ce dernier atteint le bord est, en été et en automne boréal (Richardson and Walsh, 1986 ; Arnault, 1987).

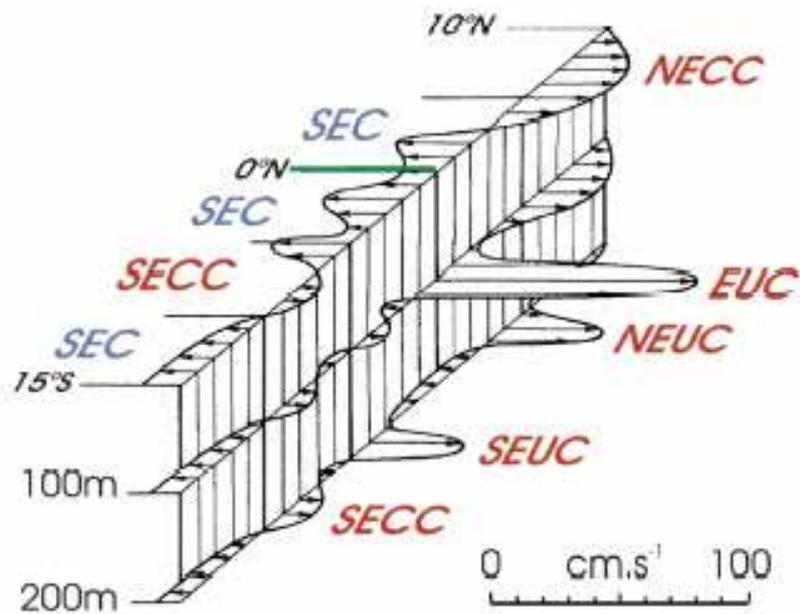


Fig.1.9 vision schématique tridimensionnelle de la circulation zonale en Atlantique équatorial (Schott et al, 1999).

En subsurface (Fig.1.3 et 1.4), à l'équateur, la circulation est essentiellement dominée par le Sous Courant Equatorial (EUC) qui s'écoule vers l'Est à environ 100m de profondeur et se situe dans le cœur de la thermocline à l'ouest du bassin, et dans le haut de la thermocline à l'est. Ce courant est alimenté principalement par des eaux originaires des régions subtropicales sud, chaudes, salées et riches en oxygène, via une recirculation du Sous-Courant Nord-Brésilien (NBUC ; Metcalf et Stalcup, 1967; Peterson et Stramma, 1991), par ventilation de la thermocline. D'ouest en est, ce courant s'atténue sensiblement ; il remonte vers la surface et développe des méandres. Le vent injecte de la quantité de mouvement vers l'Ouest dans la couche surfacique à l'équateur et crée ainsi un transport de masse d'eau vers l'Ouest. Ces eaux s'accumulent au bord ouest et créent une zone de haute pression qui entraînent un flot barocline de subsurface, maintenu grâce au mélange vertical et aux échanges entre les couches océaniques.

Des observations hydrologiques ont permis de montrer qu'il se prolonge au fond du GG en se séparant en deux branches : l'une se dirige vers le nord en direction de la Baie du Biafra, l'autre vers le sud le long des côtes du Gabon (Hisard et Morlière, 1973; Morlière et al., 1974; Hisard et al., 1975; Düing et al., 1975; Wauthy, 1977; Voituriez, 1983; Peterson et Stramma, 1991; Wacongne et Piton, 1992). Ces auteurs suggèrent

qu'il existe un lien direct entre l'EUC et le sous-courant du Gabon-Congo (Fig.1.5), qui alimente à son tour le courant d'Angola, à partir de 6°S. Les mesures des récentes campagnes EGEE n'ont cependant pas permis un tel lien entre l'EUC et ce sous-courant mais suggèrent que l'origine du sous-courant se situerait le long des côtes africaines. De plus, le comportement de l'EUC dans le fond du GG semble dépendre fortement de la direction du vent, qui peut tendre à s'opposer au maintien en sub-surface et à une prolongation vers l'est de l'EUC (Wacongne, 1989 ; Wacongne and Piton, 1992).

De part et d'autre de l'EUC se trouvent les Sous-Courants Equatoriaux Nord et Sud, associés à la thermostat équatioriale (Tsuchiya, 1986). Contrairement à la branche Nord qui semble rejoindre le GC en surface, la branche Sud s'écarte de l'équateur vers l'Est (Hisard et al., 1976; Arhan et al., 1998), s'incurve vers les hautes latitudes et se poursuit vers le dôme d'Angola (Voituriez, 1981 ; Wacongne and Piton, 1992 ; Bourles et al, 2002). La terminaison à l'est de ce système de contre-courants est particulièrement complexe et variable, et le lien entre l'EUC et le Sous-Courant Equatorial Sud avec les courants orientés vers l'ouest est encore mal connu.

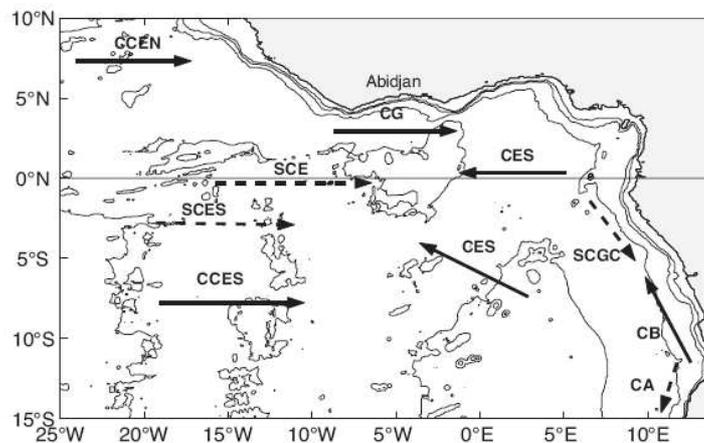


Fig.1.5 : Schéma de circulation superficielle et sub-superficielle dans l'Atlantique équatorial est et le Golfe de Guinée. Courants de surface (flèches avec traits pleins) : Contre Courant Equatorial Nord (CCEN) ; Courant de Guinée (CG) ; Contre Courant Equatorial Sud (CCES) ; Courant Equatorial Sud (CES) ; Courant du Benguela (CB). Courants de sub-surface (flèches avec traits tiretés) : Sous Courant Equatorial Nord (CSEN) ; Sous Courant Equatorial (SCE) ; Sous Courant Equatorial Sud (SCES) ; Sous Courant du Gabon-Congo (SCGC) ; Courant d'Angola (CA) ; Bourles et Caniaux, 2004¹.

¹ Bourlès et Caniaux: EGEE: programme d'Etude de la circulation océanique dans le Golfe de Guinée et de sa variabilité, Composante océanique française du programme AMMA, document scientifique, janvier 2004. Accessible sur la page: ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/ird/bourles/pageweb/EGEE_2004.pdf

I.2.2- Structures de la salinité et de la température

Cette structure verticale des courants équatoriaux est reliée à celle de la température et de la salinité. Dans le GG, la salinité contribue au même titre que la température à stabiliser et à stratifier les couches de surface. Elle dépend des apports atmosphériques (précipitations), de l'évaporation, du ruissellement des fleuves, mais aussi des processus océaniques comme l'advection ou la diffusion. En Atlantique tropical (Fig.1.6), la salinité de surface varie entre 28 à l'embouchure des grands fleuves (Amazone et Congo) et 38 au niveau des gyres subtropicales. Elle présente une autre zone de minimum au niveau de l'ITCZ, à cause des fortes précipitations qu'elle engendre. Généralement, elle est très mal simulée dans les modèles, en raison de la difficulté de mesurer les champs atmosphériques d'eau douce d'une part et le débit des fleuves d'autre part.

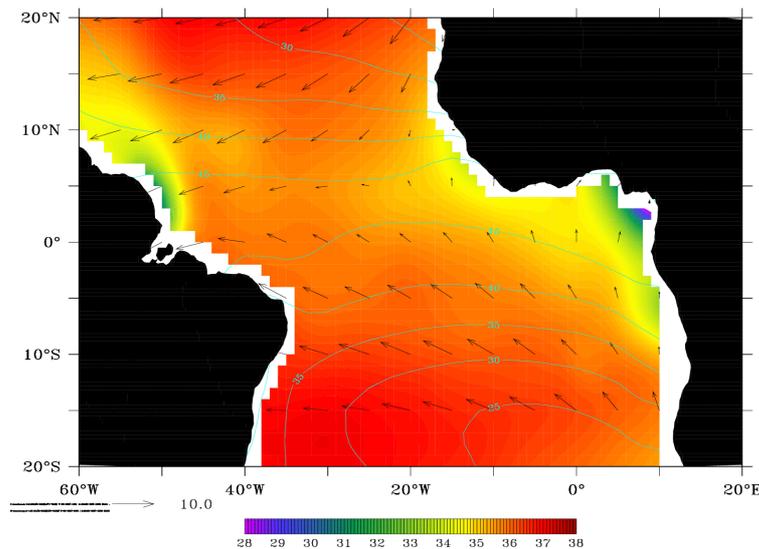


Fig.1.6 carte moyenne de la salinité de surface des données Levitus, contours des précipitations (données COADS) et tension de vent (ERS¹).

Le régime des alizés favorise l'existence d'un gradient de pression le long de l'équateur qui force une pente est-ouest de la hauteur de la mer qui remonte vers l'Ouest et de la thermocline qui remonte vers l'Est (Fig.1.7). Contrairement aux plus hautes latitudes, il n'y a pas de refroidissement hivernal et il n'existe donc pas de thermocline saisonnière, mais uniquement une thermocline permanente, proche de la surface dont la

¹ ERS : Earth Remote Sensing

profondeur est généralement représentée par la profondeur de l'isotherme 20°C dans les régions tropicales (Houghton, 1983).

Les changements de cette structure thermique sont au premier ordre une réponse linéaire au forçage du vent. Katz (1987) a montré que le gradient zonal de pression dans les parties ouest et centrale de l'Atlantique équatorial variait en phase avec les variations de la tension de vent local (Fig.1.7). A l'échelle saisonnière (Fig.1.8), la pente zonale de la thermocline est maximale (profondeur de la thermocline de 120 m à l'est et de 40 m à l'ouest) quand les vents d'est dans la bande équatoriale sont maxima en juillet-août-septembre et inversement, la pente est minimale en janvier-février-mars (profondeur de la thermocline de 100 m à l'ouest et 60 m à l'est) quand les vents sont les plus faibles sur le bassin. Dans le GG, les vents de sud modifient le gradient de pression et on observe un réapprofondissement de la thermocline vers l'est à partir de 10°W (Fig.1.7). La modification du champs de tension de vent à l'ouest du bassin se propage ensuite vers l'est par l'intermédiaire des ondes de Kelvin équatoriales (Houghton, 1983 ; Katz, 1987 ; McCreary et al., 1984), c'est-à-dire que la topographie dynamique répond linéairement à l'échelle saisonnière au forçage du vent (du Penhoat and Treguier, 1985). C'est une réponse globale avec la hauteur dynamique ajustée à la tension du vent à l'échelle du bassin (Cane and Sarachik, 1981 ; Busalacchi and Picaut, 1983). Notons cependant que cette propagation d'ondes n'est pas évidente et est difficile à illustrer. Cette théorie linéaire échoue en particulier à expliquer les structures méridienne et verticale des courants de surface et subsurface dans les régions équatoriales, ainsi que leurs cycles saisonniers (du Penhoat and Treguier, 1985).

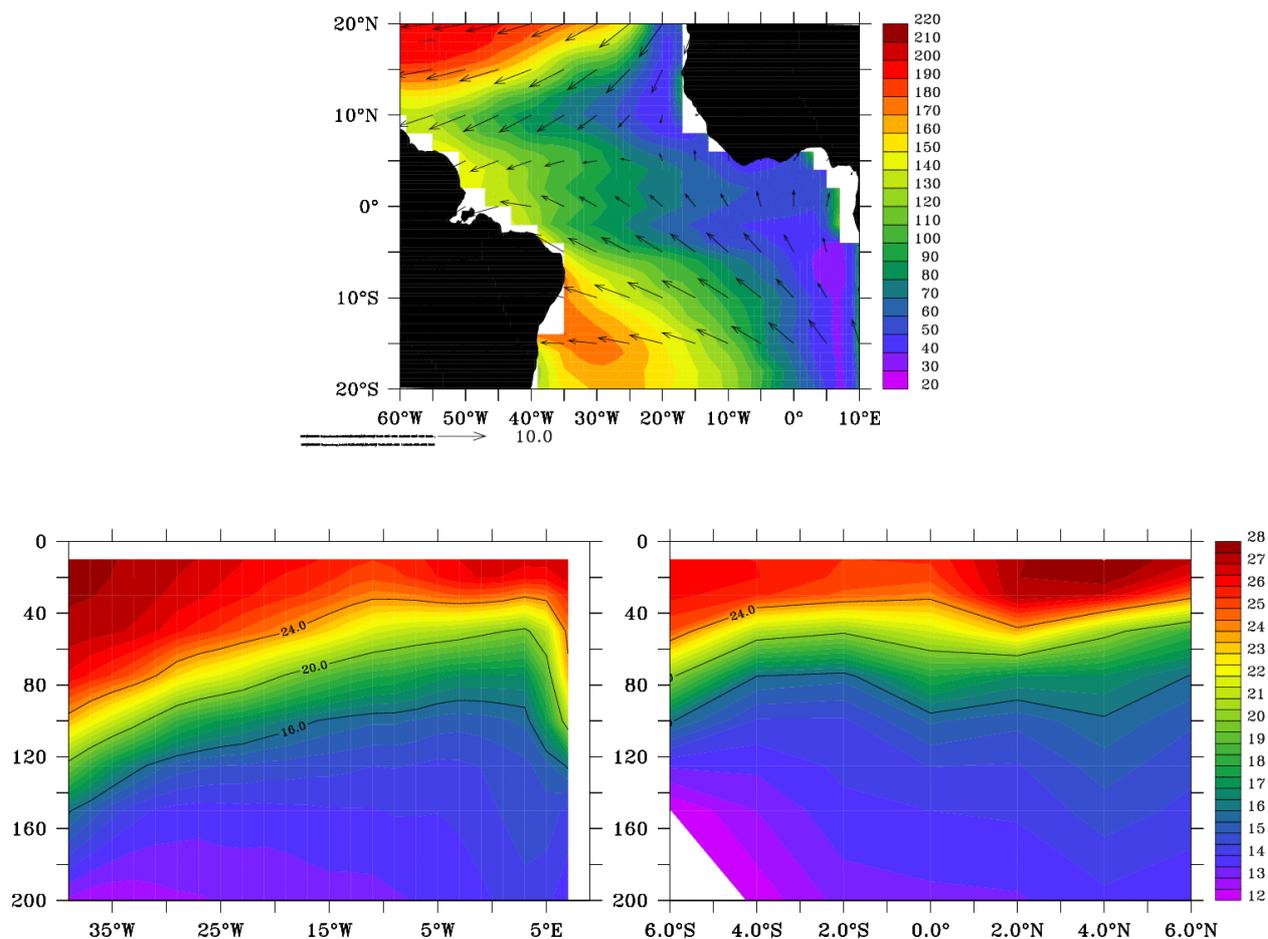


Fig.1.7 : carte moyenne (1992-1998) de la profondeur de l'isotherme 20°C (en m) et tension de vent (en N/m^2) de surface (en haut) et structure verticale de la température le long de l'équateur (en bas, à gauche) et le long de 10°W (en bas, à droite). La température et la D20 sont issues de la base de données TAOSTA¹ et les tensions de vent du satellite ERS.

Dans le plan méridien, dans le GG, on observe un minimum de la profondeur de la thermocline au sud de l'équateur et le long des côtes africaines (Fig.1.7). Cette structure s'explique principalement par la prédominance de la composante méridienne des vents dans ces régions (Fig.1.7). L'équilibre géostrophique (balance entre la force de Coriolis et les gradients de pression) du NECC implique une pente nord-sud de la thermocline qui est moins profonde vers 10°N que vers 3°N. La pente nord-sud diminue quand les vents d'Est diminuent vers la fin de l'année.

¹ TAOSTA: Tropical Atlantic Ocean Subsurface Temperature Atlas (Vauclair et du Penhoat, 2001)

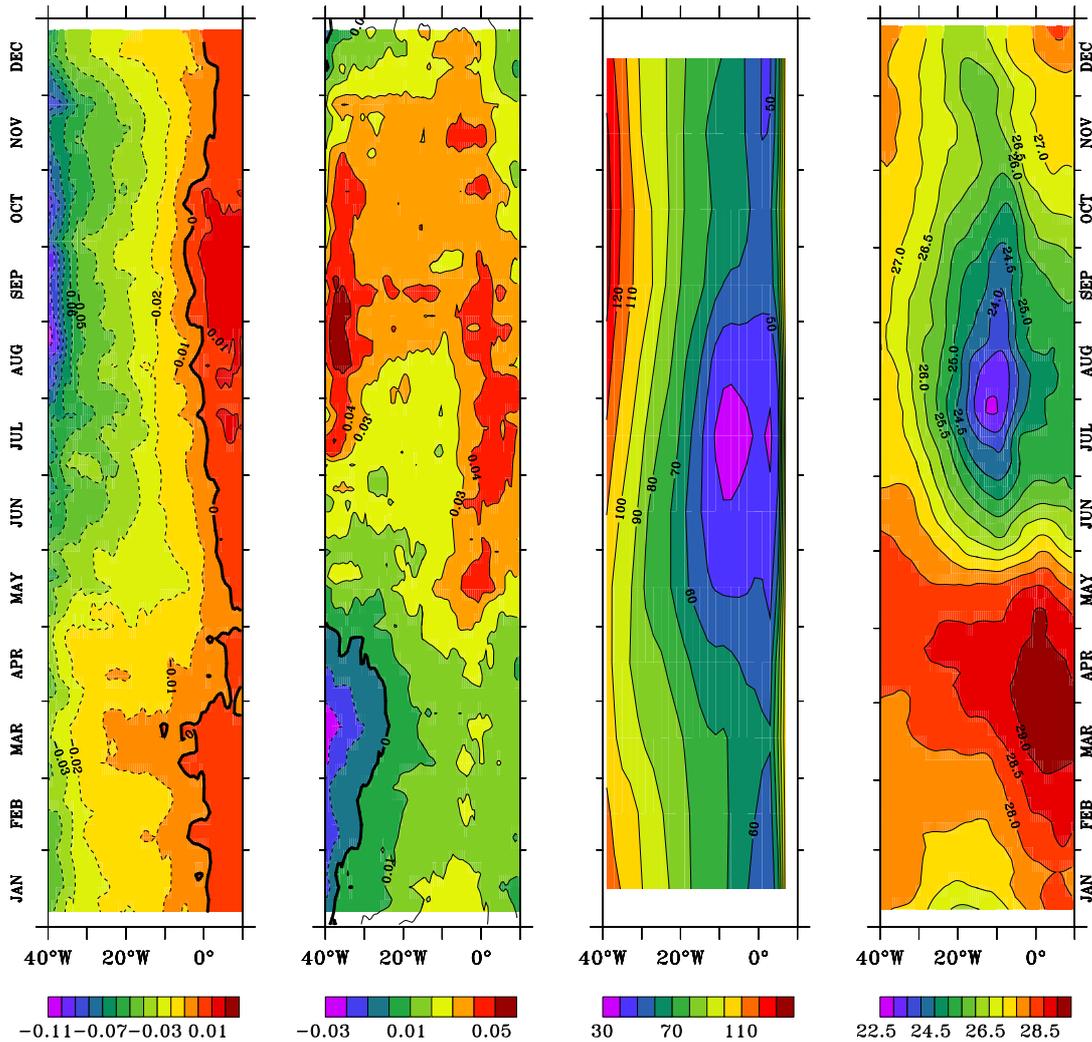


Fig.1.8 : cycle saisonnier le long de l'équateur (a) de la tension de vent zonale en N/m² (ERS), (b) de la tension de vent méridienne en N/m² (ERS) ; (c) de l'isotherme 20°C en m (TAOSTA), et (d) de la SST en °C (Reynolds).

I.3- L'upwelling équatorial

Les régions équatoriales sont le siège de résurgence d'eaux profondes, froides et riches en sels nutritifs (upwelling) dans les parties Est des bassins. La zone d'eau froide en surface, la « cold tongue » apparaît dans la partie Est du bassin équatorial en avril et dure en moyenne 5 mois. Les variations saisonnières de la SST qui en résultent peuvent atteindre 5°C (Fig.1.8). Elle est due d'une part à la proximité de la thermocline et de la surface dans la partie Est du bassin et d'autre part à la divergence équatoriale des courants de surface en réponse au forçage dynamique local de surface (Fig.1.9). La remontée vers la surface de la thermocline est indispensable pour pouvoir observer

l'upwelling en surface dans le GG ; en effet, par exemple en 1984, le refroidissement de la SST en surface a été exceptionnellement faible car la thermocline était anormalement profonde (Houghton et Colin, 1986).

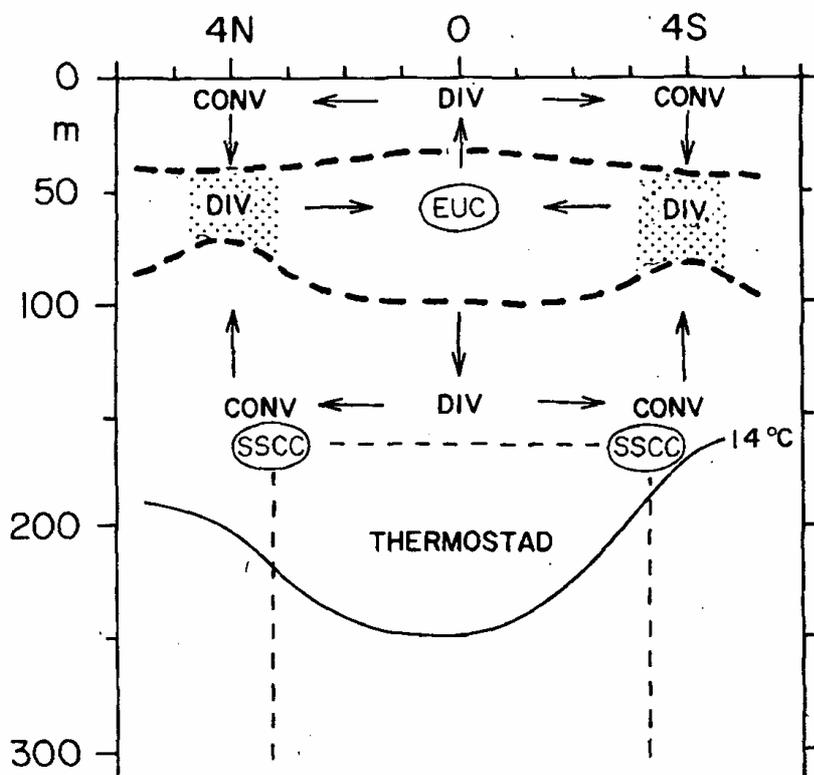


Fig.1.9 : section schématique latitude-profondeur de la température de subsurface et de la structure dynamique dans le centre de l'Atlantique (Hastenrath and Merle, 1987). Le trait gras pointillé représente les bases de la couche de mélange et de la thermocline ; les pointillés situent les zones de maximum de gradient vertical de température ; le trait plein est l'isotherme 14°C ; les pointillés fins positionnent la thermostat. Les ellipses indiquent le cœur de l'EUC et des contre courants de subsurface. Les divergence et convergence horizontales sont indiquées par DIV et CONV, les flux méridiens et verticaux par des flèches.

La langue d'eau froide (Fig.1.10) est donc à la fois une réponse au vent local – déterminant le taux de mélange et la profondeur de laquelle proviennent les eaux de subsurface- et une composante de la circulation à l'échelle des gyres subtropicales– régissant la stratification et les propriétés de l'eau upwellée- (Lu et al, 1998). Afin d'expliquer la structure horizontale de la langue d'eau froide, il faut donc faire appel à la fois aux processus à l'échelle du bassin et aux processus locaux. La tension de vent est majoritairement méridienne, vers le Nord, dans le GG, et devient progressivement zonale vers l'Ouest, où elle est maximale. Tandis que la réponse de la structure océanique au vent zonal est symétrique par rapport à l'équateur (propagation d'ondes

dans le guide d'onde équatorial au niveau de la thermocline), la réponse au vent méridien dans le GG ne l'est pas (réponse locale de la couche de surface qui se traduit en un décalage vers le Sud de la langue d'eau froide, Fig.1.10). Cette différence et celle entre les phase et amplitude des différentes composantes du vent entre l'est et l'ouest permettent de distinguer les effets locaux et distants du vent sur la variabilité de la structure thermique dans le GG (Houghton, 1989).

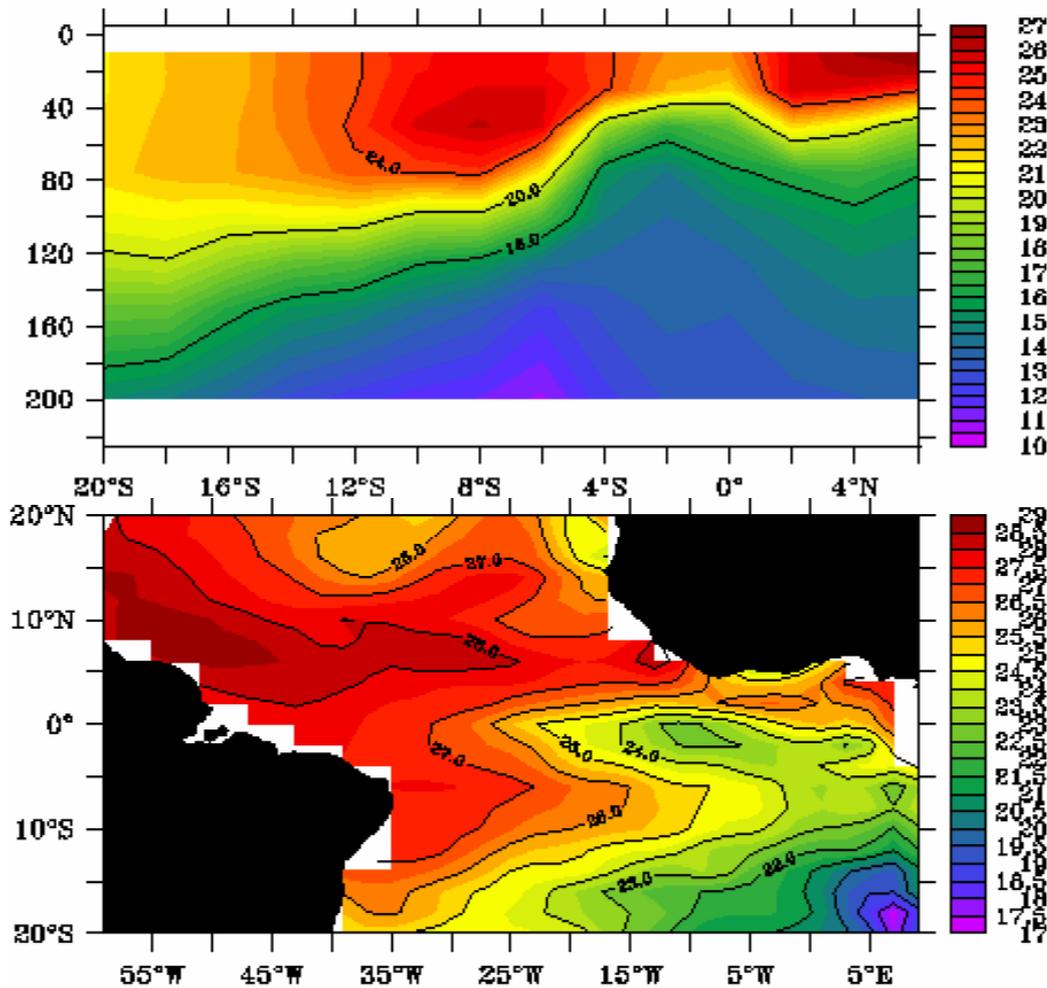


Fig.1.10 : carte moyenne profondeur-latitude (en haut) et latitude-longitude (en bas) de la température en °C en juillet (TAOSTA).

Face à l'importance des conséquences de l'upwelling sur les régions continentales avoisinantes (en particulier pour les activités halieutiques), de nombreux efforts ont été mis en œuvre pour quantifier ces upwellings et déterminer le transport de masse et de chaleur dont ils sont responsables. Cependant, la faible vitesse du courant vertical (de l'ordre de 10^{-5} m/s) rend très difficile les mesures directes. Les mouvements

verticaux ont donc été quantifiés par des méthodes indirectes. Historiquement, ce sont les équilibres moyens de sel, de chaleur ou de masse qui ont été utilisés (Wyrcki, 1981 ; Hansen and Paul, 1984 ; Bryden and Brady, 1985 ; Roemmich, 1983 ; Wunsch, 1983), ainsi que les distributions de traceurs (Broecker et al, 1978 ; Quay, 1983 ; Fine et al, 1983 ; Wunsch, 1984), ou encore les déplacements des isothermes (Wyrcki and Eldin, 1982). Gouriou et Reverdin (1992) ont intégré l'équation de continuité pour calculer la vitesse verticale à partir des courants mesurés pendant les campagnes SEQUAL¹ et FOCAL². Les valeurs obtenues (Tabl.1.1) varient entre 0.2 et 3 10⁻⁵ m/s selon les méthodes utilisées et la région concernée.

méthode	auteurs, année	valeurs (10 ⁻⁵ m/s)	zone
bilan de sel, chaleur et masse	Wyrcki, 1981	1,15	Pacifique équatorial
	Hansen and Paul, 1984	3	Pacifique équatorial
	Bryden and Brady, 1985	2,9	Pacifique équatorial
	Wunsch, 1983	1	Pacifique sud
distribution de traceurs	Quay, 1983	0,35	Pacifique équatorial
	Fine et al, 1983	0,8	Pacifique équatorial
	Wunsch, 1984	2	Atlantique équatorial
déplacement isothermes	Wyrcki and Eldin, 1982	3	Pacifique équatorial
données mouillages	Halpern, 1980	3	Pacifique équatorial
	Burkov, 1980	3	Pacifique équatorial
	Halpern et al, 1989	2,2	Pacifique équatorial
	Weingartner and Weisberg, 1991a	0,6	Atlantique équatorial
	Gouriou and Reverdin, 1992	2	Atlantique équatorial
	Weisberg and Qiao, 2000	2,3	Pacifique équatorial
	Johnson et al, 2001	2	Pacifique équatorial
	Meinen et al, 2001	0,25	Pacifique équatorial

Tabl.1.1 différentes valeurs historiques de la vitesse verticale

Si de telles estimations sont utiles, elles s'avèrent inadaptées pour décrire la variabilité saisonnière du champ de vitesse verticale. Afin de quantifier la dépendance temporelle de la vitesse verticale, Halpern and Freitag (1987), Halpern et al (1989), et Bubnov (1987) ont utilisé les données des mouillages courantométriques dans l'océan Pacifique pour calculer la vitesse verticale en intégrant l'équation de continuité. Dans l'Atlantique équatorial, Weingartner et Weisberg (1991a) se sont servi des données de courants horizontaux de l'expérience SEQUAL¹ pour estimer la vitesse verticale entre

¹ SEQUAL : Seasonal Response of the Equatorial Atlantic Experiment

² FOCAL : Programme Français Océan et Climat dans l'Atlantique Equatorial

la surface et la thermocline au centre du bassin (28°W). Ils ont montré que le cycle saisonnier de la vitesse verticale consistait en une intense et brève (~1 mois) augmentation de la vitesse verticale au printemps boréal au moment de l'intensification des alizés avec un maximum d'upwelling situé au dessus du cœur de l'EUC (Fig.1.11).

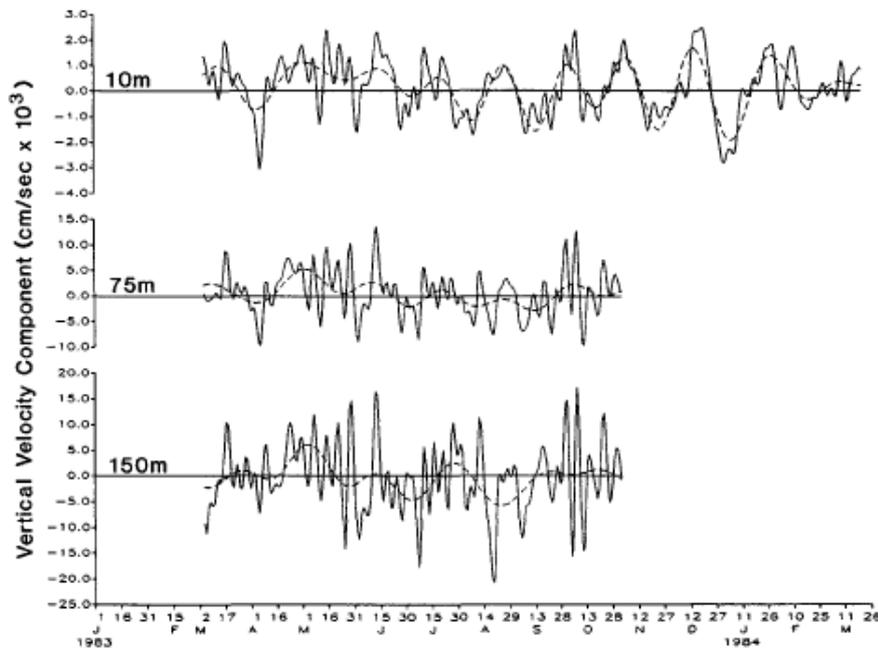


Fig.1.11 Séries temporelles de la vitesse verticale estimée par Weingartner and Weisberg (1991a) à 10m, 75m et 150m ; filtrées à 5 jours (trait plein) et à 30 jours (traits pointillés).

Ainsi, la langue d'eau froide apparaît en surface au sud de l'équateur dans le GG à la fois quand les vents zonaux à l'ouest s'intensifient en avril et déclenchent la propagation d'ondes de Kelvin d'upwelling dans le guide d'onde équatorial qui font remonter la thermocline dans l'Est du bassin en mai, mais aussi quand les vents méridiens du GG s'intensifient en juin. Le front thermique qui sépare les eaux froides de la langue d'eau froide et les eaux plus chaudes du nord du GG se situe autour de 1°N. Cependant, les processus qui permettent d'expliquer la langue d'eau froide et la position du front thermique sont encore mal compris et mal quantifiés, aussi bien au niveau de leur formation saisonnière ainsi qu'au niveau de leur modulation interannuelle. Les chapitres 4 et 5 de cette thèse apporteront des éléments de réponses à ces questions.

I.4- Les ondes tropicales d'instabilité

Le front thermique précédemment évoqué présente de larges ondulations en été boréal (Fig.1.12). Ces structures de méso-échelle sont communément appelées ondes tropicales d'instabilité (TIWs) et ont été détectées pour la première fois à partir de mesures de courants dans l'océan Atlantique (Düing et al., 1975) et à l'aide d'images satellites infrarouges (Legeckis and Reverdin, 1987). Ces structures, typiquement de l'ordre de 500km, sont essentiellement présentes au niveau des fronts thermiques au nord, et dans une moindre mesure au sud, de l'équateur. Elles se propagent vers l'ouest du bassin avec une période de 20-40 jours et une vitesse de phase de 30-60 cm/s (Weidman et al., 1999). Ces structures sont tridimensionnelles et principalement confinées dans la couche de mélange et dans la partie supérieure de la thermocline.

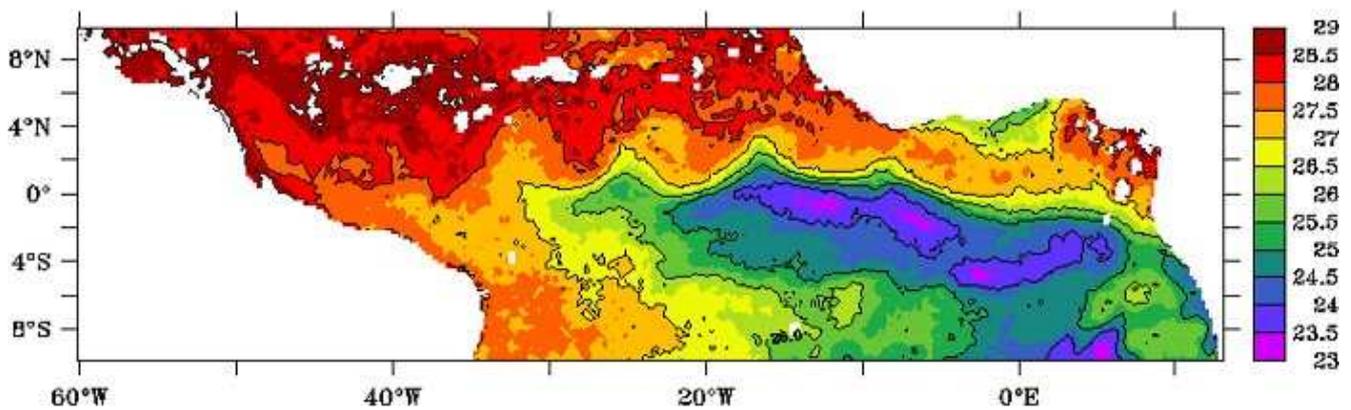


Fig.1.12 : cartes des anomalies de la température de surface de la mer (TMI¹, contours tous les 1°C) le 10 juillet 1998.

Récemment, les TIWs ont été étudiées dans le Pacifique lors de la campagne TIWE (Tropical Instability Wave Experiment, 1990) qui a révélé que les ondulations de température et de courant observées étaient dues au passage de tourbillons équatoriaux, ou tourbillons tropicaux d'instabilité (Kennan et Flament, 2000 ; Flament et al, 1996 ; Menkes et al., 2002). Ces tourbillons provoquent des ondulations méridiennes des fronts de température de surface (Fig.1.18) qui sont aussi visibles sur les champs de chlorophylle de surface ou de niveau de la mer, comme le montrent les résultats de la campagne PICOLO dans l'Atlantique (Menkes et al., 2002). Il semble donc que les TIWs redistribuent de façon complexe et tridimensionnelle masse, chaleur et énergie.

¹ satellite TMI : TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) Microwave Imager

L'origine, le rôle (Weidman et al., 1999) et le caractère barotrope (Cox, 1980) ou barocline (Luther et Johnson, 1990 ; Qiao et Weisberg, 1998 ; McCreary et Yu, 1992) de ces ondes sont sujets à controverse, même si l'on soupçonne que le système de courants est probablement à l'origine du développement de ces ondes, via principalement les forts cisaillements, à la fois horizontaux (entre le SEC et le NECC) et verticaux entre le SEC et l'EUC. Enfin, l'effet de ces TIWs sur la SST est encore très largement discuté et nous apporterons dans le chapitre 4 des éléments de réponse à ce problème.

I.5- Les flux à l'interface air-mer

On s'intéresse ici aux flux à l'interface air-mer car la couche de mélange océanique est le lieu des échanges entre les différents flux (flux de chaleur et d'eau douce) entre l'atmosphère et l'océan. Tous ces flux agissent à la fois sur la température et la profondeur de la couche de mélange, et doivent être précisément décrits.

I.5.1- Les flux de chaleur

L'océan se réchauffe sous l'effet des radiations solaires absorbées dans les premiers mètres de la surface de la mer et restitue cette chaleur à l'atmosphère par différents flux. Le flux de chaleur total Q arrivant à la surface de l'océan peut être décrit par l'équation :

$$Q = Q_I + Q_B + Q_E + Q_S$$

Où Q_B est le flux net de chaleur dû à la radiation des grandes longueurs d'onde (LW) ; Q_E est le flux de chaleur latente, i.e. la perte de chaleur due à l'évaporation ; Q_S est le flux de chaleur sensible et Q_I est le flux solaire à courte longueur d'onde (SW).

Flux de chaleur	total	SW	LW	latent	sensible
W/m ²	41	204,9	-53,4	-101,7	-8,8

Tabl.1.2 Valeurs (en W/m²) des différents flux de chaleur (données des ré-analyses NCEP¹) moyennés entre 1992 et 2000, entre 5°S et 5°N et entre 40°W et 10°E.

¹ NCEP : National Center for Environmental Prediction

En Atlantique tropical (Tabl.1.2), les valeurs des différents composantes du flux net de chaleur montrent que l'océan gagne de la chaleur par le flux solaire SW et en restitue à l'atmosphère par le flux de chaleur latente et dans une moindre mesure par le flux radiatif à grande longueur d'onde réfléchi et par le flux de chaleur sensible.

En Atlantique tropical, le flux solaire SW est élevé (entre 150 et 250 W/m²) et présente un cycle saisonnier semi-annuel marqué (Fig.1.13) avec deux minima pendant le déclenchement de la saison froide (avril-mai-juin) et pendant la petite saison froide de décembre. Le minimum relatif autour de 10°N est associé à l'ITCZ. Il est maximum au-dessus des régions d'upwellings côtiers (Guinée et Angola) et équatorial.

La radiation nette de grande longueur d'onde de l'océan dépend de la température de peau de l'océan et de la température de l'air T_a. Elle est aussi influencée par le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère et par la couverture nuageuse. Le flux net infra-rouge s'exprime comme les différences entre l'énergie émise par l'atmosphère et celle émise par l'océan et est généralement paramétrée. Un exemple est fournie par la formulation de Berliand and Berliand (1952) :

$$Q_B = 0.985 * \sigma T_a^4 (0.39 - 0.05 \sqrt{e_a/100}) (1 - X c_{ld}^2) + 4 * 0.985 * \sigma T_a^3 (SST - T_a)$$

avec e_a la pression de vapeur de l'air ; c_{ld} est la fraction de couverture nuageuse et X un coefficient qui croît linéairement entre l'équateur et les pôles pour tenir compte des propriétés des nuages (Budyko, 1974). Le premier terme correspond au flux dû à l'atmosphère et le second, généralement prépondérant, à l'océan.

Le flux LW est relativement constant (entre -70 et -40W/m²) et est maximum en été boréal le long de l'équateur quand la SST est minimale en Atlantique tropical (Fig.1.14). Comme le flux solaire, il est maximum au-dessus des régions d'upwellings où la température est froide. La forte humidité des régions tropicales rend ce flux relativement faible.

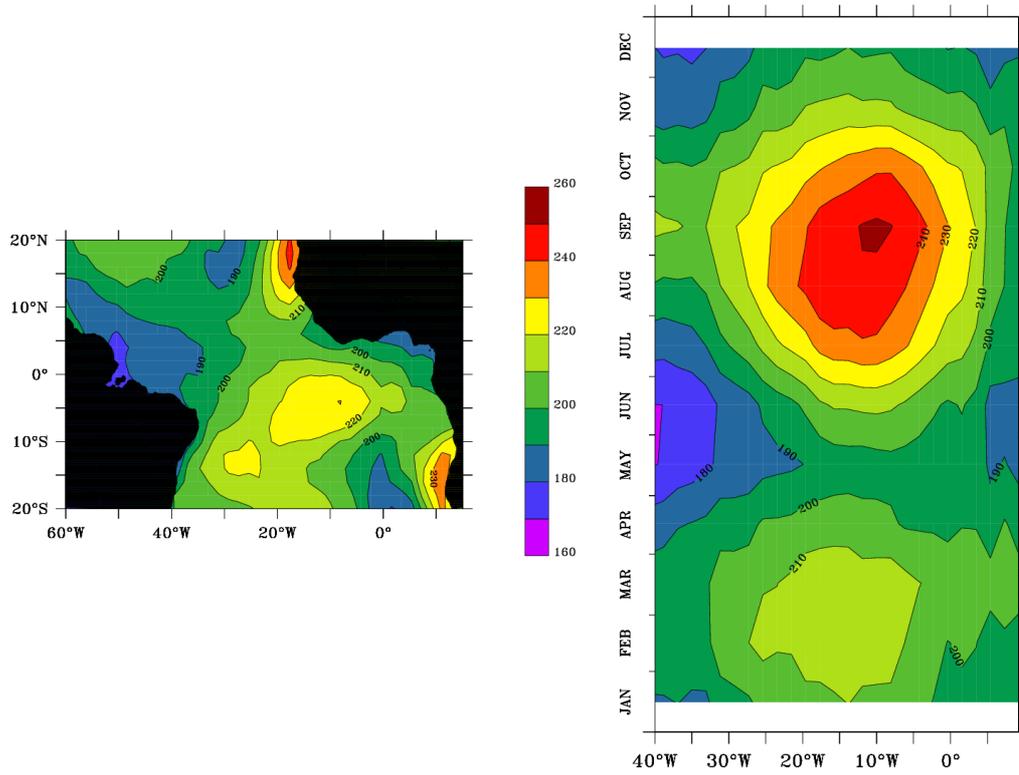


Fig.1.13 moyenne temporelle 1992-2000 (à gauche) et cycle saisonnier 1992-2000 le long de l'équateur (à droite) du flux de chaleur solaire (en W/m^2), sources : ré-analyses du NCEP.

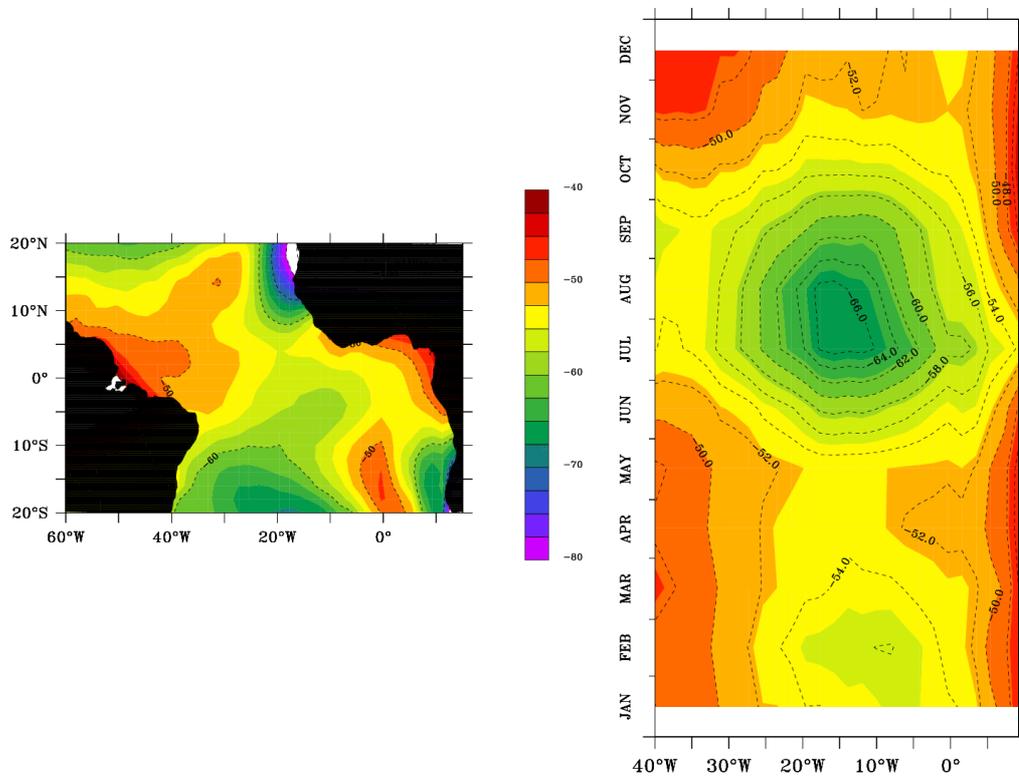


Fig.1.14 moyenne temporelle 1992-2000 (à gauche) et cycle saisonnier 1992-2000 le long de l'équateur (à droite) du flux de chaleur à grande longueur d'onde (en W/m^2), ré-analyses NCEP.

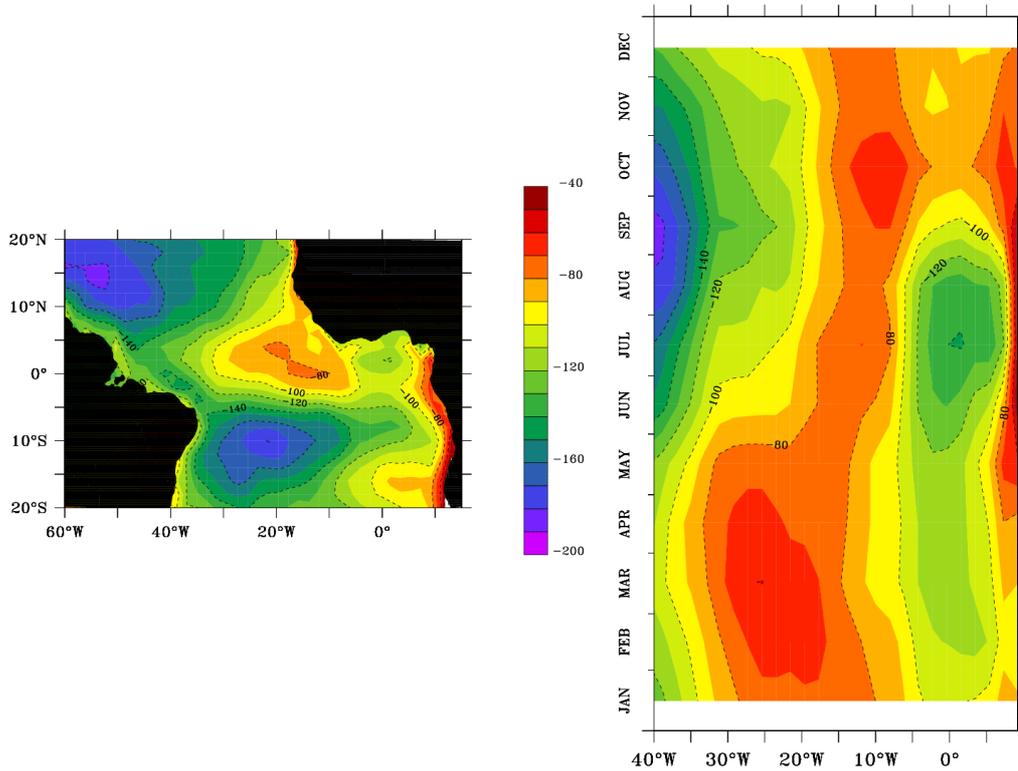


Fig.1.15 moyenne temporelle 1992-2000 (à gauche) et cycle saisonnier 1992-2000 le long de l'équateur (à droite) du flux de chaleur latente (en W/m^2), ré-analyses NCEP.

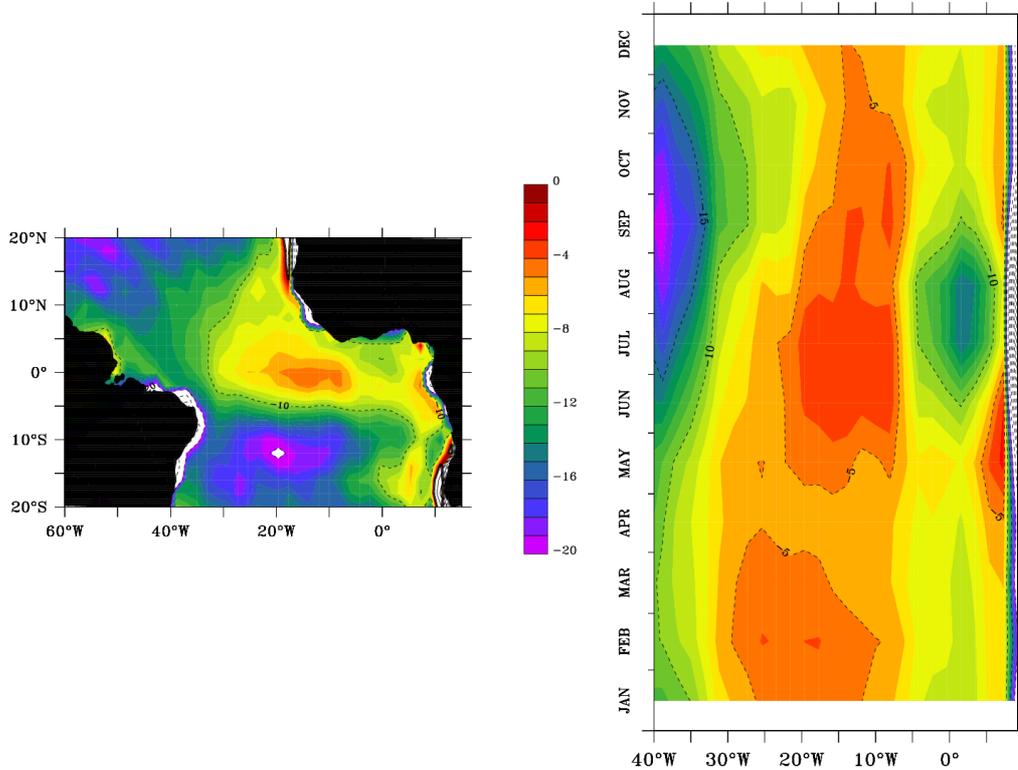


Fig.1.16 moyenne temporelle 1992-2000 (à gauche) et cycle saisonnier 1992-2000 le long de l'équateur (à droite) du flux de chaleur sensible (en W/m^2), ré-analyses NCEP.

Le flux de chaleur latente dépend du vent et du gradient d'humidité entre les basses couches atmosphériques et la surface de l'eau. Il peut être écrit comme $L_V E$ où E désigne le taux d'évaporation et $L_V=2.5 \times 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$ la chaleur latente de vaporisation de l'eau. E est habituellement calculé à partir d'une formulation du type :

$$E/\rho_a = C_E u (q_s - q_a)$$

ρ_a avec la densité de l'air, u la vitesse du vent, q_a l'humidité spécifique (masse de la vapeur d'eau par unité de masse d'air sec), q_s l'humidité spécifique à la surface océanique et C_E un coefficient sans dimension.

Le flux de chaleur latente joue un rôle particulièrement important en l'Atlantique tropical (Fig.1.15), en particulier dans ses interactions avec la SST. Cette question sera étudiée en détail dans le chapitre 5. Il est relativement faible dans la bande équatoriale comparé à ses valeurs dans le reste du bassin ($\sim -100 \text{ W/m}^2$ contre -200 W/m^2 au niveau des gyres subtropicales). Il est globalement faible le long des côtes africaines lors de la remontée des eaux froides depuis la subsurface. A l'équateur, son cycle saisonnier est marqué dans la partie Est du bassin par une augmentation progressive entre janvier et août où il atteint -140 W/m^2 . Dans la partie centrale, il est relativement constant au cours de l'année. Dans la partie Ouest, il atteint un fort maximum en septembre.

Enfin, le flux de chaleur sensible dépend de la différence de température entre les deux couches de mélange et de la vitesse du vent. Similairement au flux de chaleur latente, Q_S peut être approché par :

$$Q_S / \rho_a C_P = C_H u (T_S - T_a)$$

où $\rho_a C_P$ est la capacité de chaleur de l'air par unité de volume, C_H un coefficient sans dimension, T_S est la SST et T_a la température de l'air.

En Atlantique tropical, la valeur et les variations saisonnières du flux de chaleur sensible sont faibles (Fig.1.16), entre -20 et 0 W/m^2 , car les températures de l'eau et de l'air ne diffèrent que très peu. Sa structure spatio-temporelle est très proche de celle du flux de chaleur latente.

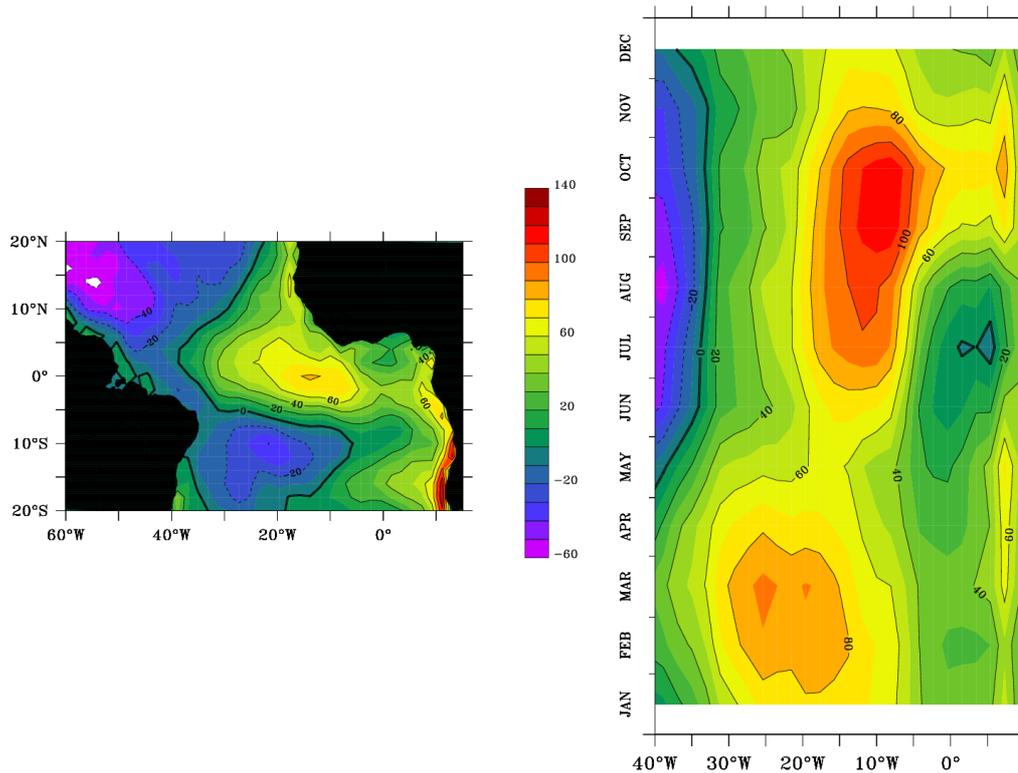


Fig.1.17 moyenne temporelle 1992-2000 (à gauche) et cycle saisonnier 1992-2000 le long de l'équateur (à droite) du flux de chaleur total (en W/m^2), données des ré-analyses NCEP.

Ainsi, le cycle saisonnier du flux de chaleur net (Fig.1.17) varie en Atlantique tropical entre $-20W/m^2$ au niveau des gyres subtropicales et $100W/m^2$ aux alentours de l'équateur. Dans la partie Est du bassin, en raison du développement de la mousson africaine au printemps boréal, le flux solaire SW arrivant à la surface de l'océan est fortement diminué, diminuant alors fortement le flux total. Les composantes principales du flux total sont le flux solaire SW incident et la perte de chaleur de l'océan par le flux de chaleur latente.

Les flux de surface actuellement disponibles sont généralement issus depuis quelques années de modèles de prévisions météorologiques comme ceux montrés dans cette section. Ces analyses ou ré-analyses proposent une estimation globale sur de longues périodes de ces flux de surface mais souffrent des imperfections liées aux paramétrisations et aux incertitudes des modèles utilisés. Notons que l'échantillonnage des observations des flux de chaleur est parfois faible et induit des incertitudes importantes pour ces flux, en particulier dans les zones où il y a peu d'observations

comme dans le GG. Nous verrons dans les chapitres 4 et 5 comment ces erreurs se répercutent sur nos simulations océaniques.

I.5.2- Les flux d'eau douce

La salinité est aussi une composante importante pour la variabilité de la couche de mélange car le flux d'eau douce induit des variations dans le champs de masse et donc dans le champ de vitesse de l'océan, même si sa contribution est assez faible comparativement à celle du flux de densité lié au flux de chaleur. L'océan échange de l'eau douce avec l'atmosphère et la surface continentale. Dans les régions tropicales, les échanges s'effectuent par l'intermédiaire des apports fluviaux, les précipitations et l'évaporation. Le flux d'évaporation est directement lié au flux de chaleur latente.

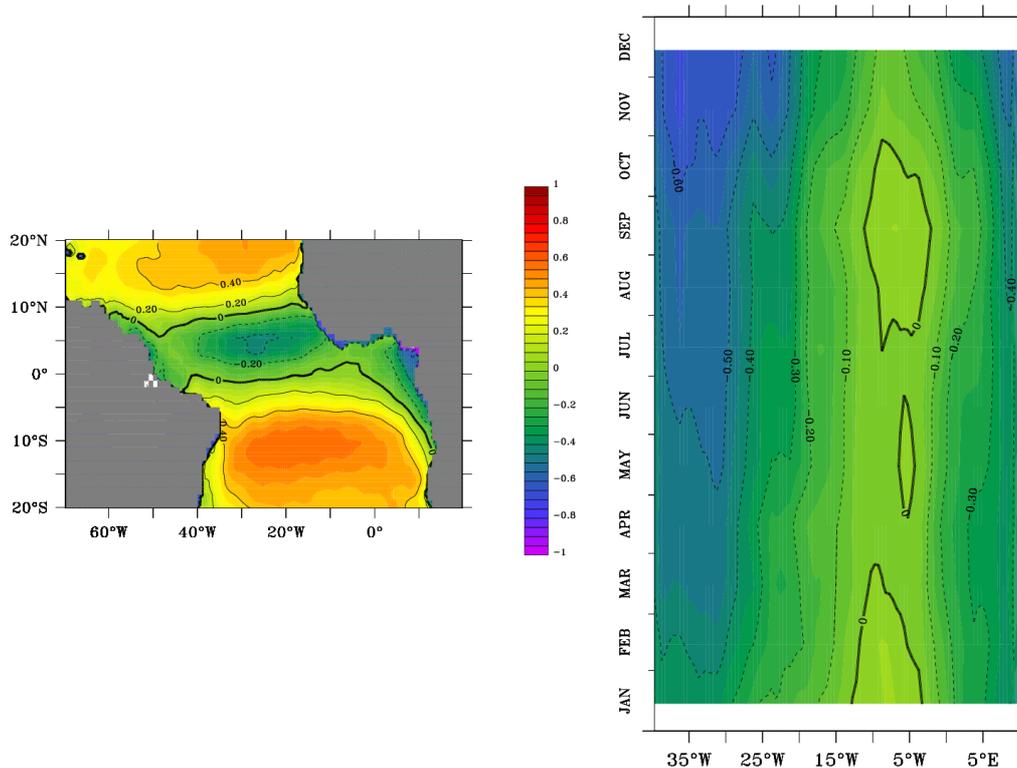


Fig.1.18 moyenne temporelle 1992-2000 (à gauche) et cycle saisonnier 1992-2000 (à droite) du bilan d'eau douce océan-atmosphère (en $10^{-4} \text{ kg/m}^2/\text{s}$), les données de précipitations et d'évaporation proviennent du produit CMAP¹, et le débit des fleuves des données de l'UNESCO².

¹ CMAP : Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation

² UNESCO: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization

Dans l'Atlantique tropical (Fig.1.18), l'océan reçoit des précipitations importantes sous l'ITCZ (bilan évaporation $-E-$ moins précipitation $-P-$ + débit de rivières $-R-$ négatif) et a un bilan (E-P-R) positif au niveau des gyres subtropicales, en lien avec la subsidence atmosphériques des anticyclones des Açores et de St Hélène. Une caractéristique importante de l'Atlantique équatorial est le fort apport d'eau douce par les fleuves Amazone dans la partie Ouest et Congo et Niger dans la partie Est (Fig.1.18). Le cycle saisonnier est assez faible à l'équateur (Fig.1.18) avec un bilan (E-P-R) globalement négatif le long de l'équateur, excepté dans la bande $15^{\circ}W-5^{\circ}W$ où le bilan (E-P-R) est positif et faible, en lien à la fois avec la variabilité de la SST et avec celle des vents.

I.6- Conclusion

Ainsi, on a vu dans ce chapitre qu'au sein du bassin Atlantique tropical, le signal de température de surface se caractérise par l'apparition saisonnière d'une langue d'eau froide dans la partie Est en été boréal. Le rôle de la SST est fondamental dans cette région du globe en raison de son influence sur le climat mais son évolution est complexe : les modifications de la SST résultent non seulement des forçages radiatifs à l'interface et de la tension de vent, mais aussi des courants (processus d'advection horizontale et verticale), du mélange, des ondes océaniques et des échanges à travers la thermocline (upwelling équatorial). Elles dépendent donc de processus océaniques locaux qui, du fait de la dynamique particulière des régions équatoriales, peuvent agir à distance. De plus, les régions équatoriales sont caractérisées par une très faible épaisseur de la couche de mélange et de la thermocline dans l'Est. Les échanges (dynamiques et thermodynamiques) entre ces deux couches s'en trouvent donc fortement favorisés. Les mécanismes verticaux (advection verticale, diffusion verticale et entraînement) qui provoquent l'intrusion des eaux de subsurface au sein de la couche de mélange sont alors à priori de la première importance. Comme les profondeurs de couche mélangée peuvent varier de 100% au cours de l'année, la pénétration des flux atmosphériques et le contenu thermique de la couche au-dessus la thermocline seront profondément modifiés.

C'est dans le GG que l'amplitude de variations de la SST est maximale. Elles s'échelonnent pour le signal diurne, saisonnier et interannuel entre respectivement 0.5°C, 5°C et 2°C. L'influence des différentes échelles et des processus en œuvre dans la couche mélangée est très difficile à estimer : les études sur l'océan superficiel à partir d'observations in-situ montrent que les bilans de chaleur sont incertains et leur fermeture problématique en l'absence de données appropriées (Weingartner et Weisberg, 1991b ; Foltz et al., 2003). Ceci peut s'expliquer par la rareté des données in-situ dans cette région et par le fait que les données satellitaires ne fournissent pas d'informations suffisantes, notamment sur la verticale. Seule une expérience de mesures dédiée à ce problème précis permettrait de le pallier.

Pour contourner cette difficulté, une approche numérique est privilégiée dans ce travail : on utilisera des simulations numériques réalistes issues du modèle OPA (Madec et al, 1998) pour comprendre les mécanismes océaniques qui régissent l'évolution de la température de surface de la mer et de la couche de mélange ainsi que leur variabilité, aux échelles saisonnières à interannuelles, en particulier en ce qui concerne les processus physiques liés à l'apparition de la langue d'eau froide dans le GG. Plus précisément, on s'attachera à répondre aux questions :

- Quel est le rôle exact des échanges océan-atmosphère sur l'évolution de la couche de mélange ?
- Quels sont les échanges entre l'océan plus profond et la couche mélangée ?
- Quels sont les processus responsables de l'upwelling équatorial et de l'établissement de la langue d'eau froide ?
- Sont-ce les mêmes mécanismes à l'échelle interannuelle ?

Le manuscrit est divisé en six parties. Il a débuté avec l'exposé des caractéristiques principales de l'Atlantique tropical. La couche de mélange où ont lieu les échanges entre l'océan et l'atmosphère, et les différents processus en œuvre sont présentés dans le chapitre 2. Dans le chapitre 3, les simulations utilisées dans cette thèse sont détaillées. Dans le chapitre 4, une configuration à haute résolution horizontale nous permet d'étudier précisément l'état moyen et le cycle saisonnier de la SST en Atlantique

tropical. Grâce à la haute résolution horizontale, l'effet des petites échelles spatiales, en particulier les ondes tropicales d'instabilité, sur le bilan de chaleur est précisé. Dans le chapitre 5, nous étudions l'équilibre des termes à l'échelle interannuelle. L'utilisation d'une autre configuration avec une formulation différente des flux de chaleur nous permet de préciser les rétroactions entre la SST et ces flux.

